

Análisis espacial y temporal de Q-Coda en el Piedemonte Llanero (Colombia)

JUAN P. DURÁN¹, CARLOS A. VARGAS² Y LUIS A. BRICENO²

RESUMEN

La variación espacial y temporal del parámetro de atenuación Q-Coda en un sector del Piedemonte Llanero es estudiada usando las ondas Coda. La estimación de la atenuación de la amplitud de la coda se calcula por medio del Modelo de Dispersión Isotrópica Simple de Sato, a partir de sismogramas de sismos que ocurrieron en la región entre septiembre de 1993 a junio 2002. Siguiendo la metodología empleada por Aki y Chouet (1975), se analizaron los sismogramas en cuatro bandas centradas a 1.5, 3, 6 y 12 Hz con sus respectivos anchos de banda de 1, 2, 4 y 8 Hz. Por regresión lineal se calculó el valor de Q_c a 1 Hz. A partir de la expresión propuesta por Puli para modelar las amplitudes de las ondas coda por medio de elipses, se amplió esta expresión para calcular la variación espacial del Q_c-1 , para un medio tridimensional (tomografía anelástica). Y por medio de inversión por mínimos cuadrados se calculó el valor de atenuación para cada celda del modelo tridimensional. Los resultados se correlacionaron con el marco tectónico regional encontrando que cuando la atenuación aumenta con la profundidad, corresponde a zonas con tectónica de piel gruesa y por el contrario, cuando la atenuación disminuye con la profundidad, corresponde a zonas con tectónica de piel delgada.

Por otro lado, la variación temporal de los mínimos valores de Q_c (máximas atenuaciones) se correlacionó cualitativamente con sismos de magnitud mayor de 3.5 y, además, se cuantificó la distribución temporal de Q_c por medio de la dimensión fractal, mostrando que la agrupación de los valores mínimos de Q_c aumenta antes de la ocurrencia de un evento principal y decrece su agrupación después de la ocurrencia del evento principal.

PALABRAS CLAVE: ONDAS CODA, Q_c , ATENUACIÓN, DIMENSIÓN FRACTAL, PIEDEMONTE

ABSTRACT

The space-time variation of the parameter of attenuation Q-Coda in a sector of the Piedemonte Llanero was studied using the Coda waves. The estimation of the attenuation of the amplitude of coda is calculated by means of the Model of simple Isotropic Dispersion of Sato, from earthquakes seismograms happened in the region from September 1993 to June 2002. Following the methodology used by Aki and Chouet (1975), they analyzed seismograms in four centered bands to 1.5, 3, 6 and 12 Hertz with its corresponding bandwidths of 1, 2, 4 and 8 Hertz. And by regression to linear calculated the value of Q_c to 1 Hertz. From the expression proposed by Puli to model the amplitude of the waves coda by means of ellipses, this expression was extended to calculate the space variation of the Q_c-1 , (anelastic tomography). And by inverse square minimums, the value of attenuation for each cell of the three-dimensional model was calculated. Their results were correlated with the regional tectonic frame showing that when the attenuation increases by depth, it corresponds to zones with Tectonics of thick skin and, on the contrary, where the attenuation diminishes by depth, it corresponds to zones with Tectonics of thin skin.

On the other hand, the temporary variation of minimum values of Q_c (maximum attenuations) was correlated to qualitatively earthquakes of magnitude greater to 3.5 and, in addition, the temporary distribution of Q_c was quantified by dimension fractal showing that the grouping of the minimum values of Q_c increases before occurring a main event and its grouping decreases after occurring the main event.

KEYWORDS: CODA WAVES, Q_c , ATTENUATION, FRACTAL DIMENSION, FOOTHILLS

INTRODUCCIÓN

Un mecanismo para determinar las condiciones de atenuación de una zona, son las ondas Coda, que son ondas retrodispersadas, resultado de la suma de ondas primarias dispersadas por la interacción con dispersores o heterogeneidades y por lo tanto su

1 Estudiante de la maestría de Geofísica, Universidad Nacional de Colombia.

2 Profesor del Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia.

lbriceno@ciencias.unal.edu.co

METODOLOGÍA

ANÁLISIS ESPACIAL DE QC

Para calcular el valor de Qc se utilizó el modelo de Dispersión Isotrópica Simple de Sato que asume un medio homogéneo con velocidad y densidad constante, donde las fluctuaciones son debidas a dispersores homogéneos distribuidos aleatoriamente; por ejemplo, fracturas, fallas, contrastes de densidad y anomalías de velocidad.

De acuerdo con el modelo de Sato, y asumiendo que las ondas Coda sólo tienen ondas S dispersadas, la densidad de energía dispersada de la onda coda (Es), por la n-ésima heterogeneidad, será igual a

$$E_s(r, t | f) = \frac{W_0(f)g_0}{4\pi r^2} k(a) e^{-\pi f t / Q} \tag{1}$$

donde r es la distancia hipocentral; t es el lapso de tiempo medido desde el tiempo de origen del sismo; W₀ es la energía total radiada desde la fuente; g₀ es el coeficiente total de dispersión; k(a) = (1/a) ln[(a + 1)/(a - 1)], (a > 1); a = t/ts; ts es el tiempo de viaje de la onda directa S.

Linealizando la ecuación (1), obtenemos

$$\ln \left[\left(\frac{A_s}{A_c} \right)^2 K(t/ts) \right] = \ln \left[\frac{1}{n_0 \sigma V t} \right] - \frac{W}{Q_c} (t - ts) \tag{2}$$

Entonces el valor de Qc se obtiene a partir de una simple regresión lineal sobre sismogramas filtrados en unos rangos frecuencia seleccionados.

Siguiendo la metodología empleada por Aki y Chouet (1975), se analizaron los sismogramas en cuatro bandas centradas en 1.5, 3, 6 y 12 Hz con sus respectivos anchos de banda de 1, 2, 4 y 8 Hz. Por regresión lineal se calculó el valor de Qc a 1 Hz. Además, los valores de Qc se calcularon para diferentes tiempos con el fin de muestrear la atenuación de las ondas Coda a diferentes rangos de distancia.

REGIONALIZACIÓN DE QC

Para estimar la variación espacial de la atenuación de las ondas Coda (Qc⁻¹) en un medio tridimensional, se amplió la expresión propuesta por Puli para modelar las amplitudes de las ondas Coda por medio de elipses, a una expresión elipsoidal de la forma

$$\frac{x^2}{(vT/2)^2} + \frac{y^2}{(vT/2)^2} + \frac{z^2}{(vT/2)^2 - R^2/4} = 1 \tag{3}$$

donde R es la distancia entre la fuente y la estación, v es la velocidad de la onda S, x, y son las coordenadas en superficie y T es el tiempo total que las ondas Coda necesitan para recorrer la región comprendida entre la estación y el epicentro a velocidad constante con un coeficiente de atenuación Q₀⁻¹, y es igual a

$$T = 2t_s + \frac{t_v}{2} \tag{4}$$

t_v es la ventana de coda o sea el tiempo usado para calcular el valor de Q_c. Si una onda gasta un tiempo t_i para recorrer una región con un coeficiente de atenuación Q_{0i}⁻¹, el resultado efectivo de Q₀⁻¹ es relacionado al camino de atenuación por la relación (Vargas, 2000):

$$\frac{1}{Q_0} = \sum T_i \sum \frac{1}{Q_{0i}} \tag{5}$$

Para un medio tridimensional, la expresión (5) se expresa como un hiperplano de la forma

$$\frac{1}{Q_0} = \frac{t_{ijk}}{T_i} \frac{1}{Q_{ijk}} + \dots + \frac{t_{i+1,jk}}{T_i} \frac{1}{Q_{i+1,jk}} + \dots + \frac{t_{nmp}}{T_i} \frac{1}{Q_{nmp}} \tag{6}$$

que relaciona el valor de Q₀⁻¹ de cada elipsoide con la fracción de tiempo (t_i/T) respecto al tiempo total que las ondas Coda necesitan para recorrer la región (en este caso una celda de 3 dimensiones) con un valor de atenuación Q_i⁻¹ para un evento registrado en una estación.

La anterior expresión se puede expresar en la forma AX = Y, siendo A, X y Y

$$A = \frac{t_{ijk}}{T_k} + \dots + \frac{t_{i+1,jk}}{T_i} + \dots + \frac{t_{nmp}}{T_i} \tag{7}$$

$$X = \frac{1}{Q_{ijk}} + \dots + \frac{1}{Q_{i+1,jk}} + \dots + \frac{1}{Q_{nmp}} \tag{8}$$

$$Y = \frac{1}{Q_0} \tag{9}$$

Para determinar el valor de atenuación en cada celda, se utilizó la inversión por mínimos cuadrados amortiguados, donde el factor de peso es igual a una matriz diagonal de peso (0²) que consiste en el error estimado en una observación (e_i) normalizado por el error medio (e^m)

ANÁLISIS TEMPORAL DE QC

Para estimar la variación temporal de Qc, inicialmente se estudió la distribución temporal de los valores Qc antes y después de grandes eventos sísmicos (magnitud mayor de 3.5). Se espera que los mínimos valores de Qc (máximas atenuaciones) ocurran antes del evento principal, y que después del evento principal (mínimas atenuaciones) los altos ocurran. Si esta relación se cumple, confirmaríamos la idea de que para este sector podemos interpretar los cambios temporales de Qc como cambios del estado de esfuerzos en la corteza.

Además de esta aproximación cualitativa al problema de la variación temporal de la atenuación, se utilizó la dimensión fractal con el objetivo de cuantificar el agrupamiento temporal de los mínimos valores de Qc y correlacionar la variación temporal del agrupamiento de Qc con la ocurrencia de grandes sismos.

Vinciguerra (2001) señala que un método sencillo para calcular la dimensión fractal (D) es el método de la integral de correlación. Si $N_{R<r}$ es el número de pares de eventos separados por una distancia temporal menor que R , la integral de correlación de una distribución de N sismos se define como

$$C(r) = \frac{2N_{R<r}}{N(N-1)}, \quad (10)$$

$$C(r) \approx r^D \quad (11)$$

Linealizando la ecuación 11, se obtiene

$$\log C(r) \approx D \log r \quad (12)$$

Por tanto, la dimensión fractal (D) puede ser estimada a partir del mejor ajuste lineal de $\log C(r)$ vs. $\log R < r$.

Si los eventos están concentrados o agrupados en un espacio de tiempo muy pequeño $D = 0$. El caso opuesto ocurre para distribuciones periódicas donde los eventos están distribuidos igualmente en el tiempo; en este caso no habrá agrupación, y $D = 1$. Sin embargo, para intervalos de muestreo temporal muy cortos, D será igual a 0 y, por el contrario, para intervalos muy largos D tenderá a 1 (Latorra, Rapisarda y Vinciguerra, 1998).

Se calculó la dimensión fractal para una ventana móvil de 90 días, y se asume que el D calculado correspondía al tiempo del último evento en la ventana.

RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

VARIACIÓN ESPACIAL DE Q_c^{-1}

Los valores de atenuación calculados a partir de los sismogramas fueron filtrados e interpolados por el método de mínima curvatura para suavizar la respuesta e intentar buscar la tendencia, obviando las anomalías.

A partir de la inversión de las atenuaciones calculadas de los sismogramas, se creó un modelo tridimensional de atenuaciones (Q_c^{-1}) para profundidades menores de 20 km. El tamaño óptimo se estimó de los valores de la matriz de resolución del modelo y del residual de la inversión. Se analizaron tres casos extremos, con diferentes tamaños de grilla. Ver tabla 2 y figura 2.

TABLA 2. PARÁMETROS PARA LA SELECCIÓN DEL TAMAÑO ÓPTIMO DE CELDA

No. de divisiones	Tamaño de la celda (km)	Máx. valor mat. de res.	Residual
5 x 6 x 10	50.61 x 47.91 x 2.85	0.8	0.0733
8 x 9 x 10	31.6 x 31.0 x 2.84	0.6	0.0753
15 x 16 x 10	16.87 x 18.04 x 2.85	0.28	0.0775

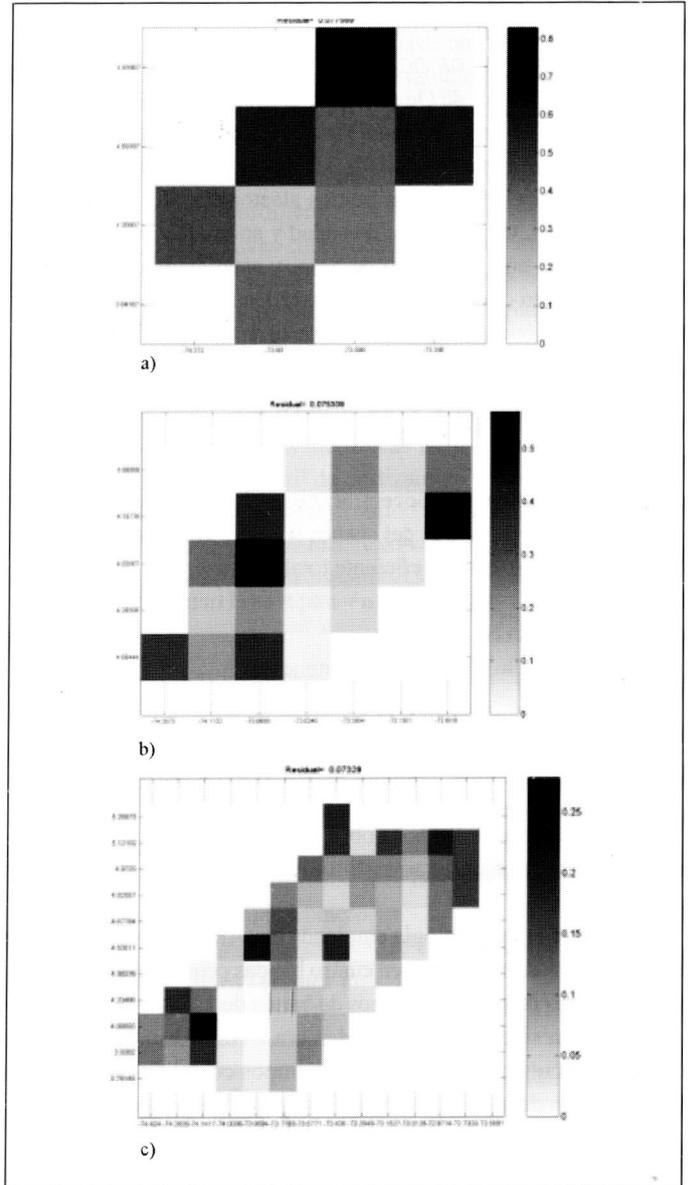


Figura 2. Matriz de resolución para una tomografía de atenuación de a) 5 x 6 x 10 divisiones; b) 8 x 9 x 10 divisiones; c) 15 x 16 x 10 divisiones.

Al analizar las gráficas, se aprecia que el residual no varía significativamente entre la inversión en cada una de las grillas; por el contrario, el valor de la matriz de resolución disminuye al aumentar el número de celdas en la grilla. De acuerdo con Menke (1989), cuanto más cercano sea el valor de la matriz de resolución a la unidad, el parámetro calculado (en nuestro caso, la atenuación en cada celda) estará más cerca del parámetro real. Por lo tanto, entre menor sea el número de celdas mejor sería la respuesta, pero esto sacrificaría el detalle en el modelo. Por tanto se decidió que el tamaño óptimo de las celdas es de 31.6 x 31.0 x 2.84 km, donde el máximo valor de la matriz de resolución es más o menos 0.6, y el número de celdas en cada capa permite analizar en detalle la variación espacial.

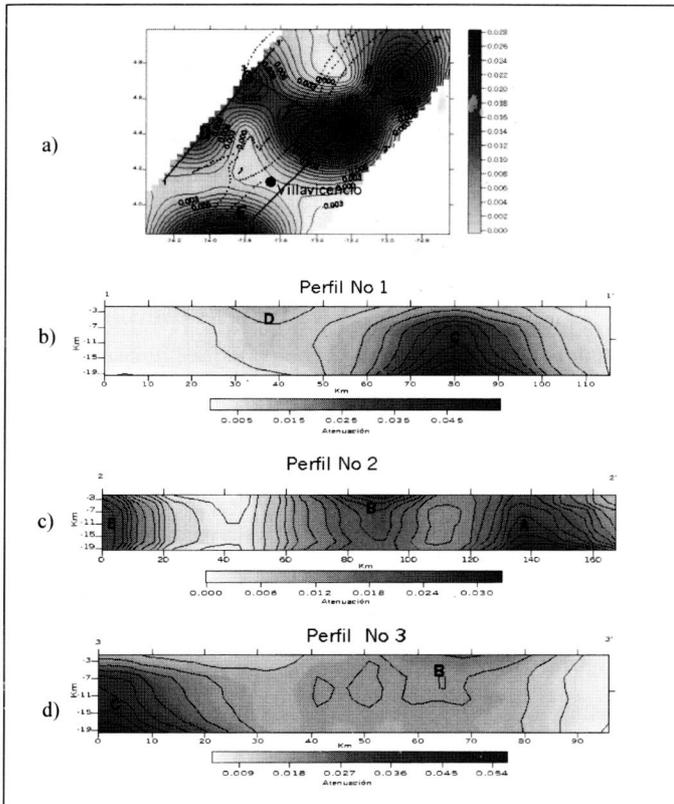


Figura 3. a) Atenuación a 1.5 km; b) Perfil 1-1'; c) Perfil 2-2'; d) Perfil 3-3'.

Los resultados de la variación espacial Q_c-1 , a partir de los sismogramas (figura 3), muestra una franja de anomalías de atenuación con sentido SW – NE, con una flexión hacia el SE en la parte media, marcando cuatro anomalías de atenuación de sur a norte, y una quinta anomalía en el parte inferior de la figura (señaladas como A, B, C, D y E, respectivamente).

Las anomalías no sólo varían lateralmente sino también en profundidad. Los valores promedio de la atenuación de las anomalías A y C, muestran un aumento en su atenuación a medida que se profundiza de 0.026 a 0.030 y de 0.014 a 0.055, respectivamente. Además, a medida que se profundiza, la anomalía A se “desplaza” hacia el norte. Por el contrario, las anomalías B y D disminuyen su valor de atenuación con la profundidad. La anomalía B disminuye su valor de atenuación promedio de 0.026 a 0.020 y se “desplaza” hacia el oeste. La anomalía D disminuye su atenuación hasta el punto que a 19 km de profundidad desaparece la anomalía. A diferencia de las cuatro anomalías anteriores, la atenuación de la anomalía E permanece más o menos constante con un valor de 0.025.

De acuerdo con el marco geológico y tectónico regional, la anomalía de atenuación E se correlacionó con las rocas del basamento metamórfico andino y del Paleozoico Superior.

La diferencia en la variación de la atenuación de las anomalías A y B plantea un problema que podría ser explicado si asumimos que

donde la atenuación disminuye con la profundidad, la deformación sola implicó la cobertera cretácica (tectónica de piel delgada); por el contrario, donde la atenuación aumentó, con la profundidad, la deformación implicó la cobertera cretácica y el basamento precretácico (tectónica de piel gruesa), conforme con el planteamiento de Mora y Kammer (1999). Sin embargo, esto plantea otro problema: ¿cómo explicar que la anomalía A y B, que son adyacentes y que en superficie parecen estar controladas por la falla de Guiacaramo, tengan dos tendencias tectónicas tan diferentes? De acuerdo con los resultados del trabajo de Velásquez (2002), este problema se puede responder si asumimos la existencia de dos basamentos que se comportan mecánicamente diferentes: uno que absorbió la deformación y se plegó junto con la cobertera cretácica y otro más competente que no se deformó y sirvió como rampa de despegue para la cobertera cretácica. Otra solución al problema la aporta el trabajo Rowan y Linares (2000), que demuestra, a partir de la interpretación de datos sísmicos, que la falla Agua Clara o Guiacaramo se profundiza hacia el norte, sacando rocas más antiguas al norte, mientras al sur sólo afecta las rocas más jóvenes. Por tanto, esto explicaría por qué la anomalía A aumenta su atenuación con la profundidad, mientras la anomalía B no la aumenta.

Al igual que la anomalía A y B, la anomalía C y D se diferencian por su variación de la atenuación en profundidad. Esto puede ser explicado por una deformación homogénea de basamento y cobertera en la anomalía C, mientras que la anomalía D marcaría una zona donde el basamento no se deforma y sirve como despegue de la cobertera. Es importante señalar que la ubicación geográfica de la anomalía C coincide con el área del domo de Chingaza, donde Mora y Kammer (1999) señalan que hay una concordancia entre las deformaciones y el plegamiento que afecta al basamento precretácico y la cobertera cretácica.

VARIACIÓN TEMPORAL DE Q_C

Entre enero 1995 hasta junio del 2002, se correlacionaron los cambios en los valores mínimos de Q_c (máximas atenuaciones) con la ocurrencia de eventos de magnitud mayor de 3.5. Las variaciones más drásticas de la tendencia temporal de Q_c son descritas a continuación (figura 4).

A partir de enero de 1995, los valores Q_c aumentan hasta un valor máximo, para luego volver a disminuir hasta octubre de 1996 (ver A, en la figura 4). El aumento del valor de Q_c coincidió con la ocurrencia de tres eventos de magnitud mayor de 4.5; la disminución de Q_c , con la ocurrencia de eventos menores de 3.7.

Entre marzo de 1997 hasta abril de 1999, la tendencia de los valores de Q_c fue disminuir; sin embargo, el sismo de magnitud mayor de 4.5, en febrero de 1998, marcó un pequeño aumento en el valor de Q_c (ver B, en la figura 4).

El valor de Q_c vuelve a aumentar hasta octubre del 2000. Sin embargo, esta tendencia puede dividirse en dos: antes y después de

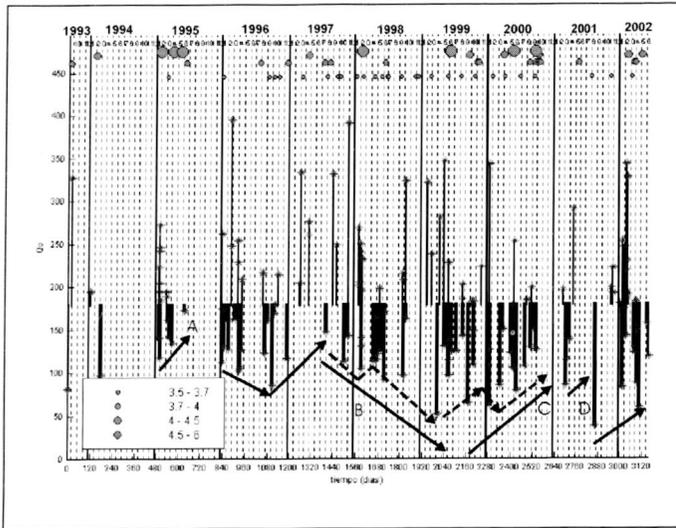


Figura 4. Variación temporal de Q_c vs ocurrencia de sismos de magnitud mayor a 3.5.

la ocurrencia de dos sismos de magnitud mayor de 4.5 en junio de 1999 (ver C, en la figura 4).

Desde febrero de 2001 hasta junio de 2002, hay una tendencia a aumentar el valor de Q_c (ver D, en la figura 4).

Aunque se aprecia una correlación entre los sismos de grandes magnitudes (mayor de 3.5) y los mínimos valores Q_c (menores de 170), todavía no podemos concluir nada acerca de la evolución de la atenuación en el tiempo ni caracterizarla. Debido a esto, se decidió calcular la dimensión fractal para la distribución temporal y determinar si la distribución en el tiempo es aleatoria, periódica o agrupada y, en último caso, si hay agrupación de Q_c , y determinar si están relacionados con los eventos de mayor magnitud.

El análisis de la dimensión fractal D para un rango de Q_c menores de 170 con ventana móvil de 90 días y un $R < r$: 30, 60 y 90 días, mostró (ver figuras 5a, 5b y 5c).

Las variaciones relativas de D , muestran una tendencia de la disminución de la dimensión fractal antes de la ocurrencia de un gran evento; por tanto, los valores de Q_c se agrupan en el tiempo. Después de la ocurrencia del evento, la dimensión fractal vuelve a aumentar su valor, o sea que la distribución de Q_c en el tiempo es aleatoria.

De acuerdo con los resultados obtenidos con la correlación cualitativa entre Q_c y los sismos de gran magnitud, junto con el análisis de la variación de la dimensión fractal en tiempo, se interpretó la disminución de Q_c (aumento en la atenuación) y su agrupamiento en el tiempo como cambios en la estructura heterogénea de la corteza (en nuestro caso fracturas y fallas) y por tanto un aumento en el estado de esfuerzos. El aumento de Q_c (disminución de la atenuación) y el aumento en la dimensión fractal se interpreta como una liberación de esfuerzos.

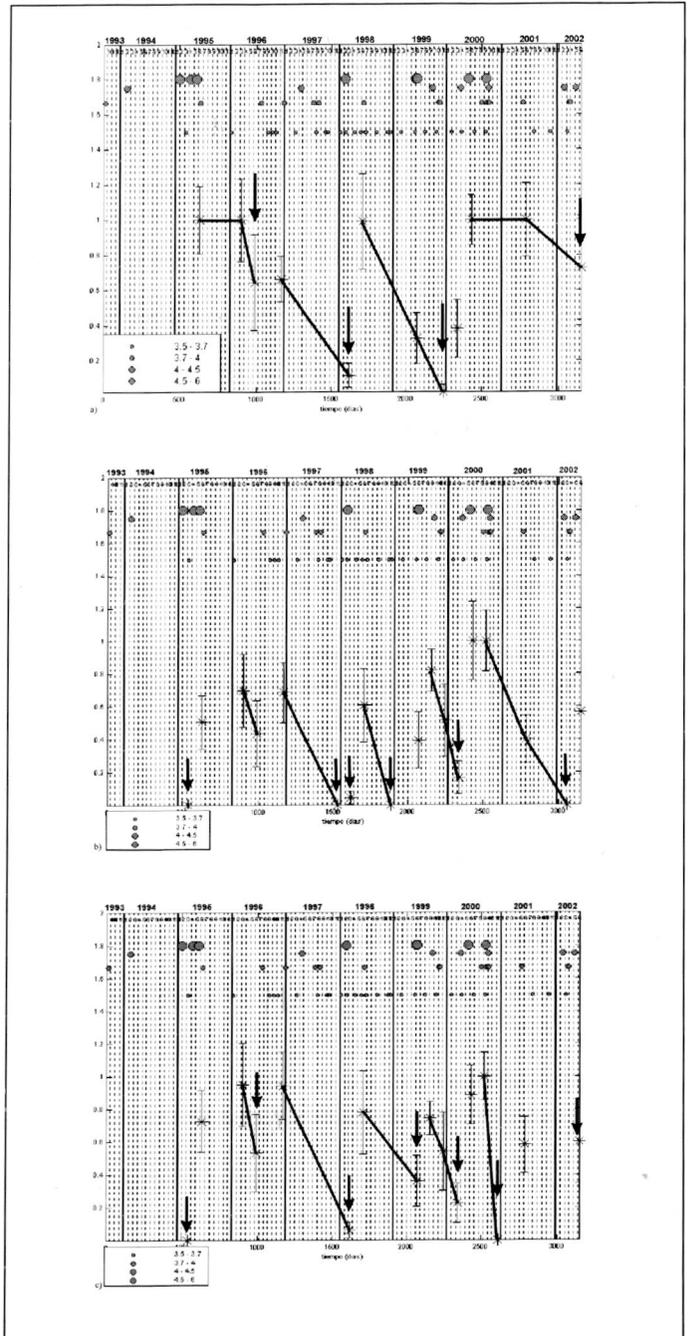


Figura 5. Análisis de la evolución temporal de D , con una ventana móvil de 90 días y a) $R < r$: 30, b) $R < r$: 60 días y c) $R < r$: 90 días.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados del trabajo se llegó a dos grandes conclusiones:

Inicialmente se esperaba que la variación espacial de la atenuación (Q_c-1) fuera un reflejo del fracturamiento de las rocas; sin embargo, para esta zona, la variación de Q_c-1 marca el contraste entre

dos tipos de deformación: homogénea e inhomogénea. En el primer caso, existe concordancia entre las deformaciones y el plegamiento entre la cobertera cretácica y un basamento Precretácico (tectónica de escamación gruesa), y que se expresa en un aumento de la atenuación con la profundidad. Otra deformación de tipo de escamación delgada, donde la deformación sólo afecta la cobertera cretácica, se presenta como una atenuación que disminuye con la profundidad. Por tanto, la atenuación de Qc-1 permite discriminar las zonas con mayor anisotropía en la zona.

La variación temporal de Qc representa el cambio temporal del estado de esfuerzos de la corteza y, por tanto, debe esperarse que la atenuación aumente antes de la ocurrencia de un sismo de gran magnitud, que para esta zona correspondió a sismos de magnitud mayor de 3.5. Después del evento principal, al disminuir los esfuerzos, la atenuación disminuye.

BIBLIOGRAFÍA

- AKI, K., and CHOUET, B. 1975. Origin of Coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research* 80: 3322 – 3342.
- Ingeominas. 1998. Estudio general de amenaza sísmica de Colombia. Segunda edición. Bogotá.
- KAMMER, A. y MOJICA, J. 1996. Una comparación de la tectónica del basamento de las cordilleras Central y Oriental. *Geología Colombiana*, (20): 93-106.
- KAMMER, A. 1999. Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana* (24): 29-47.
- LATORA, V.; RAPISARDA, A. y VINCIGUERRA, S. 1998. A fractal approach to the temporal distribution of microseismicity at low eastern of Mt. Etna during 1989-1994. *Physics on the Earth and Planetary Interiors* (109): 115-127.
- MENKE, William. 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press Inc.
- MORA, A. y KAMMER, A. 1999. Comparación de los estilos estructurales en la sección entre Bogotá y los farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana* (24): 55-82.
- PARÍS, G.; MACHETTE, M. N.; DART, R. and HALLER, K. M. 2000. *Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions*. Open-File Report 00-0284. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey.
- ROWAN, M. G. y LINARES, R. 2000. Fold evolution matrices and - axial surface analysis of fault-bend folds: Application to the Medina Aticline, Eastern Cordillera, Colombia. *AAPG*, 84(6): 741-763.
- VARGAS, C. A. 2000. Atenuación de ondas coda en el territorio colombiano. Ingeominas, observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales.
- VELÁSQUEZ, A. 2002. Modelamiento geofísico cortical, por medio de métodos de campos potenciales, con base en un modelo estructural del Piedemonte Llanero, Colombia. Trabajo de grado Dpto. de Geociencias. Universidad Nacional de Colombia.
- VINCIGUERRA, S. 2001. Deep earthquakes as a precursor of the september-october 1989 flank eruption at Mt. Etna Volcano (Italy). Benfield Greig Hazard Research Centre, Department of Geological Sciences, University College London, Gower Street, London.