

Tomografía de CODA – Q del piedemonte llanero, Colombia

Juan P. Durán*
Carlos A. Vargas*
Luis A. Briceño*

Recibido 16 de enero, 2003; aceptado 26 de mayo, 2003

Abstract

The space variation of the parameter of attenuation Q - Coda in a sector of the Piedemonte Llanero is 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 (1977), from seismograms of earthquakes located in the region, between September of 1993 to June 2002. Following the methodology used by Aki and Chouet (1975) we analyzed seismograms in four bands centered to 1, 5, 3, 6 and 12 Hz with respective bandwidths of 1, 2, 4 and 8 Hz. By linear regression Q_c value were calculated at 1 Hz. From the expression proposed by Puli (1984) to model the amplitude of the coda waves by means of ellipses, we extended this expression to calculate the space variation of the Q_c^{-1} , for three-dimensional analysis (anelastic tomography). By means of a square minimum inversion the value of attenuation for each cell of the three-dimensional model was calculated. Their results were correlated with the regional tectonic frame and found that when the attenuation increases with the depth, it correspond to zones with Tectonics of thick layers and on the contrary, where the attenuation diminishes with the depth corresponds to zones with tectonics of thin layers.

Resumen

La variación espacial del parámetro de atenuación Coda – Q en un sector del Piedemonte Llanero (Colombia) es estudiada usando las ondas Coda. La estimación de la atenuación de la amplitud de la coda es calculada por medio del Modelo de Dispersión Isotrópica Simple de Sato (1977), a partir de sismogramas de sismos que ocurrieron en la región entre septiembre de 1993 y junio 2002. Siguiendo la metodo-

* Postgrado de Geofísica, Universidad Nacional de Colombia.

logía 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 y por regresión lineal se calculó el valor de Q_c a 1 Hz. A partir de la expresión propuesta por Puli (1984) 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} , 0 para un medio tridimensional (tomografía anelástica). 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 (o capas) gruesa y por el contrario, donde la atenuación disminuye con la profundidad corresponde a zonas con tectónica de piel delgada.

Introducción

Un mecanismo para determinar las condiciones de atenuación de una zona, es mediante el uso de las ondas Coda, que son ondas retrodispersadas resultado de la suma de ondas de cuerpo primarias dispersadas por la interacción con dispersores o heterogeneidades y, por lo tanto, su atenuación en la amplitud es debida principalmente a las condiciones tectónicas de la región donde se registró el sismo, más que a la misma trayectoria recorrida por la onda desde la fuente hasta la estación sismológica.

En este estudio se generó un modelo tridimensional de atenuaciones (tomografía anelástica) en un sector del Piedemonte Llanero de Colombia, entre los departamentos de Meta y Cundinamarca, entre la latitud 3.5° a 5.3° norte y longitud 74.6° a 72.3° oeste. La variación espacial de la atenuación se correlacionó con el marco tectónico regional.

Marco tectónico-geológico regional

A lo largo de la margen oriental de la Cordillera Oriental, se prolonga una amplia zona de fallamiento de tipo compresional conocido como sistema del Piedemonte Llanero o Sistema Frontal de la Cordillera Oriental, que está asociado con la reactivación de antiguas fallas originadas durante una fase extensiva de edad Jurásica y Cretácica (Ingeominas, 1998). Algunos autores consideran este sistema como límite entre la placa Suramericana y el bloque norte de los Andes (París *et al.*, 2000).

La región se caracteriza por presentar una alta actividad sísmica, con eventos de todo tipo de magnitud y de profundidades focales hasta unos 50 ó 60 km que son asociables a la actividad de esta zona de fallamiento. Además, el análisis de los principales rasgos geomorfológicos en abanicos cuaternarios señalan una alta actividad neotectónica, lo que indica que el proceso orogénico en la cordillera no ha cesado (Ingeominas, 1998).

El sector Sur se caracteriza por rocas del basamento metamórfico andino y del Paleozoico Superior, que están expuestas en las zonas externas contra la Cuenca de los Llanos, principalmente en una serie de altos o domos con dirección general paralela al rumbo estructural de la cordillera y que definen la culminación estructural de la cordillera. Mientras que, en el sector centro y Norte se caracteriza por pliegues que se presentan en trenes mucho menos espaciados que los altos estructurales del sector Sur y, por lo tanto, en un mayor acortamiento de la cobertura cretácica en esta zona (Mora y Kammer, 1999).

Los domos del flanco oriental, que definen la culminación estructural de la Cordillera, muestran una asimetría variable, la que en un caso extremo está dada por la presencia de una falla inversa en su borde oriental y que levanta un antiforme del bloque occidental. Un ejemplo de tal situación se tiene en el domo de Chingaza (Mora y Kammer, 1999).

En cuanto a los pliegues formados en la cobertura cretácica y terciaria del interior de la Cordillera, se han propuesto modelos de una tectónica epidérmica, cuyas características fundamentales se asumen como válidas para toda la Cordillera (Mora y Kammer, 1999). Sin embargo, Kammer y Mojica (1996) señalan que la dificultad principal que tiene el aplicar cualquier modelo de escamación en la cordillera Oriental, radica en que no existe un contraste ideal entre el basamento cristalino frágil y poco susceptible a plegarse y una cobertera sedimentaria con propiedades mecánicas muy distintas, separados entre sí por un horizonte dúctil de deslizamiento. Por lo tanto, el modelo, que propone un despegue restringido a un horizonte particular, debe ser abandonado en las áreas donde exista una deformación entre el sustrato precretácico y su cobertura (Mora y Kammer, 1999).

Datos

Se seleccionaron 505 sismogramas para un periodo comprendido de septiembre de 1993 a junio de 2002, registrados por la estación Chingaza perteneciente a la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). Su selección, producto de una extensa depuración de registros tuvo como criterios la claridad de arribos de las fases P y S, y que la duración de la coda garantizara como mínimo 50 seg. Los eventos seleccionados presentaron rangos de magnitud $1 < M < 5.5$ y profundidades focales entre 0 y 30 km de profundidad y la mayoría de los epicentros se localizaron a lo largo del sistema de fallas del Piedemonte Llanero.

A partir de los datos seleccionados se escogió una área para hacer la inversión de datos, entre las coordenadas (ver Figura 1):

$$\begin{array}{ll}
 X_1 = 74.6^\circ \text{ W} & Y_1 = 3.8 \text{ N} \\
 X_2 = 73.35^\circ \text{ W} & Y_2 = 5.3^\circ \text{ N} \\
 X_3 = 72.35^\circ \text{ W} & Y_3 = 5.05^\circ \text{ N} \\
 X_4 = 73.6^\circ \text{ W} & Y_4 = 3.55^\circ \text{ N}
 \end{array}$$

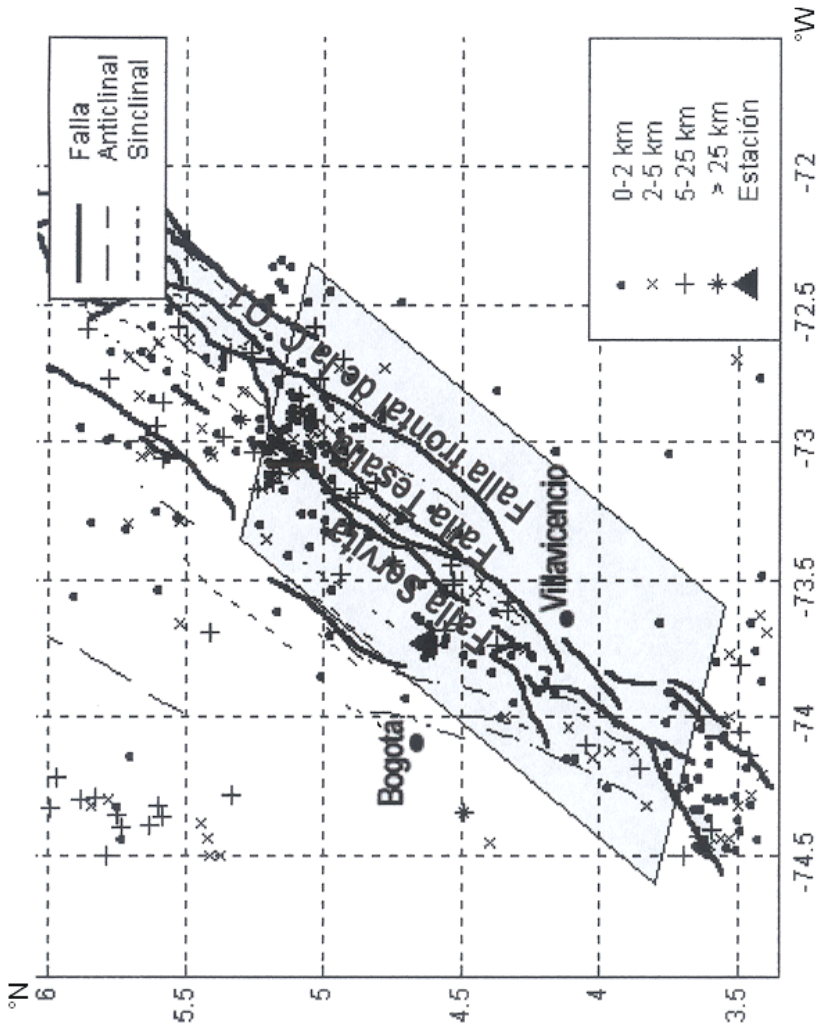


Figura 1. Distribución de los eventos en profundidad respecto a la estación Chingaza. Dentro del rectángulo se ubican los sismos utilizados para calcular la tomografía de Q_c .

Metodología

Análisis espacial de Qc

Para calcular el valor de Qc se utilizó el modelo de Dispersión Isotrópica Simple de Sato (1977), el cual asume un medio homogéneo con velocidad y densidad constante, donde las fluctuaciones son debidas a dispersores homogéneos que están distribuidos aleatoriamente, tales como: fracturas, fallas, contrastes de densidad y anomalías de velocidad. En este modelo, la distribución de heterogeneidades está caracterizado por el camino libre medio L_s , el cual viene determinado por la probabilidad que posee una onda primaria de sufrir una dispersión por una heterogeneidad en el medio. Dicha probabilidad de dimensión L^{-1} , es igual al inverso del camino libre y recibe el nombre de turbicidad g_o .

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

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

donde r es la distancia hipocentral; t es el lapso de tiempo medido desde el tiempo de origen del sismo; W_0 es la energía total radiada desde la fuente; g_o es el coeficiente total de dispersión; $k(a) = (1/a) \ln[(a+1)/(a-1)]$, ($a > 1$); $a = t/t_s$; t es el lapso de tiempo desde el tiempo de origen y t_s es el tiempo de viaje de la onda directa S.

Linealizando la ecuación (1), obtenemos:

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

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

Siguiendo la metodología empleada por Aki y Chouet (1975) se analizaron todos 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. Y por regresión lineal se calculó el valor de Qc a 1 Hz. Además, los valores de Qc se calcularon para diferentes lapsos de tiempo entre 20 y 100 segundos con el fin de muestrear la atenuación de las ondas coda a diferentes rangos de distancia y profundidad.

Regionalización de Q_c

Para estimar la variación espacial de la atenuación de las ondas coda (Q_c^{-1}) a 1 Hz en un medio tridimensional, se amplió la expresión propuesta por Puli (1984) para modelar las amplitudes de las ondas coda por medio de elipses, a una expresión elipsoidal de la forma:

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

donde R es la distancia entre la fuente y la estación, v es la velocidad de la onda S , x e 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 Q_0^{-1} , y es igual a:

$$T = 2t_s + \frac{t_v}{2} \quad (4)$$

y t_v es la ventana de coda o sea el del 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 Q_0^{-1} es relacionado al camino de atenuación por la relación (Vargas, 2000):

$$\frac{1}{Q_0} = \sum \frac{t_i}{T} \sum \frac{1}{Q_{0i}} \quad (5)$$

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

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

que relaciona el valor de Q_0^{-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 la podemos expresar de la forma $AX=Y$. Donde A , X e Y corresponden a:

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

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

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

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 (Q^2) que consiste en el error estimado en una observación (e_i) normalizado por el error medio (e^m)

Resultados y discusión

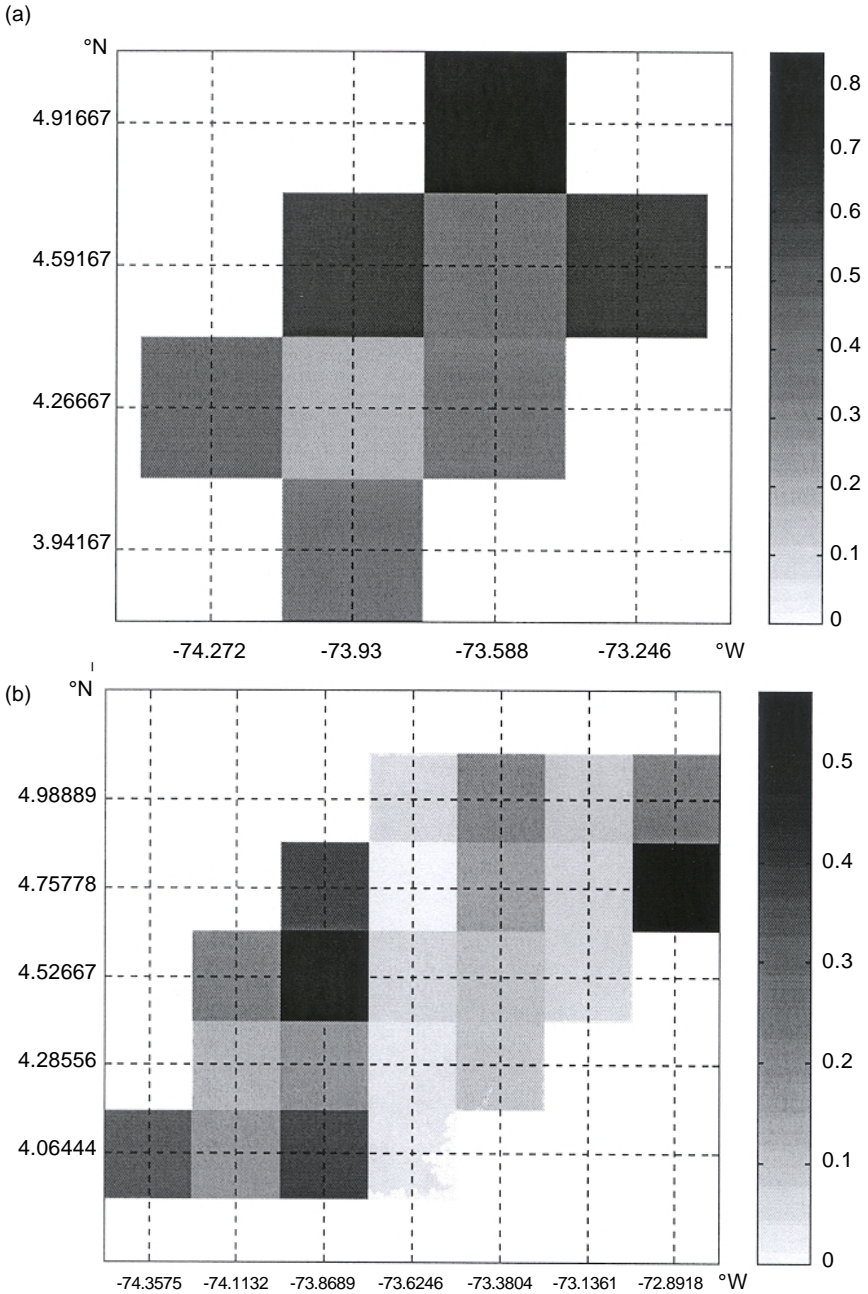
Los valores de atenuación obtenidos de la inversión para 1 Hz, fueron interpolados por el método de mínima curvatura para suavizar la respuesta e intentar buscar la tendencia, obviando las anomalías.

A partir de la inversión de las atenuaciones calculadas de los sismogramas se creó un modelo tridimensional de atenuaciones (Qc^{-1}) para profundidades menores a 20 km y 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 red (ver Tabla 1 y Figura 2):

Tabla 1
Parámetros para la selección del tamaño óptimo de celda

<i>No. de divisiones</i>	<i>Tamaño de la celda (km)</i>	<i>Máx. Valor de la Matriz de resolución de modelo</i>	<i>Residual</i>
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

Al analizar las gráficas, se aprecia que el residual no varía significativamente entre la inversión en cada una de las celdas, por el contrario, el valor de la matriz de resolución disminuye al aumentar el número de celdas en la red. De acuerdo a Menke (1989), entre 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 al parámetro real. Por lo tanto, entre menor sea el número de celdas sería mejor la respuesta, pero esto sacrificaría el detalle en el modelo. Por esto, se decidió que el tamaño óptimo de las debe ser de 31.6x31.0x2.84 km, donde el máximo valor de la



Figuras 2a y 2b. Matriz de resolución para una tomografía de atenuación de: (a) 5 x 6 x 10 divisiones; (b) 8 x 9 x 10 divisiones.

(c)

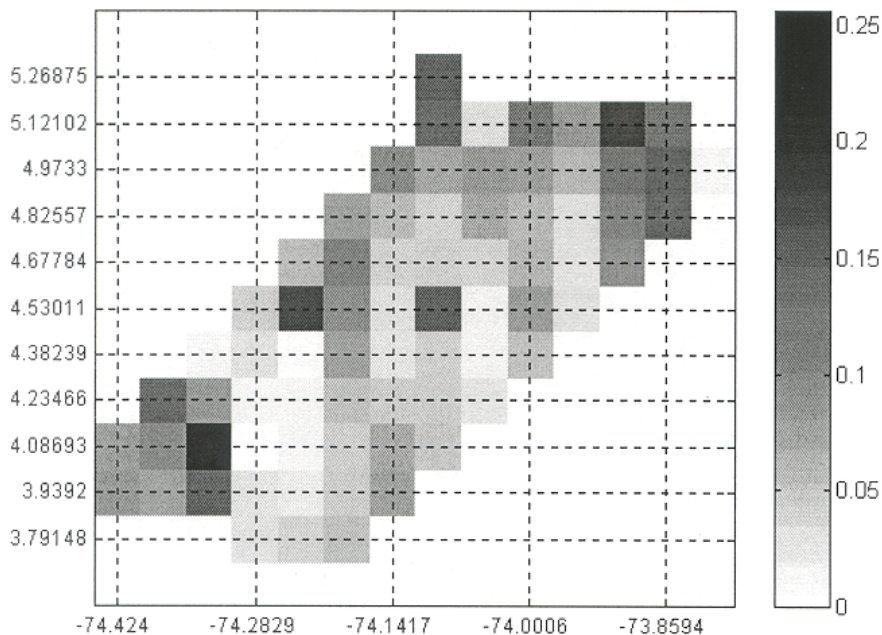
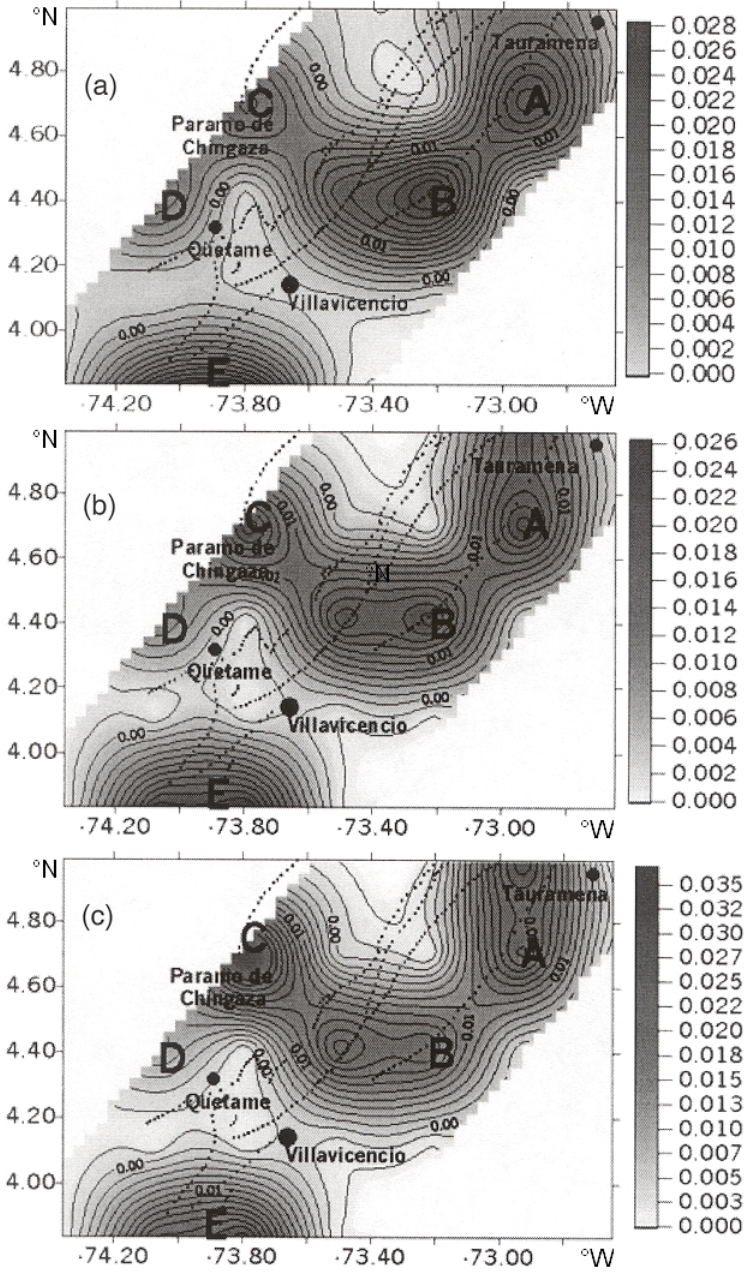


Figura 2c. Matriz de resolución para una tomografía de atenuación de: (c) 15 x16 x 10 divisiones.

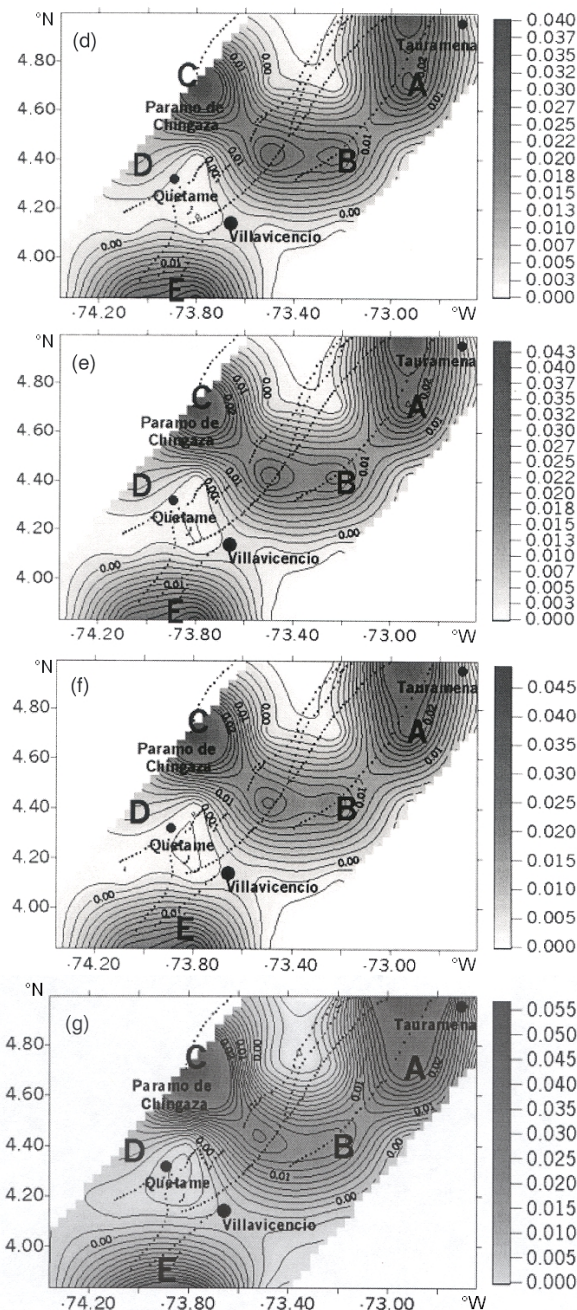
matriz de resolución es aproximadamente 0.6 y el número de celdas en cada capa permite analizar la variación espacial con un buen detalle.

Los resultados de la variación espacial Q_c^{-1} (calculado a 1 Hz), a partir de los sismogramas (ver 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 la parte inferior de la Figura 3 (señaladas como anomalías A, B, C, D y E, respectivamente).

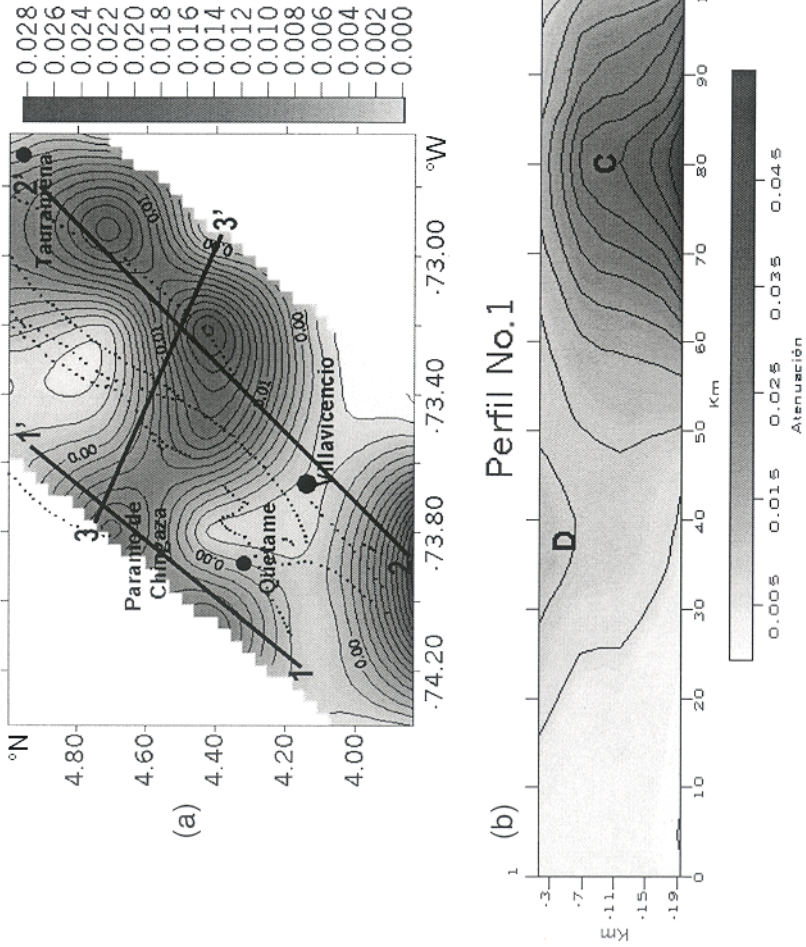
Las anomalías de atenuación a 1 Hz no sólo varían lateralmente sino también en profundidad (ver Figura 4). Los valores promedio de la atenuación de las anomalías A y C, muestran un aumento en su atenuación a medida que se profundizan de 0.026 a 0.030 y de 0.014 a 0.055, respectivamente. Además, a medida 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.



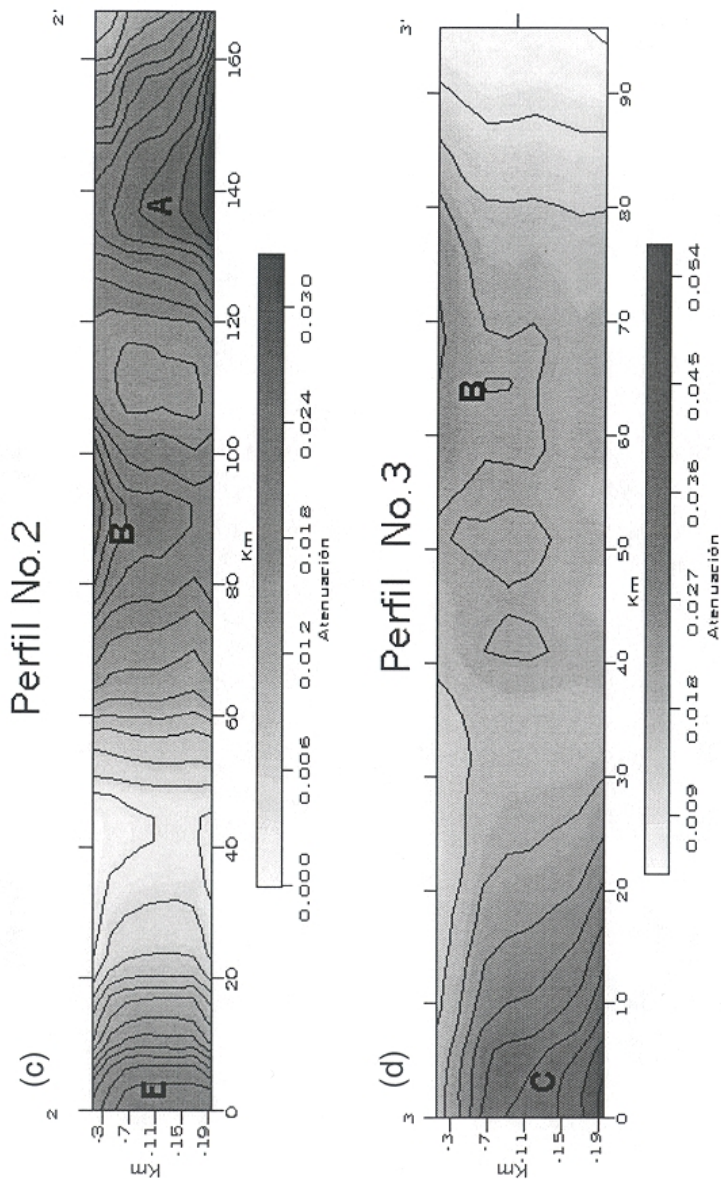
Figuras 3a, 3b y 3c. Variación lateral de la atenuación a 1 Hz a diferentes rangos de profundidad: (a) 1.5 km; (b) 4.5 km; (c) 7.5 km.



Figuras 3d, 3e, 3f y 3g. Variación lateral de la atenuación a 1 Hz a diferentes rangos de profundidad: (d) 10.5 km; (e) 13.5 km; (f) 16.5 km; (g) 19.5 km de profundidad.



Figuras 4a y 4b. Perfiles del modelo de atenuación a 1 Hz muestran que también varía la atenuación con la profundidad: (a) Atenuación a 1.5 km; (b) Perfil 1-1', sentido SW - NE.



Figuras 4c y 4d. Perfiles del modelo de atenuación a 1 Hz muestran que también varía la atenuación con la profundidad: (c) Perfil 2-2', sentido SW - NE; (d) Perfil 3-3', sentido NW - SE perpendicular al Sistema de Fallas del Piedemonte Llanero.

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

La diferencia en la variación de la atenuación de las anomalías A y B plantea un problema que podría ser explicado si asumimos que, en donde la atenuación disminuye con la profundidad, la deformación sólo implicó la cobertura cretácica (tectónica de piel delgada) y por el contrario, donde la atenuación aumentó con la profundidad, la deformación implicó la cobertura 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 las anomalías 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 a 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 plegó junto con la cobertura Cretácica y otro más competente que no se deformó y sirvió como rampa de despegue para la cobertura cretácica. Otra solución al problema la aporta el trabajo de Rowan y Linares (2000), donde demuestran 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 lo tanto esto explicaría porqué la anomalía A aumenta su atenuación con la profundidad, mientras que la anomalía B no.

Es importante anotar que la zona de la anomalía A presenta una mayor cantidad de sismos respecto a la zona B, lo cual implica que la primera anomalía se ubica en una zona de mayor fracturamiento.

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

Conclusiones

En este artículo, la técnica de inversión fue desarrollada para estimar la distribución lateral y vertical de la atenuación de las ondas coda, por esto se utilizaron valores de Q_c calculados para diferentes ventanas o lapsos de tiempo debido a que la profundidad hasta donde las ondas coda penetran es función del tamaño de la ventana.

Inicialmente se esperaba que la variación espacial de la atenuación fuera un reflejo del fracturamiento de las rocas; sin embargo, para esta zona, la variación de

la atenuación marca el contraste entre dos tipos de deformación: homogénea y no homogénea. En el primer caso existe concordancia entre las deformaciones y el plegamiento entre la cobertura 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 cobertura Cretácica, se presenta como una atenuación que disminuye con la profundidad. Por tanto, la variación lateral y vertical de la atenuación permite discriminar las zonas con mayor anisotropía en la zona.

Referencias

- Aki K. and Chouet B., 1975. Origin of Coda waves: Source, attenuation, and Scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322–3342.
- Herraz M. and Espinosa A.F., 1987. Coda Waves: A review. *PAGEOPH*, 125(4), 499–577.
- Ingeominas, 1998. *Estudio general de amenaza sísmica de Colombia*. Segunda edición, Bogotá., 62–64.
- Kammer A., 1999. Observaciones acerca de un origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24, 29–47.
- Kammer A. y Mojica J., 1996. Una comparación de la tectónica del Basamento de las cordilleras Central y Oriental. *Geología Colombiana*, 20, 93–106.
- Menke W., 1989. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Academic press inc, 62–63.
- 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., Dart R. and Haller K., 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. U.S. Geological Survey, *Open-File Report 00-0284*, 120–121.
- Puli J.J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1149–1166.
- Rowan M. and Linares R., 2000. Fold evolution matrices and - axial surface analysis of fault – bend folds: Application to the Medina Anticline, Eastern Cordillera, Colombia. *AAPG*, 84, 741–763.
- Sato H., 1997. Single isotropic scattering model including wave conversions. Simple theoretical model of the short - period body wave propagation. *J. Phys. Earth* 25, 163–176.
- Ugalde A., Vargas C., Pujades L. and Canas J., 2002. A. Seismic coda attenuation after the $M_w = 6.2$ Armenia (Colombia) earthquake of 25 January 1999. *J. Geophys. Res.*, 107, 1–11.

- Vargas C., 2000. Atenuación de ondas coda en el territorio colombiano. Ingeominas, *Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales*, 1, 1–9.
- Vargas C. y Mora P., 2000. Conceptos sobre atenuación de ondas coda. *Red Sismológica Regional del Eje Cafetero – Viejo Caldas y Tolima*, 5, 37–43.
- Velásquez A., 2002. Modelamiento geofísico cortical, por medio de métodos de campos potenciales, con base en un modelo estructural del Piedemonte Llanero, Colombia. Tesis (en preparación). Universidad Nacional de Colombia. 83 pp.