

MODELOS DE ATENUACIÓN PARA UNA ZONA DEL PIEDEMONTES LLANERO COLOMBIANO UTILIZANDO ATENUACIÓN DE ONDAS CODA

Diego Alexander Bedoya-González¹; Carlos Alberto Vargas-Jiménez¹; German Chicangana-Montón²

Forma de citar: Bedoya-González, D.A., Vargas-Jiménez, C.A., y Chicangana-Montón, G. 2014. Modelos de atenuación para la zona del piedemonte llanero colombiano utilizando atenuación de ondas coda. Boletín de Geología, 36 (2): 91-100.

RESUMEN

La alta actividad sísmica en las inmediaciones del piedemonte llanero de Colombia es usada para la elaboración de modelos atenuativos de las ondas coda que buscan mejorar el entendimiento en la estructura geológica de la misma. Los valores de atenuación en la amplitud de la coda (Q_c^{-1}) fueron calculados a través de una aproximación al modelo de dispersión isotrópica simple (SIS - Single Isotropic Scattering) propuesto por Sato (1977) con el fin de analizar su distribución espacial y su relación con la estructura geológica a nivel cortical.

Para la elaboración de este trabajo se utilizaron cerca de 4.000 sismos con $M_L > 1.7$ registrados en la zona de estudio por la Red Sismológica Nacional de Colombia entre los años 1993 y 2012. Mediante el paquete de programa SEISAN se detectaron las fases sísmicas principales, se filtraron en las bandas centradas en 2 (1-3) Hz, 8 (5-11) Hz, 12 (8-16) Hz, 16 (10-22) Hz y 25 (17-33) Hz para finalmente obtener los factores de calidad de las ondas coda (Q_c) y los parámetros de la ley de potencia $Q_0=31.74$ y $\eta=0.92$. Una vez obtenidos los resultados, la distribución espacial de la atenuación se abordó desde la técnica de Inversión espacial, comparando este modelo con el marco tectónico, litológico y geotérmico de la zona. Por último se pudo apreciar una correlación directa entre valores bajos de Q_0 y η con áreas donde existe actividad tectónica.

Palabras clave: piedemonte llanero colombiano, ondas coda, atenuación, Q_c , Q_0 , η

ATTENUATION MODELS FOR A COLOMBIAN LLANOS FOOTHILLS AREA USING ATTENUATION OF CODA WAVES

ABSTRACT

Prominent seismic activity near to the Colombian Llanos Foothills was used for estimating the coda waves' attenuation in order to get a better understanding of the geological and structural setting of study area. The values of coda attenuation (Q_c^{-1}) were calculated by the Single Isotropic Scattering model - SIS proposed by Sato (1977) with the purpose of evaluating their spatial distribution and relationship with the geological structure of the crust.

In this work were used about 4,000 earthquakes with $M_L > 1.7$ that were recorded by the Colombian National Seismological Network between 1993 and 2012. We used the SEISAN software by detecting the main seismic phases, then filtered in band pass centered on 2 (1-3) Hz, 8 (5-11) Hz, 12 (8-16) Hz, 16 (10-22) Hz and 25 (17-33) Hz to finally get the quality coda waves factors (Q_c) and the power law parameters $Q_0 = 31.74$ and $\eta = 0.92$. Subsequently the results were plotted using Spatial inversion technique and with these map of anomalies, comparing the tectonic setting as well as the lithological and geothermal anomalies. Finally it was observed a dependence between Q_0 and η values with areas where is observed active tectonics.

Keywords: Colombian Llanos Foothills, Coda waves, Attenuation, Q_c , Q_0 , η

¹ Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá, Ciudad Universitaria, Edificio Manuel Ancizar, Bogotá D.C., Colombia, Oficina 506, Bogotá D.C., Colombia, cavargasj@unal.edu.co, (+57)1316500 ext. 16506.

² Centro de Investigaciones de Arquitectura e Ingeniería Civil "Rogelio Salmona", Corporación Universitaria del Meta, Carrera 33 N° 34 - 06, piso 7, Villavicencio, Colombia, german.chicangana@unimeta.edu.co, (+57) 86621825 ext.106.

INTRODUCCIÓN

Las ondas sísmicas registradas en la parte final de los sismogramas, localizadas posterior al arribo de las ondas directas, son conocidas como ondas coda y se han consolidado como uno de los mecanismos más interesantes para la caracterización geológica del subsuelo debido a su origen dispersivo a partir de ondas primarias en heterogeneidades, por lo que su decaimiento o atenuación está controlado exclusivamente por las características tectónico - estructurales del terreno, independientemente de la magnitud y lejanía del evento.

Este estudio aprovecha estas propiedades de las ondas coda para poder identificar los principales elementos geológicos y condiciones atenuativas que permitan un mayor entendimiento cortical del piedemonte llanero, ubicado entre las coordenadas 3° a 5° norte y 73° a 75° oeste, y que corresponde a una franja morfológica con alta actividad tectónica que está comprendida entre los

departamentos de Boyacá, Meta, Cundinamarca y Huila (FIGURA 1). En este sector converge la cordillera Oriental con la cuenca de antepaís de los Llanos Orientales.

Para estudiar los sismos registrados en el área de trabajo, se ha utilizado una aproximación a la técnica de dispersión isotrópica simple propuesta por Sato (1977), aplicando el programa CODA-Q de SEISAN (Havskov and Ottemoller, 1999; Havskov *et al.*, 1989) bajo el supuesto de un único proceso de dispersión de la onda S con las heterogeneidades del subsuelo, dentro de un medio con velocidad de propagación uniforme, y con la fuente y el receptor coincidentes o muy cercanos en el espacio. Posteriormente, se genera un modelo parametrizado de la distribución espacial de la atenuación y se presentan secciones tomográficas de la zona que permiten interpretar la configuración geológica de la misma.

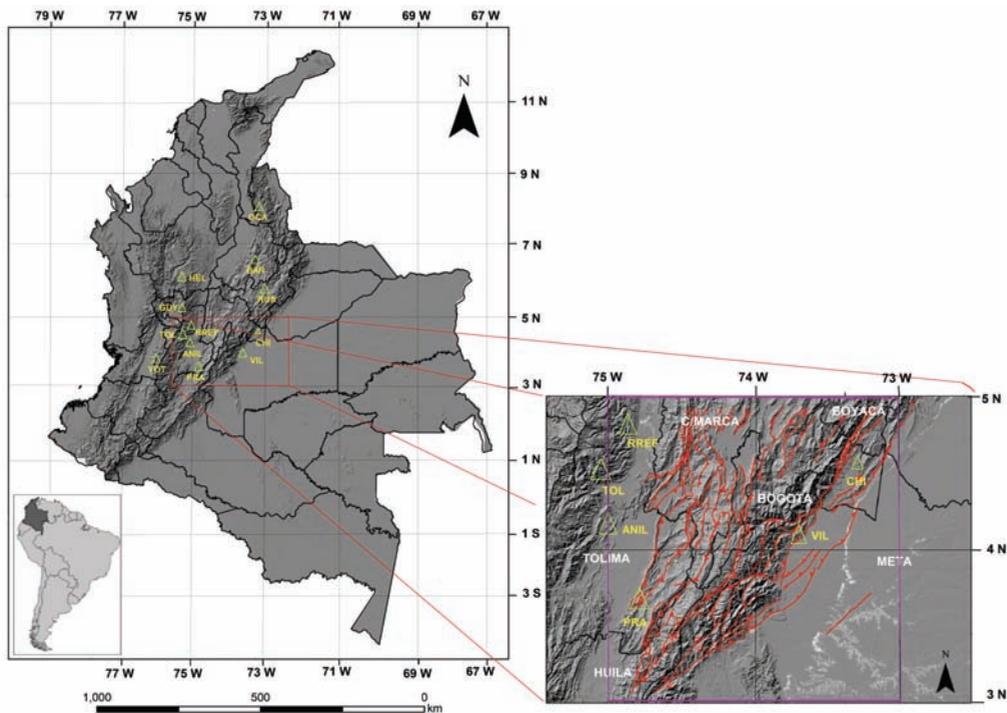


FIGURA 1. Localización del área de estudio, entre las coordenadas esféricas 3° a 5° latitud norte y 73° a 75° longitud oeste. Los triángulos verdes representan las estaciones sismológicas de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) utilizadas en este estudio. En el recuadro a la derecha se aprecian los principales rasgos tectónicos que dominan el área (líneas en rojo).

MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

El piedemonte llanero colombiano se caracteriza por ser un área de deformación activa que se expresa mediante evidencias morfotectónicas como escarpes de falla, plegamiento en depósitos de terrazas aluviales

de edad Cuaternario, inversiones de la red de drenaje por basculamiento y abanicos espesos formados por movimientos de remoción en masa (López, 2004). Como es de esperarse, la alta actividad de la deformación anteriormente descrita es generada por los esfuerzos direccionales que al mismo tiempo son los principales

detonadores de la sismicidad asociada a numerosas y extensas fallas en el piedemonte llanero. De esta manera, el área se convierte esta área en una de las principales zonas sismoactivas de Colombia (Duran *et al.*, 2002),

para la cual la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) ha registrado sismos con un amplio rango de magnitud y profundidades focales, predominantemente menores a 50 km (FIGURA 2).

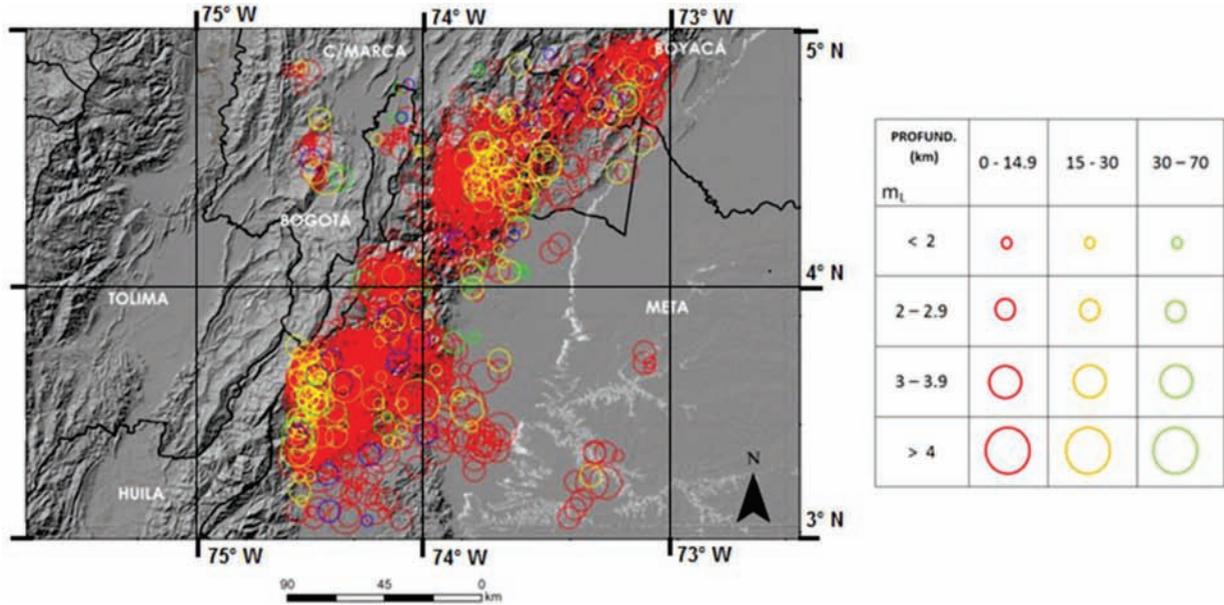


FIGURA 2. Sismos dentro de la zona de estudio en el Piedemonte Llanero, tomados del registro de la RSNC para el lapso 1993 - 2012. Al lado derecho se indican los símbolos para la relación magnitud local (M_L) versus profundidad focal (km).

Los sistemas de fallas generadores de sismicidad del piedemonte llanero se encuentran ubicados sobre el flanco este de la Cordillera Oriental y se asocian a una tectónica de piel delgada que se caracteriza por pliegues de arrastre y cabalgamientos de bajo ángulo en forma de *echelon*, con rumbo N - NE y buzamientos hacia el oeste en la parte más oriental y hacia el este en el centro de la misma (Sánchez, 2011). Junto a esta tendencia, también se observa una tectónica de piel gruesa que involucra al basamento representado por medio de diversos altos, como los macizos de Garzón y Quetame que afloran gracias al proceso de inversión tectónica que sufrieron fallas normales de alto ángulo durante el lapso Paleógeno tardío - Neógeno, como resultado del ajuste final de la placa de Nazca en su convergencia con el margen noroccidental de Suramérica (Chicangana and Vargas, 2013). En el presente, estas fallas normales poseen una cinemática predominantemente dextral.

Las unidades estratigráficas de esta región se pueden dividir en dos grupos: el basamento metamórfico Proterozoico recubierto por unidades con edad Paleozoico y las secuencias sedimentarias que abarcan el lapso Jurásico superior - Holoceno (FIGURA 3). También se presentan en esta región fallas de

cabalgamiento con bajo ángulo como las fallas de Guaicaramo y Servitá (Mora *et al.*, 2010).

En general, el basamento ha recibido poca atención en los modelos estructurales del piedemonte. La parte más superficial del basamento que corresponde a rocas metasedimentarias relacionadas al Complejo Quetame y su cobertera compuesta por unidades sedimentarias (FIGURA 3) de los lapsos Cámbrico - Ordovícico y Devónico - Carbonífero, se han estudiado con algunas perforaciones en los llanos orientales y a partir de columnas estratigráficas con recolección de fósiles.

Las unidades sedimentarias que corresponden al lapso Jurásico - Cretáceo se caracterizan por tener espesores muy gruesos y haber sido depositadas en ambientes marinos someros durante pulsos transgresivos y regresivos, controlados por la relación: velocidad de subsidencia de la cuenca y aporte de sedimentos en la misma. Su litología varía entre shales negros con intercalaciones esporádicas de limolitas y siderita, arenitas y cuarzo - arenitas de grano fino a medio blancas y grises con estratificación cruzada, ondulosa y presencia de glauconita y lodolitas negras y marrones en capas medias intercaladas con biosparitas (Sánchez, 2011).

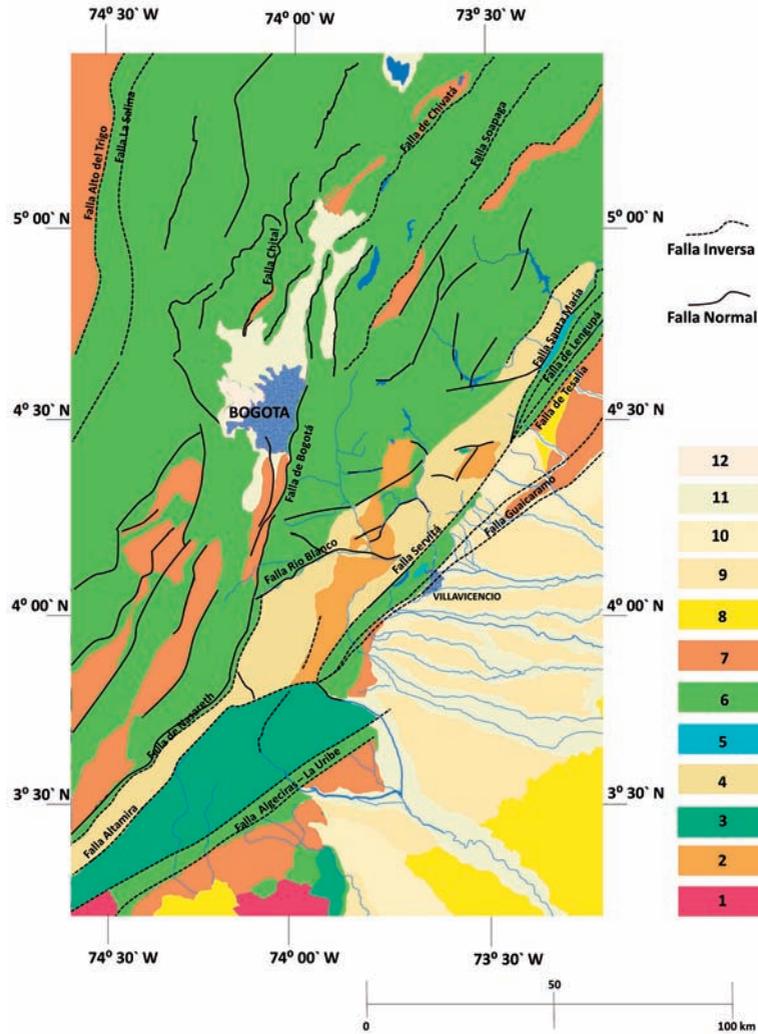


FIGURA 3. Mapa geológico de la región de estudio en el que se muestran las principales fallas (Trazos negros) y unidades estratigráficas. La escala de colores corresponde con: 1. Mesoproterozoico indiferenciado. 2. Neoproterozoico indiferenciado. 3. Unidades Cámbrico - ordovícicas. 4. Unidades devónicas - carboníferas. 5. Jurásico indiferenciado. 6. Cretáceo indiferenciado. 7. Paleógeno. 8. Neógeno. 9. Pleistoceno inferior. 10. Pleistoceno medio. 11. Pleistoceno superior. 12. Holoceno. Tomado y modificado de Gómez *et al.* (2007).

Esta depositación marina ocurre durante dos eventos de subsidencia (Horton *et al.*, 2010). El primero, un periodo de *rift* que produjo fallamiento normal en la zona en donde hoy se emplaza la Cordillera Oriental entre el Jurásico superior y el Cretáceo inferior, y el segundo generado por una subsidencia termal post-*rift* acompañada por la acreción de un terreno oceánico que se presentó durante el Cretáceo superior y produjo una depresión en el centro de la cuenca que corresponde a la zona en donde en el presente se emplazan la Cordillera Oriental y la cuenca de los Llanos Orientales.

Horton *et al.* (2010) sugieren que durante el lapso Paleoceno - Eoceno medio para la región que hoy ocupan la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales, se

presenta un acortamiento y el desarrollo de una cuenca de antepaís acompañada por una incipiente Cordillera Oriental fraccionada. Luego durante el lapso Eoceno superior - Oligoceno inferior continúa el acortamiento y comienza la división de la cuenca de antepaís. Para finales del Oligoceno y principios del Mioceno, la Cordillera Oriental empieza a erigirse de manera completa separando la Cuenca del Valle del Magdalena de la Cuenca de los Llanos Orientales. A partir del Mioceno superior, la Cordillera Oriental emerge de manera definitiva produciendo la migración de la cuenca de antepaís hacia el este (actuales Llanos Orientales), dando lugar a la depositación de la Formación Guayabo Superior que se constituye de una molasa caracterizada por secuencias monótonas y gruesas de conglomerados (Parra *et al.*, 2010).

MARCO TEORICO Y METODOLOGÍA

Estimación de la atenuación de las ondas coda (Q_c^{-1})

Las ondas codas son las señales registradas en la parte final de los sismogramas de los eventos locales, posteriores a los arribos de las ondas P y S, siendo su amplitud decreciente en función del tiempo hasta el punto de confundirse con el ruido. Aki (1969) fue el primero en enunciar la teoría de las ondas coda. Esta hace referencia a la formación de las mismas por dispersión de las ondas primarias en las numerosas heterogeneidades existentes y distribuidas aleatoriamente entre la corteza y la parte superior del manto. Esta teoría se generó tras estudiar las réplicas del sismo de 1966 ocurrido en Parkfield, California. Con este sismo se observó que la distribución de energía de las ondas coda, en un tiempo determinado, es independiente de la magnitud y la distancia epicentral del mismo, por lo que su espectro de potencia dependerá de dos factores principales: la refracción, reflexión y dispersión de energía por la interacción con heterogeneidades geológicas encontradas durante el recorrido de las ondas, y por la atenuación intrínseca del medio que transforma la energía en calor y deformaciones no elásticas (Ferreira *et al.*, 2011).

El modelo anterior fue extendido por Sato (1977) para el caso en que fuente y receptor no fueran coincidentes. Su modelo, llamado Modelo de Dispersión Isótropa Simple (*Single Isotropic Scattering*), supone un medio tridimensional, infinito y perfectamente elástico en que los dispersores son homogéneos y están distribuidos aleatoriamente. En este modelo, la distribución de heterogeneidades está caracterizada por el camino libre medio, L_s , el cual viene determinado por la probabilidad que posee una onda de sufrir una dispersión por una heterogeneidad del medio. Dicha probabilidad, de dimensión (L^{-1}), es igual al inverso del camino libre medio y recibe el nombre de turbidez, g . Además, la fuente se sitúa en el origen, el receptor a una distancia r y el n -ésimo dispersor a una distancia r_1 de la fuente. En este modelo, la densidad de la energía sísmica a una frecuencia dada (f) de las ondas S dispersadas $E_{sf}(f)$ está dada por:

$$E_{sf}(r, f|t) = \left[\frac{W_o(\omega) g_o(\omega)}{4\pi r^2} \right] K\left(\frac{t}{t_s}\right) e^{-\frac{2\pi f t}{Q_c}} \quad (1)$$

Donde r es la distancia hipocentral, t el tiempo de propagación medido a partir del origen del sismo, t_s 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:

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

Que tiende asintóticamente a $k(\alpha) \sim \frac{2}{\alpha^2}$ para $\alpha > 2$. En este último caso, la ecuación (1) corresponde al modelo de retro-dispersión simple de Aki and Chouet (1975).

Aplicando el logaritmo natural en ambos lados de (1) es posible simplificar la ecuación y obtener el valor de Q_c como la pendiente de una línea recta (Vargas, 2004). La dependencia con la frecuencia de éste parámetro se puede expresar mediante la siguiente ecuación de potencia:

$$Q(f) = Q_0 \left(\frac{f}{f_0}\right)^\eta \quad (2)$$

Donde Q_0 es el factor de calidad en una frecuencia de referencia f_0 , usualmente a 1 Hz y η es el parámetro de dependencia frecuencial que varía por las heterogeneidades del medio, la sismicidad, la tectónica y las características geológicas de la zona.

Por otra parte, para evaluar la distribución espacial de Q_c en alguna frecuencia en particular, se parte de la hipótesis de un volumen involucrado en el proceso de dispersión simple. Este volumen involucrado se puede expresar como una concha elipsoidal que muestrea ciertas regiones del espacio fuente-dispersores-receptor. Una descripción detallada de la formulación del problema y la inversión por mínimos cuadrados se puede consultar en Vargas and Mann (2013).

ANÁLISIS DE DATOS Y RESULTADOS

La selección de los datos para este trabajo tuvo como principales criterios, la claridad en la identificación de las fases P y S en los sismogramas, una ventana temporal como mínimo de 10 segundos de extensión desde el arribo de las ondas S, y una localización epicentral que no supere en distancia desde el frente de fallas del piedemonte llanero unos 100 km con el fin de garantizar una adecuada iluminación de los procesos tectónicos presentes en esta región (FIGURA 4).

Teniendo en cuenta estos criterios se lograron analizar por medio del programa SEISAN (Havskov and Ottemoller, 1999) cerca de 4.000 sismos registrados por la RSNC entre junio de 1993 a abril del 2012, con $1,7 < M_L < 5,7$ y profundidades hipocentrales inferiores a 30 km. Todas las señales se encuentran corregidas instrumentalmente, y el rango de análisis frecuencial se realizó en zona plana de la respuesta instrumental.

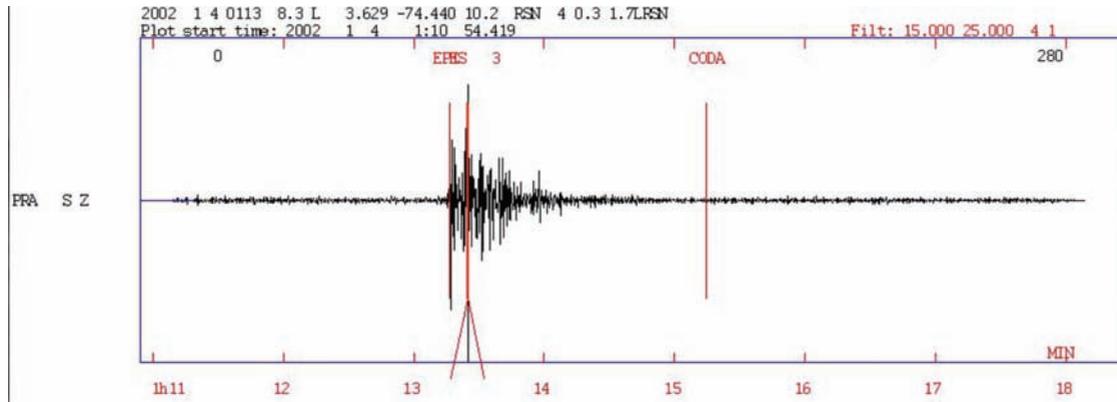


FIGURA 4. Sismograma registrado por la estación PRA (Prado) de la RSNC, de un evento local en el Piedemonte Llanero. En la parte superior de la ventana se observa fecha y hora, localización: 3.62° latitud, -74.44° longitud, profundidad=10 km y $M_L=1.7$. Dentro del sismograma de izquierda a derecha se aprecian en líneas rojas: arribo de onda P, arribo de onda S y finalización de las ondas coda.

Una vez elegidos los eventos a analizar, fue utilizado el programa CODA-Q de SEISAN para estimarlos factores de calidad de las ondas coda (Q_c). El proceso contempló las siguientes etapas:

- Las señales fueron filtradas en las bandas de frecuencias: 2 ± 1 Hz, 8 ± 3 Hz, 12 ± 4 Hz, 16 ± 6 Hz y 25 ± 8 Hz.
- La ventana de ajuste de las ondas coda es definida. Esta empieza una vez identificada la onda S y se extiende por 10 s. En este paso el programa identifica la relación señal/ruido y descarta aquellas que se encuentren por debajo de 2.
- La amplitud de las ondas coda es determinada para cada banda de frecuencias y su envolvente de decaimiento se calcula mediante regresión lineal (ecuación 1). Después de esto tan solo los datos con correlación ≥ 0.5 entre la envolvente y la linealización son tenidos en cuenta (FIGURA 5).
- Por último, todos los valores de Q_c resultantes de diferentes señales y frecuencias, registrados en todas las estaciones son analizados espacialmente, mediante la técnica de inversión espacial (Vargas

and Mann, 2013) Para dar idea sobre la cobertura espacial y la confiabilidad de la inversión, se ha representado el conjunto de proyecciones elipsoidales en superficie. La FIGURA 6 presenta las elipses cuyos focos (fuente y receptor) sugieren el cubrimiento en área de cada valor de Q_c ; tan solo la franja periférica más oriental de la zona de estudio presenta poca confiabilidad respecto a la inversión espacial de Q_c . Estos valores de Q_c representan el inverso de la atenuación aparente de las ondas coda, así que los verdaderos valores de atenuación se garantizan con la inversión espacial. La FIGURA 7 ilustra los resultados de la inversión de la atenuación en nodos regulares.

Para obtener el valor de la dependencia frecuencial (η) y el parámetro Q_0 (Ecuación 2) para toda la región de interés, se graficaron los factores de calidad de las ondas coda en los diferentes valores de frecuencia centradas y se realizó una regresión que ajustara a la totalidad de los datos disponibles. El valor de la dependencia frecuencial es 0,9244 que es cercano a 1,0, mientras que el valor de $Q_0= 24,44$.

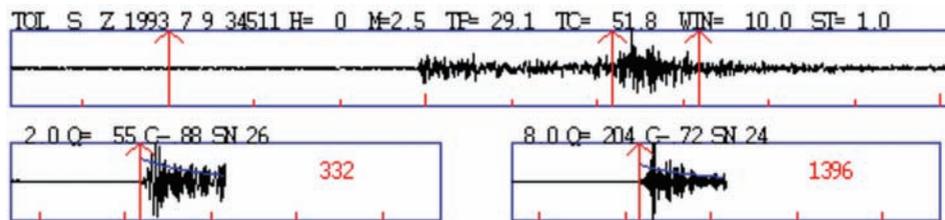


FIGURA 5. Ejemplo de las señales analizadas por el programa CODA-Q de SEISAN. En la parte superior se encuentra la señal sin filtrar, con un indicador del evento en la parte alta de la ventana y con tres flechas que indican (de izquierda a derecha) tiempo de origen del sismo, arribo de la onda S y el intervalo de análisis de las ondas coda. Las dos ventanas inferiores son ejemplos de señales filtradas con los pasa banda de las frecuencias centradas en 2 (1-3) Hz y 8 (5-11) Hz las cuales arrojan el valor de Q_c , el nivel de correlación (C) y la relación señal ruido (SN). La señal sísmica fue detectada por sensores de velocidad (m/s) con respuesta plana en el rango de análisis frecuencial. Debido a los pequeños valores de la señal, ésta se presenta en términos relativos.

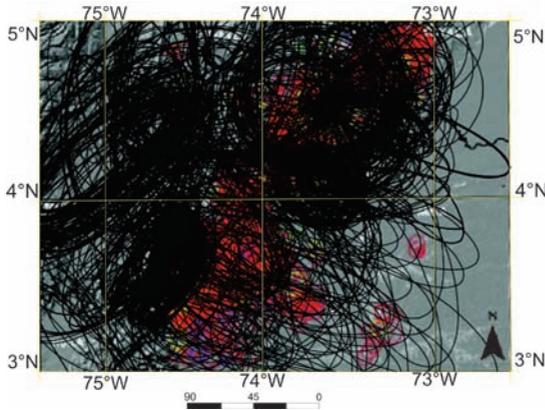


FIGURA 6. Elipses de muestreo (trazos negros) correspondientes a cada valor de Q_c estimado en este trabajo, para el período 1993 al 2012.

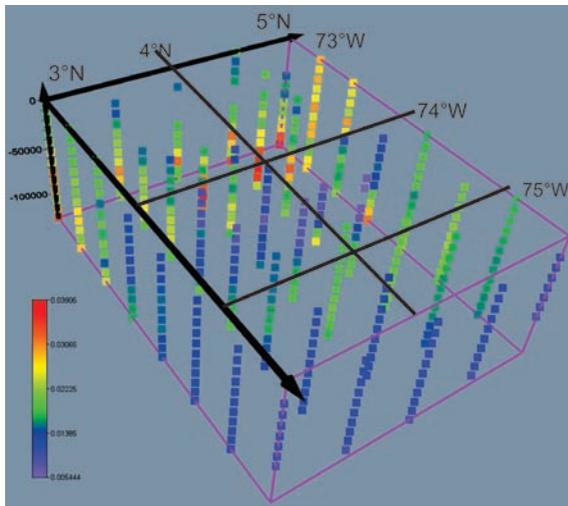


FIGURA 7. Valores de atenuación de las ondas coda, invertidos en una malla de nodos regulares.

DISCUSIÓN

Una vez estimados los resultados espaciales de atenuación de las ondas coda, se hace esencial su interpretación y vinculación con los rasgos geológicos de la región. Por consiguiente, en el modelo atenuativo resultante en esta inversión espacial (FIGURA 8), se realizaron tres secciones (A-A*, B-B* y C-C*) y dos zonas (Zona 1 y 2) teniendo en cuenta tendencias particulares del área, al igual que su contexto geológico.

La primer sección corresponde al sector centro-sur y este del área de trabajo (FIGURA 9, perfil A-A*), la cual se encuentra dominado por atenuaciones bajas que en profundidad se mantienen, exceptuando el sector más norte del mismo (Zona 2). Este resultado sugiere una estabilidad estructural debido a la influencia de rocas cristalinas del Cratón Amazónico (Bonilla - Pérez *et*

al., 2013), junto con secuencias sedimentarias espesas, monótonas y sin grandes deformaciones. También se observa un crecimiento paulatino de la atenuación sísmica por debajo de 50 km que se ajusta a las anomalías térmicas descritas en la zona e interpretadas como producto de una inestabilidad térmica de la litosfera mantélica.

En el segmento B-B*, correspondiente a la zona centro y suroeste (FIGURA 9), se encuentra el tren de fallas del piedemonte llanero, caracterizado por atenuaciones medias a altas (a excepción de la Zona 1) lo cual evidencia la intensa actividad de deformación tectónica del segmento, junto con una alta heterogeneidad en paquetes espesos de rocas sedimentarias. Esta atenuación como es de esperarse, se hace más grande a medida que se avanza en la litosfera debido a efectos del gradiente geotérmico y a la posible presencia de una tectónica de piel gruesa que deforma parte del basamento (Duran *et al.*, 2002; Vargas *et al.*, 2009).

Para el tercer segmento, correspondiente al sector más oeste del área, y presentado en el perfil C-C* (FIGURA 9), se observan atenuaciones altas, posiblemente generadas por la intensa actividad de la deformación tectónica del centro de la Cordillera Oriental e incluso por las mismas fallas del Piedemonte Llanero cuya geometría lítrica propicia una extensión a grandes profundidades bajo el centro cordillerano (Sánchez, 2011). Estos valores altos también se ven influenciados por una secuencia sedimentaria heterogénea.

Por otro lado, las zonas 1 y 2 arrojan valores de Q_c^{-1} contrarios a los esperados en el área. La zona 1, presenta valores de atenuación bajos en el piedemonte llanero, mientras que la zona 2 posee valores altos. Estas atenuaciones pueden ser el resultado de una ruptura litosférica conocida como *Caldas Tear* que se ubica cuasi-paralela a la latitud 5.6° N y presenta un rumbo $\approx 102^\circ$ (Vargas and Mann, 2013). Esta ruptura divide la angularidad de los planos de la subducción y está asociada a un cambio abrupto de flotabilidad de la placa de Nazca y/o la transición hacia la placa Caribe. Esta disminución en el ángulo de subducción genera, según Ramos (1999), una zona de acople entre ambas placas con esfuerzos compresivos produciendo, como resultado, un aumento en la densidad de las rocas del área, ya que se crean acortamientos horizontales de la corteza, grandes elevaciones y la compactación del terreno, que pueden ser relacionadas con las bajas atenuaciones de la zona 1. Junto con esta compresión, se generan también deformaciones tectónicas dentro de la cuenca de antepaís, debido a la acomodación

del movimiento por medio de fallas inversas, las cuales mimetizan su expresión en superficie a causa del gran aporte sedimentario de la Cordillera hacia la cuenca, pero que finalmente influyen con el aumento de la atenuación sísmica registrada en la zona 2. No se aprecian en la zona relevantes anomalías geotérmicas (Vargas *et al.*, 2009), por lo que la atenuación de la misma parece depender de la deformación tectónica y la estratigrafía.

Con respecto a la parte norte de la sección C-C*, se aprecian altas atenuaciones sísmicas que coinciden con una anomalía térmica (INGEOMINAS, 2000; Vargas *et al.*, 2009), probablemente causada, por efecto del magmatismo presente bajo el departamento de Boyacá, que se pudo originar cuando disminuyó el ángulo de subducción de la placa de Nazca bajo Suramérica durante el desarrollo del Caldas Tear (Neógeno superior), y la cuña astenosférica se desplazó hacia el oriente.

El resto de las zonas no parecen tener relación con las anomalías geotérmicas, por lo que la atenuación de las ondas coda podría explicarse por los factores estructurales y litológicos anteriormente descritos.

En general las zonas tectónicamente activas presentan valores de Q_0 inferiores a 200 y con η por encima de 0,7 (llegando cerca a la unidad), mientras que las zonas estables tectónicamente poseen valores altos de Q_0 y bajos de η (inferiores a 0,7) (Bedoya, 2014). La zona de estudio presenta las típicas características de una zona tectónicamente activa.

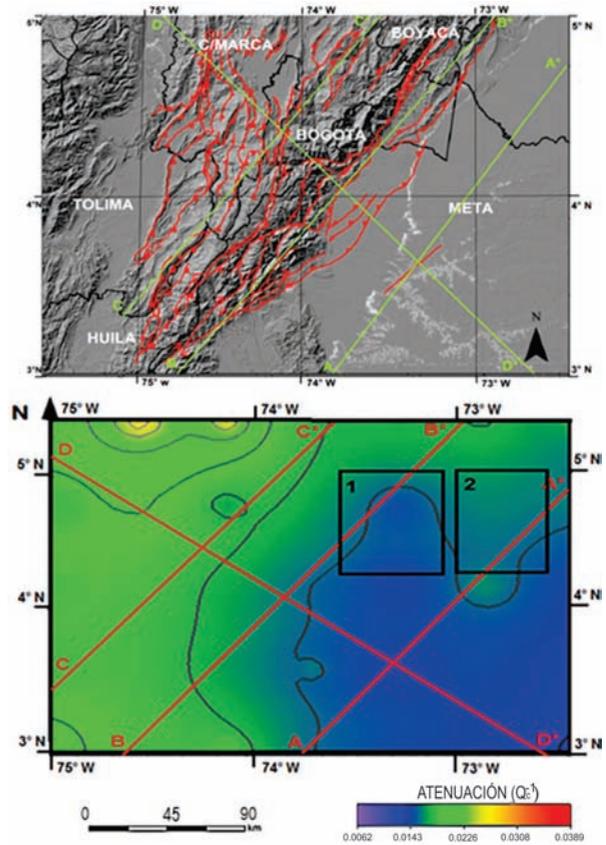


FIGURA 8. Arriba, mapa de localización de la zona de estudio. Abajo, mapa de atenuación en superficie de la zona de estudio obtenido por el método de inversión. En recuadros negros 1 y 2 se resaltan zonas anómalas y en líneas rojas los perfiles de atenuación que se muestran en la FIGURA 9.

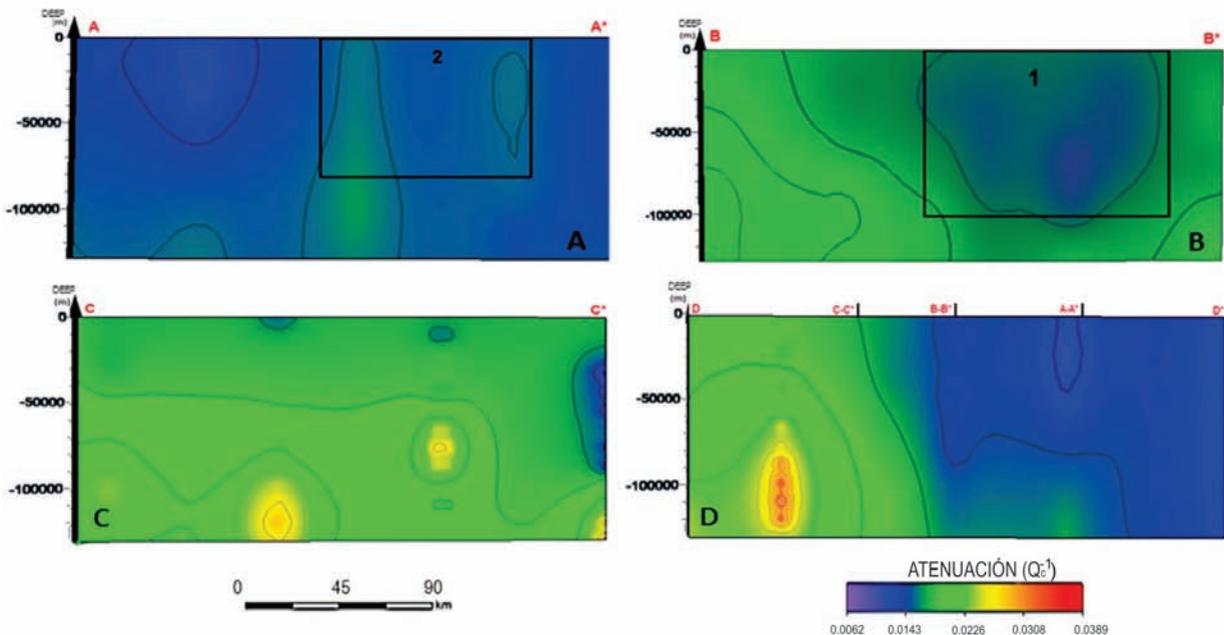


FIGURA 9. Perfiles de atenuación mostrados en la FIGURA 8. A. Perfil A-A*. B. Perfil B-B*. C. Perfil C-C*. D. Perfil D-D*

AGRADECIMIENTOS

Los resultados de este trabajo son parte del desarrollo del proyecto “Análisis Sismotectónico de la Falla Servitá, departamentos de Cundinamarca y Meta”, Código 12455218627, Contrato RC 784 – 2011 COLCIENCIAS – Corporación Universitaria del Meta. Se agradece a los revisores anónimos que contribuyeron a mejorar el contenido y la presentación del manuscrito.

CONCLUSIONES

El sector oriental de la Cordillera Oriental colombiana, es uno de los terrenos tectónicamente más activos del territorio colombiano. En este trabajo se hallaron contrastes atenuativos de las ondas coda posiblemente relacionados a dominios tectónicos.

En la parte oriental del área, se observan valores bajos en la atenuación asociables a una estabilidad tectónica de la zona y un dominio litológico relacionado a rocas cristalinas del Cratón Amazónico.

En la sección central que corresponde al Piedemonte Llanero, se presenta una mayor atenuación sísmica como producto de la alta deformación estructural. En contraste, se observan bajas atenuaciones hacia zonas cercanas a la latitud 5.6° N (Zona 1).

Por su parte, las mayores atenuaciones del área de estudio se presentan hacia el sector occidental de la zona correspondiente al centro de la Cordillera Oriental. La alta deformación tectónica relacionada a la orogenia Andina es asociable a dicho patrón de distribución de atenuación. El carácter lístrico de las fallas del Piedemonte como las fallas Guaicaramo y Servitá, su convergencia hacia el centro de la Cordillera Oriental y la raíz cortical de esta, son coherentes con las altas atenuaciones observadas.

Anomalías atenuativas en las zonas 1 y 2 de este trabajo, son interpretadas como producto del acople parcial de la placa de Nazca bajo Suramérica, el cual fue causado por la disminución del ángulo de subducción al norte de 5.6° N, y derivó en los esfuerzos compresivos grandes que son generadores de las zonas de baja atenuación sísmica (anomalía zona 1), mientras las áreas de deformación tectónica registran valores altos de Q_c^{-1} (anomalía zona 2) debido a la acumulación de sedimentos en la cuenca de antepaís.

Las anomalías geotérmicas constituyen uno de los factores de control de las atenuaciones sísmicas, situación que se pone en evidencia hacia la parte norte

de la sección C-C* en donde las altas atenuaciones coinciden con altos valores térmicos influenciados por el desgarramiento litosférico y/o las expresiones en superficie del magmatismo producto de la subducción.

BIBLIOGRAFIA

Aki, K. 1969. Analysis of the Seismic Code of Local Earthquakes as Scatteredwaves. *Journal Geophysics Research*, 74: 615-631.

Aki, K., and Chouet, B. 1975. Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. *Journal Geophysics Research*, 80: 3322-3342.

Bedoya, G. 2014. Modelamiento 3D en una zona de Piedemonte Llanero utilizando ondas coda. Tesis de Grado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 29p.

Bonilla-Pérez, A., Frantz, J.C., Charão-Marques, J., Cramer, T., Franco-Victoria, J.A., Mulocher, E., y Amaya-Perea, Z. 2013. Petrografía, geoquímica y geocronología del granito de Parguaza en Colombia. *Boletín de Geología*, 35 (2): 83 - 104

Chicangana, G., and Vargas, C.A. 2013. The subduction geometry change under Colombia and orogenic evolution of the northern Andes in late Neogene times. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, 87 (Supp): 116 – 118. Consultado el 25 de febrero de 2014. http://www.geojournals.cn/dzxben/ch/reader/view_abstract.aspx?file_no=dzxben2003z10064&flag=1

Duran, J.P., Vargas - Jiménez, C.A., y Briceño, L.A. 2002. Análisis espacial y temporal de Q-coda en el Piedemonte Llanero (Colombia). *Geofísica Colombiana*, 6: 33-39.

Ferreira, V.M., Vieira Barros, L., Assumpção, M., and Quintero, R. 2011. Coda wave attenuation in the Parecis Basin, Amazon Craton, Brazil: sensitivity to basement depth. *Journal of Seismology*, 15: 391 - 409.

Gómez, J., Nivia, A., Montes, N.E., Jiménez, D.M., Sepúlveda, J., Gaona, T., Osorio, J.A., Diederix, H., Mora, M., y Velásquez, M.E. 2007. Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500.000. INGEOMINAS, Bogotá.

Havskov, J, Malone, S., McCloug, D., and Crosson, R. 1989. Coda Q for the state of Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79: 1024-1038.

Havskov, J., and Ottemoller, L. 1999. SeisAn Earthquake analysis software, *Seismological Research*

Letters. Consultado el 25 de febrero de 2014. http://www.seismosoc.org/publications/SRL/SRL_70/srl_70-5_es.html

Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., and Stockli, D. F. 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *GSA Bulletin*, 122 (9/10): 1423-1442.

INGEOMINAS. 2000. Mapa Geotérmico de Colombia: Mapa de Gradientes Geotérmicos (Temperaturas interpoladas a 3 km). Escala 1: 1'500.000, Bogotá D.C.

López, E. 2004. Aspectos más relevantes de la Geomorfología y Geología del Piedemonte Llanero de Colombia. Bogotá D.C. INGEOMINAS, 24p.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Zeilinger, G., Jaramillo, C., Ferreira Da Silva, S., and Blanco, M. 2010. The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *GSA Bulletin*, 122 (11/12): 1846 -1864.

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Torres, V., Zeilinger, G., and Strecker, M.R. 2010. Tectonic controls on Cenozoic foreland basin development in the north – eastern Andes, Colombia. *Basin Research*, 22: 874 - 903.

Ramos, V.A. 1999. El segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. *Acta Geológica Hispánica*, 32 (7): 5 -16.

Sánchez, N.F. 2011. Desarrollo de patrones de fracturamiento y mecanismos de deformación del anticlinal de Monterralo, Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental de Colombia. Tesis de Magister en Geología, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá D.C., 97p.

Sato, H. 1977. Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25: 27-41.

Vargas, C.A. 2004. Propagación de Ondas sísmicas y atenuación de ondas Coda en el Territorio Colombiano. Academia Colombiana de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales, Colección Jorge Álvarez Lleras, 23, 235p.

Vargas, C.A., Alfaro, C., Briceño, L.A., Alvarado, I., y Quintero, W. 2009. Mapa Geotérmico de Colombia

– 2009. 10th Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, Resumen extendido. Cartagena.

Vargas, C.A., and Mann, P. 2013. Tearing and Breaking Off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with Northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (3): 2025-2046.

Trabajo recibido: marzo 23 de 2014

Trabajo aceptado: junio 20 de 2014