



## Atenuación Intrínseca y Dispersiva en el Eje Cafetero Colombiano

CARLOS ALBERTO VARGAS JIMENEZ

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado Aéreo 14490, Bogotá.

E-mail: cvargas@ciencias.unal.edu.co

VARGAS JIMENEZ, C.A. (2003): Atenuación Intrínseca y Dispersiva en el Eje Cafetero Colombiano.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 28, pp. 101-116, 10 Figs., 4 Tablas, Bogotá.

### RESUMEN

La región del "Eje Cafetero Colombiano" ha sido estudiada en términos de atenuación de ondas Coda mediante la aplicación de los modelos de retro dispersión (SIBS) — Single Back Scattering (AKI & CHOUET 1975), Dispersion Isotropa Simple (SIS) — Single Isotropic Scattering (SATO 1977), y el modelo de múltiple dispersión basado en el Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalo de Tiempo (MLTWA) — Multiple Lapse Time Window Analysis (HOSHIBA et al. 1991), en busca de establecer relaciones empíricas de dependencia de la Atenuación con la frecuencia para  $Qc^{-1}$  y  $Qt^{-1}$ , así como determinar los aportes de atenuación por absorción intrínseca y dispersiva. Para el efecto fueron utilizados alrededor de 300 sismogramas relacionados con 52 eventos registrados en 14 estaciones sismológicas: la mayor parte de estos eventos correspondieron a sismos de la crisis del Terremoto de Armenia (Mw = 6.2. 25/01/99). La aplicación de las dos primeras técnicas permitió establecer leyes de dependencia de la Atenuación con la frecuencia  $Qc^{-1} (f) = (0.018 \pm 0.001) f^{(1.04 \pm 0.01)}$  (SBS) Y  $Qc^{-1} (f) = (0.038 \pm 0.002) f^{(0.81 \pm 0.01)}$  (SIS). Así mismo, gracias a la distribución de estaciones y focos sísmicos, la regionalización de Qc evidencio contrastes importantes de atenuación con marcada influencia del Complejo Volcánico Ruiz — Tolima. Por su parte, los resultados hallados mediante la utilización de la tercera técnica (MLTWA) permiten interpretar procesos relacionados con la actividad tectónica del área que dificultan la discriminación de la atenuación, tanto intrínseca como dispersiva. Las leyes de dependencia entre la Atenuación y la frecuencia halladas para absorción intrínseca  $Qi^{-1} (f) = (0.004 \pm 0.001) f^{(0.81 \pm 0.01)}$  y para atenuación dispersiva  $Qs^{-1} (f) = (0.003 \pm 0.001) f^{(1.50 \pm 0.01)}$  sugieren un alto control estructural en la zona.

Palabras clave: Atenuación intrínseca, atenuación dispersiva. Q de Coda

### ABSTRACT

The "Eje Cafetero Colombiano" region has been studied in terms of Coda waves attenuation through application of the Single Back Scattering model — SBS (AKI & CHOUET 1975), Single Isotropic Scattering model — SIS (SATO 1977), and Multiple Lapse Time Window Analysis method — MLTWA (HOSHIBA et al. 1991), for establishing empirical relationships of frequencies dependency for  $Qc^{-1}$  and  $Qt^{-1}$ , as to determining the attenuation contributions by intrinsic absorption and scattering. For this work, we used about 300 seismograms related to 52 events registered in 14 seismological stations; many of these events corresponded to aftershocks of the Armenia Earthquake (Mw = 6.2, 25/01/99). The application of the first two methods allowed us to establish laws of frequencial dependency  $Qc^{-1} (f) = (0.018 \pm 0.001) f^{(1.04 \pm 0.01)}$  (SBS) and  $Qc^{-1} (f) = (0.038 \pm 0.002) f^{(0.81 \pm 0.01)}$  (SIS). Also, the distribution of stations and seismic areas is allowed us to develop maps for Qc with important attenuation contrasts that suggest the influence of the Ruiz — Tolima volcanic complex in the regional attenuation. The results found through the third method (MLTWA) lead us to interpret complex processes related to tectonic activity of the area that hinder the discrimination of the attenuation by intrinsic absorption and scattering. The frequencial dependency found by intrinsic absorption  $Qi^{-1} (f) = (0.004 \pm 0.001) f^{(0.81 \pm 0.01)}$  and by scattering  $Qs^{-1} (f) = (0.003 \pm 0.001) f^{(1.50 \pm 0.01)}$  suggests a high structural control in the zone.

Keywords: intrinsic absorption, Scattering attenuation, Coda-0

### INTRODUCCION

La sección norte de los Andes Suramericanos comprende una extensa zona de deformación continental

limitada por el cratón sudamericano al oriente y por la zona de subducción de las placas Nazca y Caribe, situadas paralelamente a las costas de Colombia (Fig. 1). La convergencia relativa de estas tres placas se absorbe en-

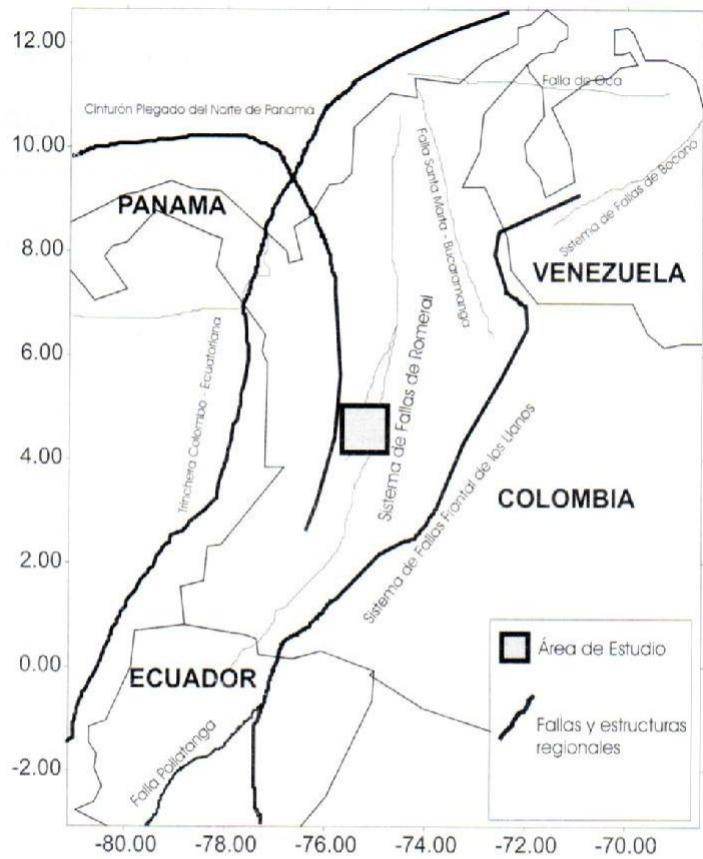
tre la zona de subducción del Pacífico colombiano y a lo largo de diversos sistemas de fallas activas paralelos a los piedemontes de las tres cordilleras colombianas (TABOADA *et al.* 1998).

Evidencias de la anterior actividad ha sido tema de diversos autores (PARIS & ROMERO 1994; DIMATE *et al.* 1995; COBLENTZ & RICHARDSON 1996), y a la que se ha atribuido las manifestaciones de la cadena volcánica más septentrional de toda la cordillera andina con episodios recientes como el caso del Volcán Nevado del Ruiz que en 1985 ocasionó la muerte a cerca de 22.000 personas, así como la actividad sísmica provocada por subducción y desplazamiento de fallas superficiales, responsables de la mayoría de eventos sísmicos fuertes en el territorio colombiano durante el siglo XX con intensidades VIII y magnitudes superiores a  $M_I = 6.0$  (1938, 1961, 1962, 1979, 1995 y 1999).

El principal escenario geográfico de la anterior actividad, conocido como Eje Cafetero Colombiano, a pesar de ser una zona relativamente bien monitoreada desde el punto de vista tectónico y sismológico (DIMATE *et al.* 1995; KELLOGG & VEGA 1995; MORA *et al.* 1997), carece de estudios que den cuenta suficiente sobre los procesos de atenuación que intervienen en la propagación de las ondas sísmicas. Solo MUÑOZ (1992) considerando tomografía y LONDOÑO (1996) teniendo en cuenta variaciones temporales de Q, ponen en consideración lo que podría reflejar zonas de baja velocidad dentro de la estructura puntual del Volcán Nevado del Ruiz.

En este sentido, y tal como se ha verificado en otros lugares del mundo (FEHLER *et al.* 1992; MAYEDA *et al.* 1992; AMBEH *et al.* 1993; HOSHIBA 1993; JIN *et al.* 1994; PUJADES *et al.* 1997; CANAS *et al.* 1998, UGALDE *et al.* 1998; MARTYNOV *et al.* 1999), las Ondas Coda son una poderosa herramienta para la estimación de la atenuación de ondas sísmicas. Su información contenida durante el viaje hipocentro - estación fue estudiada en la Región Central de los Andes Colombianos, intentando esclarecer las relaciones de dependencia de la atenuación con la frecuencia, así como explotar su capacidad en la determinación de anomalías regionales.

Son varios los estudios teóricos y numéricos que se han llevado a cabo para este tipo de ondas desde la propuesta original de AKI (1969) inspirada en las observaciones de réplicas del terremoto de Parkfield (California) en 1966. Uno de estos estudios, pionero por su forma de analizar el problema de una manera simple fue planteado por AKI & CHOUET (1975); en dicho trabajo se propuso un modelo de dispersión simple, bajo la hipótesis



**Fig. 1. Contexto Tectónico del Norte de los Andes y Zona de Estudio.**

de dispersión débil y donde fuente y receptor estaban situados en el mismo punto. El factor de calidad Q obtenido de esta manera, se conoce como  $Q_c$  y representa la atenuación efectiva, que incluye las pérdidas de energía debidas por absorción intrínseca ( $Q_i$ ), causada tanto por conversión de la energía sísmica en calor, como por atenuación dispersiva ( $Q_s$ ), debida a la redistribución de energía que ocurre cuando las ondas sísmicas interactúan con heterogeneidades de un medio. SATO (1977) extendió el modelo anterior y planteó la no coincidencia de la fuente y el receptor en un medio tridimensional infinito y perfectamente elástico con dispersores distribuidos aleatoriamente y homogéneamente. Este modelo, conocido como modelo de dispersión simple isotrópica, introduce el concepto de recorrido libre medio al trayecto que una partícula puntual, que representa la trayectoria de propagación de la energía sísmica, tiene desde la fuente emisora hasta su llegada a la estación. Al igual que en el modelo anterior,  $Q_c$  incluye  $Q_i$  y  $Q_s$ . DAINTY (1981) propone  $Q_i^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$  para explicar la dependencia de  $Q_c$ , y la frecuencia, asumiendo que  $Q_i^{-1}$  es independiente de la frecuencia.

Fueron los trabajos de FRANKEL & CLAYTON (1986), FRANKEL & WENNERBERG (1987), HOSHIBA (1991) y MATSUNAMI (1991), los que permitieron concluir que las medidas de  $Q_c$  para ventanas de tiempo posteriores al tiempo libre medio,

definido este como el camino libre medio dividido por la velocidad de onda (HERRAIZ & ESPINOSA 1987), podría corresponder solamente a la absorción intrínseca, sin incluir el efecto de los dispersores.

Posteriormente, modelos de múltiple dispersión fueron necesarios para determinar la contribución de perdida por dispersión  $Q_s^{-1}$  en la atenuación total. Fue así como WU (1985) modeló la distribución especial de la energía sísmica integrada para un tiempo infinito, hipótesis seguida por HOSHIBA *et al.* (1991) quien determinó la distribución especial y temporal de la energía de las ondas sísmicas multidispersadas usando simulación numérica de Montecarlo. ZENG *et al.* (1991) determinó la solución numérica para el mismo problema a partir de una ecuación integral.

En este estudio se ha empleado el método propuesto par HOSHIBA *et al.* (1991), conocido con el nombre de "Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo" (MLTWA). Para el efecto se han hecho las siguientes hipótesis: La dispersión es múltiple e isotrópica; la distribución de los dispersores es uniforme; y la coda está solo compuesta por ondas dispersadas de S a S. De este modo se puede deducir mediante comparación de observaciones y el cálculo de la densidad de energía en espacio y tiempo mediante MLTWA dos parámetros (WU 1985): el Albedo Sísmico\* ( $B_o$ ), definido como la relación adimensional de la perdida por esparcimiento a la atenuación total, y el Inverso de Longitud de Extinción ( $L_o^{-1}$ ) que es el inverso de la distancia (Km) sobre la cual la energía primaria de las ondas S decrece a razón de  $e^{-1}$ .

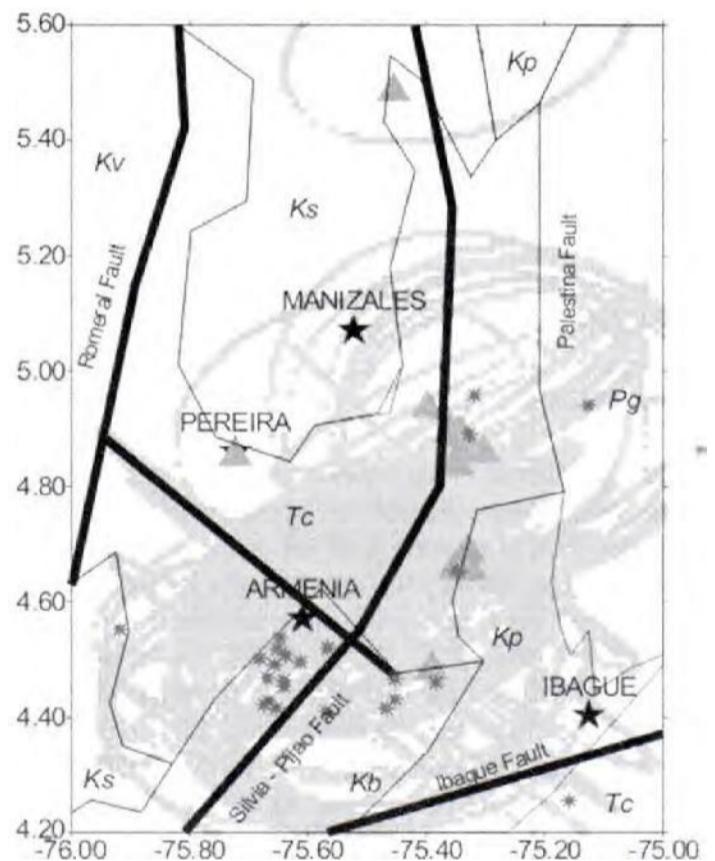
Justamente la aplicación de este técnica para la Región Central de los Andes Colombianos se ha llevado a cabo por su éxito en otros lugares del mundo: FEHLER *et al.* (1992) en la Región Kanto-Tokai (Japón); MAYEDA *et al.* (1992) en Hawaii, Long Valley y California Central; JIN *et al.* (1994) al sur de California; AKINCI *et al.* (1995) en el sur de la Península ibérica y oeste de Turquía; PUJADES *et al.* (1997) en el sudeste de la Península ibérica; CANAS *et al.* (1998) en las Islas Canarias; UGALDE *et al.* (1998) en el Noreste de Venezuela. Los resultados en términos de atenuación inelástica fueron además contrastados con rasgos geológicos y geofísicos de la zona.

\* El término Albedo, cuya traducción al castellano es Umbral, es técnicamente usado en éste contexto de la sismología en varios idiomas. Respetando éste convención, nos referiremos a Albedo Sísmico como una propiedad que define la capacidad de un medio para dispersar la energía sísmica.

## MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO

La zona, de estudio se encuentra ensamblada por un mosaico de diferentes tipos de rocas donde prevalecen dos dominios principales: hacia el sector oriente afloran rocas metamórficas y plutónicas de edad Precámbrico a Mesozoico que han sufrido varios eventos dinamo-térmicos (FUQUEN & NUSIEZ 1989; GONZALES & NUÑEZ 1991); en el sector occidental afloran rocas de afinidad oceánica, principalmente secuencias volcano-sedimentarias de edad Mesozoico (Fig. 2).

El límite entre estos dos dominios es una megafractura con orientación NNE, conocido como Sistema de Fallas de Romeral, que recorre la parte septentrional de los Andes desde el NW de Ecuador hasta las estribaciones terminales de los Andes al NW de Colombia. Evidencias de



**Fig. 2. Geología y Tectónica generalizada del área de estudio.** Pg=Gneiss y Anfibolitas precámbricas; Kp=Plutonitas mesozoicas; Kb=Basaltos y Andesitas mesozoicas; Kv=Secuencias Vulcano - sedimentarias Marinas de edad Mesozoico; Tc=Secuencias Vulcano -sedimentarias continentales terciarias; Ks= Secuencias Ofiolíticas mesozoicas. Los triángulos rellenos representan las estaciones sismológicas utilizadas. Los asteriscos son algunos de los sismos tenidos en cuenta en el presente estudio. Las elipses corresponden a una proyección en superficie de elipsoides de muestreo de la coda.

su actividad reciente ha sido asociada a varios de sus segmentos (CARDER 1998) dentro de los que se destaca la Falla Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer, probablemente asociadas al movimiento sísmico destructor de Armenia (25 de enero de 1999); y la Falla de Palestina, estructura que parece controlar las manifestaciones de actividad volcánica reciente del Complejo volcánico Ruiz-Tolima (THOURET 1985; GONZALES 1993). Ha sido la actividad sísmica reciente de varios trazos de dicho sistema de fallas, así como las evidencias neotectónicas las que sugieren un desplazamiento predominantemente inverso con componente de rumbo (TABOADA *et al.* 1998).

Otro sistema a menor escala, con dirección preferencial NW, es conocido como Fallas Tipo Salento. Se trata de una serie de fracturas paralelas y presentes en toda esta zona; de dicho sistema se destaca la Falla Termales-Villamaría un segmento activo de falla con manifestaciones sísmicas y termales.

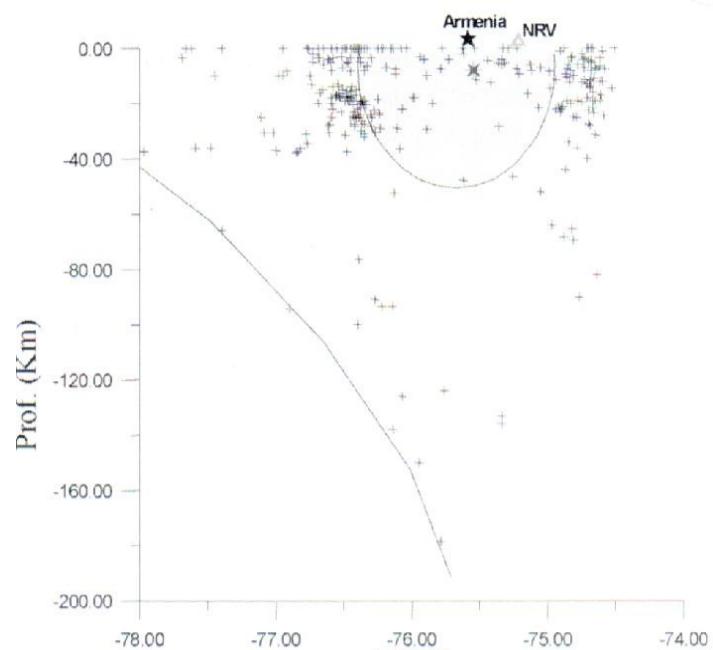
En relación con lo anterior, existe una sismicidad superficial en la zona que ha sido asociada con desplazamientos importantes en algunos tramos de falla. Es sin embargo el proceso de subducción (Fig. 3) el que se encuentra íntimamente relacionado con la sismicidad intermedia y ha sido responsable de varios eventos destructores (1961, 1962, 1979, 1995).

## DATOS SÍSMICOS

Las señales sísmicas en este estudio corresponden a 300 sismogramas registrados en 14 estaciones, 12 de ellas utilizadas para el monitoreo de los volcanes Ruiz, Cerro Bravo, Machín, Tolima y Nevado de Santa Isabel; las otras dos (2) estaciones hacen parte de un sistema de monitoreo sísmico regional (Fig. 2). En todos los casos, son estaciones de corto periodo ( $F_n = 1 \text{ Hz}$ ) emplazadas en roca y configuradas para transmisión analógica continua a un centro de recepción de la ciudad de Manizales donde la señal es recibida por un sistema A/D a 12 bits y 100 mps. La respuesta del sistema en conjunto es plana entre 1 y 15 Hz.

Los eventos utilizados hacen parte en su mayoría de la crisis sísmica posterior al Sismo de Armenia (Enero 25 de 1999,  $M_w=6.1$ ), aunque también se utilizaron eventos anteriores y posteriores de la zona, todos con  $MI < 3.0$ . Para el efecto fueron localizados mediante HYPO71 (LEE & LAHR 1975) a partir de un modelo de corteza de 5 capas modificado de CORAL (1987). Tablas I y II.

De acuerdo con PULLI (1984) La capacidad de muestreo de las Ondas Coda en una zona de interés se



**Fig. 3. Perfil E-W del área de estudio. La línea continua sigue la sismicidad que sugiere la inclinación del plano de Benioff. El triángulo representa la ubicación del Complejo Volcánico Ruiz-Tolima. El asterisco indica la ubicación del pasado Sismo de Armenia (01/25/99,  $M_w=6.1$ ). La semi-elipse representa la región en la que se analizó el Factor de Calidad Q.**

puede definir como un elipsoide cuyo eje mayor proyectado en superficie es igual a  $vt/2$  y eje menor  $vt/2 - R/2$ , siendo  $v$  la velocidad de la Onda S,  $t$  el tiempo de muestreo y  $R$  la distancia Epicentro — Estación. El tercer Eje lo define la profundidad del sismo. La Fig. 2 permite observar la zona muestreada por cada sismograma.

**TABLA 1  
MODELO DE CORTEZA UTILIZADO EN LA LOCALIZACION DE LOS EVENTOS SISMICOS**

Velocidad P (Km/s)	Profundidad (Km)
4.0	0.0
5.5	2.0
6.4	25.0
8.1	35.0

## METODO DE ANALISIS

En primer lugar, ha sido estimada la razón de decaimiento en las amplitudes de coda  $Q_c^{-1}$  a partir de la aproximación propuesta por AKI & CHOUET (1975), conocida como Modelo de Retrodispersión Simple:

$$\ln[t^2 A_{obs}(fl, t)] = c - Q_c^{-1} 2\pi f t, \quad (1)$$

donde  $c$  es una constante y  $A_{obs}(fl, t)$  representa la amplitud media cuadrática de las señales filtradas como función

de la distancia hipocentral  $r$  y en lapsos de tiempo  $t$  medidos desde el origen del sismo,  $Q_c^{-1}$  se obtiene fácilmente a partir de la pendiente ajustada linealmente entre  $\ln[t^2 A_{obs}(flr, t)]$  versus  $ft$ .

La misma estimación de  $Q_c^{-1}$  se realizó a partir de la propuesta de SATO (1977), conocida también con el nombre de Modelo de Dispersión Simple Isótropa, la cual plantea que la densidad de energía de la coda para una frecuencia es:

$$E_s(r, f | t) = \left[ \frac{W_o(f) g_o(f)}{4\pi r^2} \right] K \left( \frac{t}{t\beta} \right) e^{-\frac{2\pi ft}{Q_c}} \quad (2)$$

donde  $r$  es la distancia hipocentral,  $t$  el tiempo de propagación medido a partir del tiempo de origen del sismo,  $t\beta$  es el tiempo de propagación de la onda S,  $g_o$ , el coeficiente de esparcimiento y  $W_o$  la energía total radiada por la fuente. La función  $K(\alpha)$  es de la forma:

$$K(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln \left( \frac{\alpha + 1}{\alpha - 1} \right) \quad (3)$$

la cual tiende asintóticamente a  $K(\alpha) \sim 2/\alpha^2$  para  $\alpha > 2$ . Tal como lo planteó SATO (1977), la linealización de (2) garantiza la determinación de  $Q_c^{-1}$ , a partir de una simple regresión lineal sobre sismogramas filtrados a una frecuencia  $f$ .

En ambos casos se consideró la expansión geométrica como proporcional a  $r'$  la cual es solo aplicable a ondas de cuerpo en un medio uniforme.

Tanto (1) como (2) han sido validados en muchos estudios, tal como lo comenta HERRAIZ & ESPINOSA (1987). No obstante la diferencia entre estos dos métodos se basa fundamentalmente en los tiempos de propagación de las ondas S; en particular, según RAUTIAN & KHALTURIN (1978), (1) es válida para tiempos de propagación superiores a dos veces el tiempo de propagación de la onda S. En cambio (2), al considerar fuentes receptoras no coincidentes, permite efectuar el análisis de la coda inmediatamente después de la llegada de la onda S. Además, en (1) hay una dependencia significativa de la pendiente  $Q_c^{-1}$  con la ventana de tiempo utilizada, razón por la cual se hace necesario especificar la ventana usada.

Posteriormente, y para determinar la contribución de la atenuación intrínseca y dispersiva de la atenuación total, fue aplicado el Método de Análisis por Ventanas

Múltiples de Intervalos de Tiempo - MLTWA - (HOSABA et al. 1991) el cual consiste en comparar la energía sísmica predicha con observaciones en varias ventanas de tiempo después del arribo de las ondas S, variando la distancia hipocentral. Estas comparaciones permiten obtener valores de albedo sísmico ( $B_o$ ) y el inverso de longitud de extinción ( $L_e^{-1}$ ) para una banda frecuencial determinada. La energía sísmica como función de la distancia hipocentral se calcula a partir de HOSHIBA (1993). La primera etapa del procedimiento contempla el cálculo de las amplitudes medias cuadráticas para señales filtradas en una frecuencia particular, lo cual permite determinar  $A_{obs}(flr, t)$ . Posteriormente, por integración de esta función sobre tres ventanas de tiempo consecutivas: 0-15, 15-30 y 30-45 s medidos a partir del arribo de las ondas S, se calculan las energías que representan la función  $e_{1,2,3,obs}(flr)$  para los instantes inicial, medio y final de la coda. Dichas energías son corregidas para las diferentes fuentes sísmicas y efectos de sitio mediante el uso de la técnica de coda normalizada propuesta por AKI (1980):

$$E_{n,obs}(f | r) = \frac{e_{n,obs}(f | r)}{A_{obs}(f | r, t_{reg})}, (n = 1, 2, 3) \quad (4)$$

donde  $E_{n,obs}(f | r)$  representa las energías sísmicas observadas y normalizadas para una frecuencia centrada en  $f$  y en la  $n^{\text{a}}$  ventana. El parámetro  $t_{reg}$  es un lapso de tiempo que satisface la siguiente condición para todo  $r$  y velocidad de la onda S:

$$t_{ref} \geq \frac{2r}{v} \quad (5)$$

De igual manera como se tuvo en cuenta para las anteriores dos metodologías, se realizó corrección por expansión geométrica como si se tratara de ondas de cuerpo en un medio uniforme.

Las curvas modelo de densidad de energía para un lapso de tiempo y a una distancia hipocentral fueron calculadas de acuerdo con la ecuación integral de ZENG et al. (1991), las cuales asumen un medio de múltiple dispersión en un medio isotrópico con distribución uniforme de los dispersores:

TABLA 2 EVENTOS SISMICOS UTILIZADOS PARA EL CALCULO DEL FACTOR DE CALIDAD Q								
DATE	ORIGIN	LAT N	LONG W	DEPTH	RMS	ERH	ERZ	
990201	03:23 35.20	4-56.44	75- 7.59	62.96	0.07	5.7	2.7	
990202	09:34 06.65	4-15.31	75- 9.56	14.31	0.06	4.5	7.5	
990202	10:12 23.15	4-27.19	75-38.45	13.30	0.04	1.8	4.8	
990202	12:05 01.45	4-28.02	75-27.21	30.98	0.07	3.5	1.3	
990202	12:06 57.76	4-29.75	75-36.75	15.88	0.05	0.4	0.9	
990202	12:19 58.32	4-24.60	75-34.17	30.22	0.01	0.7	0.5	
990202	13:09 33.06	4-25.91	75-27.12	28.22	0.01	1.1	0.3	
990202	14:00 20.83	4-27.57	75-23.10	30.90	0.01	1.1	0.1	
990202	17:15 43.01	4-24.93	75-39.21	14.46	0.03	0.2	0.6	
990202	21:08 59.18	4-33.13	75-55.06	35.82	0.01	0.5	5.7	
990202	21:35 18.75	4-31.19	75-34.00	22.21	0.04	1.8	1.9	
990202	22:15 01.16	4-32.27	75-38.90	11.14	0.10	1.5	5.8	
990203	00:29 13.40	4-24.89	75-28.08	29.28	0.01	1.8	0.5	
990203	14:52 04.25	4- 6.56	75-15.14	16.28	0.02	3.1	4.6	
990203	14:47 43.46	4-53.52	75-19.70	0.66	0.01	0.1	0.2	
990203	15:06 06.73	4-31.07	75-39.14	7.72	0.03	0.2	1.6	
990203	15:10 44.76	4-25.72	75-40.01	5.27	0.02	0.1	5.5	
990204	05:32 51.37	4-30.09	75-40.91	27.91	0.09	0.6	1.1	
990206	21:26 36.39	4-27.83	75-38.45	20.19	0.04	0.9	0.5	
990209	23:23 48.30	4-29.45	5-39.44	13.13	0.08	0.5	0.5	
990210	01:43 35.23	4-25.29	75-40.43	16.52	0.09	0.8	0.6	
990210	07:00 35.31	4-28.09	75-40.11	18.52	0.05	0.4	0.3	
990210	08:05 24.65	4-30.47	75-38.29	12.88	0.06	0.4	0.5	
990211	03:14 02.29	4-49.88	74-37.33	5.56	0.01	0.1	6.5	
981219	08:40 46.06	4-39.22	75-20.85	0.11	0.06	0.4	0.2	
981223	10:06 54.58	4-31.80	76- 7.37	106.44	0.01	1.4	1.3	
981224	23:16 55.50	5-40.13	75-14.12	99.02	0.03	2.1	0.6	
981225	09:44 49.03	5-17.33	76- 2.33	131.59	0.01	3.5	1.0	
981228	06:03 41.07	6-54.21	72-54.12	48.25	0.01	0.2	2.8	
981230	05:16 36.53	5-29.30	76-22.76	77.08	0.02	0.4	0.7	
990120	14:12 16.02	4-57.62	75-19.19	138.26	0.07	1.6	0.4	
990123	04:20 18.40	6- 2.25	74-30.02	80.70	0.01	1.3	1.9	
981203	16:27 54.13	3-36.36	75-41.47	53.73	0.02	3.8	6.9	
981207	21:36 37.34	4-41.94	76-24.06	104.54	0.04	1.1	0.9	
981210	05:45 31.61	6-29.84	76-46.35	114.94	0.05	7.9	3.5	
990124	13:05 03.52	7- 0.55	74-43.62	113.6	0.05	2.6	2.4	
990202	07:13 00.08	2-18.78	75-43.49	35.11	0.04	5.4	4.7	
990204	18:41 03.81	7-58.25	74-35.16	49.37	0.02	1.6	3.7	

$$E(\vec{r}, t) = E_0 \left( t - \frac{|\vec{r} - \vec{r}_0|}{v} \right) \frac{e^{-L_e^{-1} |\vec{r} - \vec{r}_0|}}{4\pi |\vec{r} - \vec{r}_0|^2} + \int_V g E \left( \vec{r}_1, t - \frac{|\vec{r}_1 - \vec{r}|}{v} \right) \frac{e^{-L_e^{-1} |\vec{r}_1 - \vec{r}|}}{4\pi |\vec{r}_1 - \vec{r}|^2} dV_1 \quad (6)$$

donde  $E(r, t)$  es la densidad de energía sísmica por unidad de volumen en la posición  $r$  y tiempo  $t$  desde un punto centrado en la fuente con  $r_0$  y  $t=0$ . El primer término de (6) representa la energía directa de la onda, y el segundo término es la contribución de la energía dispersada para

todos los órdenes. El parámetro  $v$  es la velocidad de la onda S y  $g=L_e^{-1}B_o$  es el coeficiente de esparcimiento. Una solución numérica de (6) para varias combinaciones de  $L_e^{-1}$  y  $B_o$ , pueden ser obtenidas mediante el uso de métodos híbridos que consisten en la combinación de métodos analíticos para dispersión simple con soluciones numéricas basadas en Transformadas

Rápidas de Fourier en dos dimensiones (SATO 1994). De este modo, se obtiene la función teórica  $E(r,t)$  que representa la energía recibida a una distancia hipocentral  $r$  y en un tiempo  $t$ . Esta función es numéricamente integrada sobre las tres ventanas de tiempo consecutivas que fueron consideradas a partir del arribo de las ondas S. Además, se realizó una corrección por expansión geométrica de la misma forma que se hizo para las energías observadas.

El mejor ajuste de los parámetros  $L_e^{-1}$  y  $B_o$  se obtiene a partir de múltiple regresión por mínimos cuadrados entre datos observados y teóricos. De este modo, se puede obtener  $Q_t^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ , y  $Q_s^{-1}$  a partir de HOSHIBA (1991):

$$Q_t^{-1} = L_e^{-1} (v/f) \quad (7)$$

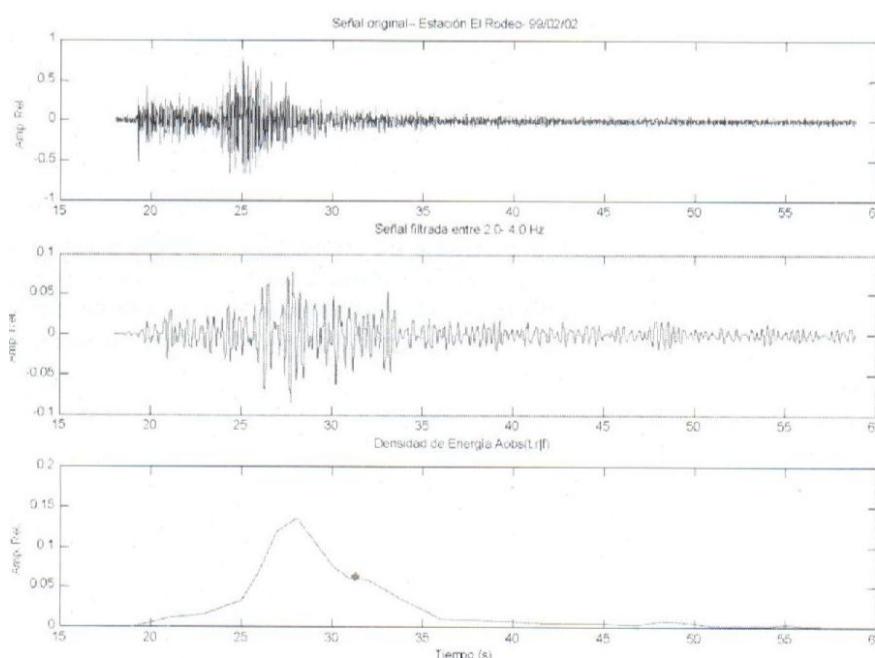
$$Q_{s-1} = B_o Q_t^{-1} \quad (8)$$

$$Q_i^{-1} = (1 - B_o) Q_t^{-1} \quad (9)$$

## RESULTADOS

### Tratamiento de las Señales

La determinación de la función  $A_{obs}(flr,t)$  en los sismogramas analizados se llevó a cabo mediante el cálculo del promedio de las amplitudes cuadradas para ventanas de tiempo  $t +/- 1$  s para relaciones señal/ruido superior a 2.0 y en las siguientes bandas de frecuencia: 1.0-2.0 Hz, 2.0-4.0 Hz, 4.0-6.0 Hz, 6.0-8.0 Hz y 8.0-10.0 Hz. La Fig. 4 ilustra un ejemplo de los sismogramas utilizados.



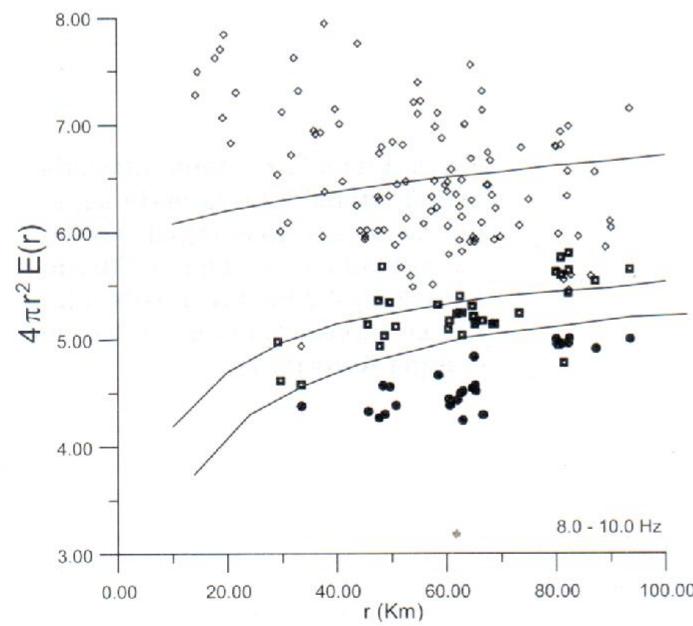
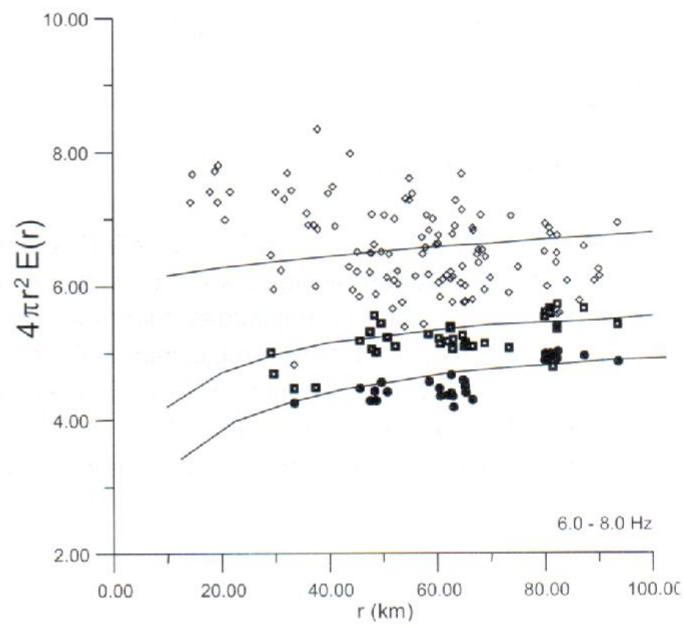
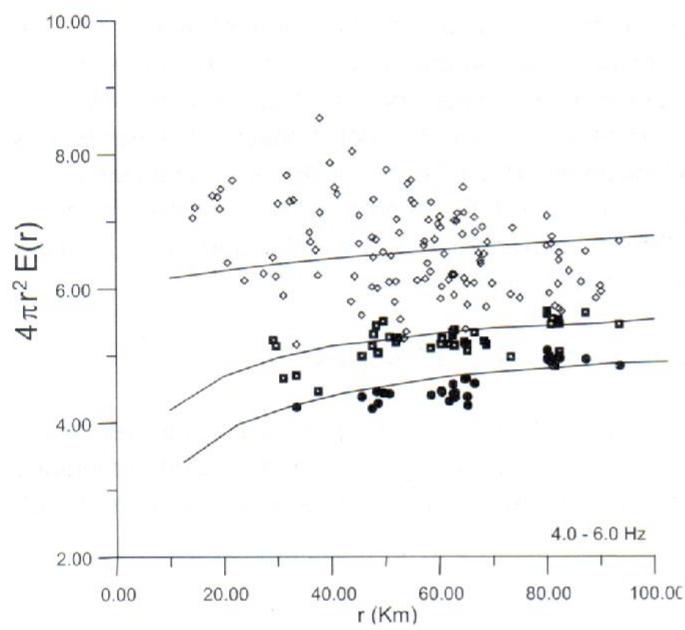
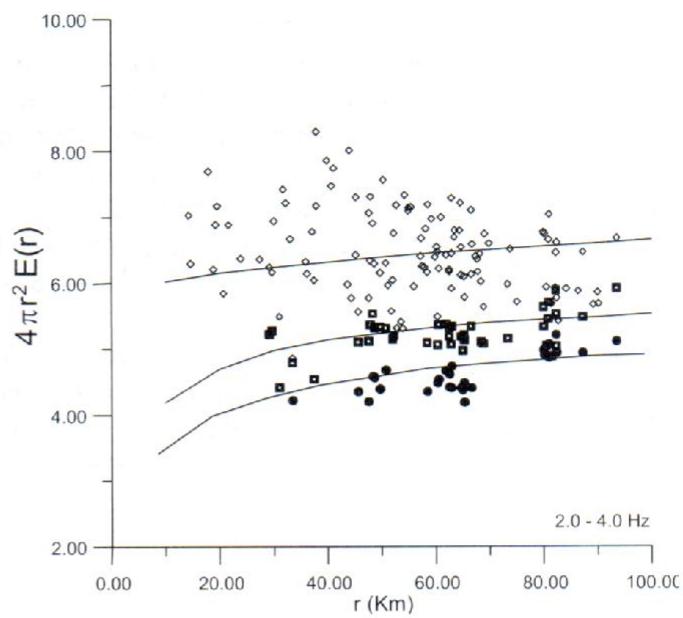
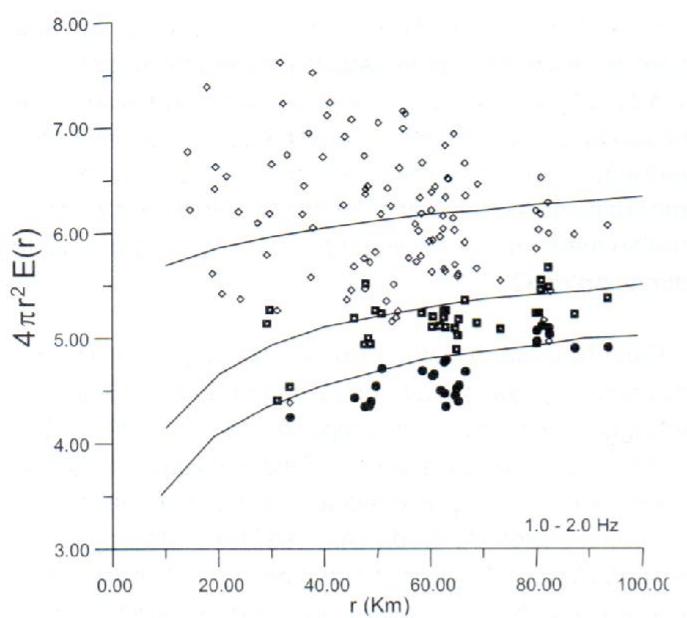
**Fig. 4. Ejemplo de serial utilizado en este trabajo. En la parte superior se encuentra el registro original, seguido por el registro filtrado entre 2.0 y 4.0 Hz. En la parte inferior se representa la densidad de energía  $A_{obs}(t,rlf)$ .**

Para el caso específico del cálculo de (1), la ventana temporal tenida en cuenta dada la longitud del registro fue entre  $2(r/\beta)$  y  $2(r/b)+15$  s a partir del origen del sismo. De este modo  $Q_c^{-1}$  se determinó mediante cálculo por mínimos cuadrados. Por otra parte, la ecuación (2) para ventanas temporales de 15 s desde el tiempo de inicio de la onda S, permitió mediante ajuste lineal por mínimos cuadrados, la estimación de  $Q_c^{-1}$ .

Para la función  $A_{obs}(flr,t)$  en (4), se siguió el mismo procedimiento que se tuvo en (1) teniendo en cuenta tres ventanas consecutivas de tiempo, 0 - 15 s, 15 - 30 s y 30 - 45 s desde el arribo de la onda S. Esta densidad de energía se normalizó con respecto a la fuente siguiendo la técnica de Normalización de Coda (AKI 1980). Así, la aplicación del MLTWA permitió la estimación de  $L_e^{-1}$  y  $B_o$  mediante la comparación de la densidad de energía teórica con la observada en distancias hipocentrales entre 0-100 Km. El mejor modelo ajustado con los parámetros  $L_e^{-1}$  y  $B_o$  se determinó mediante una regresión múltiple por mínimos cuadrados entre curvas teóricas calculadas numéricamente a partir de la ecuación (6) y datos observados expresados en función de (4). La Fig. 5 muestra el mejor ajuste de los datos con curvas teóricas para las tres ventanas de tiempo a diferentes frecuencias. La velocidad de la onda S considerada fue de 3.4 Km/s.

### Estimación de $Q_c^{-1}$ , $Q_t^{-1}$ , $Q_i^{-1}$ , y $Q_s^{-1}$

La Tabla III presenta los parámetros de atenuación estimados en este trabajo. Tal como ha sido comentado por varios autores (CANAS *et al.* 1998; UGALDE *et al.* 1998),



**Fig. 5. Ajuste de energías sísmicas observadas y curvas teóricas. Los rombos representan energías calculadas en la ventana de tiempo 0-15 s, los cuadrados, 15-30 s y los círculos 30-45 s.**

TABLA 3

Parámetros de atenuación sísmica estimados.  $L_e^{-1}$  Inverso de la Longitud de Extinción;  $B_o$  Albedo Sísmico;  $Q_i^{-1}$ , Absorción Intrínseca;  $Q_s^{-1}$ , Atenuación Dispersiva;  $Q_t^{-1}$ , atenuación total;  $Q_c^{-1}$  (1) Coda-Q estimada a partir de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  (Hoshiba, et al. 1991);  $Q_c^{-1}$  (2) calculada a partir de AKI & CHOUET (1975);  $Q_c^{-1}$  (3), Coda-Q calculada a partir de SATO (1977).

Frecuencia (Hz)	$L_e^{-1}$ (Km <sup>-1</sup> )	$B_o$	$Q_i^{-1}$ ( $\times 10^3$ )	$Q_s^{-1}$ ( $\times 10^3$ )	$Q_t^{-1}$ ( $\times 10^3$ )	$Q_c^{-1}$ (1) ( $\times 10^3$ )	$Q_c^{-1}$ (2) ( $\times 10^3$ )	$Q_c^{-1}$ (3) ( $\times 10^3$ )
1.0 - 2.0	0.002 +1-0.001	0.40 +0.15 -0.17	2.72	1.81	4.53	2.39	12.3 +1- 6.6	27.34 +/-11.26
2.0 - 4.0	0.002 +1-0.001	0.17 +0.12 -0.10	1.87	0.397	2.27	7.85	6.0 +1- 4.1	15.56 +1-6.72
4.0 - 6.0	0.002 +/-0.001	0.13 +0.08 -0.08	1.19	0.17	1.36	1.15	3.52 +1- 3.0	10.28 +1-4.01
6.0 - 8.0	0.002 +1-0.001	0.13 +0.08 -0.08	0.85	0.121	0.97	0.82	2.48 +/-0.78	7.82 +1-3.14
8.0 - 10.0	0.002 +/-0.001	0.15 +0.12 -0.07	0.64	0.113	0.76	0.62	1.91 +1-0.69	6.37 +1-2.47

se puede observar que los errores asociados con  $L_e^{-1}$  y  $B_o$  son asimétricos debido a la forma que toma el área de confianza calculada a partir del Test de Distribución F (BEVINGTON & ROBINSON 1992), para nuestro caso del 95% (Fig. 6).

## DISCUSIÓN

### Dependencia de la Atenuación con la frecuencia

El ajuste de los valores medios de  $Q_c^{-1}$  calculados a partir de las técnicas de AKI & CHOUET (1975) y SATO (1977) conducen a estimaciones relativamente diferentes de la ley de dependencia de la atenuación con la frecuencia  $Q_c^{-1}(f) = Q_o^{-1} f^\nu$ . La Tabla IV permite detallar los ajustes a dicha ley para  $Q_c^{-1}$ , así como para  $Q_t^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$ .

El hecho que los anteriores ajustes para  $Q_c^{-1}$  se tornen diferentes es consecuencia lógica de haber tomado

metodologías con capacidad de muestreo diferente. La Fig. 7 permite observar los ajustes para  $Q_c^{-1}$  (AKI & CHOUET 1975; SATO 1977),  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$ , así como  $Q_c^{-1}$  deducido a partir de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  (HOSHIBA et al. 1991).

### Comparación entre valores de $Q_c^{-1}$ , $Q_i^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_t^{-1}$

Como se puede apreciar de la Tabla III, los bajos valores de albedo sísmico en todas las frecuencias ( $B_o < 0.5$ ) conducen a una estimación de  $Q_t^{-1}$  donde los aportes de atenuación por  $Q_i^{-1}$  son significativamente más importantes que  $Q_s^{-1}$ . De acuerdo con HOSHIBA et al. (1991),  $Q_c^{-1}$  no es una buena aproximación de  $Q_t^{-1}$  cuando se considera dispersión múltiple, por lo que es necesario realizar su aproximación a partir de:

$$\underline{Q}_c^{-1} = \underline{Q}_s^{-1} \left( 1 - \frac{C_2 + 2 \cdot C_3(g \cdot v \cdot t) + 3 \cdot C_4(g \cdot v \cdot t)^2 + \dots}{1 + C_2 + 2 \cdot C_3(g \cdot v \cdot t) + 3 \cdot C_4(g \cdot v \cdot t)^2 + \dots} \right) + \underline{Q}_t^{-1} \quad (10)$$

siendo  $g$  el coeficiente de esparcimiento y  $C_n$  constantes:  $C_2=1.22$ ;  $C_3=0.71$ ;  $C_4=0.26\dots$ . De este modo, el gráfico comparativo entre  $Q_c^{-1}$  con  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  (Fig. 8a) sugiere que  $Q_c^{-1}$  es aproximadamente igual a  $Q_t^{-1}$ , especialmente en la banda de 2.0 - 10.0 Hz. En la Fig. 8b se ilustran variaciones importantes entre  $Q_c^{-1}$  calculado a partir de AKI & CHOUET (1975) y SATO (1977) con respecto a  $Q_c^{-1}$ .

### Correlación con la Geotectónica de la Región

El Eje Cafetero Colombiano (Región Central de los Andes de Colombia), se constituye en una zona de alta

TABLA 4

### Estimación de Ley de dependencia de la Atenuación con la frecuencia para $Q_c^{-1}$ con $Q_i^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_t^{-1}$

Ley de dependencia de la Atenuación con la frecuencia
1 $Q_c^{-1}(f) = (0.018 \pm 0.001) f^{(1.04 \pm 0.01)}$ (Aki & Chouet, 1975)
2 $Q_c^{-1}(f) = (0.038 \pm 0.02) f^{(0.81 \pm 0.01)}$ (Sato, 1977)
3 $Q_c^{-1}(f) = (0.004 \pm 0.001) f^{(0.81 \pm 0.01)}$
4 $Q_s^{-1}(f) = (0.003 \pm 0.001) f^{(1.59 \pm 0.01)}$
5 $Q_t^{-1}(f) = (0.0067 \pm 0.001) f^{(1.00 \pm 0.01)}$

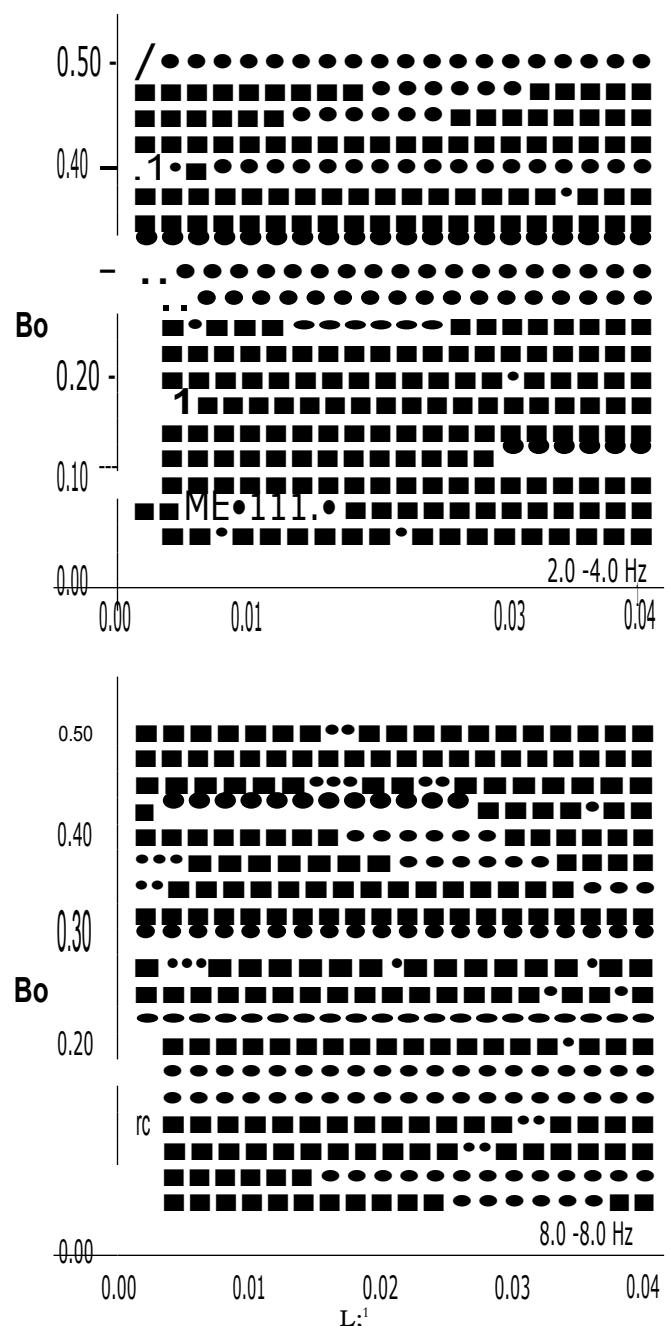
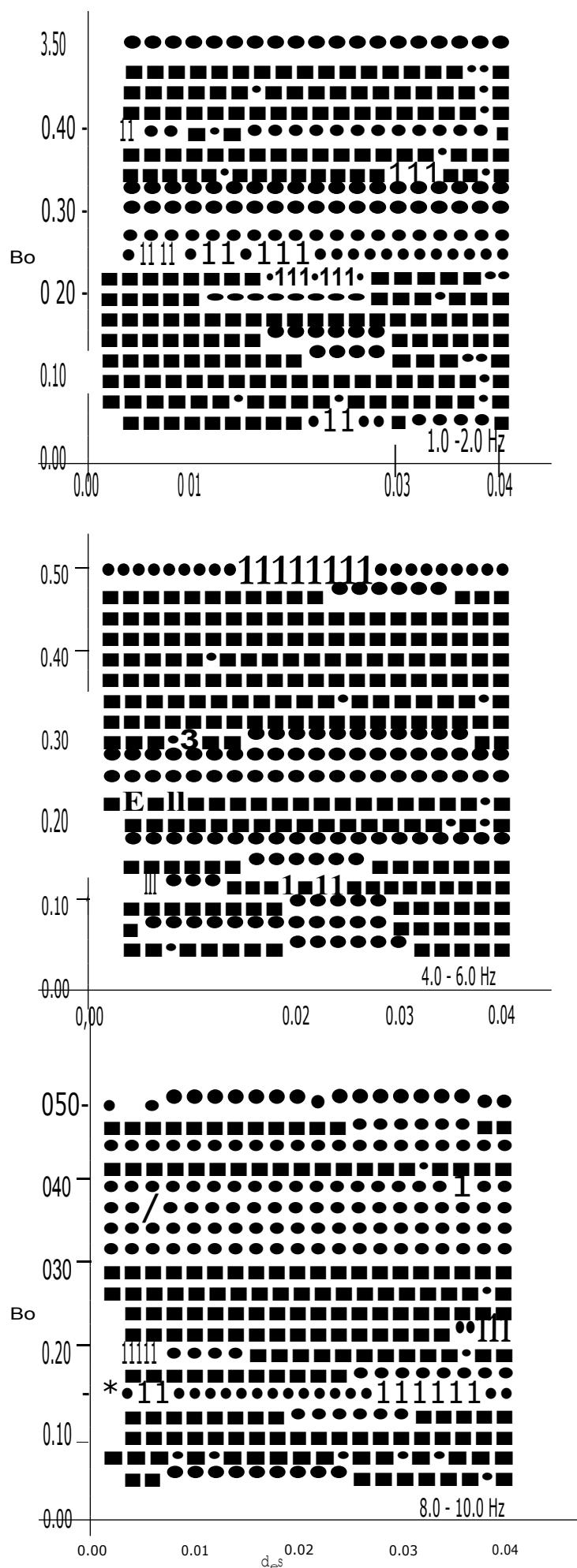
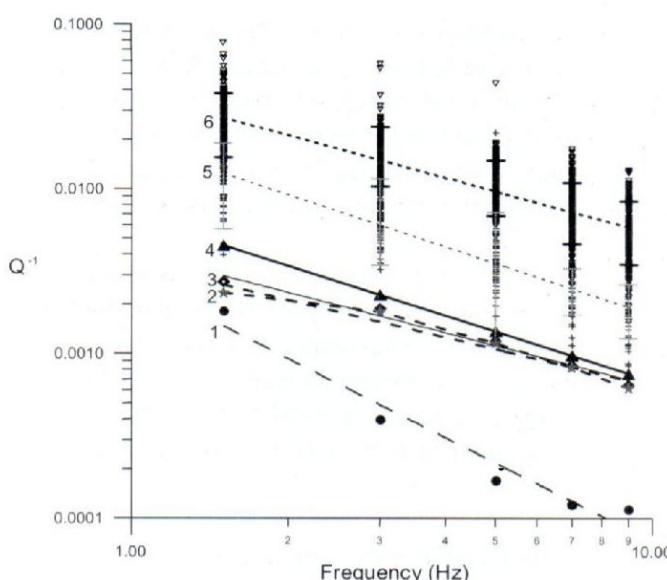


Fig. 6. Elipses de confianza superiores al 95% estimadas a partir de Test de Distribucion de Fisher. El asterisco representa el residue minima.



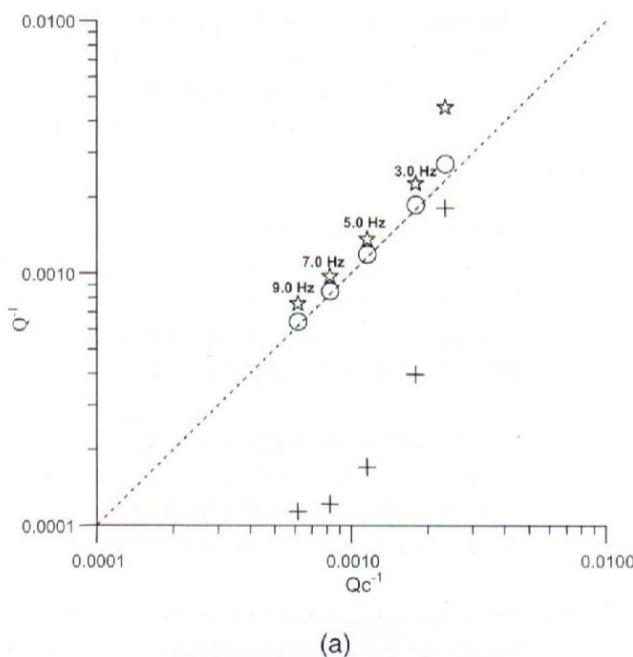
**Fig. 7. Comparación entre Leyes de dependencia entre Atenuación y Frecuencia. (1)  $Q_s^{-1}$ ; (2)  $Q_c^{-1}$  deducido a partir de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$ ; (3)  $Q_i^{-1}$ ; (4)  $Q_t^{-1}$ ; (5)  $Q_c^{-1}$  (AKI & CHOUET 1975); (6)  $Q_c^{-1}$  (SATO 1977). Se han representado líneas de dispersión para (5) y (6).**

actividad sísmica relacionada a procesos superficiales e intermedios; los primeros han sido interpretados como producto de constantes desplazamientos en los sistemas de fallas locales (Sistema de Fallas de Romeral, Falla Mulatos, Falla de Palestina, etc.). Los segundos por su parte han sido sugeridos en el marco de subducción de la

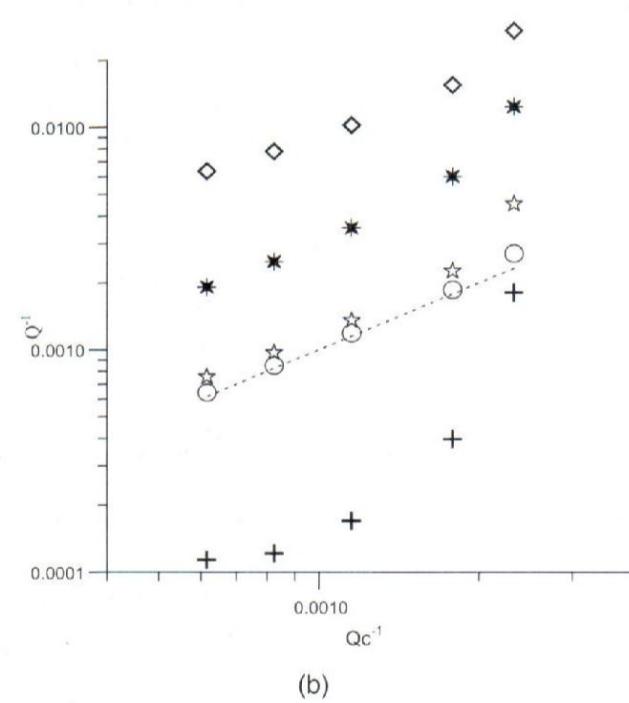
placa oceánica de Nazca bajo la placa Suramericana. A tales procesos han sido asignados los principales eventos sísmicos destructores de este régión durante el siglo XX, así como el control estructural y emplazamiento de la actividad magmática y geotermal del complejo volcánico más septentrional de los Andes suramericanos.

Dicha condición de actividad, en contraste con otros estudios de atenuación en el mundo (JIN & AKI 1988; PUJADES *et al.* 1990) se correlaciona bien con las dependencias de  $Q_c^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  y la frecuencia, halladas por los diferentes métodos empleados en este trabajo ( $v>0.3$  y  $Bo<0.5$ ).

Por otra parte, se aprovechó la distribución de las estaciones y sismos utilizados en el presente trabajo para realizar una primera aproximación a la regionalización de  $Q_c^{-1}$  siguiendo la idea general de punto medio utilizada por JIN & AKI (1988) en China. La Fig. 9 permite observar la distribución de  $Q_c^{-1}$  calculada a partir de SATO (1977) para las cinco bandas de frecuencias tratadas. Configuraciones similares fueron halladas al regionalizar  $Q_c^{-1}$  determinada a partir de AKI & CHOUET (1975). En concordancia con estos resultados han sido los valores e interpretaciones preliminares que LONDOÑO (1996) planteó al tratar de establecer variaciones temporales de  $Q_c^{-1}$  como parámetro premonitor de episodios eruptivos del Complejo Volcánico Ruiz - Tolima; dentro de sus resultados determinó valores de  $Q_c^{-1}$  entre 30 y 90 estimados a partir



**Fig. B.  $Q_c^{-1}$  estimado a partir de la ecuación 10 (líneas punteada) vs  $Q^{-1}$  . (a) estrella,  $Q_t^{-1}$  ; círculo,  $Q_i^{-1}$ ; cruz,  $Q_s^{-1}$  . (b) Además de lo anterior, el asterisco representa  $Q_c^{-1}$  hallado a partir de AKI & CHOUET (1975) y el rombo  $Q_c^{-1}$  hallado a partir de SATO (1977).**



del método de SATO (1977), los cuales relacionó con la actividad magmática superficial de dicho complejo. Como se puede detallar en las Figs. 9b y 9c, los efectos del complejo volcánico sobre la atenuación de la zona contrastan de modo importante. A pesar de hacer tender dichos efectos hacia fuera de su periferia, es posible que esta estructura sea en buena medida responsable de la importante absorción intrínseca de la zona. Consecuentemente, las ondas Coda a bajas frecuencias (1.0 — 2.0 Hz) tratan de hacer evidente la continuidad del posible sistema magmático en profundidad y su relación con los procesos de subducción (Fig. 9a). A frecuencias altas, es posible relacionar la distribución de la atenuación con las principales estructuras de la zona. Para nuestro caso (frecuencias < 6.0 Hz) las anomalías con valores bajos de  $Q_c$ , ubicadas en el sector SE de la zona de estudio (Figs. 9d y 9e), podrían asociarse con las fallas que atraviesan esta zona de la cordillera Central colombiana.

### Valoración de Errores

Las consideraciones de estimación de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  a partir de la propagación de ondas Coda bajo la hipótesis de medios isotrópicos donde el mecanismo de modelado se basa en retrodispersión, dispersión isotropa o multidispersión, son solo una mera aproximación a un problema bastante complejo. A pesar de esto, dicha estimación ofrece garantías de confianza en la aplicación inmediata dentro de las consideraciones de atenuación tenidas en cuenta para estudios de amenaza sísmica.

Particularmente para este estudio podemos citar varias fuentes de error a tener en cuenta dentro de las interpretaciones; la primera de ellas se encuentra relacionada con el mejor ajuste de los parámetros y a partir de múltiple regresión por mínimos cuadrados entre datos observados y teóricos. La Fig. 10 ilustra los residuos de los ajustes para las bandas de frecuencia consideradas, donde se puede apreciar que para la primera ventana dichos residuos presentan importantes dispersiones tanto positivas como negativas hasta los primeros 60 Km; a partir de dicha distancia hipocentral los residuos tienden a ser positivos. Las ventanas 2 y 3 presentan residuos positivos en el rango de distancias hipocentrales. Esta importante dispersión de la primera ventana sugiere condiciones bastante complejas de modelar con ondas Coda, particularmente para los primeros 60 Km: en consecuencia dicha dispersión ofrece un panorama difícil de ajustar a partir de modelos isotrópicos, coherente por tanto con la complejidad geológico-estructural de la zona donde intervienen procesos tectónicos a diferentes escalas con procesos magmáticos superficiales e intermedios.

Son las ventanas 2 y 3 las que a pesar de tener menores residuos, ilustran un desplazamiento sistemático por encima del nivel de ajuste, tendencia que puede conducir a una subestimación de los parámetros  $L_e^{-1}$  y  $B_o$ ; no obstante y como se podría esperar, las condiciones en profundidad sugieren ser más isotrópicas.

Por su parte, la regionalización de  $Q_c^{-1}$  presentada se torna en una aproximación preliminar que debe ser verificada en el futuro. Esto responde a que los algoritmos de inversión para regionalizar  $Q$  implican una distribución de estaciones y epicentros suficientemente densas para identificar de manera razonable posibles contrastes de dicho parámetro.

Por último, un punto importante a tener presente son las leyes de dependencia entre la atenuación y la frecuencia. Como puede apreciarse  $Q_c^{-1}$  es un factor altamente sensible a la capacidad de muestreo de las ondas Coda, pero sobre todo al método utilizado para su estimación.

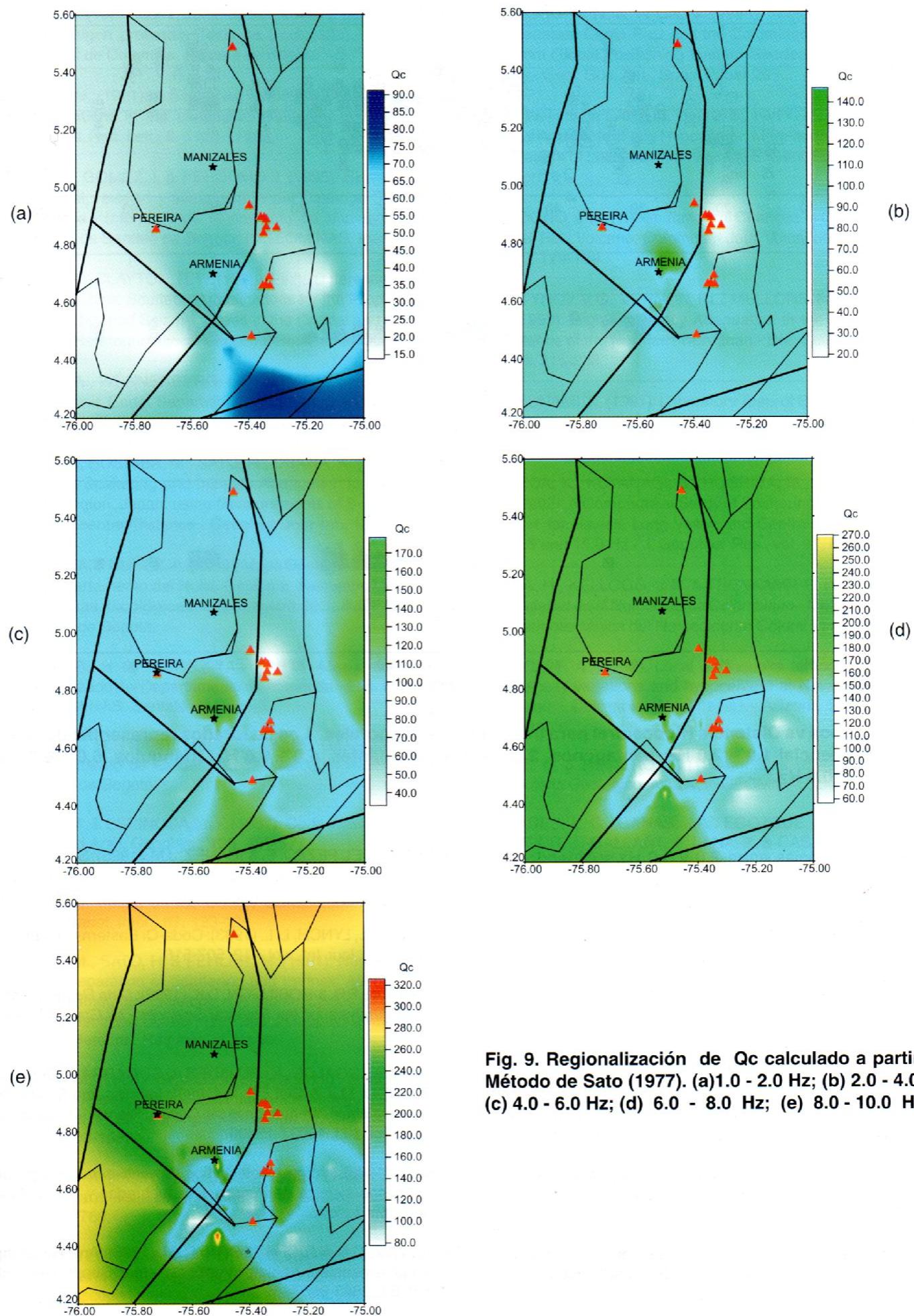
### CONCLUSIONES

La Región Central de los Andes Colombianos (Eje Cafetero Colombiano) ha sido estudiado en términos de atenuación de ondas Coda mediante la aplicación de los modelos de retrodispersión de AKI & CHOUET (1975), y dispersión isotropa simple de SATO (1977), y el modelo de múltiple dispersión basado en el análisis por ventanas múltiples de intervalos de tiempo (MLTWA) propuesto por HOSHIBA *et al.* (1991), en busca de establecer relaciones empíricas de dependencia entre  $Q_c^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  con la frecuencia, así como determinar los aportes de atenuación por absorción intrínseca y por dispersión. Los resultados más relevantes alcanzados en este trabajo son:

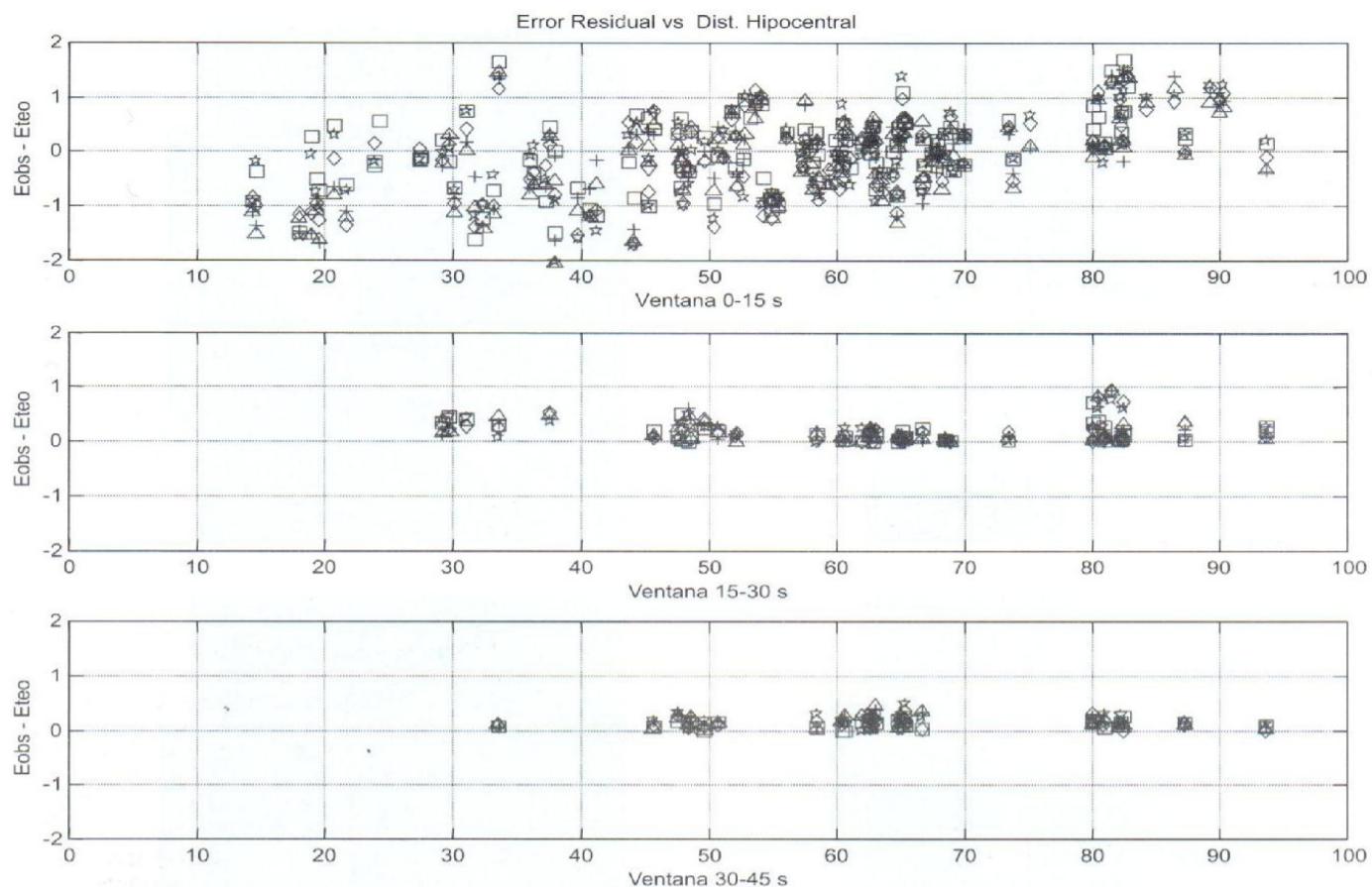
1. Estimaciones de  $Q_c^{-1}$  a partir de los tres métodos arrojan valores diferentes, pero en todas las leyes de dependencia entre la atenuación y la frecuencia se observan valores  $0.81 < v < 1.04$ , lo cual sugiere una manifiesta dependencia en la zona de estudio.

2. Fueron detectados valores bajos de  $B_o$  ( $< 0.5$ ) para el rango de frecuencias 1.0 — 10.0 Hz, lo cual sugiere una atenuación en la zona donde dominan procesos de absorción intrínseca sobre procesos dispersivos.

Una primera aproximación a la regionalización de  $Q_c$  bajo la propuesta de SATO (1977), siguiendo la idea general del punto medio (JIN & AKI 1988) pone en evidencia contrastes importantes en el Complejo Volcánico del Ruiz, con valores de atenuación altos respecto al resto de la



**Fig. 9. Regionalización de Qc calculado a partir del Método de Sato (1977). (a) 1.0 - 2.0 Hz; (b) 2.0 - 4.0 Hz; (c) 4.0 - 6.0 Hz; (d) 6.0 - 8.0 Hz; (e) 8.0 - 10.0 Hz.**



**Fig. 10. Residuos vs Distancia Hipocentral para tres ventanas temporales. Los cuadrados representan datos en la banda frecuencial 1.0 — 2.0 Hz; pentágonos, 2.0 — 4.0 Hz; diamantes, 4.0 — 6.0 Hz; triángulos, 6.0 — 8.0 Hz; cruces, 8.0 — 10.0 Hz.**

zona pare frecuencias entre 2.0 y 6.0 Hz sugiriendo que buena parte de la absorción intrínseca hallada puede estar relacionada con esta estructura. Por su parte, los valores de Qc en la banda de frecuencias entre 1.0 y 4.0 Hz son acordes con la actividad magmática de dicho complejo en profundidad y su posible interacción con los procesos de subducción.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKI, K. (1969): Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves.- J. Geophys. Res., 74, 615-631.
- AKI, K. & CHOUET, B. (1975): Origin of Coda Waves: Source, 3342 attenuation and scattering effects.- J. Geophys. Res., 80, 3322-
- AKI, K. (1980): Attenuation of Shear-Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz.- Phys. Earth Planet. Inter., 21, 50-60.
- AKINCI, A.. DEL PEZZO, E. & IBANEZ, J.M. (1995): Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and western Anatolia (Turkey).- Geophys. Jour. Int., vol. 121, 337-353.
- AMBEH, W. B., LYNCH, L. L.(1993): Coda-Oi Eastern Caribbean.- Geophys. Jour. Int., vol. 112, 507-516.
- BEVINGTON, P.F. & ROBINSON, D.K. (1992): *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*. McGraw Hill, New York.
- CANAS, J.A., UGALDE, A., PUJADES, L.G., CARRACEDO, J.C., BLANCO, M.J. & SOLER, V. (1998): Intrinsic and Scattering Seismic Wave Attenuation in the Canary Islands.- J. Geophys. Res., vol. 103, 15037-15409.
- CARDER (1998): Informe Neotectónico, Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal. Inédito.
- COBLE NTZ, D.D. & RICHARDSON, R. M. (1996): Analysis of the South American intraplate stress field.- Jour. Geoph. Res., vol. 101, 64, 8643-8657.

- CORAL, C. E. (1987): Los terremotos en Colombia y características de su origen profundo (Tesis de Doctorado).- Universidad Nacional de Colombia. Santafé de Bogotá.
- DAINTY, A. M. (1981): A Scattering Model To Explain Seismic Q Observations in the Lithosphere between 1 and 30 Hz.- *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1126-1128.
- DIMATE, C., GOMEZ, I. & PERDOMO J. (1995): Sismicidad instrumental, revisión y actualización del Catálogo Sísmico de Colombia.- Informe para el proyecto de Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. INGEOMINAS, Inédito.
- FRANKEL, A., CLAYTON, R. W. (1986): Finite Differences Simulation of Seismic Scattering: Implications for the Propagation of the Short-period Seismic Waves in the Crustal and Models of Crustal Heterogeneity.- *J. Geophys. Res.*, vol. 91, 6465-6489.
- FRANKEL, A., WENNERBERG, L. (1987): Energy-flux Model of the Seismic Coda: Separation of Scattering and Intrinsic Attenuation.- *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 77, 1223-1251.
- FEHLER, M., HOSHIBA, M., SATO, H., OBARA, K. (1992): Separation of Scattering and Intrinsic Attenuation for the Kanto - Tokai Region, Japan, using Measurements of S-wave Energy vs. Hypocentral Distance.- *Geophys. Jour. Int.*, 108, 787-800.
- FUQUEN, J. A. & NUÑEZ, A. (1989): Mapa Geológico Generalizado del Departamento del Huila. Geología, Recursos Minerales y Amenazas Geológicas.- Esc. 1:400.000. INGEOMINAS, Santafé de Bogotá.
- GONZALES, H. & NUÑEZ, A. (1991): Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Risaralda.- Esc. 1:200.000. INGEOMINAS, Santafé de Bogotá.
- GONZALES, H. (1993): Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Caldas.- Esc. 1:250.000. INGEOMINAS, Santafé de Bogotá.
- HERRAIZ, M. & ESPINOSA, A. F (1987): Coda Waves: A Review, *Pure and Appl. Geophys.*, 125, 499-577.
- HOSHIBA, M. (1991): Simulation of Multiple Scattered Coda Wave Excitation Based on the Energy Conservation Law.- *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 123-136.
- HOSHIBA, M., SATO, H. & FEHLER, M. (1991): Numerical Basis of the Separation of Scattering and Intrinsic Absorption from Full Seismogram Envelope — A Monte Carlo Simulation of Multiple Isotropic Scattering.- *Papers Geophys. Meteorol.*, 42, 65-91, Meteorol. Res Inst. of Japan.
- HOSHIBA, M. (1993): Separation of Scattering Attenuation and Intrinsic Absorption in Japan using the Multiple Lapse Time Analysis of Full Seismogram Envelope.- *J. Geophys. Res.*, vol. 98, 15809-15824.
- JIN, A. & AKI, K. (1988): Spatial and Temporal correlation between coda Q and seismicity in China.- *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 78, 741-769.
- JIN, A., MAYEDA, K., ADAMS, D. & AKI, K. (1994): Separation of Intrinsic and Scattering Attenuation in southern California using Terroscope Data.- *J. Geophys. Res.*, vol. 99, 17, 835-848.
- KELLOGG, J. N. & VEGA, V. (1995): Tectonic development of Panamá, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System Geodetic Studies and Gravity Geo). Soc. Am., Spec. Paper 295.
- LEE, W. H. K. & LAHR, J. C. (1975): HYP071: A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes.- U.S. Geol. Surv. Open-File Report.
- LONDONO, J. M. (1996): Temporal Changes in Coda Q at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia.- *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73, 129-139.
- MARTYNOV, V. G., VERNON, F. L., MELLORS, R.J. & PAVLIS, G.L. (1999): High-Frequency Attenuation in the Crust and Upper Mantle of the Northern Tien Shan.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 89, 215-238.
- MATSUNAMI, K. (1991): Laboratory Tests of Excitation and Attenuation of Coda Waves Using 2-d Models of Scattering Media.- *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 104-114.
- MAYEDA, K., KOYANAGI, S., HOSHIBA, M., AKI, K. & ZENG, Y. (1992): A Comparative Study of Scattering, Intrinsic and Coda 0-1 for Hawaii, Long Valley and Central California between 1.5 and 15.0 Hz.- *J. Geophys. Res.*, vol. 97, 6643-6659.
- MORA, H., KELLOGG, J. N. & TRENKAMP, R. (1997): Geodesia Satelital en el Noroccidente Colorrribiano.- Memorias Seminario Sismotectónica del Noroccidente Colombiano, Medellín.
- MUÑOZ, F. A. (1992): Local earthquake tomography for lateral velocity variations and hypocenters at Nevado del Ruiz Volcano - Colombia (Ms Thesis).- Arizona State University, Temple.
- PARIS, G. & ROMERO, J. (1994): Fallas activas de Colombia.- *Boletín Geológico*, No. 34, INGEOMINAS, Santafé de Bogotá.
- PUJADES, L. G., CANAS, J.A., EGOZCUE, J.J., PUIGVÍ, M.A., POUS, J., GALLART, J., LANA, X. & CASAS, A. (1990): Coda Q distribution in the Iberian Peninsula.- *Geophys. J. Int.*, 1000, 285-301.
- PUJADES, L. G., UGALDE, A., CANAS, J.A., NAVARRO, M., BADAL, F.J. & CORCHETE, V. (1997): Intrinsic and Scattering Attenuation from Observed Coda Q Frequency Dependence. Application to the Almería Basin (Southeastern Iberian Peninsula).- *Geophys. J. Int.*, 129, 281-291
- PULLI, J. J. (1984): Attenuation of Coda Waves in New England.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 74, 1149-1166.
- RAUTIAN, T. J. & KHALTURIN, V.I. (1978): The Use of the Coda for the Determination of the Earthquake Source Spectrum.- *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 68, 923-948,
- SATO, H. (1977): Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation.- *J. Phys. Earth.*, 25, 27-41.
- (1994): Multiple isotropic scattering model including P-S conversions for the seismogram envelope formatio.- *Geophys. J. Int.*, 117, 487-494.

- TABOADA, A., DIMATÉ, C. & FUENZALIDA, A. (1998): Sismotectónica de Colombia: deformed continental active y subducción.- Física de la Tierra, 10, 111-147.
- THOURET, J. C. (1985): Aspectos Volcano-Estructurales y dinamismo eruptivo de los volcanes Cerro Bravo y Nevado del Tolima. Cordillera Central Colombiana.- VI Congreso Latinoamericano de Geología., Santafé de Bogotá.
- UGALDE, A., PUJADES, L. G., CANAS, J. A. & VILLASENOR, A. (1998): Estimation of the Intrinsic Absorption and Scattering Attenuation in Northeastern Venezuela (Southeastern Caribbean) Using Coda.- Pure Appl. Geophys., 153, 685-702.
- WU, R. S. (1985): Multiple scattering and energy transfer of seismic waves: Separation of scattering effect from intrinsic attenuation, I, Theoretical modelling.- Geophys. Jour. R. Astr. Soc., 82, 57-80,
- ZENG, Y., SU, F. & AKI, K. (1991): Scattered wave energy propagation in a random isotropic scattering medium, I. Theory.- J. Geophys. Res., 96, 607-619.

*Manuscrito recibido, Mayo de 2003: aceptado, Julio de 2003.*