

RESUMEN de la Tesis de José Gpe. Acosta Chang, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en GEOFISICA con opción en SISMOLOGIA. Ensenada, Baja California, México. Junio de 1980.

ESTUDIO DE ATENUACION DE ONDAS SISMICAS EN EL AREA DEL
TERREMOTO DE OAXACA DEL 30 DE NOVIEMBRE DE 1978.

Resumen aprobado:



Dr. Alfonso Reyes Z.

Director de tesis

Este trabajo trata de definir el comportamiento de los valores del factor de calidad de las ondas de cuerpo 'S', Q_s , respecto a la frecuencia, en la corteza de la zona de réplicas del terremoto de Noviembre de 1978 en Oaxaca. Independientemente de los valores anteriores, se obtuvieron los valores del factor de calidad para las ondas de coda, Q_c , en la misma área.

El método utilizado para la obtención de Q_s utiliza la razón entre el espectro de amplitud de la onda 'S' y el espectro de amplitud de las ondas de coda. Por medio de esta razón se eliminan los factores de fuente y de instrumento.

Se utilizó una sola estación (San Juanito) y 70 terremotos, removiéndose el efecto del patrón de radiación tomando el promedio de razones espectrales de varios eventos provenientes de diversos azimutes.

Se trabajó con datos digitales, grabados en cinta magnética, lo cual permitió calcular directamente los espectros con transformada rápida de Fourier.

Fueron ajustados los resultados a un modelo que explica la formación de las ondas de coda mediante un proceso de dispersión simple, debido a K. Aki y H. Chouet.

El rango de frecuencias trabajado fue desde 1.0 hasta 28.0 Hertz. Los valores de Q_s , así como los de Q_c , presentan una marcada dependencia de la frecuencia. Con un ajuste $Q = cF^n$, se obtuvo $n=0.93$ para las ondas 'S' y $n=0.98$ para ondas de coda. En particular los valores de Q para la onda 'S' se presentan menores que los de la onda de coda.

La atenuación intrínseca, debido a las limitaciones del modelo ajustado, no es obtenible directamente con este método. De cualquier manera, la atenuación obtenida refleja la manera en que las amplitudes de las ondas sísmicas decaen a lo largo de las trayectorias seguidas por ellas. Los valores de tal atenuación obtenidos en este trabajo, resultan ser casi independientes de la frecuencia, tanto para la onda 'S' como para las ondas de coda.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

ESTUDIO DE ATENUACION DE ONDAS SISMICAS EN EL AREA DEL
TERREMOTO DE OAXACA DEL 30 DE NOVIEMBRE DE 1978

TESIS

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios
para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta

JOSE GUADALUPE ACOSTA CHANG

Ensenada, B.C.N., Junio de 1980.

TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:

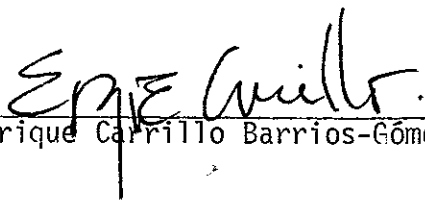
Dr. Alfonso Reyes Zamora, Director del Comité

Dr. Mario Martínez García, Miembro del Comité

M. C. Hugo Gustavo Peña, Miembro del Comité

M. C. Francisco Suárez Vidal, Miembro del Comité

Dr. Alfonso Reyes Zamora, Jefe del Departamento de Geofísica


Dr. Enrique Carrillo Barrios-Gómez, Coordinador Académico

Tesis presentada en junio 24, 1980.

DEDICATORIA

A Marina, por ser mi Madre.

A Eduardo, por ser mi Hermano.

Al Pueblo, por ser EL PUEBLO.

AGRADECIMIENTOS.

Al Dr. Alfonso Reyes Z. agradezco todos los estímulos que como asesor académico me dió, y las útiles sugerencias y discusiones que como director de tesis me proporcionó.

Al Dr. Keiiti Aki, cuyos valiosos comentarios orientaron definitivamente la dirección de esta tesis.

Al personal del CICESE que realizaron la recolección de datos en Oaxaca, en diciembre de 1978, mi agradecimiento.

Al CICESE y al CONACYT, que me apoyaron económicamente, les doy las gracias.

CONTENIDO.

	<u>Pagina</u>
I INTRODUCCION	
a) Factores que afectan la amplitud.	1
a.1) Factor de expansión geométrica.	1
a.2) Factores estructurales.	2
a.3) Factores inelásticos.	4
b) Revisión de teorías sobre Q.	6
b.1) Mecanismos físicos de atenuación.	6
b.2) Q de ondas de cuerpo.	7
c) Objetivos del trabajo.	9
 II METODO EMPLEADO.	
a) Breves consideraciones teóricas.	12
a.1) Ondas de coda.	12
a.2) Ondas de cuerpo 'S'.	20
b) Discusión del método.	20
b.1) Ecuaciones básicas.	20
b.2) Correcciones al espectro de las ondas de coda.	23
 III ANALISIS DE DATOS.	25
a) Tipos de datos.	25

b) Optimización de parámetros.	28
b.1) Elección de las longitudes de las ventanas.	28
b.2) Elección del taper.	30
c) Cálculo de espectros y ajuste al modelo.	33
d) Aplicación de las correcciones al espectro de coda.	47
 IV DISCUSION DE RESULTADOS.	 66
LITERATURA CITADA	69

LISTA DE FIGURAS.

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
1 Se muestra la propagación de rayos desde el origen (profundidad= 10Km) hasta la superficie, a través de un medio con gradientes verticales y horizontales de velocidad. Nótese la región bastante iluminada entre los 4.8 y 6.4 Kms de longitud en la superficie. Asimismo véase la zona con muy pocos arribos de energía después de los 9.5 km aproximadamente.	3
2 Se muestra la formación de una onda secundaria por medio de una heterogeneidad.	15
3 Modelo de dispersión simple: rayos dispersados por los dispersores colocados sobre una elipse.	15
4 Modelo de dispersión simple: formación de ondas de coda por la superposición de dispersiones provenientes de las heterogeneidades situadas en el espacio entre dos elipsoides.	15
5 Curva de respuesta instrumental compuesta por las contribuciones mecánica, electromagnética y filtros anti-alias.	26
6 Se muestra la posición de la estación empleada (San Juanito), respecto a la distribución de réplicas.	27
7 Gráfica del valor de la amplitud espectral de la frecuencia de resonancia de la onda S, contra la duración de la señal tomada como S. Nótese una estabilización a partir de 0.4 segundos.	31
8 Gráfica del valor de la frecuencia de resonancia contra la duración de la señal tomada como onda S. Se ve cierta estabilización después de 1.5 segundos.	31

- 9 Gráfica del valor de la amplitud espectral de la frecuencia de resonancia de la coda contra la duración de la señal tomada como coda. Se aprecia cierta estabilización después de los 4.0 segundos. 32
- 10 Valor de la frecuencia de resonancia, graficada contra la duración de la señal considerada como coda. Parece ser que hay estabilidad después de 1.0 segundos. 32
- 11 Comparación entre las respuestas de una ventana rectangular y la ventana cosenooidal empleada en este trabajo. (véase también la 11-b). Es apreciable la disminución del efecto de los lóbulos laterales en ésta última. 34-35
- 12 En las siguientes ocho páginas se muestran algunos eventos típicos de los utilizados en este trabajo (Figs. 12(b,c,...,h). Amplificada se aprecia la porción de coda empleada y así como su espectro de amplitud correspondiente, para cada evento. También se puede ver el espectro de amplitud de la onda S. 37-44
- 13 En las siguientes cinco páginas (Figs. 13b,c,d,e) se muestran los valores de los cocientes espectrales contra las distancias promediadas (datos de la III), así como las rectas ajustadas en el sentido de los mínimos cuadrados. Existe una gráfica de este tipo para cada frecuencia. 49-53
- 14 Aquí se muestra el valor de Q de onda S como función de la frecuencia. 55
- 15 Las siguientes ocho páginas muestran los valores de corrección para los espectros de coda, como función del tiempo desde el origen (Figs. 15b,c,...,h). Las líneas continuas representan los ajustes, con mínimos cuadrados, de esos valores de corrección. 57-64
- 16 Valores de Q de coda graficados contra la frecuencia. Notese que Q_c aumenta con la frecuencia. 65

LISTA DE TABLAS.

Tabla

Página

I Diagrama de flujo de Select.

29

II Diagrama a bloques para la obtención de Qs.

45

III En la primera columna se dan los valores promediados de distancia. Para cada distancia se dan los cocientes espectrales para cada una de las frecuencias trabajadas; estas frecuencias aparecen indicadas en la fila superior.

48

IV En la primera columna se da la frecuencia y en la segunda y tercera los valores correspondientes de Qc y Qs, respectivamente. Las cuarta y quinta columnas contienen los parámetros que ajustaron las rectas de las s 13.

54

ESTUDIO DE ATENUACION DE ONDAS SISMICAS EN EL AREA DEL
TERREMOTO DE OAXACA DEL 30 DE NOVIEMBRE DE 1978.

1 INTRODUCCION.

Qué sucede con la amplitud de las ondas sísmicas entre el instante en que se generan y el otro en que se registran?

En Sismología de terremotos nunca observamos directamente lo que sucede en la fuente, sino que las observaciones las hacemos a cierta distancia y por medio de instrumentos. Los factores que afectan a una onda sísmica, desde su fuente hasta su registro, pueden agruparse en los siguientes tres tipos (Rath, 1974)

1).-Factores de Fuente, los cuales incluyen las funciones de tiempo y espacial de la fuente, la magnitud, geología local, campo de esfuerzos, reverberaciones, etc.

2).-Factores de trayectoria, que incluyen absorción y 'scattering', reflexión, refracción y difracción, dispersión, interferencia y expansión geométrica.

3).-Factores de recepción, éstas incluyen reverberación y otras interacciones de ondas, como señal con ruido y efectos de resonancia, en la geología local. Los instrumentos de detección y grabación constituyen el último factor afectante de la forma y contenido de la señal sísmica.

En el presente estudio se utilizó un método de cocientes espectrales, en una sola estación, lo cual elimina muchos de los efectos de los factores antes mencionados, principalmente los de fuente y recepción. Por tanto, a continuación desglosaremos algunos de los factores cuyos efectos son de gran importancia en este trabajo.

a. 1). - Factor de expansión geométrica, G. El principio de Huygens establece la creación de una fuente de energía en cada punto tocado por una onda. Esto implica la creación y propagación de frentes de onda cuya energía debe distribuirse en áreas cada vez mayores. Es necesario establecer entonces una expresión que indique la manera en que decrece la densidad de energía en función de la distancia viajada por el

frente de onda.

Considerando una tierra plana y velocidad media constante, la expansión geométrica queda suficientemente representada (Ben-Menahem y Singh, 1972) por:

$$G = 1/D.$$

(1)

a.2). - Factores estructurales.

Los efectos que la estructura geológica imprime en las amplitudes de las ondas sísmicas detectadas en la superficie han sido eficazmente analizadas con la Teoría del Rayo.

Estos efectos estructurales tienen gran influencia en los estudios de atenuación como el presente. En la Figura 1 se reseñan los resultados obtenidos por C. Trasloceros (1979, comunicación personal) en un ejemplo de este efecto. Se aprecia en ella la variación de la amplitud a lo largo de un perfil sobre una zona con velocidad inhomogénea.

Si se considera que la energía sísmica viaja a través de los materiales terrestres a lo largo de trayectorias (rayos) perpendiculares a los frentes de onda, es posible cuantificar las curvaturas y desviaciones que sufren esos rayos por la presencia de heterogeneidades laterales y verticales en la velocidad sísmica. La presencia de una zona con velocidad anómala puede provocar que los rayos sean enfocados en una dirección particular, originando una concentración de energía, que es detectada en la superficie como un arribo de amplitud muy grande. Estos enfocamientos por supuesto que provocan también zonas de 'sombra', es decir que en la superficie habra regiones donde se registren amplitudes muy bajas.

La difracción producida por las esquinas de bloques fallados también acusan efectos similares.

El paso de los rayos desde una zona de roca firme hacia otra de sedimentos no consolidados o intemperizados (arenas, gravas, conglomerados, etc.) produce una amplificación en las amplitudes.

Si se tuviesen varias estaciones distribuidas sobre una región estructuralmente compleja, las amplitudes correspondientes a un mismo terremoto, registradas en las estaciones, serían diferentes: aún después de corregir por instrumento y expansión geométrica, las amplitudes seguirían siendo diferentes por motivos estructurales. Esto podría confundirse con efectos de atenuación intrínseca de los materiales rocosos o complejidades de la fuente o factor de

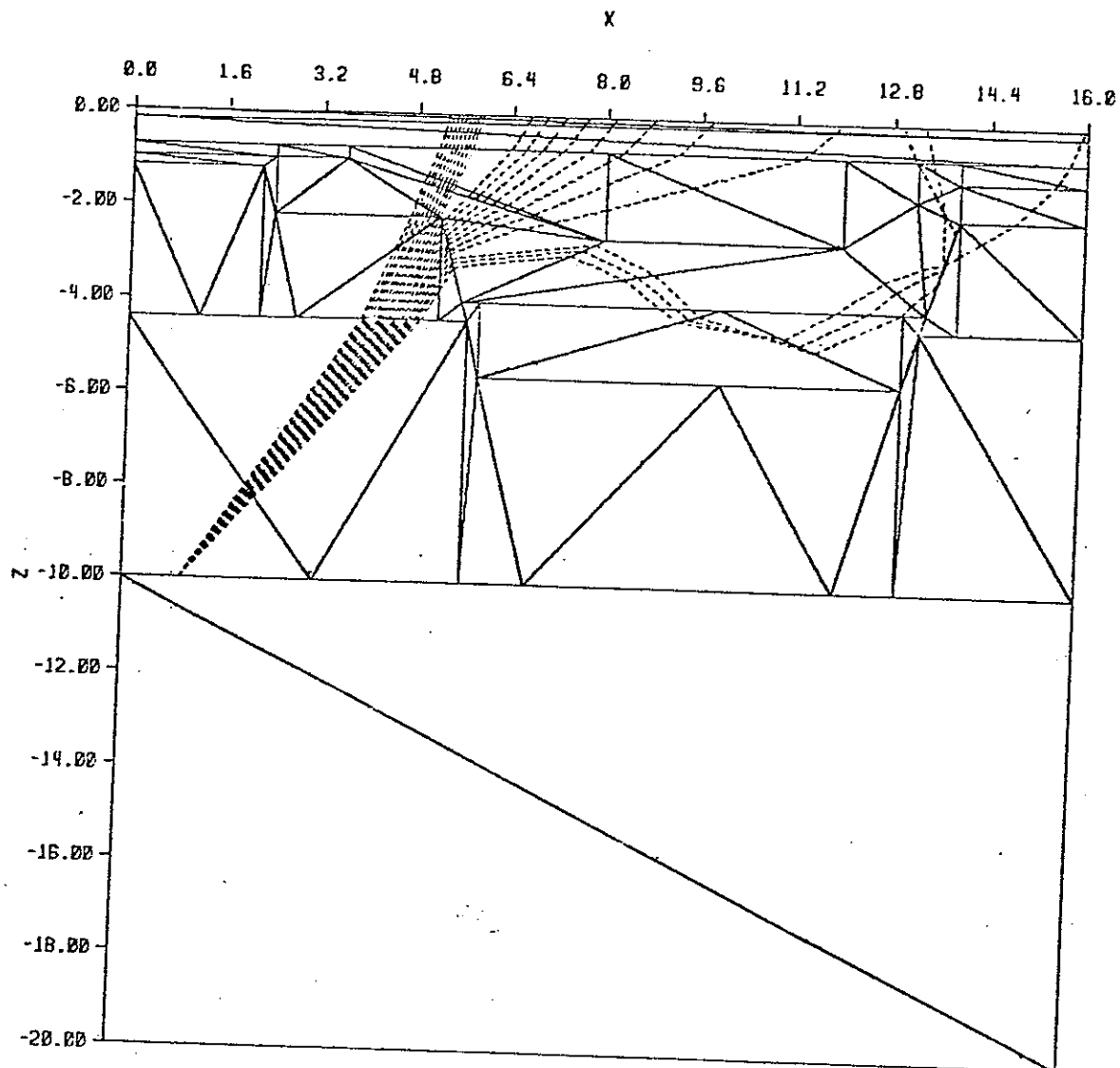


Figura 1. Se muestra la propagación de rayos desde el origen (profundidad= 10Km) hasta la superficie , a través de un medio con gradientes verticales y horizontales de velocidad. Nótese la region bastante iluminada entre los 4.8 y 6.4 Kms de longitud en la superficie. Asimismo véase la zona con muy pocos arribos de energía después de los 9.5 km aproximadamente.

fuentes, si no se han eliminado éstos.

Emplear una sola estación y registrar en ella diferentes terremotos nos coloca en la misma incertidumbre.

En el presente trabajo se emplea un método basado en el anterior esquema (una sola estación) y para tratar de eliminar los efectos de estructura (efectos por sitio cercano) se han debido hacer algunas asunciones fuertes, basadas en resultados empíricos, mismas que se describen más adelante.

a.3). - Factores inelásticos. Aún cuando las ondas sísmicas tengan pequeñas amplitudes, la propagación de ellas a través de los materiales terrestres no es perfectamente elástica. Existe cierta disipación de energía por medios inelásticos no lo suficientemente claros aún. Esto último quiere decir que deberemos valernos de cierto parámetro que no dependa de un mecanismo físico detallado, por medio del cual se haya atenuado la energía.

Parámetro de tal naturaleza lo constituye el factor de atenuación específica, Q , que mide la pérdida fraccional de energía en cada ciclo, éste es:

$$2\pi Q^{-1} = \Delta E / E \quad (2)$$

donde ΔE = cantidad de energía disipada por ciclo de una excitación armónica en un cierto volumen. E = energía pico dentro del mismo sistema, en el mismo volumen.

Al factor Q se suele conocerlo en sismología como 'factor de calidad'.

Por otro lado definiremos, siguiendo a Futterman (1962), el 'coeficiente de absorción' $\alpha(\omega)$ de la amplitud de una onda plana como sigue:

La solución a la ecuación de onda $\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 U}{\partial R^2}$ en términos de una onda plana es:

$$U(R, T) = U_0 \exp\{iKR\} \exp\{-i\omega t\} \quad (3)$$

Solución que representa una perturbación propagándose en la dirección general R , como un plano perpendicular a R . donde $K(\omega) = k(\omega) + i \alpha(\omega)$ es la constante de propagación

compleja. $k(W)$ = coeficiente de fase y $\alpha(W)$ = coeficiente de absorción, éste último tomado positivo para asegurar que la energía es perdida por la onda en el medio.

$$\text{Entonces } U(R,t) = U_0 \exp\{-\alpha R\} \exp\{i(kR - \omega t)\} \quad (4)$$

Ahora busquemos una relación entre Q y α . Tomemos una onda del tipo expresado por la ecuación (4) en los tiempos t_1 y t_2 , con amplitudes U_1 y U_2 respectivamente y apliquemos la ecuación (2). Por definición de Q tendremos que $t_1 - t_2 = T = 1/f = 2\pi/\omega$.

Con el movimiento de partículas se asocian dos tipos de energía: Cinética (K) y Potencial (P), tal que la energía total (E) en el sistema será: $E = K + P$. La energía Cinética por unidad de volumen es $K = \frac{1}{2} \rho \dot{U}^2$ (ρ = densidad, U = desplazamiento) y la energía potencial, de acuerdo a la ecuación de onda

$$\mu \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2}$$

será:

$$P = -\mu \int_0^U \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} dU$$

Si consideramos un desplazamiento armónico $U = A \cos(Kx - \omega t)$, e integramos sobre un período las expresiones de K y P , obtenemos (Officer, 1974):

$$K = P = \frac{1}{4} \rho \omega^2 A^2$$

$$\text{Luego: } U = K + P = \frac{1}{2} \rho \omega^2 A^2$$

De acuerdo al resultado anterior, podemos expresar la energía de una oscilación armónica como una función directa del cuadrado de la amplitud del desplazamiento. Por tanto, con (2):

$$Q^{-1} = \frac{\Delta E}{E} = \frac{(U_1^2 - U_2^2)}{U_1^2}$$

$$Q = \frac{1 - \exp(4\pi\alpha V/\omega)}{2\pi}$$

$$\text{Expandiendo } \exp(-4\pi\alpha V/\omega) = 1 - \frac{4\pi\alpha V}{\omega} - \frac{(4\pi\alpha V/\omega)^2}{2} - \dots$$

y tomando sólo el término de primer orden, tenemos:

$$Q(W) = W/2 \alpha(W) V$$

(5)

De la ecuación anterior se desprende que Q será, en general, dependiente de la frecuencia, con una potencia de acuerdo al comportamiento del coeficiente de absorción $\alpha(W)$.

b). - REVISION DE TEORIAS SOBRE Q .

b.1). - Antes de repasar los comportamiento de Q en las ondas de cuerpo tal como hasta esta fecha han sido reportados en la Bibliografía, conviene mencionar someramente los principales mecanismos físicos que han sido propuestos como explicaciones a la atenuación inelástica de ondas sísmicas.

Jackson y Anderson (1970) presentan una buena revisión de mecanismos físicos para la atenuación.

Mientras que las propiedades elásticas de los sólidos son controladas principalmente por las fuerzas de la red cristalina y son casi independientes de la temperatura. La inelasticidad puede relacionarse a las características físicas y termodinámicas de los sólidos; en particular a las impurezas en la estructura del sólido o de la estructura cristalina, éstas a su vez influenciadas por la conductividad térmica, tamaño de granos, concentración y movilidad de las impurezas, rapidez de difusión y los relativamente débiles enlaces interatómicos e interimpurezas en las fronteras de los granos. Muchos de los mecanismos, entonces, son procesos térmicamente activados que dependen por tanto muy fuertemente de la temperatura y un poco de la presión.

Mecanismos de Histéresis estática. - Presentes cuando el esfuerzo provoca un cambio en el sólido que no es reversible con la reversion del esfuerzo (como el calor friccional o fracturamiento). Q resulta no lineal y en muchos casos independiente de la frecuencia. Puede darse atenuación de este tipo en dos casos: 1) Fricción por deslizamiento a lo largo de fracturas, presente sólo a bajas presiones ya que a presiones mayores de 10 Kb las fracturas están cerradas en los materiales secos, y en los que contienen fluidos no se produce atenuación por fricción. Este tipo de atenuación no puede existir en el manto (por las altas presiones existentes allí). 2) Desatoramiento de dislocaciones por esfuerzos de corte.

Mecanismos de relajación. - Estos procesos debilitan el

7
esfuerzo instantáneo ocasionando una Q lineal y dependiente de la frecuencia. Ocurren cuando el esfuerzo cambia alguna condición en el sólido que es reversible con el esfuerzo. En cierto tiempo durante la aplicación del esfuerzo, la energía es absorbida y es liberada un poco tiempo después, llamándosele 'tiempo de relajación' al tiempo gastado en ese intercambio, tiempo que causa un desfase entre la deformación y el esfuerzo aplicado. Este mecanismo depende de la temperatura y de la presión.

Entre los mecanismos de relajación cabe mencionar: fricción interna termoelástica (sólo presente a frecuencias mayores de 10 Hz): Relajaciones en sistemas que sufren cambios de fase de sólido-líquido o sólido-sólido, pequeños esfuerzos pueden inducir una reacción de una fase a otra, causando relajación del esfuerzo: Relajaciones en las fronteras de los granos, se supone que es causado por el corrimiento o remoción de impurezas dentro de cierta capa viscosa en las fronteras de los granos, es muy importante en materiales policristalinos por lo que se cree constituye un proceso común en el manto.

Mecanismos viscosos. - El principal proceso es el llamado en la literatura inglesa 'Internal friction background', producido a altas temperaturas y se atribuye a la creación de vacíos y difusión. La Q se incrementa con la temperatura, es función inversa de la frecuencia y en los especímenes policristalinos es mucho mayor.

Atenuación por fundimiento parcial. - Walsh(1968) hizo un estudio teórico de esta atenuación y mostró que Q es directamente proporcional a la frecuencia cuando el material fundido está en forma de película delgada sobre los granos: cuando el material fundido está en forma de bolsas esféricas la dependencia es $1/W$.

Los mecanismos anteriormente descritos involucran factores de calidad que dependen de distinta manera de la frecuencia. Pudiese ser que la combinación de varios de estos mecanismos provoquen la atenuación observada, en tal caso la dependencia de Q en la frecuencia deberá ser también una combinación.

b.2). - Q de ondas de cuerpo. No existe un método exacto de cálculo para detectar atenuaciones. El análisis espectral es la aproximación más natural al problema y las técnicas de ecualización son las más empleadas, aunque en un sentido estricto todos los métodos de ecualización son imperfectos. Todos ellos están mas o menos cargados con asunciones simplificadoras, las cuales son necesarias para

conseguir algunos resultados numéricos (Bath, 1974).

Durante mucho tiempo la principal asunción que se hizo, con el ánimo de obtener valores numéricos de atenuación, fue la de suponer al factor de calidad independiente de la frecuencia. Tal suposición se apoyó en resultados experimentales de laboratorio, a altas frecuencias, con materiales homogéneos y con algunas muestras rocosas, los cuales mostraban valores de Q independientes de la frecuencia en muy variados rangos.

Los artículos de Born (1941), Ewing y Press (1954), Collins y Lee (1956), Knopoff y McDonald (1958), McDonald et al (1958) y Knopoff (1964) presentan gran cantidad de tablas y gráficas con resultados de laboratorio con las cuales intentan apoyar sus ideas de Q constante con la frecuencia.

Desde hace ya bastante tiempo, Born (1941), se sabe que la presencia de una fase líquida modifica en gran medida los valores de atenuación. Born notó una creciente dependencia de Q en la frecuencia al aumentar el contenido de agua en muestras de arenisca. Un poco después, Pinkerton (1947) demostró que para el caso del agua la Q es proporcional a la primera potencia de W .

Más recientemente se han hecho esfuerzos para entender el comportamiento de Q con la saturación de los materiales rocosos, (Murphy, 1980, Walls y Murphy, 1980), encontrándose que el valor de Q es dependiente de la saturación y directamente proporcional a la presión efectiva (presión confinante menos presión de poro), para las ondas 'S' en muestras de laboratorio.

Cuando se trata de materiales parcialmente fundidos aparecen complicaciones adicionales. La atenuación en este caso involucra contribuciones de ambas fases (sólida y líquida), por tanto deberíamos esperar que Q fuese proporcional a W , reflejo de la fase líquida, pero Walsh (1968) refiere muchos artículos que reportan una Q para materiales parcialmente fundidos que se comporta inversamente proporcional a la frecuencia.

Podría ser que los mecanismos de laboratorio que muestran una Q constante se deban a la homogeneidad de los materiales analizados. En una escala geológica real, los materiales rocosos contienen impurezas, fluidos intersticiales, fisuras, grietas, y en algunas regiones están parcialmente fundidos. Recordemos que los mecanismos físicos que antes se anotaron involucran algunas de estas características y producen Q dependientes de W . Asimismo, ya se dijo como afecta la presencia de fases líquidas en el comportamiento de Q . Por todo esto bien podría pensarse que

la Q de los materiales terrestres debería tener cierta dependencia en la frecuencia, a pesar de los resultados negativos de laboratorio.

Han sido realizados varios estudios de atenuación, incluso en años muy recientes, bajo la asunción de Q constante: estudios de atenuación en el manto (Teng, 1968), delimitación de zonas parcialmente fundidas (Solomon, 1973, 1976) y estudios de áreas geotérmicas (Majer y McEvilly, 1977). En la mayoría de los casos, especialmente en los dos últimos tipos de estudios citados, sólo se pretende delimitar áreas de atenuación anómala. ésto es, se quiere saber si alguna región presenta mayor o menor atenuación que la circundante, sin importar en gran manera el valor numérico real del factor Q . Desde tal punto de vista resulta comprensible la suposición de Q constante, de cualquier manera los resultados que se han venido presentando en esos trabajos serán válidos para la ventana espectral trabajada.

En 1969, Fedotov y Boldyrev presentaron un trabajo sobre la dependencia de Q en W para la región de las Kuriles, con ondas de cuerpo, supusieron un comportamiento para el coeficiente de absorción como

$$\alpha = 1 \text{ } K F^m \quad (6)$$

$$Q \propto F^n \quad (7)$$

donde $n = 1-m$

Encontrando para n un valor promedio de 0.6. Rautian y Khalturin (1968) utilizaron el análisis espectral de ondas de coda para obtener el coeficiente $n = 0.5$ en la expresión (7) para la región de Garm, Asia Central.

También Aki (1978), obtuvo un valor de $n = 0.8$ para una región del Japón, utilizando asimismo ondas de coda.

c) OBJETIVOS DEL TRABAJO.

Las propiedades elásticas de los sólidos han sido los principales objetivos de la Sismología observacional desde su inicio. Estas propiedades proporcionan información sobre la composición y densidad y a través de ésta última también sobre la presión, temperatura, efectos de sólido-solución y polimorfismo.

Avances recientes en Sismología han hecho posible medir la atenuación de ondas sísmicas superficiales y de cuerpo a

diferentes frecuencias. Interpretados adecuadamente esas mediciones pueden revelar las propiedades 'inelásticas' de la tierra como función de la frecuencia y profundidad. Es pues, importante para los Geofísicos de la tierra sólida interpretar la atenuación de ondas sísmicas adecuadamente y derivar tanta información como sea posible para complementar las mediciones de las propiedades elásticas.

Sobre ésta última corriente, se advierte que es necesaria mucha investigación para conseguir una teoría general que logre explicar todos los resultados experimentales logrados hasta ahora.

Existe a la fecha poco conocimiento firme sobre los mecanismos de atenuación de las ondas sísmicas, la dependencia de la atenuación con la profundidad y con la frecuencia y sobre las variaciones regionales de la atenuación.

Se ha avanzado en la medición e interpretación de datos para frecuencias menores de 1 Hz., pero el progreso ha sido lento para frecuencias mayores de ésta, a causa de la dificultad en aislar los efectos de atenuación en la amplitud de varios efectos de heterogeneidad compleja del medio terrestre (Aki, 1978).

Recientemente se han puesto a punto métodos que subsanan gran parte de las dificultades que impedían el estudio de la atenuación en frecuencias mayores que 1 Hz. (Aki, 1978, Rautian y Khalturnin, 1978). En este estudio hemos hecho uso de esos métodos con los propósitos que a continuación se exponen:

1).- Obtención de valores para Q de ondas de coda y de cuerpo en el área de las réplicas del terremoto de Oaxaca de Noviembre de 1978. De acuerdo a la distribución en profundidad de los focos de las réplicas (0. y 40. Km) es de esperarse que los valores de atenuación obtenidos con tales datos reflejen las propiedades inelásticas de la corteza en esa región y sean un promedio tanto vertical como horizontal.

Será necesario comparar esos valores de atenuación con los de otras regiones ya estudiadas, con el ánimo de apreciar las características regionales de este parámetro.

2).- Delinear la posible dependencia de Q en la frecuencia. Para lograrlo se calcularon los valores de Q para varias frecuencias en forma independiente cada una de ellas. Se eligieron las siguientes frecuencias: 1.0, 1.5,

2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 8.0, 9.0, 11.0, 12.0, 13.0, 14.0,
20.0, 28.0

Se tratará de encontrar el valor del exponente n de la ecuación (7) y compararlo con los reportados hasta ahora.

3).- Buscar evidencias sobre la naturaleza de las ondas de coda. Esto se espera poder lograrlo analizando el comportamiento del factor de calidad con la frecuencia, así como de la comparación de las Q de coda y de ondas de cuerpo.

4).- Acercarse a la comprensión de los mecanismos físicos de la atenuación.

11 METODO EMPLEADO.

a) BREVES CONSIDERACIONES TEORICAS.

a.1). - Ondas de Coda.

La necesidad de estudiar las ondas sísmicas de alta frecuencia (mayores que 1 Hz) para aprovechar su sensibilidad a los detalles de la fuente sísmica y de la estructura terrestre, hizo que los sismólogos empezaran a estudiar detenidamente las ondas de coda, desde un punto de vista estadístico, ya que los tratamientos determinísticos y numéricos (diferencia finita y elemento finito) resultan prohibitivamente complejos.

El tratamiento estadístico más exitoso es el presentado por Aki(1969), Aki y Chouet(1975), Tsujiura(1978), Rautian y Khalturin(1978), de cuyos trabajos resumimos los resultados que suscitadamente se expondrán a continuación.

La formación de las ondas de coda puede ser analizada en base a dos modelos extremos: Modelo de Dispersión Primaria Simple y Modelo de Difusión.

Ambos modelos suponen un medio que contiene dispersores distribuidos al azar, pero homogéneamente.

Cualquier proceso que pretenda ser el causante de las ondas de coda, debe explicar satisfactoriamente una serie de características observadas por varios investigadores en esa porción del sismograma. Las características son las siguientes:

1).-El contenido espectral del registro de un terremoto depende fuertemente de la naturaleza de la trayectoria de la onda, desde la fuente a la estación, así como de la distancia total recorrida. La diferencia en espectro entre estaciones, sin embargo, disminuye en la parte posterior del sismograma, desapareciendo en la coda (Aki, 1956, 1969)

2).-Para los terremotos locales (distancia epicentral menor de 100 kms.) la duración total del sismograma es aceptablemente independiente de la distancia epicentral y del azimut.

3).-El espectro de las ondas de coda de diferentes terremotos locales decae como una función exponencial del

tiempo (medido desde el tiempo de origen del terremoto), siendo independiente tanto de la naturaleza de la trayectoria seguida por la onda, como de la distancia recorrida (Aki, 1969, Aki y Chouet, 1975, Chouet, 1976).

4). - Asimismo, la anterior dependencia con el tiempo, es indiferente a la magnitud del terremoto, al menos para magnitudes menores que seis (Aki, 1969, Aki y Chouet, 1975, Chouet, 1976).

5). - La excitación de las ondas de coda depende de la geología local alrededor de la estación, la amplitud del ruido ambiente del terreno se comporta de igual manera. Si medimos la duración total de un evento como el tiempo desde la onda 'P' hasta que la relación señal/ruido alcance un valor establecido, entonces por lo que se ha dicho antes, la duración total de los registros será independiente de la geología local (Aki, 1969).

6). - Las ondas de coda no son ondas planas provenientes del epicentro (Aki et al, 1958).

Entre mayor es la distancia viajada por las ondas sísmicas, tanto mayor es la variedad de heterogeneidades que encuentran. Por tanto, La porción mas tardía de un sismograma, la coda, puede ser considerada como el resultado de algun tipo de promedio sobre muchas muestras de heterogeneidades, lo cual sugiere un tratamiento estadístico en el cual un número pequeño de parámetros puede caracterizar las propiedades promediadas del medio heterogeneo (Aki y Chouet, 1975)

El modelo de dispersión simple considera que la coda está formada por la superposición de señales dispersadas hacia atrás por fuentes discretas de dispersión. Cada señal es causada por un dispersor simple en ausencia de los demás. Se presume que los dispersores causantes de las ondas de coda están distribuidos uniformemente aunque azarosamente en el espacio.

Este modelo de dispersión simple se considera como un proceso débil, tal que la pérdida de energía de las ondas primarias, así como la dispersión múltiple, pueden ser ignoradas. Desafortunadamente, en forma estricta, la ley de conservación de la energía es violada con esta suposición.

Consideremos a una onda primaria (proveniente directamente de la fuente): la naturaleza de esta onda, observada en una estación dependería de la estructura

terrestre a lo largo de la trayectoria. Sin embargo, conforme avanza la onda primaria va encontrando heterogeneidades, a partir de las cuales se generan ondas secundarias, que eventualmente arribarán a una estación, ver Figura 2.

De acuerdo al modelo de dispersión simple, la porción de coda en el intervalo $T + \Delta T$ (T =tiempo desde el origen) en un sismograma estará formada por la superposición de todas las ondas secundarias que arriban en ese intervalo de tiempo a la estación registradora.

Recalquemos que sólo se consideran en este modelo a las dispersiones simples, proveniente cada una de un dispersor o heterogeneidad particular. Por tanto, todas las ondas secundarias que arriban al mismo tiempo T , a una misma estación, debieron ser dispersadas en las heterogeneidades distribuidas sobre un elipsoide cuyos focos son la fuente y la estación, y cuyo eje mayor tiene una longitud igual a VT (V =velocidad de propagación), la Figura 3 muestra el elipsoide mencionado proyectado en un plano (elipse).

De la Figura es fácil observar que cada segmento de coda es un promedio de los rayos que salen de la fuente en todas las direcciones y que arriban a la estación también de todas las direcciones. Esto promedia los efectos del patrón de radiación y de estructura local, tanto en la fuente como en la estación.

Entonces la forma de onda de coda comprendida en el intervalo $(T, T+\Delta T)$ del sismograma estará representando la suma de todas las ondas secundarias originadas en los dispersores distribuidos entre los elipsoides de ejes mayores VT y $V(T+\Delta T)$ (Fig. 4).

Este modelo de dispersión simple explica satisfactoriamente las características de las ondas numeradas antes, tales como la independencia del contenido espectral del azimut.

Si se registra un terremoto en dos estaciones diferentes, los intervalos $(T, T+\Delta T)$ de los sismogramas estarán producidos por unas regiones elipsoidales, las cuales conforme aumente el tiempo T , se irán traslapando, además de que al aumentar T , será mayor el número de heterogeneidades que contribuyan a formar las señales recibidas en los intervalos $(T, T+\Delta T)$. Esto explicaría la semejanza entre las porciones finales de los sismogramas en diferentes estaciones.

Simplifiquemos un poco el análisis del modelo de dispersión simple. Consideremos a la esfera como una

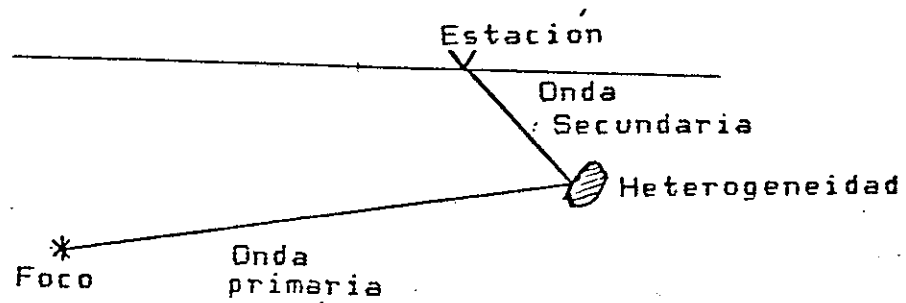


Figura 2. Se muestra la formación de una onda secundaria por medio de una heterogeneidad.

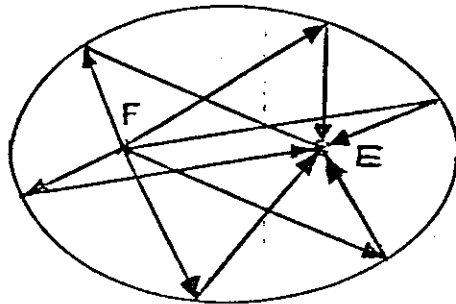


Figura 3. Modelo de dispersión simple: - rayos dispersados por los dispersores colocados sobre una elipse.

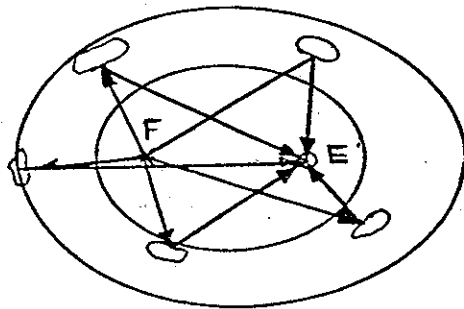


Figura 4. Modelo de dispersión simple: formación de ondas de coda por la superposición de dispersiones provenientes de las heterogeneidades situadas en el espacio entre dos elipsoides.

elipse con excentricidad igual a 1, entonces tendremos al foco y a la estación en el mismo punto, de tal manera que un radio, R , representa tanto la distancia foco-dispersor, como la distancia dispersor-estación. La simplificación anterior es válida para una porción de la coda a un tiempo lo suficientemente grande como para considerar que las distancias foco-dispersor y dispersor-estación son mucho mayores que la distancia foco-estación.

Consideremos que en el espacio situado entre las esferas de radios R y $R + \Delta R$ existe una distribución aleatoria pero uniforme de dispersores, caracterizada por una densidad volumétrica σ . El número total de dispersores dentro del espacio $(R, R + \Delta R)$ será entonces

$$N(R) = 4\pi\sigma R^2 \Delta R \quad (8)$$

Cada uno de los $N(R)$ dispersores contribuirá con una señal para crear la forma de la onda de coda registrada entre los tiempos T y $T + \Delta T$, donde:

$$T = \frac{2R}{V}$$

(9)

$$\Delta T = \frac{2\Delta R}{V}$$

Donde V = velocidad de propagación.

Llamemos $\phi(W/R)$ a la componente W de la transformada de Fourier del desplazamiento de la contribución proveniente del dispersor situado a la distancia R .

Tenemos interés en conocer la cantidad total de energía que arriba a la estación, proveniente de la región $(R, R + \Delta R)$. Sabemos que una manera de cuantificar la energía es con el cuadrado de la amplitud de una señal; $|F(t)|^2$. Por el teorema de Parseval, podemos utilizar también la densidad espectral de potencia $P(W/t)$ (espectro de potencia), de tal manera que la cantidad total de energía que se registra entre

los tiempos T y $T + \Delta T$ será

$$\begin{aligned} P(W/t) * \Delta T &= \sum |\phi(W)|^2 = N(R) * |\phi(W/R)|^2 \\ &= |\phi(W/R)|^2 * 4\pi R_n^2 \Delta R \end{aligned} \quad (10)$$

Donde R_n es la distancia entre la estación y el 'n' dispersor.

Ahora bien, $\phi(W/R)$ consiste de las funciones de fuente $F(W)$ (foco) y de $d(W)$ (dispersor), modificadas por el factor de expansión geométrica, el cual en campo lejano se comporta como $1/R^2$, (ondas de cuerpo) y también modificadas por la atenuación anelástica, misma que representaremos por el factor de calidad (Q) ya discutido en el capítulo I. Entonces podemos escribir:

$$\begin{aligned} \phi(W/R) &= F(W)d(W) \frac{1}{R^2} \text{EXP}(-WT/2Q) \\ \phi(W/R) &= B(W) \frac{1}{R^4} \text{EXP}(-WT/Q) \end{aligned} \quad (11)$$

Sustituyendo (9) y (11) en (10) obtenemos:

$$P(W/T) = B(W)^2 8\pi\sigma V^{-1} T^{-2} \text{EXP}(-WT/Q) \quad (12)$$

Donde $B(W)^2$ representa tanto la fuente de ondas primarias como secundarias.

En el caso de ondas superficiales, el factor de expansión geométrica cae como $1/R$, luego:

$$P(W/t)^2 = B(W)^2 2\pi\sigma T^{-1} \text{EXP}(-WT/Q) \quad (13)$$

En forma general:

$$P(W/t) = S(W)^2 T^{-m} \text{EXP}(-WT/Q) \quad (14)$$

Donde $m=2$ para ondas de cuerpo
 $S(W)^2 = B(W)^2 8\pi\sigma V$
 $m=1$ para ondas superficiales.
 $S(W)^2 = B(W)^2 2\pi\sigma$

El espectro de amplitud lo obtenemos a partir de (14) y nos queda:

$$A(W/T) = S(W)T^{-a} \text{EXP}(-WT/2Q) \quad (15)$$

Donde $a=1$ para ondas de cuerpo

$a=1/2$ para ondas superficiales.

Debe notarse que en la expresión (11) se han despreciado las pérdidas de energía por el proceso mismo de dispersión y por las dispersiones múltiples, por tanto el factor de calidad Q no únicamente cuantifica la atenuación intrínseca pero también las pérdidas de energía mencionadas.

El resultado mas relevante de estos estudios consiste en la aserveración de que la amplitud espectral de las ondas de coda no depende de la distancia epicentral ni de la trayectoria directa, lo cual está apoyado por la observación experimental de que la forma de la envolvente de la coda es únicamente función del tiempo desde el origen.

Modelo de difusión. - El proceso de difusión, incluyendo un término de disipación lineal, puede expresarse mediante una ecuación que si observa el principio de la conservación de la energía:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = DV^2 E - \frac{W}{Q} E \quad (16)$$

Donde $E = E(x, t, w)$ es la energía sísmica por volumen unitario dentro de una banda unitaria de frecuencia centrada en w . D es la difusividad.

El término $(W/Q)E$ representa la atenuación inelástica y por tanto, Q es el factor de calidad intrínseco, sin tener incluido ningún otro efecto.

En términos de la densidad espectral de potencia, la solución de la ecuación (16), obtenida por Chouet(1976), es la siguiente:

$$P(W/T) = \frac{Z(W)}{9W^2(4DT)^{3/2}} \text{EXP}(-WT/Q) \quad (17)$$

Donde $Z(W)$ es la energía sísmica total generada por la fuente del terremoto dentro de la banda unitaria de frecuencia centrada en W .

La ecuación (17), similar a la ecuación (15) del modelo de dispersión simple, incluye al tiempo T con una potencia $-3/2$, valor que parece ser intermedio entre los valores obtenidos en el modelo de dispersión simple (-1 y -2).

Es posible relacionar este proceso de difusión con el proceso de dispersión de ondas, mediante el coeficiente de difusividad D , obtenido por Dainty et al (1974):

$$D = VL/3 \quad - - - - - (18)$$

Donde V = velocidad de propagación de las ondas y L es la distancia viajada por la onda primaria, sobre la cual la energía es reducida a $\text{EXP}(-1)$ mediante la dispersión.

En la bibliografía aparece una visión física del proceso, la cual se consigna a continuación: "parece que conforme las ondas primarias avanzan, van dejando tras de ellas una región con energía dispersada, la cual rápidamente se homogeneiza dentro de esa región a causa de la alta difusividad. El decaimiento en la amplitud de la coda observada en la región dependerá de la cantidad de energía introducida en la región, de la rapidez en el crecimiento del volumen de la región y del régimen de pérdida intrínseca de energía (conversión a calor). La cantidad de energía introducida en la región depende del desarrollo de la amplitud de las ondas primarias, las cuales no sólo pierden energía por dispersión, sino que también ganan energía que se regresa de la región por difusión. Todo esto es un proceso complejo que no puede ser tratado muy rigurosamente por la teoría presentada aquí".

En resumen, con el modelo de dispersión simple las densidades espectrales de potencia, $P(W/T)$, tanto para las ondas de cuerpo como para las superficiales, se expresan mediante la combinación de un efecto de fuente, $S(W)$, y otro factor que implica la trayectoria: $T^{-m} \text{EXP}(-WT/Q)$. A este último factor lo llamaremos 'factor de forma', ya que es el responsable de la forma con que decae la amplitud de la coda; esto es, la forma de la envolvente de la coda.

Luego:

$$\text{Modelo de Dispersión Simple: } P(W/t) = S(W)^2 T^{-m} \text{EXP}(-WT/Q)$$

$$m=2 \quad (\text{ondas de cuerpo})$$

$$m=1 \quad (\text{ondas superficiales})$$

Modelo de Difusión

$$P(W/T) = (Z(W) / Q W^2 (4\pi D T)^{3/2}) \cdot \text{EXP}(-WT/Q)$$

m=3/4

a.2). - Ondas de cuerpo transversales (S).

Se pretende utilizar las ondas transversales directas en este trabajo. El espectro de dichas ondas se puede expresar:

$$A(W) = S(W,D) R(W,D) G \text{ EXP} \{ -\alpha D \} / D \quad (19)$$

donde $S(W,D)$ representa el espectro de la fuente radiado en la dirección fuente-receptor (D), $R(W,D)$ representa el efecto del sitio en el receptor, el cual depende de D , D es la distancia de la fuente al receptor, G es el factor de expansión Geométrica,

$$G = 1 / D \quad (20)$$

α la definimos como el factor de absorción, tal que:

$$\alpha(W) = W / 2Q(W)V \quad (21)$$

como fue demostrado con la ecuación (5).

Sustituyendo las ecuaciones (20) y (21) en la (19), tenemos:

$$A(W) = S(W,D) R(W,D) \text{ EXP} \{ -WD / 2QV \} / D \quad (22)$$

b) DISCUSION DEL METODO.

b.1). - Ecuaciones básicas.

Para la obtención de los valores de Q se ha seguido el método descrito por Aki(1978,1980), Aki y Chouet(1975), Chouet(1976) y por Rautian y Khalturin(1978).

Este método consiste en utilizar las amplitudes espectrales de las ondas de coda para eliminar los efectos de fuente y de sitio de los espectros de la onda S . Lo básico consiste en dividir el espectro de la S , expresado por la

ecuación (22) entre el espectro de la coda, dado por la ecuación (8), así:

$$\frac{A(W)D}{A(W,T)} = \frac{S(W,0)}{S(W)} \frac{R(W,0)}{R_c(W)} \frac{\exp(-WD/2Q_sV)}{T^{-a} \exp(-WT/2Q_c)} \quad (23)$$

Ahora se harán las dos siguientes asunciones:

1) Tsujiura(1978) encontró que la media de los logaritmos de las razones espectrales de la onda S entre dos estaciones diferentes, eran aproximadamente iguales a las correspondientes medias de las ondas de coda para las mismas dos estaciones.

Este resultado implica que:

$$\langle \ln R(W,0) / R_c(W) \rangle$$

es independiente de 0, lo cual constituye nuestra primera asunción.

2) La segunda asunción es que, similarmente, si promediamos

$$\langle \ln S(W,0) / S_c(W) \rangle$$

sobre muchos eventos en un amplio rango de direcciones desde la estación, tal promedio es independiente del azimut 0, y no tiene variación geográfica sistemática.

Así pues, haciendo el promedio azimutal propuesto, es posible eliminar más o menos efectivamente los efectos de fuente y de sitio de la estación.

Apliquemos entonces esto a la expresión (23):

$$\langle \ln \frac{A(W)D_i}{A_c(W,T_0)} \rangle_{D \pm \Delta D} = \frac{WT_0}{2Q_c} - a \ln T_0 - \frac{W}{2Q_s} D_i \quad (24)$$

La expresión anterior significa promediar los cocientes $\ln\{ A(W)D_i / A_c(W, T_0) \}$

correspondientes a todos los eventos localizados en el espacio situado entre las distancia $D_i - \frac{1}{2}\Delta D$ hasta $D_i + \frac{1}{2}\Delta D$. D_i varía desde 15 Km hasta 55 Km, con incrementos variables (en promedio los incrementos son de 2 Km). T_0 es un tiempo desde el origen, fijo para todos los eventos.

Examinando la ecuación (24), se nota que representa a una línea recta cuya variable independiente es la distancia D , así:

$$R_i = c - bD_i \quad (25)$$

$$\text{donde} \quad b = W / 20sV \quad (26)$$

es la pendiente de la curva R_i contra D_i ,

$$R_i = \langle \ln\{ A(W)D_i / A_c(W, T_0) \} \rangle_{D \pm \Delta D} \quad (27)$$

En la expresión (26) se aprecia que podemos obtener el valor del factor de calidad, Q_s , de las ondas S a partir de la pendiente b . Pongamos la expresión (25) en forma matricial:

$$\begin{vmatrix} R_1 \\ R_2 \\ R_3 \\ \vdots \\ R_m \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 1. & D_1 \\ 1. & D_2 \\ 1. & D_3 \\ \vdots & \vdots \\ 1. & D_m \end{vmatrix} \begin{vmatrix} c \\ b \end{vmatrix} \quad (28)$$

Nótese que el sistema (28) trabaja para la frecuencia W . Esto es, se debe trabajar independientemente cada frecuencia, lo cual constituye una de las ventajas del método, ya que no se requiere de ninguna consideración respecto al comportamiento de Q con la frecuencia.

b.2). - Correcciones al espectro de las ondas de coda.

El tiempo t se ha dicho que debe ser fijo para todos los eventos. Sin embargo, puede suceder que algunos sismogramas no tengan registrados tiempos hasta t , entonces es menester elegir cualquier otro tiempo t , y corregir el espectro de la manera siguiente:

$$A_c(W, t_1) * \{ A_c(W, T_0) / A_c(W, t_1) \} = A_c(W, T_0)$$

donde $A(W, t_1)$ es el espectro a tiempo t_1 , $A(W, T_0)/A(W, t_1)$ es el factor de corrección, el cual, por tratarse de una razón entre espectros pertenecientes a la coda del mismo evento grabado en la misma estación, se reduce a:

$$P(W, T_0) / P(W, t_1)$$

Recordando el resultado de Aki y Chouet (1975) acerca de la constancia del factor de forma, entonces podemos emplear diversos eventos para calcular los factores de corrección.

$$\frac{A_c(W, T_0)}{A_c(W, T_j)} = \frac{P(W, T_0)}{P(W, T_j)} = \frac{T_0^{-a} \exp(-WT_0/2Q_c)}{T_j^{-a} \exp(-WT_j/2Q_c)} = \varphi_j$$

$$\ln \varphi_j = a \ln \frac{T_j}{T_0} + (T - T_0) \frac{W}{2Q_c} \quad (29)$$

donde el subíndice j indica una ventana movable centrada en diferentes tiempos $t_1, t_2, \dots$, a lo largo de la coda de cada evento.

Matricialmente:

$$\begin{vmatrix} \ln 1 & - \ln(T_1/T_0) \\ \ln 2 & - \ln(T_2/T_0) \\ \vdots & \vdots \\ \ln m & - \ln(T_m/T_0) \end{vmatrix} \begin{vmatrix} W(T_1 - T_0) \\ W(T_2 - T_0) \\ \vdots \\ W(T_m - T_0) \end{vmatrix} = \left| \frac{W}{2Q_c} \right| \quad (30)$$

En las expresiones anteriores se aprecia que podemos obtener el valor del factor de calidad de las ondas de cada correspondiente a la frecuencia ω .

III ANALISIS DE DATOS.

a) TIPOS DE DATOS.

Se utilizaron datos grabados digitalmente en cinta magnética, provenientes de las réplicas del temblor de Oaxaca de Noviembre de 1978. Parece ser que estos datos son los primeros que se utilizan en forma digital en este tipo de estudios. Esto trae consigo algunas ventajas. Primeramente en lo que se refiere al rango dinámico de las amplitudes registradas, el cual es considerablemente mayor en grabaciones digitales que en las analógicas. Los estudios de atenuación ya citados han tenido que desechar gran número de eventos con amplitudes saturadas.

Para hacer estudios espectrales con registros analógicos, es necesario tener un sismógrafo con filtros pasa-banda electrónicos incorporados, esto proporciona una media docena de señales a determinada frecuencia cada una. Con los registros digitales es posible filtrar a cualquier frecuencia elegida, o bien calcular directamente el espectro de amplitud de la señal, lo cual proporciona las amplitudes para todo el contenido de frecuencias.

Los datos se recogieron con un sismógrafo Teledyne, de período natural de 1 segundo, se grabaron en cassettes con una grabadora DCA-300. La Figura 5 muestra la curva de respuesta del sistema completo sismógrafo-grabadora.

La grabación es digital, con un intervalo de muestreo de 0.01 segundos. La amplitud de la señal de cada canal (2 horizontales y uno vertical) está grabada en 12 bits más 4 bits de información adicional. La escala completa en analógico es 5 V, digitalmente 4096 cuentas representan 5 V.

La Figura 12 (discutida en el capítulo II.c) muestra un sismograma típico de los trabajados, donde se muestran asimismo los espectros de onda 'S' y de coda correspondientes a ese evento. En este estudio se han empleado 70 eventos como el mostrado, para cada uno de los cuales se calcularon los dos espectros mencionados.

Todos los eventos empleados fueron registrados en la misma estación: San Juanito, cuya localización se muestra en el mapa de la Figura 6.

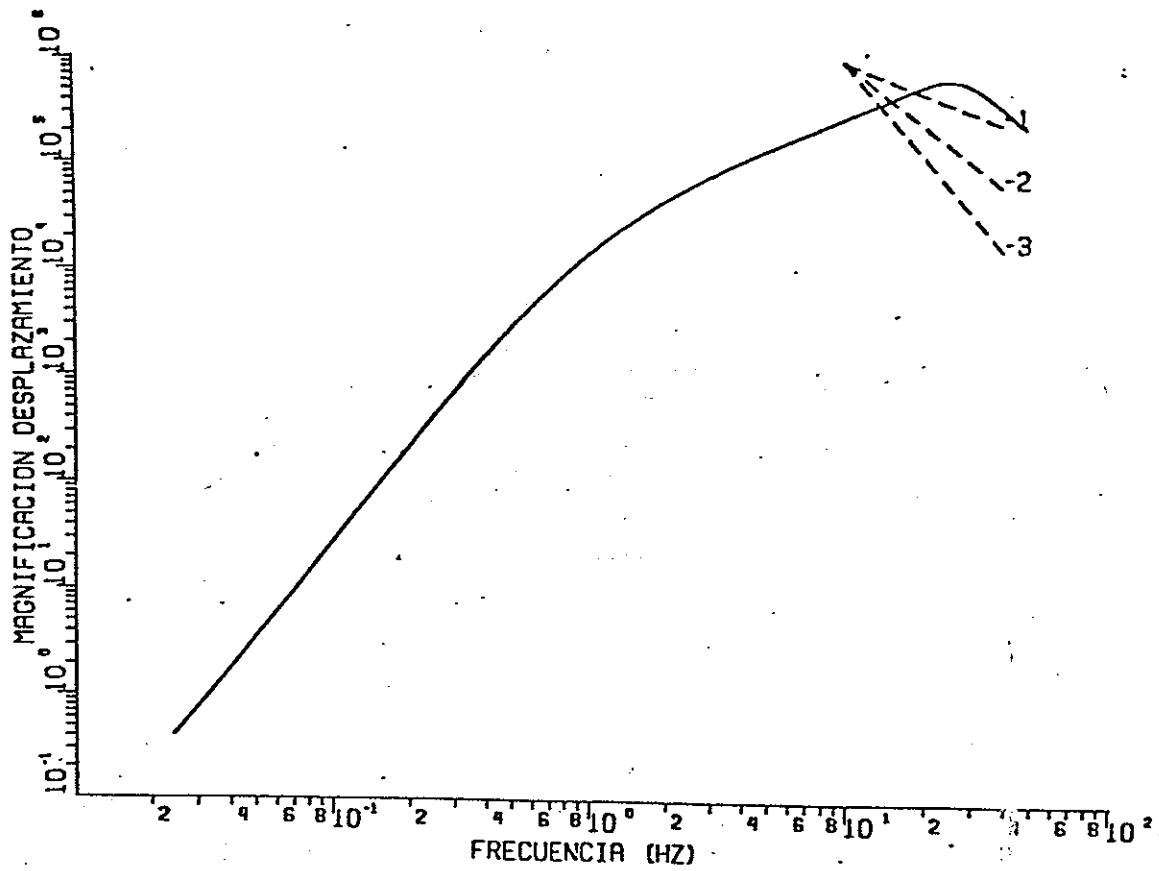


Figura 5. Curva de respuesta instrumental compuesta por las contribuciones mecánica, electromagnética y filtros anti-alias.

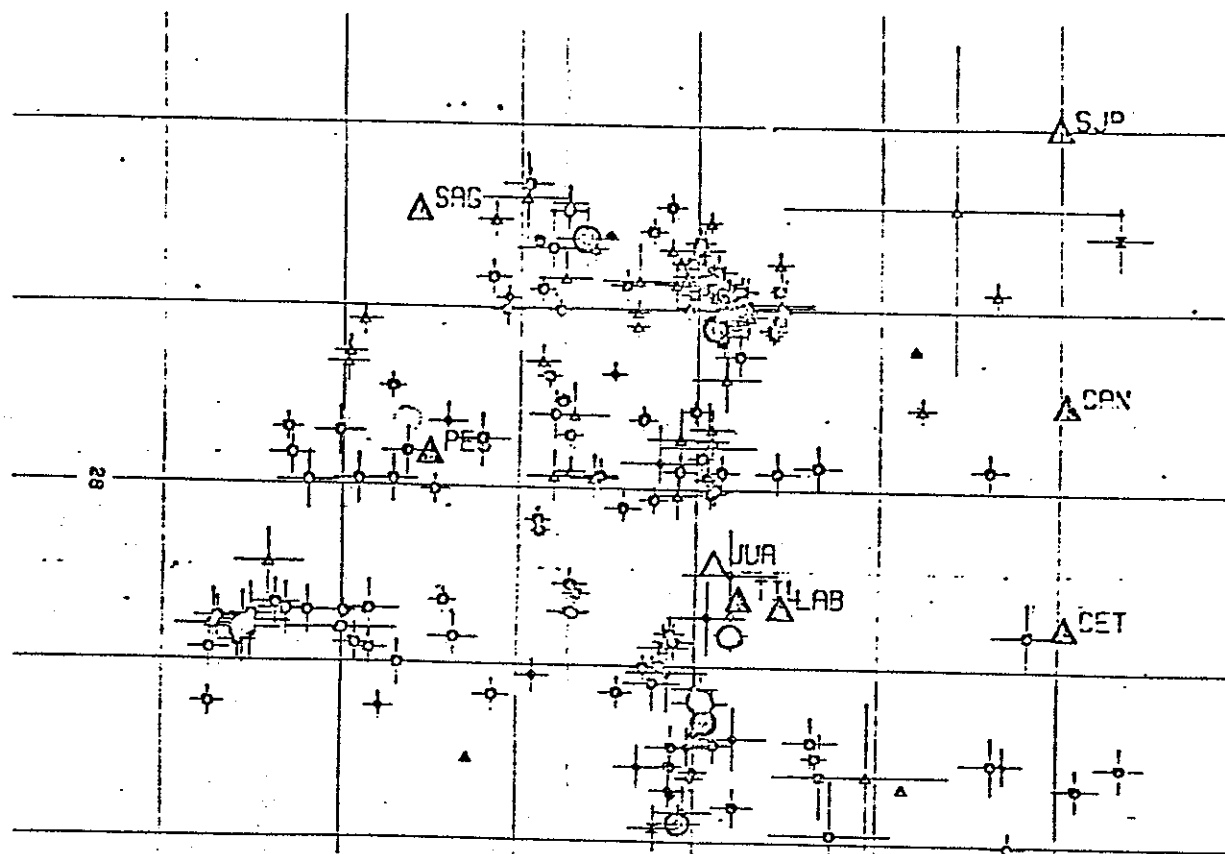


Figura 6. Se muestra la posición de la estación empleada (San Juanito), respecto a la distribución de réplicas.

Los datos iniciales para el procesamiento fueron tomados de cintas magnéticas que contenían el registro completo de las réplicas del terremoto de Oaxaca, multiplexados y en código ASCII. Para tener acceso a los datos se empleó un programa de computadora que selecciona un canal en especial, posiciona la cinta en una muestra a elegir y demultiplexa los datos. El programa, llamado NUSLEC, fue diseñado por R. Simmons de la Universidad de California, San Diego, y se presenta el diagrama de flujo en la Tabla I

Se empleó NUSLEC para recorrer las cintas que contenían la información grabada en la estación elegida (San Juanito). Se examinaron uno por uno todos los eventos registrados y se eligieron aquellos que representaban arribos de onda S claros y que tenían más de 17. segundos de datos. Se seleccionaron en total 70 eventos, transfiriéndolos todos a archivos de disco.

b) OPTIMIZACION DE PARAMETROS.

b.1). - Elección de las longitudes de las ventanas.

Aki(1978) en un estudio de naturaleza similar al presente consideró la amplitud espectral del ciclo de máxima amplitud del grupo S de sismogramas filtrados.

En el presente caso no trabajamos con sismogramas filtrados, por tanto se debe elegir una longitud tal que abarque justamente a la onda S directa.

Existe un compromiso a cumplir cuando se elige la longitud de la ventana de tiempo usada en el cálculo del espectro de amplitud. La longitud debe ser lo suficientemente grande para obtener buen control de las bajas frecuencias, pero no tanto como para permitir la contaminación causada por la inclusión de otras fases con diferente trayectoria o por ondas de superficie.

Majer y McEvilly(1977), en su trabajo de atenuación de ondas de cuerpo con análisis espectral, utilizaron ventanas que incluían aproximadamente dos ciclos del grupo de ondas de cuerpo. Brune(1970) encontró satisfactorio utilizar sólo el primer ciclo de la onda 'S' para el cálculo de espectros representativos de esa onda.

Para determinar la longitud óptima para la onda 'S' se calcularon los espectros para diferentes longitudes, hasta no observar variaciones significativas en la forma y amplitud de los espectros. Se empezó con una longitud $\Delta T = 0.1$ seg y se

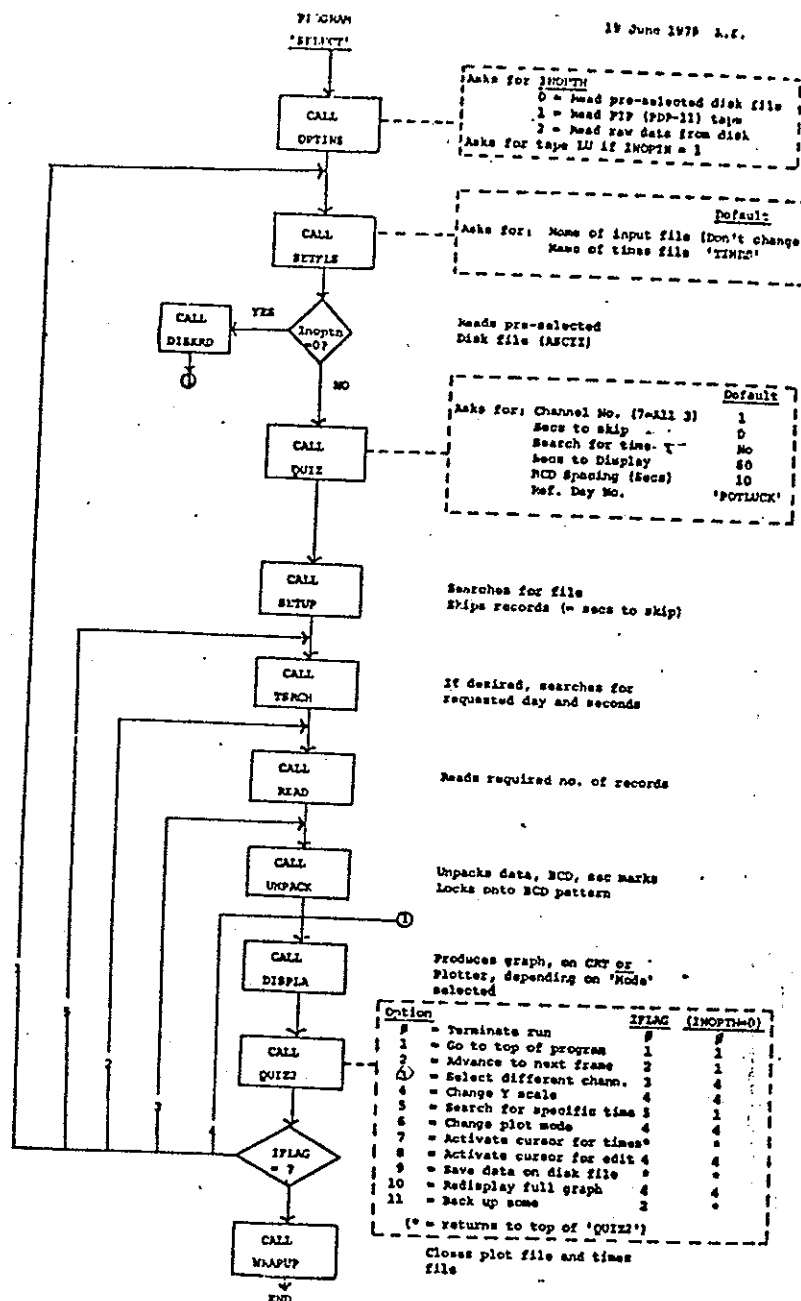


Tabla I. Diagrama de flujo de Select.

detuvo el proceso hasta 3.0 seg. Se graficó la máxima amplitud de los espectros contra ΔT (Fig. 7), notándose que a partir de 0.4 seg la amplitud espectral se mantiene constante. También se graficó la frecuencia del pico máximo contra ΔT (Fig. 8), observándose una estabilización hacia los 1.5 segundos.

Para la onda 'S' se eligieron entonces, los primeros dos ciclos para el cálculo de los espectros. En promedio, los dos ciclos de onda 'S' para los 70 eventos tenían alrededor de 0.4 segundos de duración, la cual es aceptable de acuerdo a las pruebas anteriores.

El método de razones espectrales empleado en este trabajo precisa de una amplitud espectral de las ondas de coda correspondiente a un tiempo fijo (T_0). Pero dado que la amplitud se leerá a partir del espectro de amplitud, entonces se requiere emplear una ventana en el dominio del tiempo de duración ΔT , centrada en T_0 .

Para la determinación de la longitud adecuada para las ondas de coda, se hicieron análisis semejantes a los descritos para las ondas 'S'. Las Figuras 9 y 10 muestran los resultados. Nótese que ambas Figuras se estabilizan hacia los 4.0 segundos de duración de ΔT .

Se eligió una longitud de 5.0 segundos para el cálculo de los espectros de ondas de coda.

El tiempo T_0 se tomó igual a 25 segundos, a pesar de que un buen número de eventos no registran tal tiempo, debido al compromiso de considerar tiempos de coda mayores que dos veces el tiempo de viaje de la onda S. Si se hubiese elegido un tiempo menor, tendrían que eliminarse algunos eventos cuyos tiempos de viaje eran grandes.

b.2). -Elección del 'taper'.

Es imposible encontrar una solución ideal cuando se trata de diseñar una ventana para la truncación de señales. Es necesario buscar un compromiso entre los dos factores más importantes: 1) ancho de banda de la ventana y 2) lóbulos laterales de la ventana espectral.

Cuanto mayor sea el ancho de banda, mayor será el suavizado o promedio de la amplitud espectral dentro de ese ancho. En el presente estudio, por razones de estabilidad, se requieren espectros suavizados. Por tanto, se ha elegido una ventana con caídas cosenoidales a cada lado, la cual

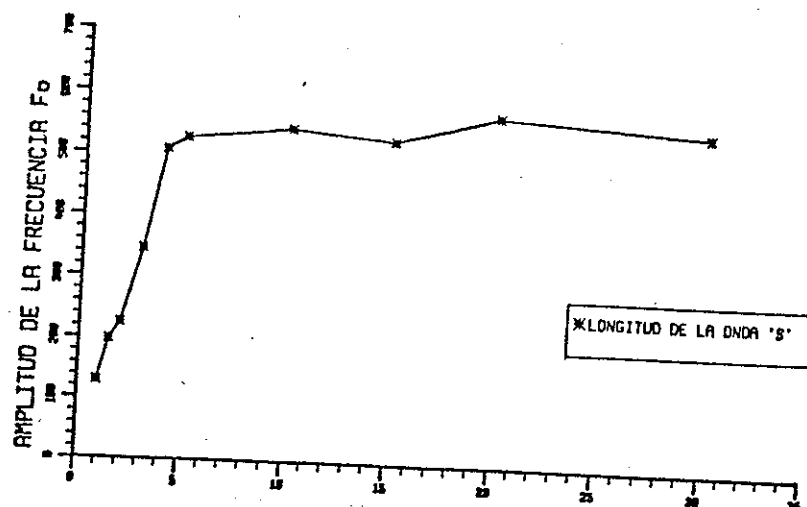


Figura 7. Gráfica del valor de la amplitud espectral de la frecuencia de resonancia de la onda S, contra la duración de la señal tomada como S. Nótese una estabilización a partir de 0.4 segundos.

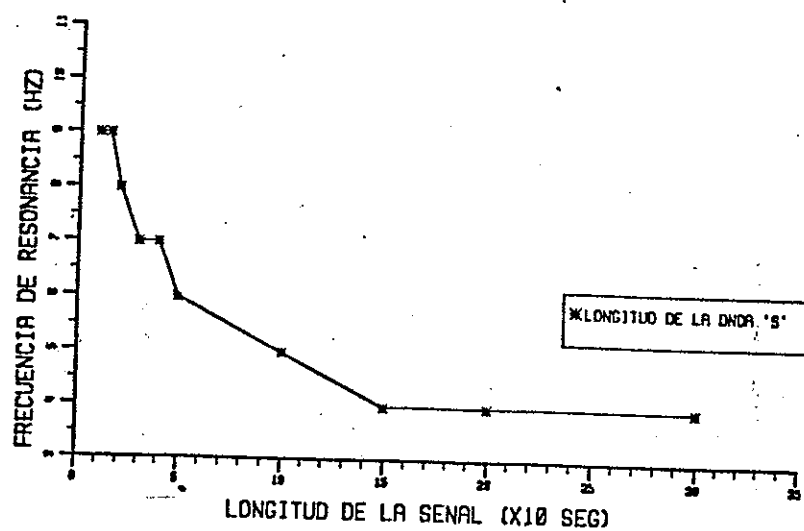


Figura 8. Gráfica del valor de la frecuencia de resonancia contra la duración de la señal tomada como onda S. Se ve cierta estabilización después de 1.5 segundos.

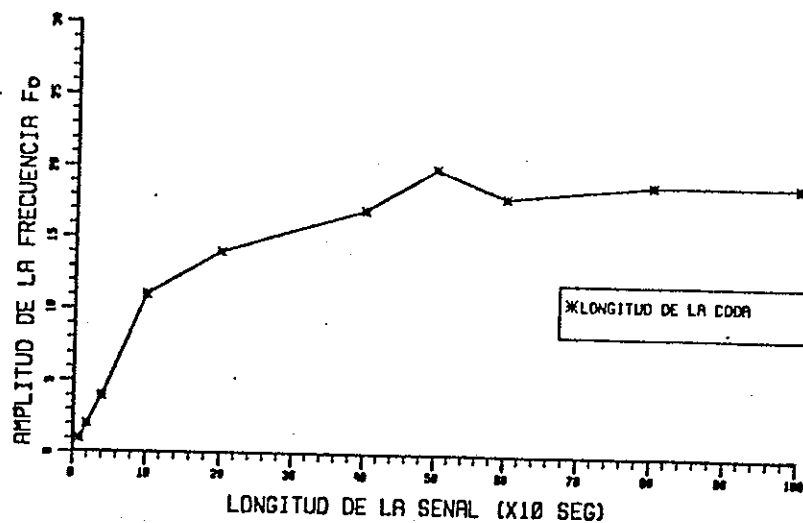


Figura 9. Gráfica del valor de la amplitud espectral de la frecuencia de resonancia de la coda contra la duración de la señal tomada como coda. Se aprecia cierta estabilización después de los 4.0 segundos.

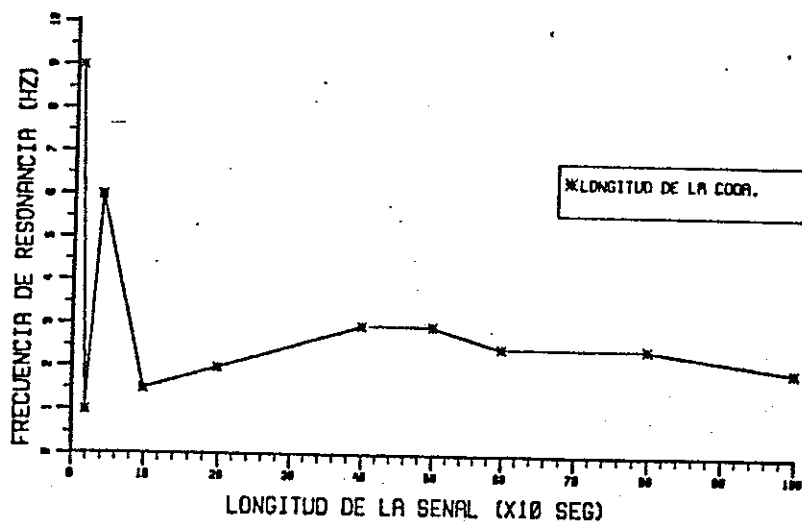


Figura 10. Valor de la frecuencia de resonancia, graficada contra la duracin de la señal considerada como coda. Parece ser que hay estabilidad después de 1.0 segundos.

proporciona un ancho de banda adecuado y al efecto de los lóbulos laterales es muy reducido. Las Figuras 11(a) y 11(b) muestran la comparación entre una ventana rectangular y la ventana cosenoidal elegida.

La ventana se aplica sobre los datos en el dominio del tiempo, de acuerdo al siguiente algoritmo:

TAP(I) = COS(I/2N) para I=1,2,...N
 TAP(I) = 1.0 para I=N+1,...N2
 TAP(I) = COS(I/2N) para I=N2+1,...N3

Donde N= un quinto de la longitud de la señal cuyo espectro se quiere calcular. N2=4/5 de la longitud. N3=longitud total.

Se ha elegido un quinto de la longitud de la señal para tratar de conservar inalterable la mayor parte de ella y aún reducir los lóbulos laterales.

c). - Cálculo de espectros y ajuste al modelo.

Una vez que se han determinado los parámetros a usar en el cálculo de la transformada de Fourier, pasemos a mencionar los procesos a que se sometieron los datos, y los programas de computación que se emplearon.

Se diseñó el programa TANIA, el cual ejecuta las siguientes operaciones para cada uno de los 70 eventos:

1). - Lee cualquier evento a partir de los archivos de disco generados con el programa NUSLEC.

2). - Muestra el evento leído, en el intervalo especificado de tiempo, en pantalla o en graficadora electrostática. En la Figura 12 se muestran algunos eventos típicos entre los 70 utilizados.

3). - Remueve la componente de frecuencia cero de los datos, con el siguiente algoritmo (Shenks, 1967):

$$F(Z) = \frac{1-Z}{1.3-Z}$$

$$0 \text{ sea } Y_n = 0.75X_n - 0.75X_{n-1} + 0.75Y_{n-1}$$

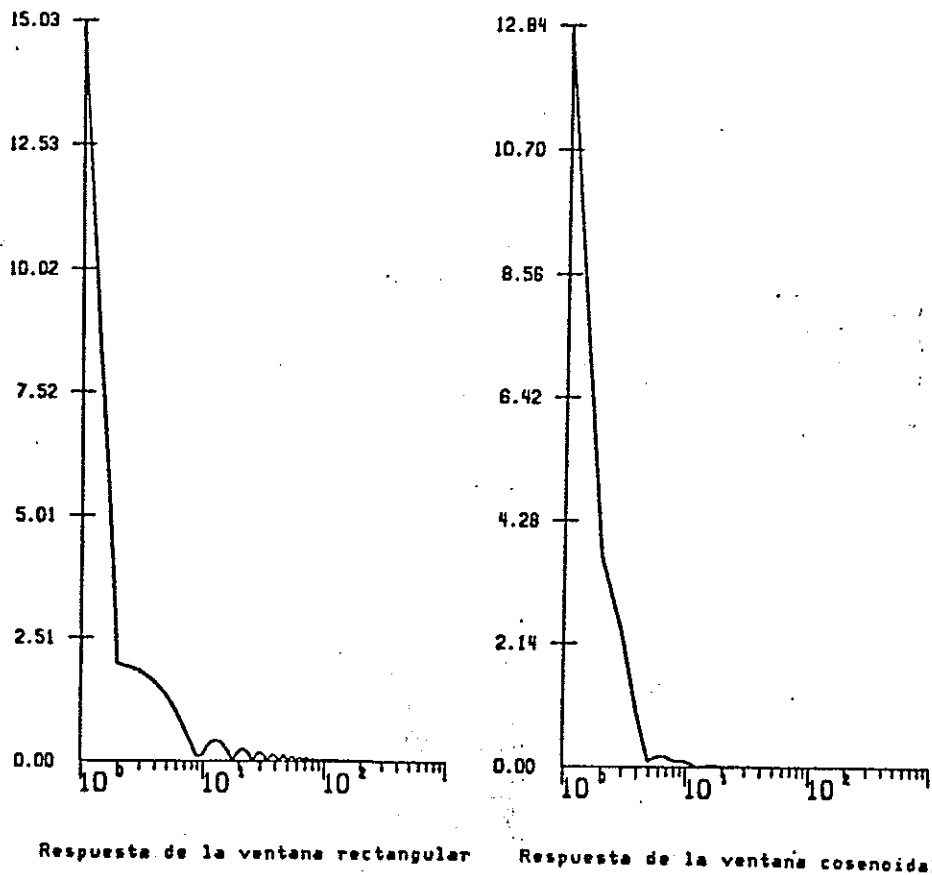


Figura 11(a). Comparación entre las respuestas de una ventana rectangular y la ventana cosenoidal empleada en este trabajo. (véase también la Figura 11-b). Es apreciable la disminución del efecto de los lóbulos laterales en esta última.

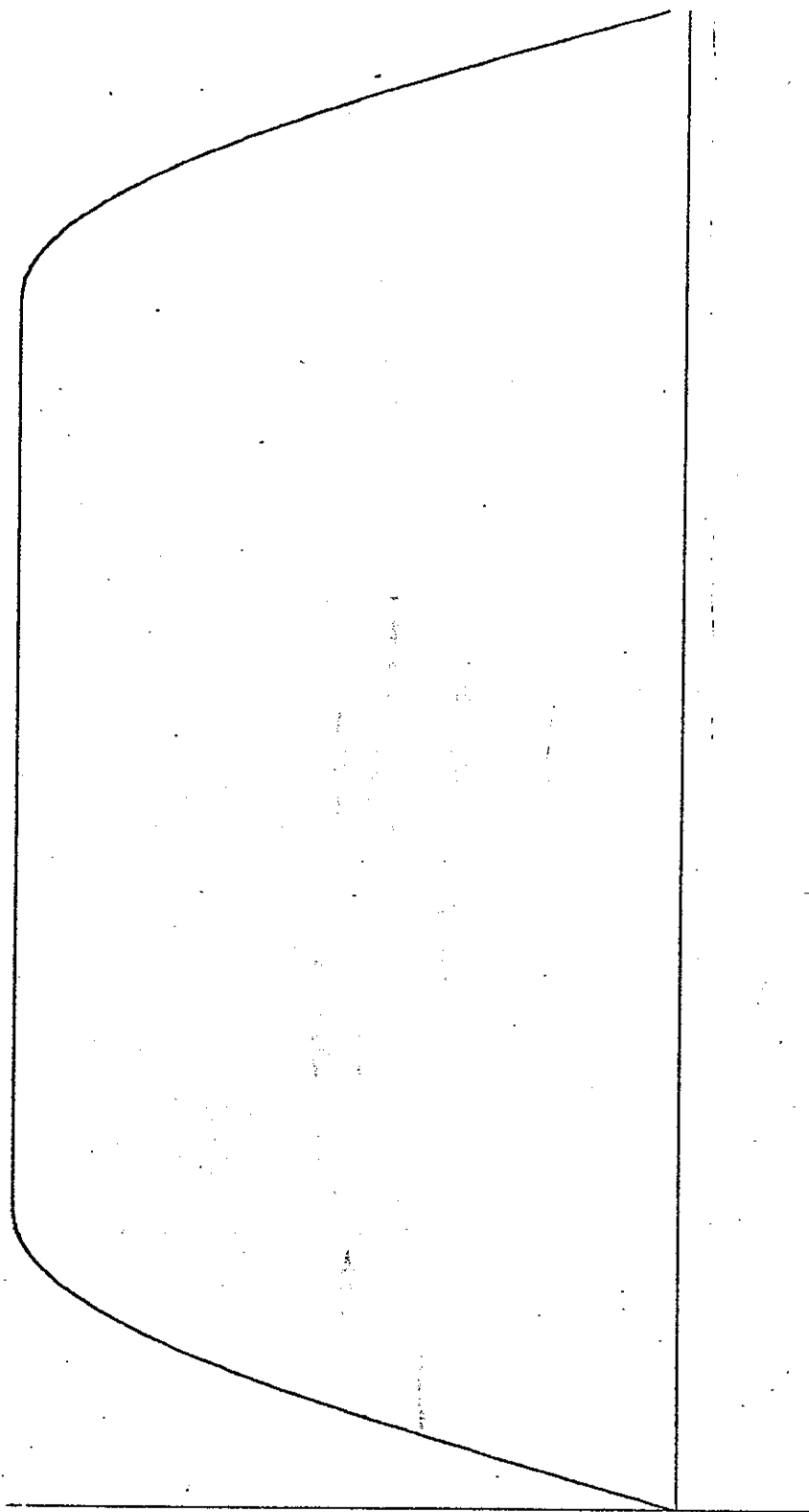


Figura 11(b). Aquí se aprecia únicamente la forma de la ventana cosenoidal aplicada a los datos. La amplitud máxima es la unidad.

4).- Utilizando pantalla graficadora, es posible amplificar todo lo necesario cualquier porción del sismograma, así el programa TANIA, mediante el empleo de cursores permite leer tiempos de arribo de cualquier fase, calcula tiempos S-P y tiempos de viaje de la onda S con el siguiente algoritmo:

$$t = 2.366t_{s-p} \quad (31)$$

5).- También con la ayuda de cursores es posible seleccionar la porción de señal de tiempo deseada. De esta manera se seleccionan los dos primeros ciclos de la onda S y la porción de coda, tomando 500 muestras (5. segundos) centrada en un tiempo de viaje de 25. seg. o uno menor si es más corto el evento. En la Figura 12(a,b,...,h) se aprecian, amplificadas, las porciones de coda seleccionadas para cada uno de los sismogramas mostrados como ejemplos.

6).- Calcula la transformada de Fourier de la porción seleccionada y su espectro de amplitud. Esto lo hace con los algoritmos de la transformada rápida de Fourier, la cual requiere de un número de datos igual a una potencia de 2. Se eligió un número igual a 512 muestras (el número más cercano a las 500 muestras de la ventana de la coda). Entonces, tanto la ventana de la onda S como la de coda son completadas con ceros hasta 512 muestras, antes del cálculo de la transformada.

7).- Se obtienen los espectros de amplitud y se suavizan con un promedio aritmético movable, de cinco puntos con igual peso.

8).- Una vez que se tienen los dos espectros: el de onda 'S' $A(W, O)$ y el de coda $A_c(W, T)$, el programa calcula los cocientes $A(W, O)/A_c(W, T)$ y guarda los resultados en archivos de disco.

El proceso hasta aquí se repite tantas veces como eventos existen.

La Tabla II muestra el diagrama de flujo del programa TANIA.

En esta etapa se tiene el cociente espectral para cada evento, en 256 frecuencias discretas entre 0 y 50 Hz. Los cocientes se hicieron sin corregir el espectro de coda, lo cual se hará con el siguiente programa llamado SELE.

Con este programa se ejecutan los pasos subsecuentes del procesado, los cuales son:

9).- Se leen de los archivos formados en el paso

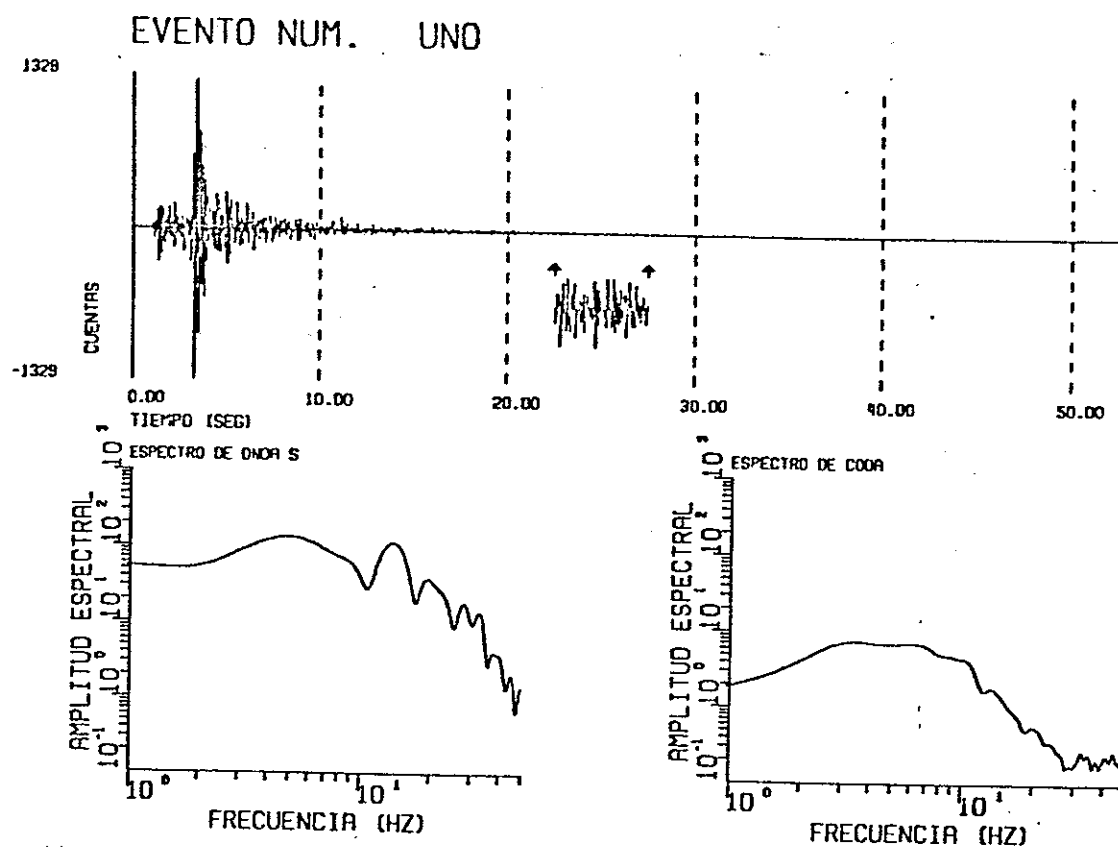


Figura 12. En las siguientes ocho páginas se muestran algunos eventos típicos de los utilizados en este trabajo (Figs. 12(b,c,...,h)). Amplificada se aprecia la porción de coda empleada y así como su espectro de amplitud correspondiente, para cada evento. También se puede ver el espectro de amplitud de la onda S.

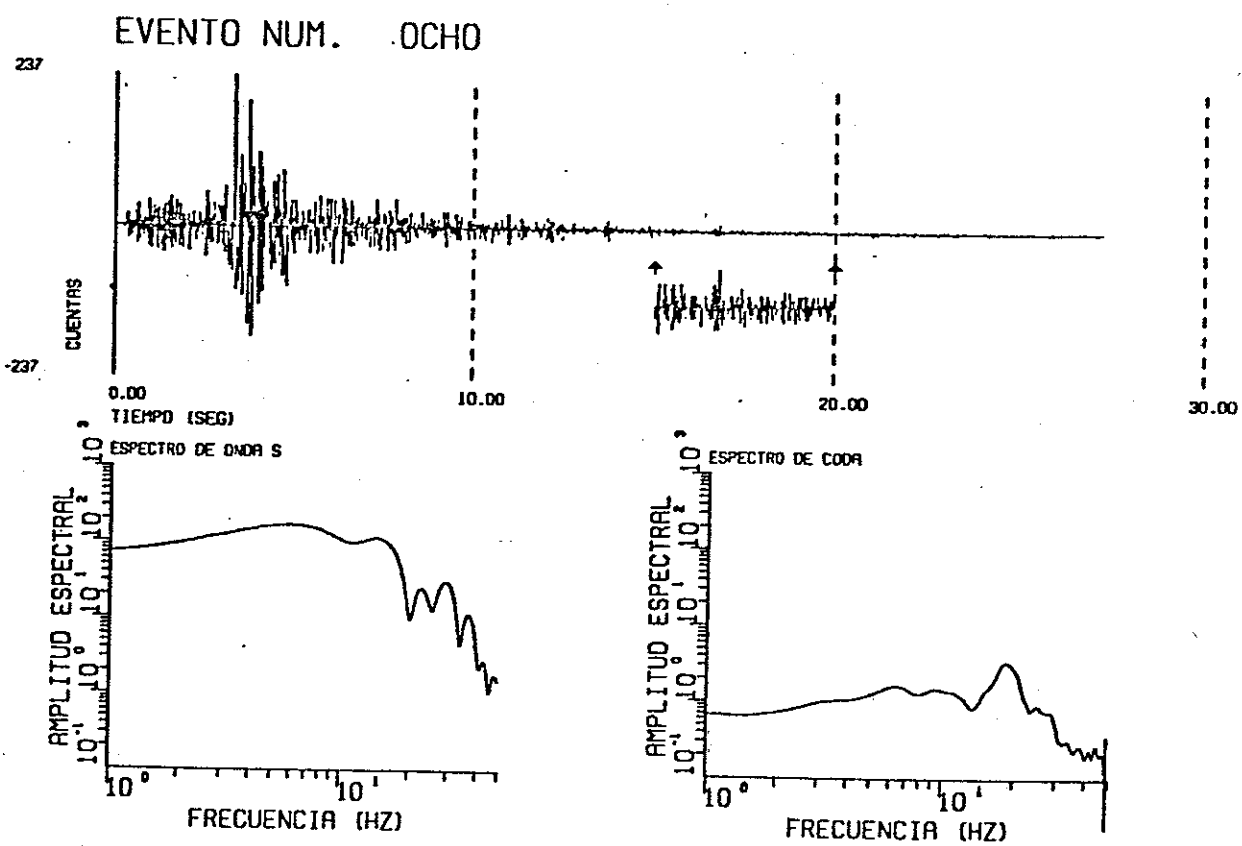


Figura 12(b)

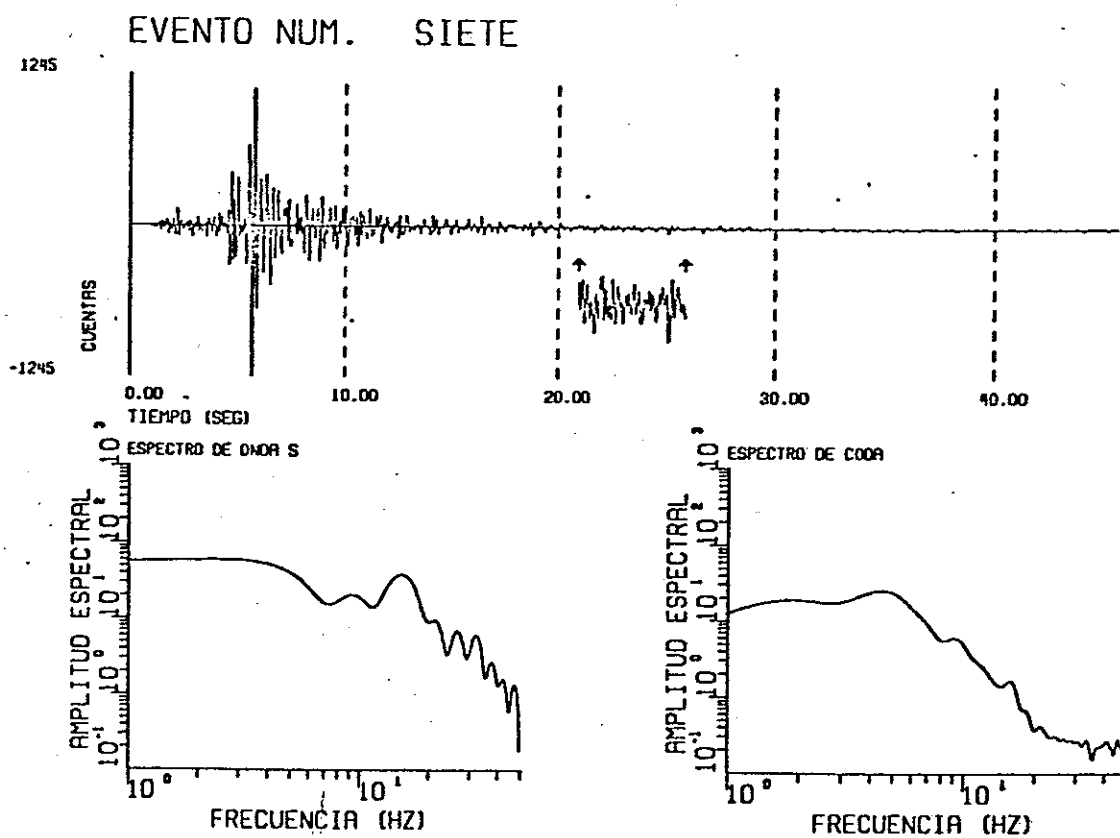


Figura 12(c)

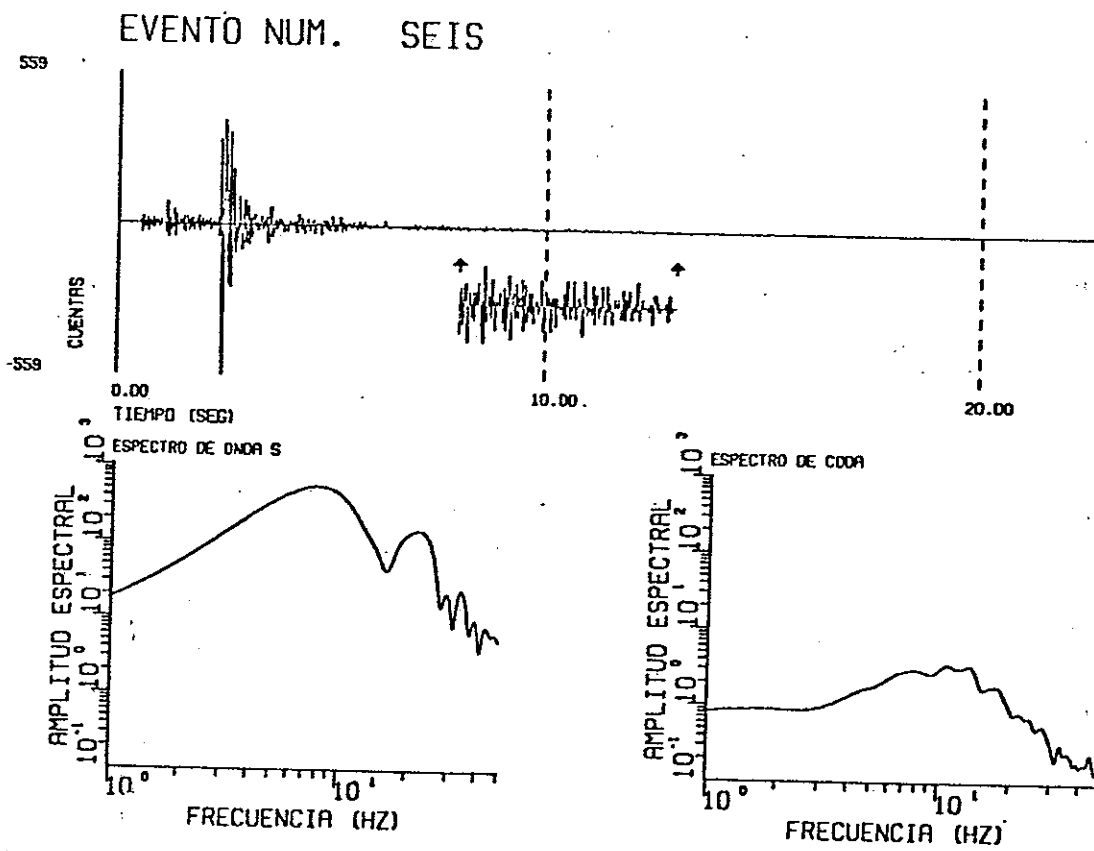


Figura 12(d)

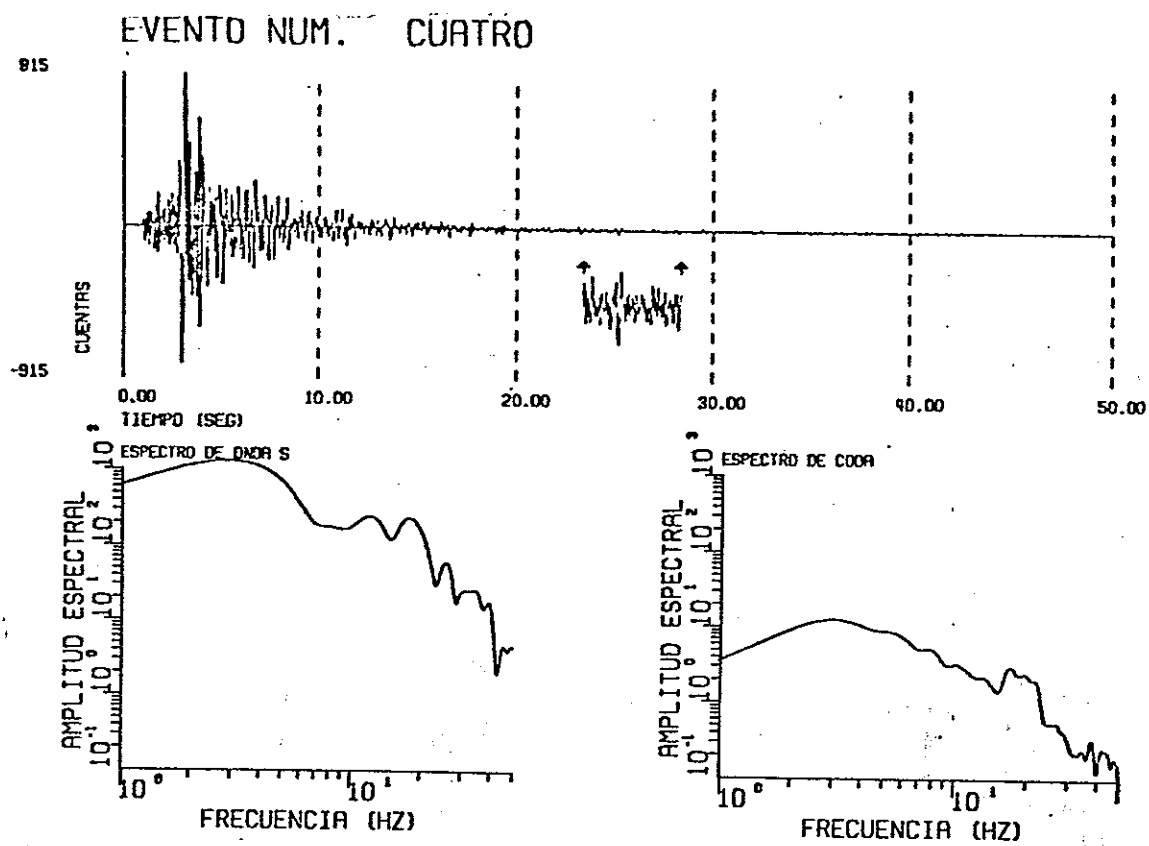


Figura 12(e)

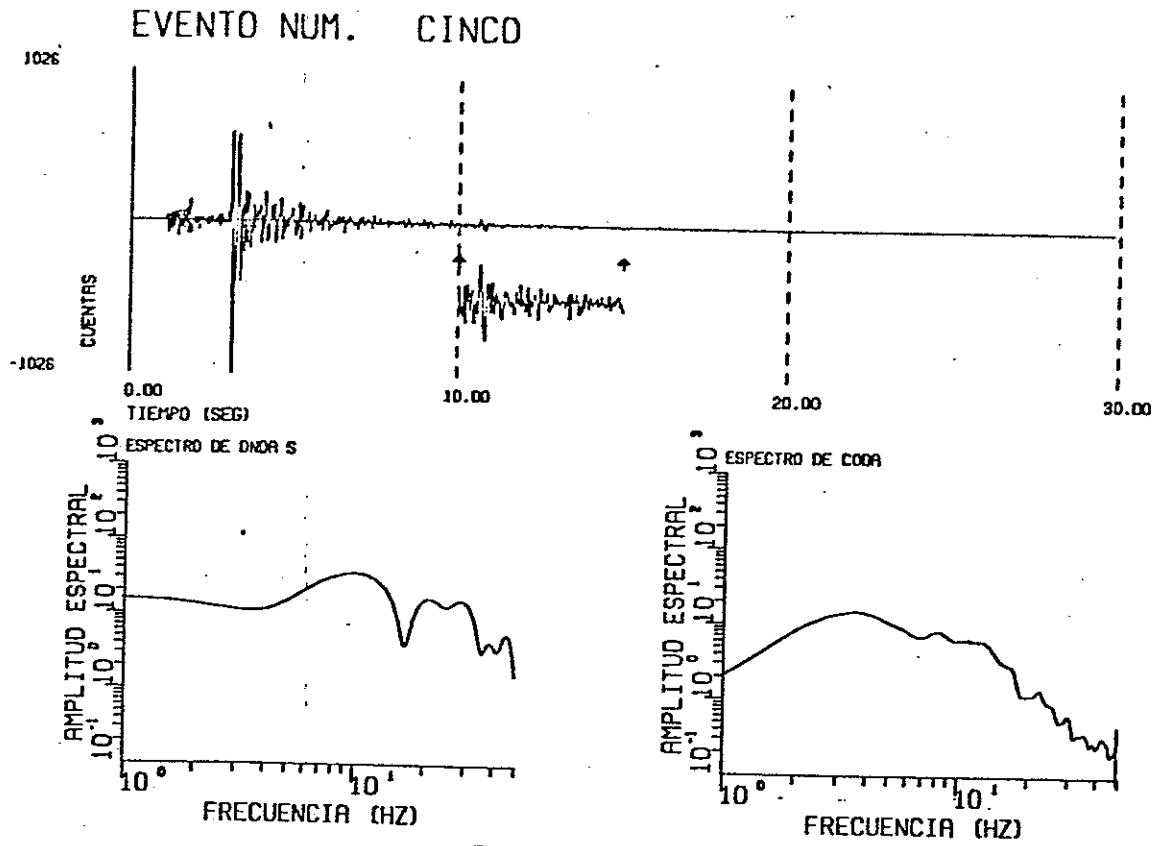


Figura 12(f)

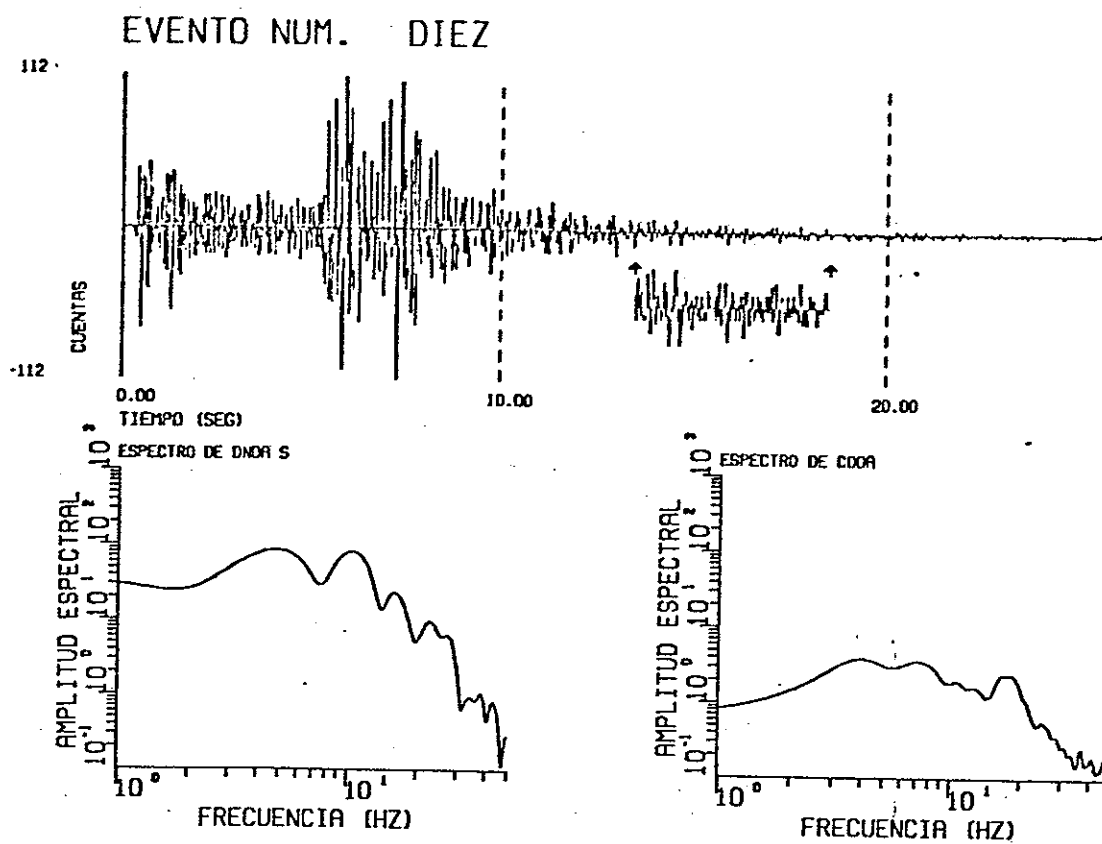


Figura 12(g)

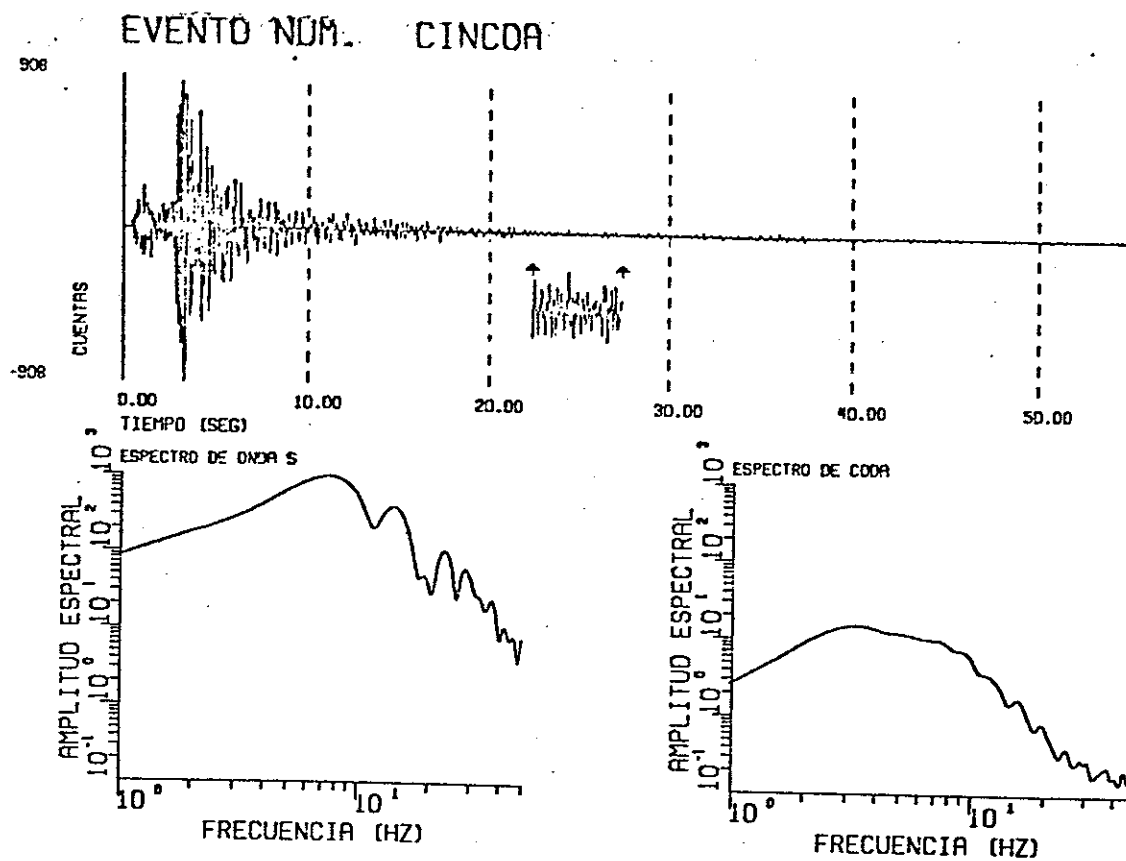


Figura 12(h)

DIAGRAMA EN BLOQUES QUE MUESTRA LA OBTENCION DE Q DE ONDA 'S'

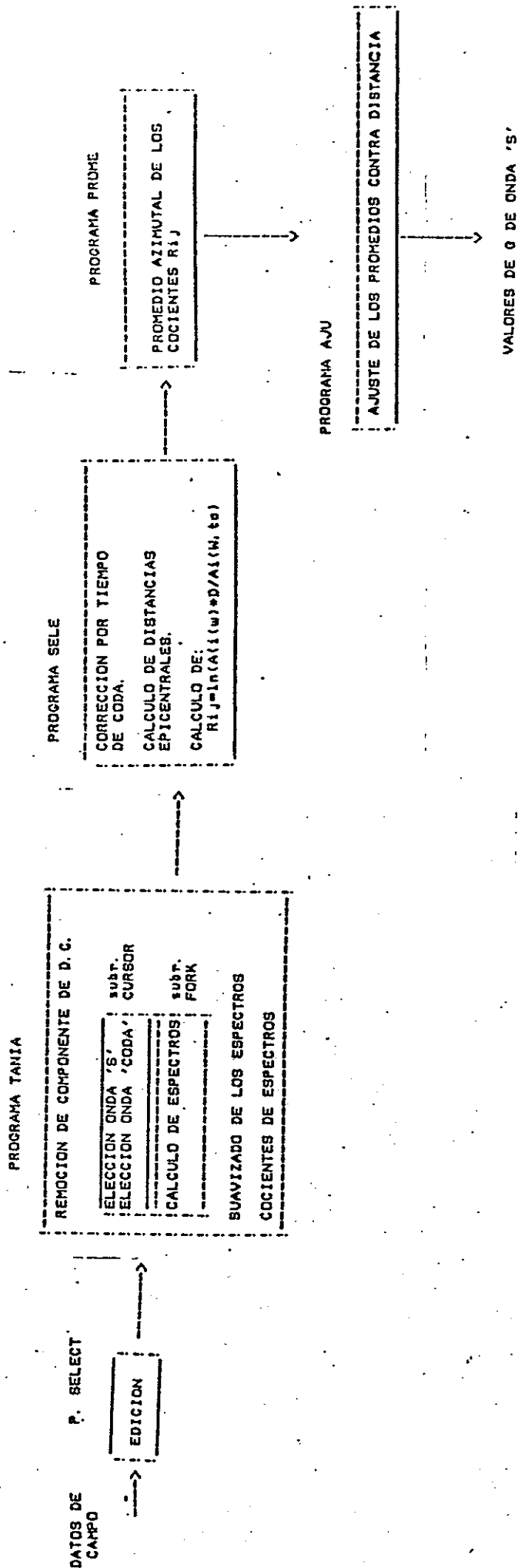


Tabla II. Diagrama a bloques para la obtención de Qs.

anterior los cocientes espectrales correspondientes a cada una de las frecuencias para las cuales obtendremos los valores de Q . Se ha trabajado con 15 frecuencias, de las cuales primero se eligieron algunas simplemente equidistantes en escala logarítmica y después se escogieron las demás para definir mejor el comportamiento en pedazos que parecían interesantes.

Es así como tenemos una matriz de 70 eventos con 15 cocientes cada uno (un cociente para cada frecuencia).

10). - Se calculan las correcciones a los espectros de coda correspondientes a cada frecuencia de cada evento, y las aplica:

$$\frac{A(W,0)_{ij}}{A_c(W,T)_{ij}} = \frac{A(W,0)_{ij}}{A_c(W,T_0)_{ij}}$$

donde Q_{ij} es la corrección a la amplitud espectral de la coda, para la frecuencia j al evento i .

El calculo de las correcciones Q_{ij} se hace con la ecuación (29), donde se emplean valores de Q_c obtenidos mediante el proceso independiente que se discutirá en el inciso (e).

11). - Se calculan las distancias entre la estación y el foco de cada evento, haciendo uso de los tiempos de viaje de la onda 'S' y la velocidad de tales ondas en la región.

La velocidad de las ondas S (V_s) fue obtenida promediando el modelo de velocidades empleado para la localización de los eventos, derivando la V_s a partir de la V_p con el factor 1.73. La V_s obtenida es de 3.45 Km/s.

12). - Por último, SELE multiplica los cocientes espectrales corregidos por la distancia correspondiente y aplica el logaritmo natural. A la salida de este programa se tiene otro archivo de disco con las cantidades D y $\ln(A(W)D / A(W,T_0))$.

El programa REORD reordena los valores del archivo creado por SELE, de acuerdo con la distancia creciente y deja los datos listos para hacer los llamados 'promedios azimutales', lo cual es realizado por el programa PRDME, tomando el promedio de 10 eventos, traslapados con 5.

Al final de estas etapas se tiene un archivo que contiene

$$D_i \text{ y } \langle \ln(A(W)D_i / A_c(W,T_0)) \rangle$$

El mencionado archivo se presenta en la Tabla III.

En el capítulo 11.b.1 se analizó teóricamente el comportamiento de los valores de razones espectrales como función de la distancia, con la ecuación 25 se concluyó que esperábamos un comportamiento como línea recta. Bien, se graficaron tales valores sacados de la Tabla III, en las Figuras 13(a...e), en las cuales se aprecia efectivamente una tendencia de tal naturaleza en los valores.

Para encontrar el valor numérico de Q , se ajustaron a los puntos de las figs. 13(a...e), rectas del tipo indicado por la ecuación 25. El sistema está sobredeterminado (hay mas datos que incógnitas) y el planteamiento matricial que se empleó es el expresado por (28). El ajuste se hizo en el sentido de los mínimos cuadrados, utilizando para ello las subrutinas HOLVE y HECOMP, diseñadas por Moler(1974) e implementadas en el programa AJU. A la salida de AJU tenemos el valor de Q para cada una de las frecuencias. Dichos valores aparecen en la Tabla IV.

Recalcamos que el cálculo de Q no requirió de la asunción de ninguna ley de dependencia con la frecuencia, ya que el cálculo para cada frecuencia se realizó independientemente de los demás.

Nótase que la Q aumenta con la frecuencia. En la Figura 14 se aprecia la gráfica de Q contra F .

Por último, trataremos de encontrar la ley que rige el comportamiento de Q contra W . Para esto, se ajustaron los puntos de la Figura 14 con la curva $Q=kw^n$, donde n es el parámetro que nos interesa conocer. El ajuste se hizo con el programa AJU y se obtuvo un valor de $n=0.94$.

e) APLICACION DE LAS CORRECCIONES DEL ESPECTRO DE CODA.

Se eligieron nueve eventos que presentaban tiempos de viaje de coda de más de 25. segundos. Se utilizó el programa TANIA para elegir las ventanas de tiempo y para calcular las razones $Ac(W, T_o) / Ac(W, T_j)$, donde $T_o=25$. seg, y T_j empieza con un tiempo mayor de dos veces el tiempo de viaje de la onda S y tiene incrementos de un segundo hasta llegar a 25. segundos.

A la salida de TANIA se tienen nueve archivos con j conjuntos de razones $Ac(W, T_o) / Ac(W, T_j)$ con 256 frecuencias cada conjunto.

Se graficaron los valores de corrección para las trece

D KM	COCIENTES PROMEDIADOS PARA LAS FRECUENCIAS:														
	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	4.0	5.0	6.0	8.0	9.0	11.0	12.0	13.0	14.0	20.0
15.34	7.75	7.82	7.91	7.73	7.92	7.99	8.19	8.37	8.33	8.25	8.87	7.76	7.71	7.92	7.64
16.47	7.93	7.85	7.72	7.49	7.62	7.67	7.76	7.98	7.80	7.80	7.87	7.82	7.84	7.74	7.95
18.29	7.59	7.55	7.45	7.29	7.51	7.68	7.65	7.62	7.55	7.61	7.59	7.53	7.47	7.67	7.96
20.46	7.76	7.92	7.98	7.77	7.96	7.92	7.97	7.96	7.86	7.98	7.68	7.54	7.46	7.47	7.52
22.19	7.95	8.09	8.03	7.83	7.87	7.77	7.98	8.18	8.06	7.99	7.90	7.98	7.84	7.15	7.34
23.65	7.37	7.53	7.51	7.37	7.42	7.39	7.53	7.65	7.38	7.49	7.49	7.48	7.44	6.77	7.26
25.32	7.21	7.38	7.28	7.14	7.22	7.23	7.38	7.27	7.85	7.37	7.35	7.27	7.17	6.49	7.08
27.98	7.88	7.11	7.21	7.35	7.41	7.38	7.48	7.52	7.33	7.31	7.25	7.38	7.28	6.27	6.58
33.83	6.98	7.18	7.21	7.37	7.41	7.51	7.53	7.53	7.37	7.13	7.28	7.28	7.47	6.49	6.29
39.79	6.98	7.07	7.28	7.44	7.58	7.48	7.46	7.15	7.82	6.86	7.86	7.31	7.49	6.76	6.56
42.51	6.58	6.88	7.05	7.21	7.15	7.14	7.28	7.03	6.88	7.06	7.28	7.23	7.24	6.65	6.49
46.87	6.12	6.29	6.39	6.43	6.48	6.47	6.68	6.53	6.39	6.28	6.19	6.38	6.45	6.18	5.95
51.88	5.92	5.94	5.96	5.98	6.12	6.16	6.22	6.28	6.17	5.83	5.69	5.88	5.94	5.68	5.65

Tabla III. En la primera columna se dan los valores promediados de distancia. Para cada distancia se dan los cocientes espectrales para cada una de las frecuencias trabajadas; estas frecuencias aparecen indicadas en la fila superior.

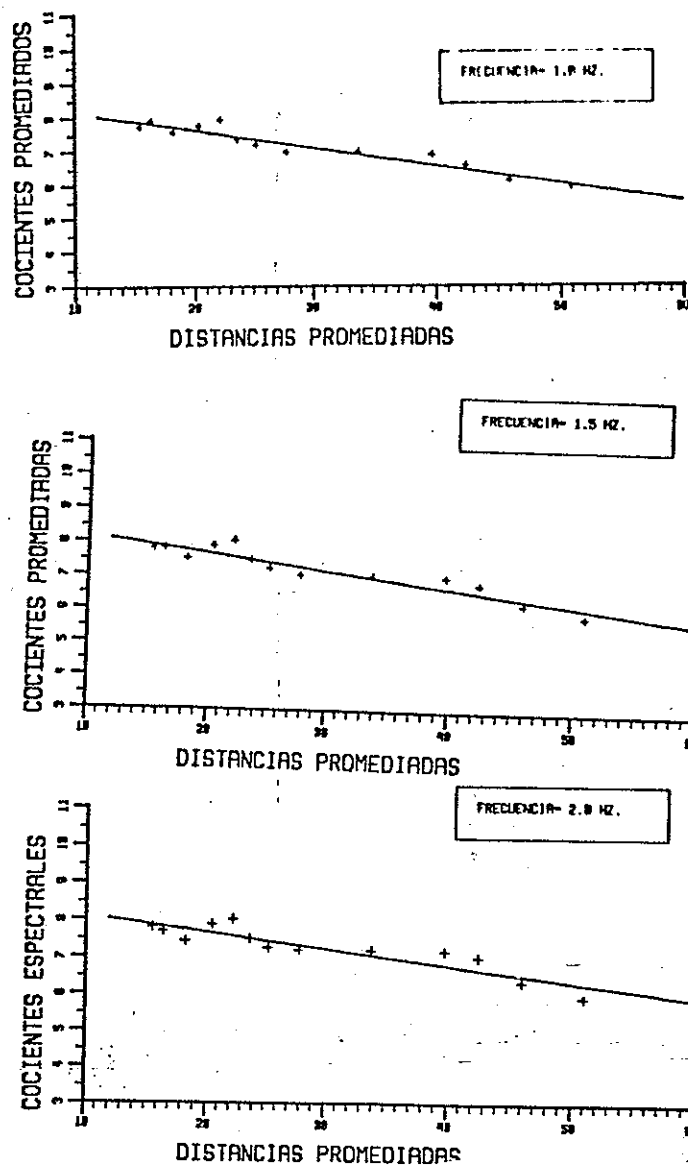


Figura 13. En las siguientes cinco páginas (Figs. 13b, c, d, e) se muestran los valores de los cocientes espectrales contra las distancias promediadas (datos de la Tabla III), así como las rectas ajustadas en el sentido de los mínimos cuadrados. Existe una gráfica de este tipo para cada frecuencia.

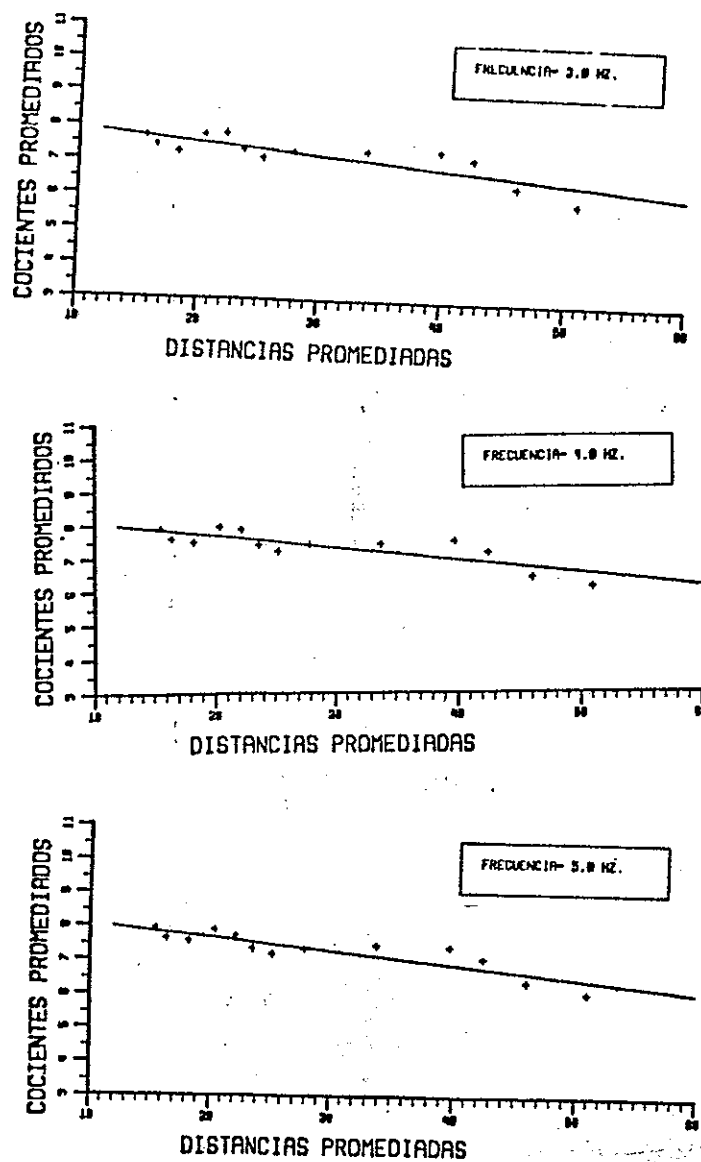


Figura 13(b)

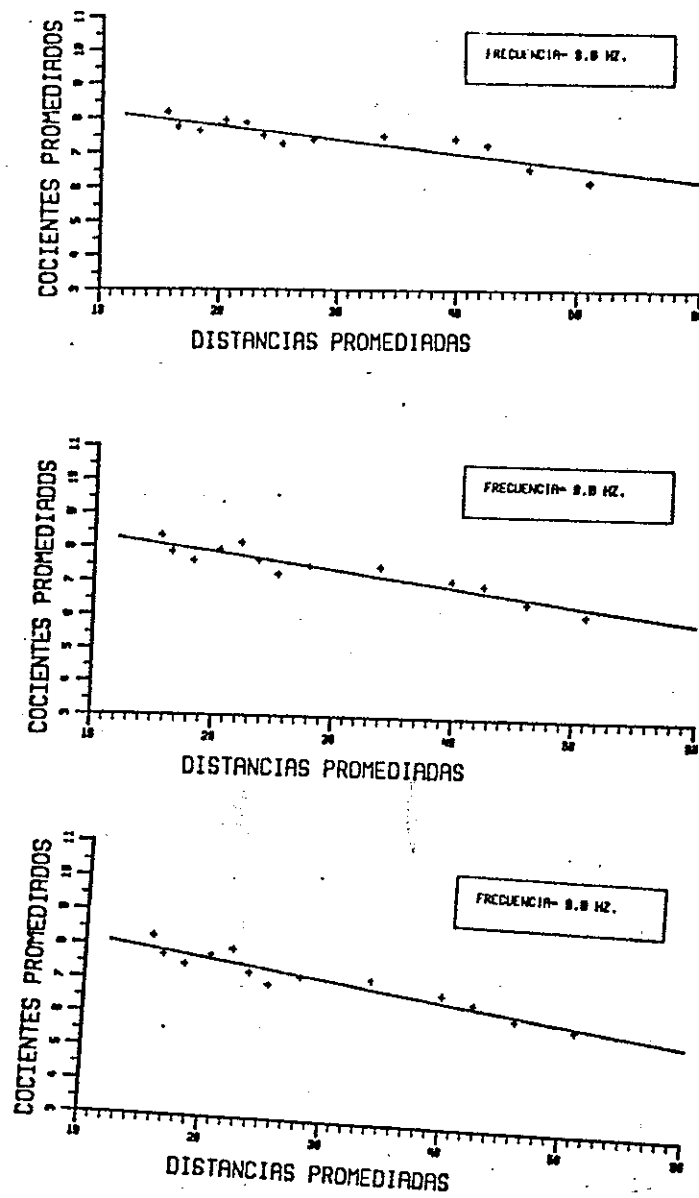


Figura 13(c)

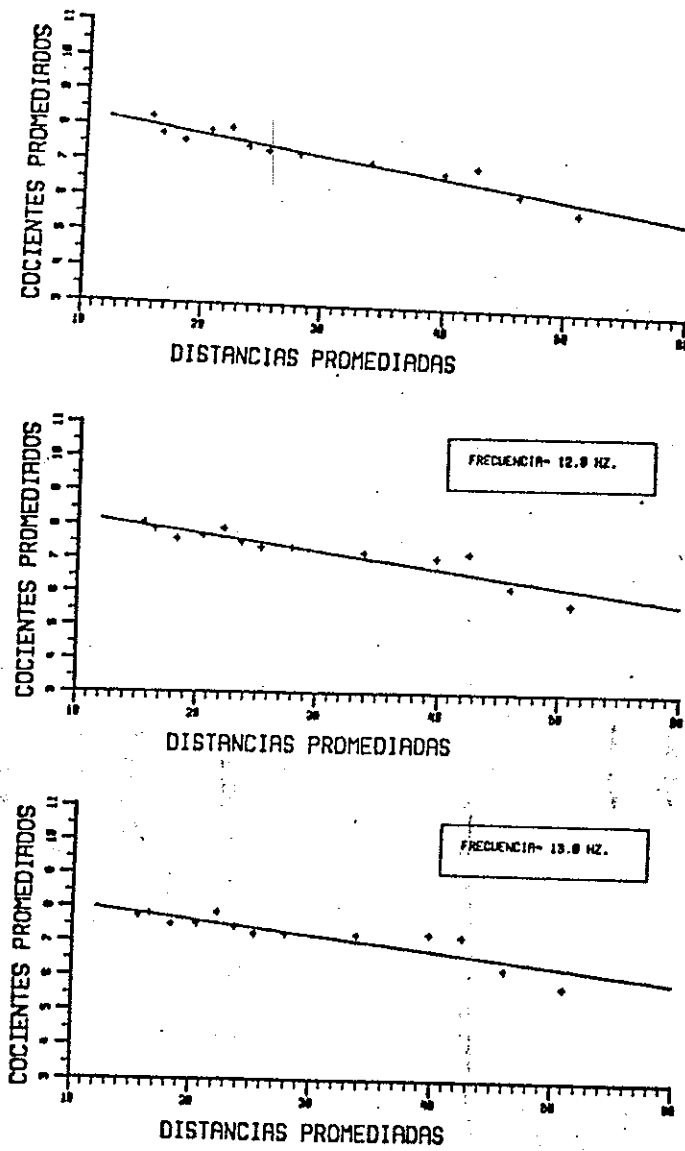


Figura 13(d)

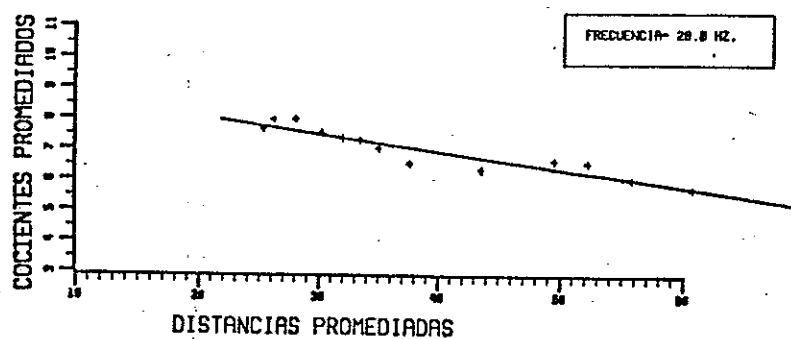
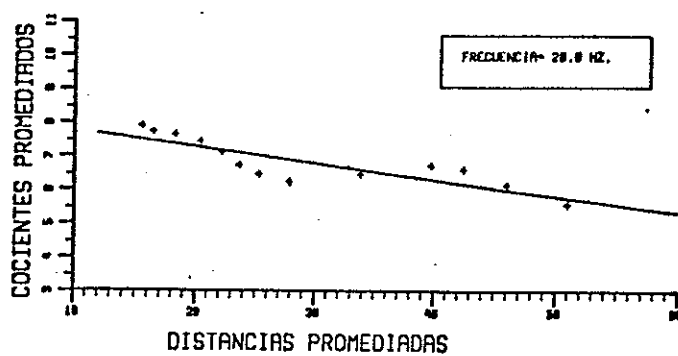
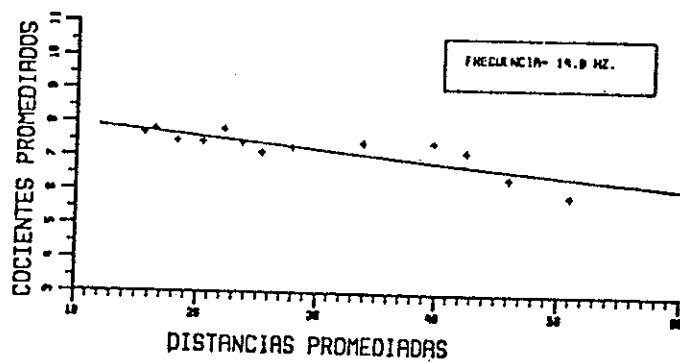


Figura 13(e)

F (HZ)	Q CODA		Q 'S'		a	b
1.0	38.32	0.33	17.0	0.20	8.58	0.04707
1.5	60.43	0.27	29.0	0.25	8.63	0.04460
2.0	81.08	0.26	41.0	0.28	8.50	0.03939
3.0	153.95	0.29	78.0	0.34	8.25	0.03139
4.0	218.53	0.19	98.0	0.36	8.42	0.03476
5.0	293.08	0.18	122.0	0.27	8.33	0.03097
6.0	293.43	0.19	142.0	0.28	8.43	0.03167
8.0	338.06	0.15	153.0	0.26	8.84	0.04304
9.0	385.20	0.22	170.0	0.27	8.67	0.04255
11.0	401.42	0.15	185.0	0.24	8.80	0.04956
12.0	481.22	0.16	211.0	0.29	8.71	0.04764
20.0	902.63	0.35	370.0	0.30	7.79	0.03447
28.0	1137.40	0.22	432.0	0.27	8.23	0.04989

Tabla IV. En la primera columna se da la frecuencia y en la segunda y tercera los valores correspondientes de Q_c y Q_s , respectivamente. Las cuarta y quinta columnas contienen los parametros que ajustaron las rectas de las Figuras 13.

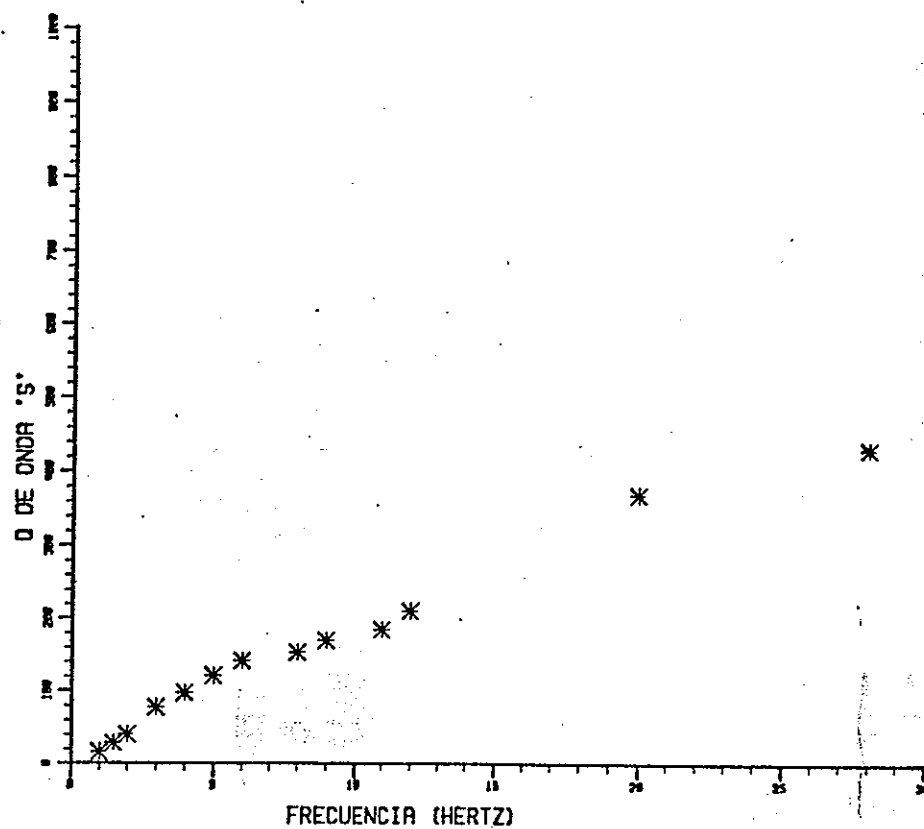


Figura 14. Aquí se muestra el valor de Q de onda S como función de la frecuencia.

frecuencias con que se trabaja y se muestran en la Figura 15.

Tal como se esperaba (capítulo 11.b.2), debido a la constancia de la coda en diferentes eventos, los valores de corrección de los nueve eventos empleados se comportan de igual manera.

A partir de las gráficas de la Figura 15 se pueden leer los factores de corrección para cualesquier tiempos. Sin embargo, atendiendo a la ecuación (29), se prefirió ajustarle a los valores una curva del tipo indicado por la mencionada ecuación con el objeto de obtener valores para el factor de calidad de las ondas de coda.

El ajuste se efectuó en el sentido de los mínimos cuadrados. La expresión (30) muestra el planteamiento matricial del ajuste. Nótese que se tiene un sistema sobredeterminado, por lo que se empleó también el programa AJU. Las curvas resultantes de los ajustes se muestran sobrepuestas en las Figuras 15.

Los valores obtenidos de Q_c para cada frecuencia se muestran en la Tabla IV. Es notable el incremento de Q_c con la frecuencia.

La Figura 16 contiene la gráfica de Q_c contra frecuencia angular (ω). En vista del comportamiento de estos valores, es posible ajustarlos una curva del tipo indicado por la ecuación 7 y obtener el valor del exponente n , tal como era nuestra intención en este trabajo. Se obtuvo una $n=0.98$, valor que está por encima de los reportados para otras regiones del mundo (ver cap. 1.b.2).

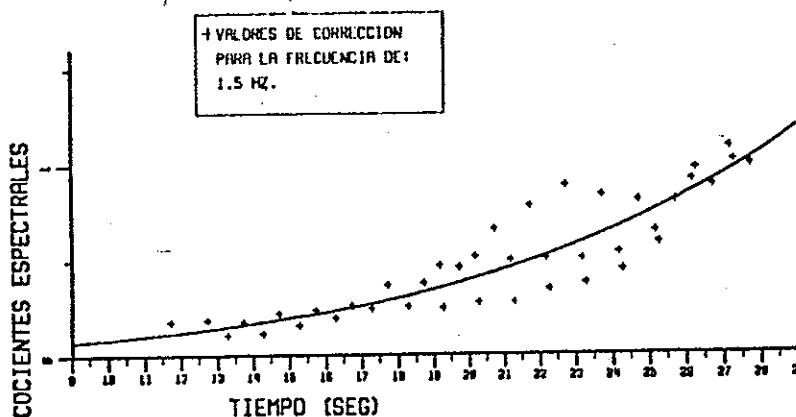
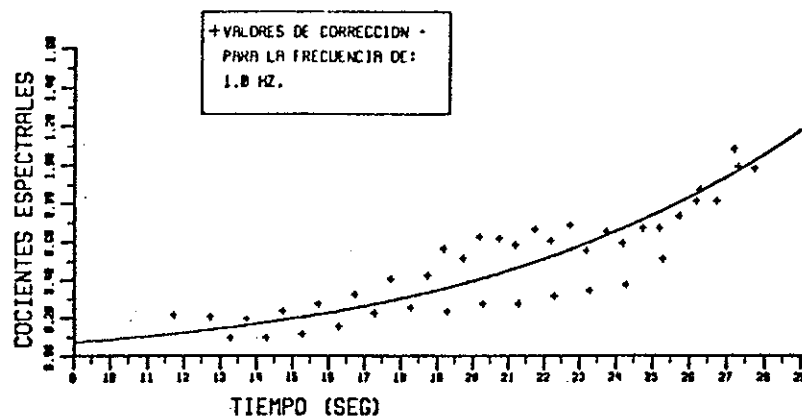


Figura 15. Las siguientes ocho páginas muestran los valores de corrección para los espectros de coda, como función del tiempo desde el origen (Figs. 15b,c,...,h). Las líneas continuas representan los ajustes, con mínimos cuadrados, de esos valores de corrección.

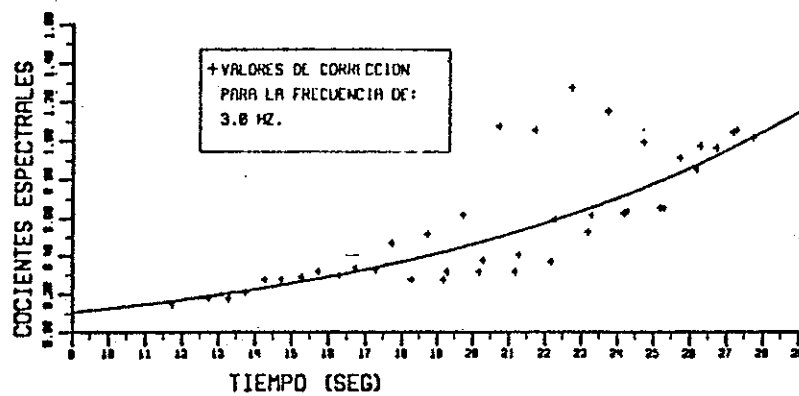
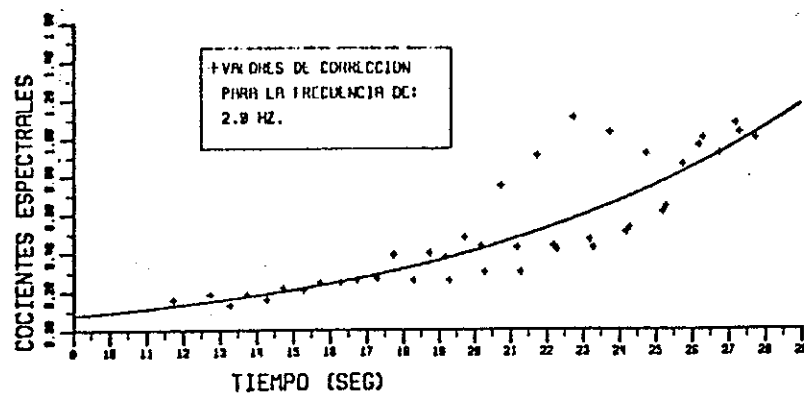


Figura 15(b)

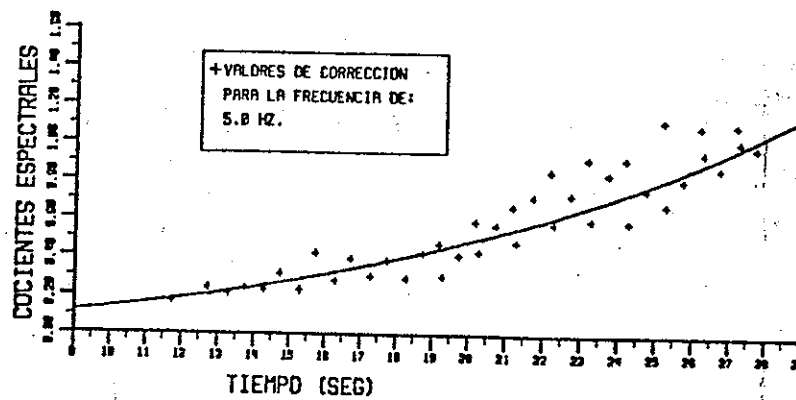
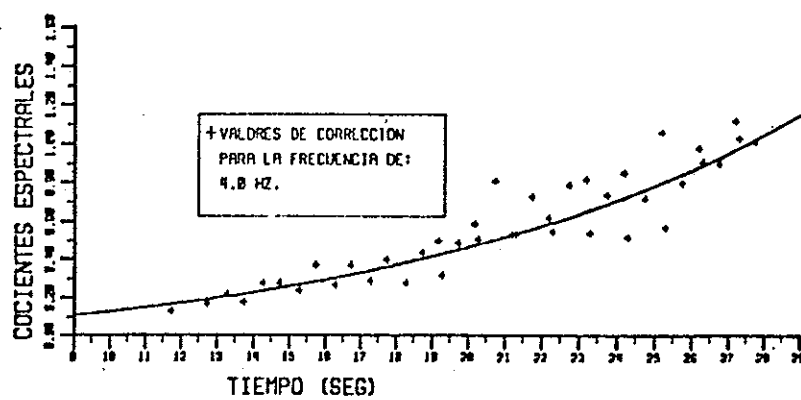


Figura 15(c)

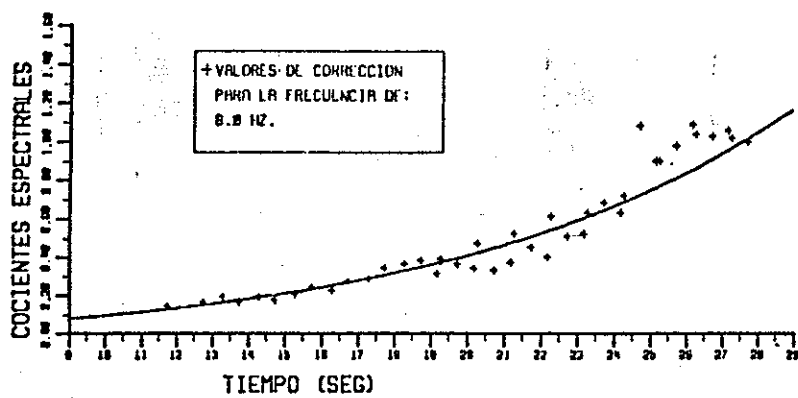
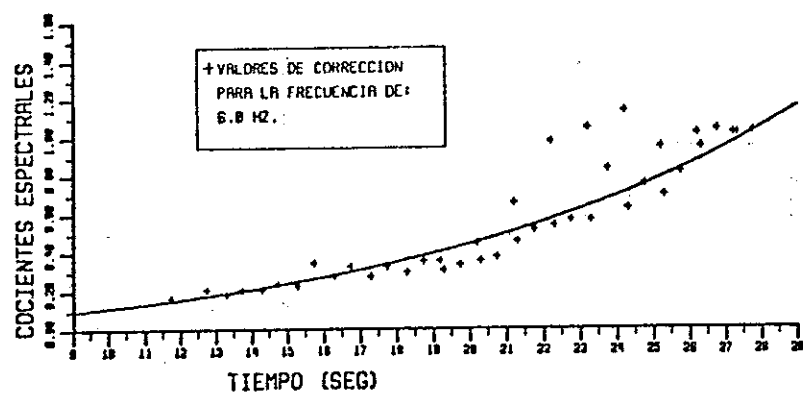


Figura 15(d)

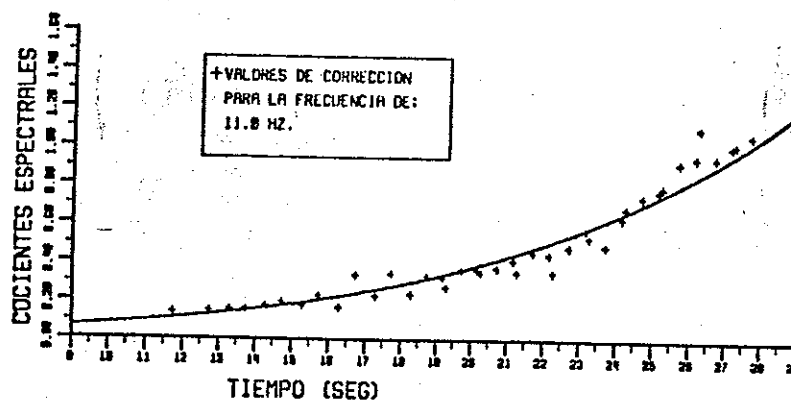
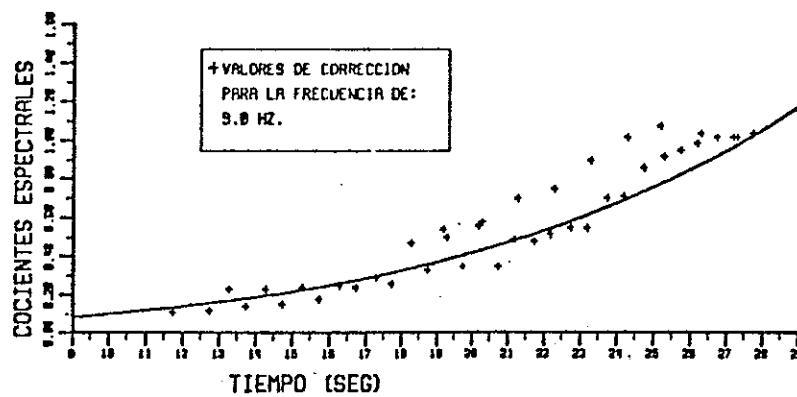


Figura 15(e)

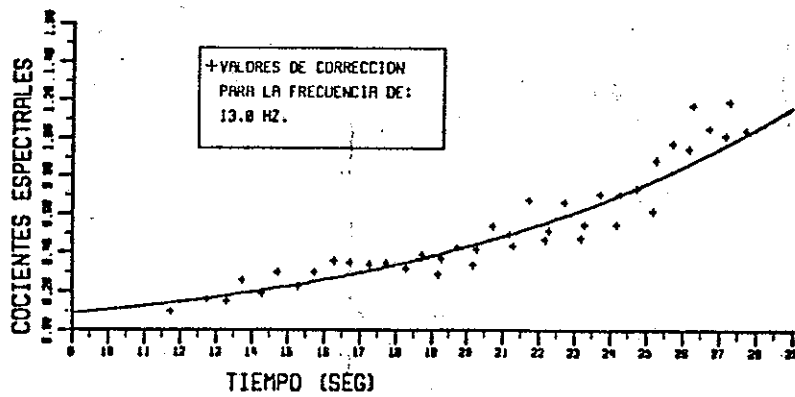
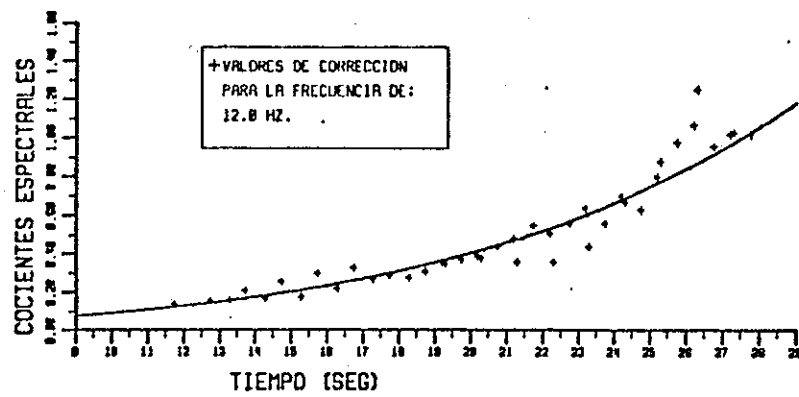


Figura 15(f)

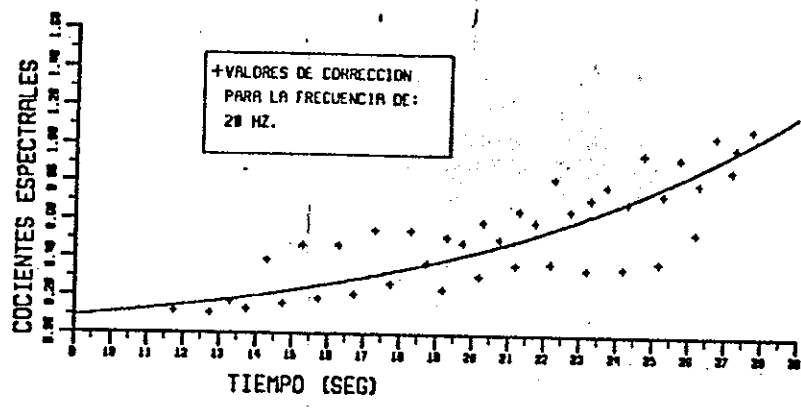
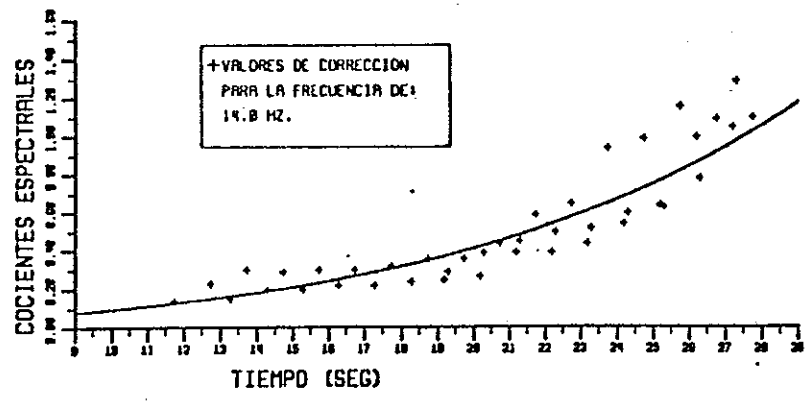


Figura 15(g)

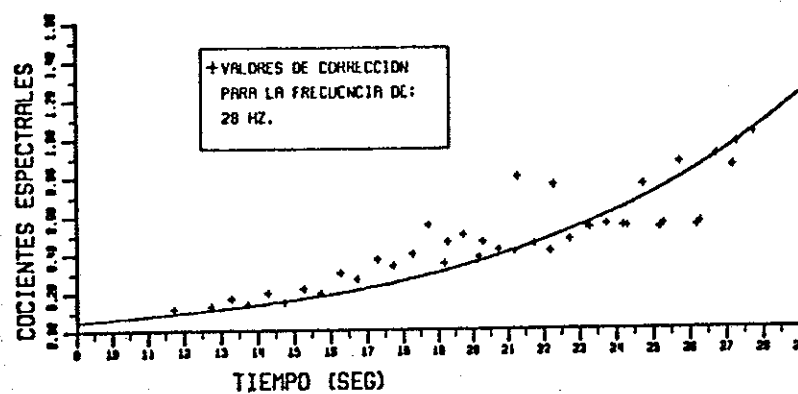


Figura 15(h)

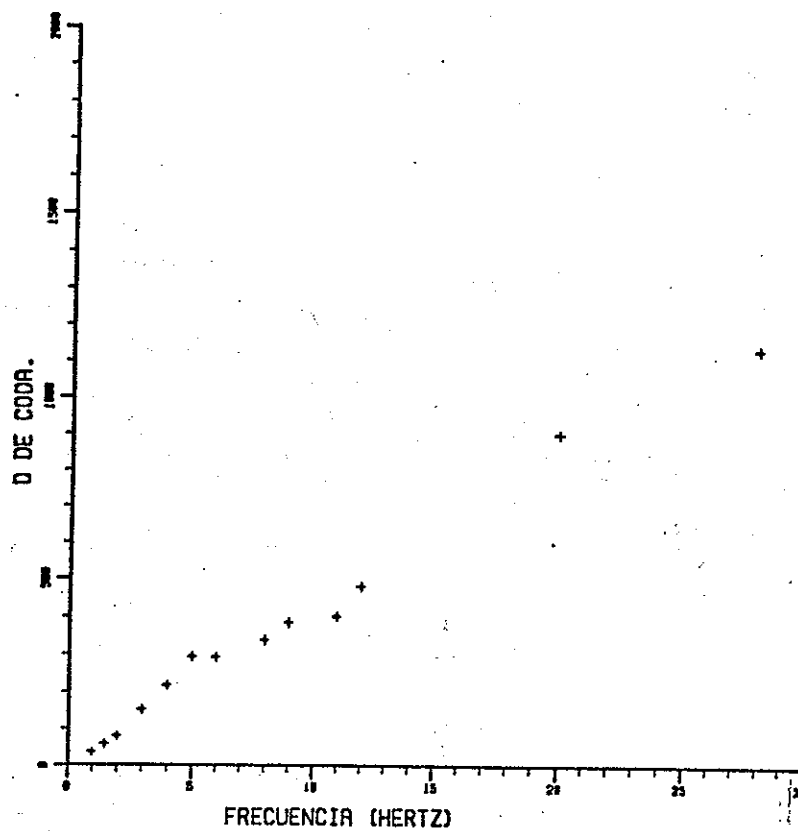


Figura 16. Valores de Q de coda graficados contra la frecuencia. Nótese que Qc aumenta con la frecuencia.

IV DISCUSION DE RESULTADOS.

En la Figura 17 se muestran las curvas Q^{-1} contra frecuencia (para 'S' y coda) de varias regiones del mundo. A partir de los 3.0 Hertz es notable la semejanza entre los valores de Q_c obtenidos en este trabajo y los calculados por Rodriguez(1980) para la misma zona, pero con un método diferente de cálculo. La curva de Q_c de Oaxaca parece ser el promedio de todas las curvas mostradas en esa Figura.

Se aprecia que, en general, todas las curvas tienden a juntarse hacia las altas frecuencias.

Los valores obtenidos para n , de la ecuación (7) son 0.93 y 0.98 para las ondas 'S' y coda, respectivamente, los cuales son grandes en comparación con los reportados en otras regiones (0.5 para Asia Central y 0.8 para Japón). Estas potencias tan cercanas a la unidad que se han obtenido con este trabajo, sustituidas en la ecuación (5): $\eta = F/QV = F/cF^nV = F(1-n)/cV$, nos indican que la dependencia del factor de atenuación en la frecuencia es casi nula (potencias de 0.07 y 0.02).

Esto significa que el efecto del término de atenuación en las ecuaciones (14), (17) o (22) es casi independiente de la frecuencia, y por tanto la forma del espectro no es modificado demasiado por efectos inelásticos. Aki(1978) ha observado que las formas de los espectros de aceleración obtenidos durante terremotos fuertes tienden a mostrar una forma similar, independiente de la distancia al epicentro. Los resultados de este trabajo aparentemente soportan esa idea, pues con un factor de atenuación casi independiente de la frecuencia, la variación de la distancia epicentral sólo produce cambios en la amplitud del espectro pero muy poco cambio en la forma. Así pues, cabe hacer notar que las correcciones a los espectros serán menores si el factor de calidad Q es dependiente de la frecuencia, en comparación a las correcciones aplicadas cuando se toma una Q constante.

Aki(1980) propone un mecanismo de dispersión para la atenuación de las ondas 'S' debido a heterogeneidades en el medio, basado en las observaciones de que la pérdida de energía de las ondas 'S', requerida para explicar las amplitudes de coda, es del orden de la atenuación de ondas 'S'.

Parece interesante el hecho de que las dependencias de Q_c y Q_s en la frecuencia son muy similares en esta tesis, indicando aparentemente mecanismos de atenuación muy estrechamente ligados.

Asimismo, el comportamiento de Q_s contra frecuencia

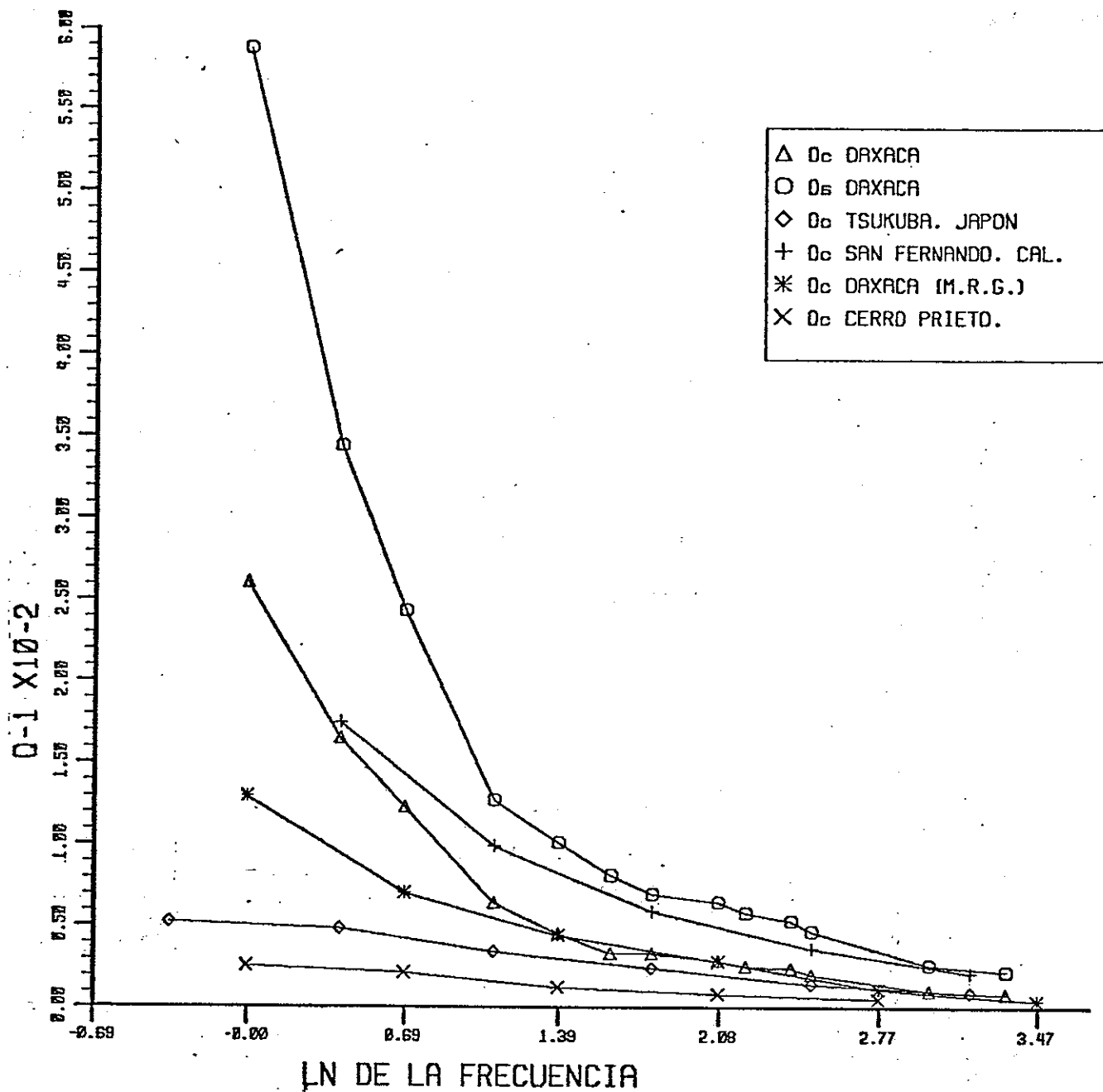


Figura 17. Se muestran las curvas Q contra frecuencia para varias regiones. Las 2 primeras curvas indicadas en la leyenda son las obtenidas en este trabajo. Las dos siguientes son reportadas por Chouet(1976). La quinta curva la obtuvo Rodriguez(1980) y la ultima es de Albores, Rodriguez(1980). Notese la convergencia de todas las curvas hacia las altas frecuencias.

sigue la tendencia general de otros resultados ya reportados, por lo que, en principio, no contradice la hipótesis de Aki(1980) sobre la atenuación de ondas 'S'.

Este estudio ha arrojado un resultado muy sorprendente: los valores de Q_c y Q_s difieren entre sí por un factor alrededor de 2. Siendo el conjunto de valores de Q_s numéricamente menores.

Es sorprendente tal resultado porque en trabajos anteriores (Rautian y Khalturin, 1978) se han reportado valores de Q_s muy cercanos a Q_c . Aunque Aki(1980) muestra valores de Q_c que son mayores que los de Q_s en Japon, esto sólo es cierto para frecuencias bajas (menores de 4 Hertz), ya que a frecuencias mayores ambos valores tienden a ser iguales.

Aki(1980) comenta lo siguiente: 'En el modelo de dispersión simple, el valor de Q_c debe interpretarse incluyendo la pérdida por dispersión. La concordancia observada entre las Q_s y Q_c está en armonía con la teoría de dispersión simple (onda S-onda S). Si se aplica el modelo de difusión, Q_c deberá ser mayor que Q_s , mientras la dispersión contribuye significativamente a la atenuación, debido a que el primero es causado sólo por la atenuación intrínseca, pero el segundo incluirá el efecto de dispersión:

Es difícil tratar de concluir algo respecto a la discrepancia en los valores de Q_c y Q_s obtenidos aquí. Creo que debería hacerse el presente estudio mas extensivo en cuanto a número de eventos y estaciones empleadas. Todo esto con el fin de aislar algún error posible en el método empleado, en el modelo ajustado, o bien en la reducción de datos.

En resumen, este trabajo ha proporcionado valores de Q indudablemente dependientes de la frecuencia en la banda de 1 a 28 Hertz. El coeficiente de atenuación depende muy debilmente de la frecuencia. Los valores de Q_c y Q_s difieren entre sí por un factor constante, aunque muestran una dependencia similar en la frecuencia. La Q_s es anómalamente baja. El mecanismo de atenuación de las ondas de cuerpo 'S', esto es: dispersión por heterogeneidades, propuesto por Aki(1980), no puede ser demostrado directamente con estos resultados, aunque cualitativamente, como lo notara el autor citado en algunas otras regiones, el comportamiento de Q_s , siendo similar a otros reportados, no invalida esta hipótesis.

LITERATURA CITADA.

- Aki, K. 1956. Correlogram analysis of seismograms by means of a simple automatic computer. J. Phys. Earth. 4:71-79.
- Aki, K. 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. J. Geophys. Res. 74(2):615-631.
- Aki, K. 1978. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. Department of Earth and Planetary Sciences, Massachusetts Inst. of Tech.
- Aki, K. 1980. Scattering and Attenuation of shear waves in the lithosphere. Enviado para su publicación al Journal of Geophysical Research. Feb. 1980., 36 pp.
- Aki, K., M. Tsujiura, M. Horiy K. Goto. 1958. Spectral study of near earthquakes. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokio University. 36:71-98.
- Aki, K. y B. Chouet. 1975. Origin of coda waves: Source, Attenuation and Scattering effects. J. Geophys. Res. 80(23):3322-3342.
- Anderson, D. y R. S. Hart. 1978. Q of the Earth, J. Geophys. Res. 83(b12):5869-5882.
- Bath, M. 1974. Spectral Analysis in Geophysics, C. 1, 3, 4, 6, 7. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.
- Ben-Menahem y P. Singh, 1972. Computations of models of elastic dislocations in the Earth, en Methods in Computational Physics, v. 12, Academic Press, New York.
- Born, 1941. The attenuation constant of Earth materials, Geophysics. 6:132-148.
- Collins y Lee, 1956. Seismic wave attenuation characteristics from pulse experiments. Geophysics. 21:16-39.
- Chouet, B. 1976. Source, scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves. Tesis Doctoral. Massachussets Institute of Technology. Cambridge Mass.
- Ewing y Press. 1954. Crustal structure and surface-wave dispersion. 2, Solomon Islands earthquake of July 20 1950, Bull. Seismol. Soc. Amer. 43:315-325.
- Fedotov, S. A. y S. A. Boldyrev. 1969. Frequency dependence

- of the body wave absorption in the crust and the upper mantle of the Kuril-Island Chain. *Izv. Phys. of the solid Earth.* 9:553-564.
- Futterman, W. 1962. Dispersive body waves. *J. Geophys. Res.* 67(13):5279-5291.
- Jackson, D y D. L. Anderson. 1970. Physical Mechanisms of seismic wave attenuation. *Rev. Geophys. Space Phys.* 8(1):1-63.
- Knopoff, L. 1964. *G. Geophys. Rev.* 2(4):625-660.
- Knopoff, L. y D. McDonald. 1958. Attenuation of small amplitude stress wave in solids. *Rev. Modern Phys.* 30(4):1178-1192.
- Lamb, G. L. 1962. The attenuation of waves in a dispersive medium. *J. Geophys. Res.* 67(13):5273-5277.
- Majer, E. y T.V. McEvilly. 1977. Seismological investigations at the Geysers Geothermal Field. Enviada para su publicacion a *Geophysics*, Diciembre 1977.
- McDonald, Angona, Mills, Sengbush, Van Nostrand y White. 1958. attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale. *Geophysics.* 23:421-439.
- Moler, C. B. 1974. Matrix eigenvalues and least squares computations. *Notas*, 25 pp.
- Murphy. 1980. The effect of partial saturation on attenuation in porous and granular materials. Stanford Rock physics annual meeting, April 1980.
- Officer, Ch. 1974. Introduction to theoretical Geophysics. pp.42-49, Springer-Verlag, New York.
- Pinkerton. 1947. A pulse method for the measurement of ultrasonic absorption in liquids: results for water, *Nature.* (1600):128-129.
- Rautian, T.G. y V.I. Khalturin. 1978. The use of the coda for determination of the earthquakes source spectrum. *Bull. Soc. Amer.* 68(4):923-948.
- Rodriguez Gonzalez, M. 1980. Estudio de terremotos locales. Tesis de Maestria en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada Baja California, México.
- Shanks, J. L. 1967. Recursion filters for digital

- processing. Geophysics. 32(1):33-51.
- Smith, S. W. 1971. The inelasticity of the mantle. Tectonophysics. 13:601-622.
- Solomon, S. 1972. Seismic wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America. J. Geophys. Res. 77(8):1483-1501.
- Solomon, S. 1973. Shear wave attenuation and melting beneath the Mid-Atlantic ridge. J. Geophys. Res. 78(26):6044-6059.
- Teng, Ta-Liang. 1968. Attenuation of body waves and the Q structure of the mantle. J. Geophys. Res. 73:2195-2208.
- Tsujiura, M. 1978. Spectral analysis of the coda waves from local Earthquakes Bull. Earthquakes Res. Inst. Univ. of Tokio. 53:1-48.
- Walls y Murphy. 1980. The effect of partial saturation on attenuation and permeability in gas sands. Stanford rock Physics annual meeting, April 1980.
- Walsh, 1968. Attenuation in partially melted material, J. Geophys. Res. 73(6):2209-2216.