

CORRELACIÓN TEMPORAL DE LA ATENUACIÓN Y LA OCURRENCIA DE EVENTOS SÍSMICOS ENERGÉTICOS EN EL NW DE AMÉRICA DEL SUR

Carlos A. Vargas⁽¹⁾ – Alexander Caneva⁽²⁾ – Luis Pujades⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia – Sede Bogotá

⁽²⁾ Universidad Antonio Nariño - ⁽³⁾ Universidad Politécnica de Catalunya

Introducción

Diversos trabajos han descrito correlaciones empíricas que sugieren la existencia de variaciones temporales de la atenuación de las ondas de coda asociadas a la ocurrencia de eventos de carácter tectónico o volcánico en diversas regiones del mundo. Una de las primeras observaciones que asocia variaciones temporales de Q_c con la actividad tectónica fue realizada por Chouet (1979), quien estudió 185 sismos registrados en Stone Canyon en California por un periodo de 1 año. En dicho trabajo se describe un incremento en la energía de coda de alta frecuencia en sismos de similares magnitudes y localización, así como el cambio en la forma del espectro asociado a un decrecimiento en los valores de Q_c . Esta anomalía analizada en el rango de frecuencias entre 1.5 y 24 Hz sugirió dos posibles mecanismos responsables del fenómeno: 1) las variaciones temporales en el espectro de la fuente del sismo y 2) cambios de la atenuación y/o propiedades de dispersión de la corteza. Posteriormente, trabajos como los de Jin y Aki (1986), Sato (1986) y Peng et al. (1987) pusieron de manifiesto incrementos en los valores de Q_c después de eventos principales en el área epicentral y el efecto opuesto en zonas alejadas de la misma. Dichos patrones también han sido observados en estructuras volcánicas (Vinceguerra, 2001).

Aunque interesantes estas propuestas, no se han observado ejemplos categóricos que demuestren la validez de dichas hipótesis. Bajo la anterior directriz, y como propuesta para avanzar en estas ideas, se ha realizado un estudio empírico para establecer posibles correlaciones entre la ocurrencia de eventos sísmicos energéticos y la variación temporal de los parámetros de atenuación de las ondas de coda siguiendo los métodos de Retro-dispersión Simple propuesto por Aki y Chouet (1975), así como con el modelo de dispersión múltiple a partir de la técnica de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo (*Multiple Lapse Time Window analysis*, MLTWA) propuesta por Hoshiba (1991).

Para el análisis fueron utilizados datos sismológicos provenientes de la región Andina de NW de América del Sur, una zona de alta actividad sísmica asociada a procesos de convergencia de las placas litosféricas Nazca y Caribe contra el continente Sudamericano (Figura 1). Como producto de dicha convergencia, se presenta un sistema orogénico ramificado en tres cordilleras y dos valles interandinos, en donde ocurre una intensa actividad volcánica y sísmica asociada al proceso de subducción y la actividad de diversas fallas geológicas que recorren el área.

Datos y métodos

Fueron seleccionados 1200 eventos sísmicos en formato digital de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) para el periodo comprendido entre diciembre de 1992 y junio de 1999, el cual se caracterizó por su relativa estabilidad respecto al número y ubicación de las estaciones; los registros analizados corresponden a sismos regionales o locales ocurridos en el territorio colombiano y registrados en la RSNC, que consta de 17 estaciones para la época de registro. Su selección, producto de una extensa depuración de registros, se basó en criterios como la claridad de llegadas de las fases P y S para el proceso de localización, la ausencia de superposición de señales y, particularmente para esta fase del trabajo, se tuvo especial cuidado en que la longitud del registro garantizara, como mínimo, 60 s de coda. Los eventos seleccionados fueron re-localizados mediante el programa HYPOCENTER que se halla contenido dentro del paquete de programas SEISAN (Havskov y Ottemoller, 1999). Para ello se utilizó el modelo de velocidad 1D hallado por Vargas et al. (2007). Los eventos seleccionados presentaron rangos de magnitud local M_L entre 2.9 y 6.0 y profundidades focales comprendidas entre 0.1 y 296 km.

Con el objeto de restringir el estudio a la corteza y manto superior de la zona, se efectuó una segunda selección, reteniendo sólo los eventos cuya profundidad fuese inferior a los 160 km. Por otra parte, considerando que las distancias epicentrales de los sismos de la muestra variaban entre los 10 y los 900 km, se procesaron sólo los registros correspondientes a terremotos ocurridos a distancias inferiores a 255 km. De esta forma se evitaban eventos con distancias epicentrales excesivamente grandes, que podían muestrear regiones fuera del área de estudio o zonas demasiado profundas. Así pues, fueron procesadas 1786 formas de onda correspondientes a 1078 eventos. Para tener en cuenta la dependencia frecuencial de los parámetros de atenuación, y dadas las características de los instrumentos de registro, se han

considerado las bandas 1-2, 2-4, 4-6, 6-10, 10-14 y 14-19 Hz, centradas en 1.5, 3.0, 5.0, 8.0, 12.0 y 16.5 Hz. Una vez seleccionadas y filtradas las formas de onda de los eventos de interés, fueron estimados los parámetros que definen la atenuación y dependencia con la frecuencia a partir de dos aproximaciones. La primera de ellas bajo la hipótesis de dispersión simple con fuente y receptor no coincidente (Aki y Chouet, 1975); y la segunda a partir de una hipótesis de dispersión múltiple en un espacio isotrópico tridimensional (Hoshihba et al., 1991).

Análisis temporal

Varios trabajos han evaluado la variación temporal de Q_c^{-1} en esta región (e.g. Ugalde et al., 2002), sin embargo, hasta la fecha nadie ha evaluado su comportamiento temporal contrastado con la atenuación intrínseca y dispersiva. Esta discriminación podría dar elementos conductores sobre las condiciones del medio antes y después de un evento sísmico. Para el efecto, se han analizado los registros sísmológicos de forma que permitan describir la variación temporal de Q_c^{-1} , Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} en el período comprendido entre los meses de diciembre de 1992 y de junio de 1999, sin discriminar estaciones, ni fuentes. En este caso, se trató de identificar eventos importantes que estuvieran acompañados de suficientes registros de forma para garantizar el cálculo de los parámetros de atenuación. En la Figura 2, se puede observar la distribución temporal de sismicidad en el territorio colombiano con magnitudes, M_w superiores a 5.0, para el período de estudio, donde se han considerado 12 ventanas temporales. La definición de dichas ventanas se basó en dos criterios. El primero perseguía la evaluación de posibles contrastes de atenuación relacionados con eventos importantes. El segundo estaba relacionado con la densidad mínima de datos considerados necesarios para determinar los parámetros Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} mediante la técnica del MLTWA.

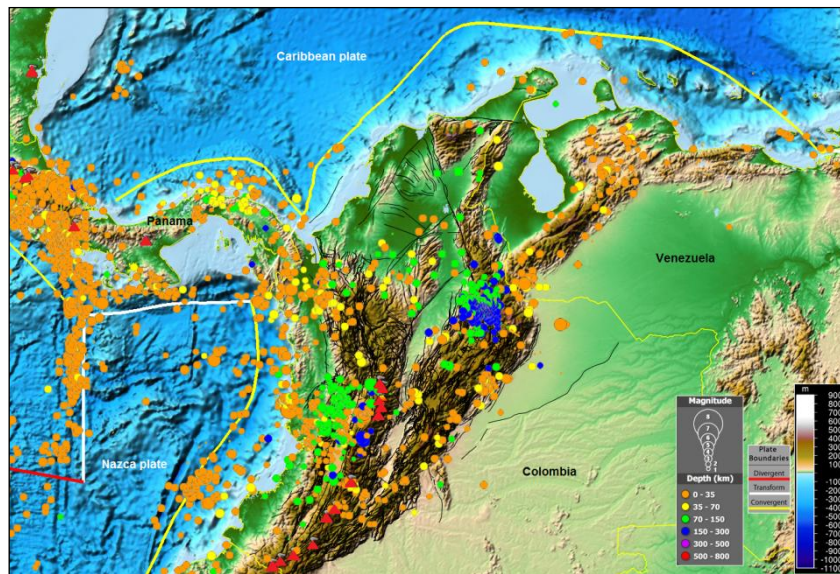


Figura 1. Rasgos morfológicos y tectónicos en el NW de América del Sur. Los triángulos rojos representan los volcanes activos y los círculos representan eventos sísmicos asociados al proceso de convergencia de placas litosféricas, así como a la movilidad de diversas fallas geológicas que recorren el área (líneas negras).

Atenuación y energía liberada

Para contrastar las variaciones temporales de la atenuación con la actividad sísmica, se ha calculado la energía liberada, a partir de todos los eventos $M_L > 1.0$ relacionados en los catálogos sísmicos de INGEOMINAS y NEIC en el período y territorio analizados, siguiendo las formulaciones empíricas para transformar M_L a m_b propuestas por INGEOMINAS (1995) en Colombia y de m_b a E_s según Gutenberg y Richter (1956). La Figura 3 permite observar la evolución de la energía sísmica liberada y los parámetros de atenuación Q_c^{-1} , Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} estimados a 1 Hz. En general, se observa que los errores en las mediciones de Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , enmascaran la mayoría de los contrastes, sin embargo, las estimaciones de Q_c^{-1} mantienen errores relativamente bajos, aspecto determinante en la identificación

de contrastes asociados a patrones sísmicos. En general se observa que los valores de Q_c^{-1} se hallan entre la atenuación dispersiva y la atenuación intrínseca; es decir que $Q_s^{-1} < Q_c^{-1} < Q_i^{-1}$. A su vez, los valores de Q_i^{-1} , y consecuentemente los de Q_t^{-1} , debido a su importante magnitud respecto a Q_s^{-1} , permiten observar contrastes de atenuación en un posible régimen de ciclos. No se observan relaciones consistentes entre los contrastes de atenuación y la profundidad de los eventos.

También podemos apreciar que los cambios de pendiente en la curva de energía acumulada, asociados a los eventos más importantes, presentan una buena relación con, al menos cinco cambios significativos en las curvas de Q_i^{-1} y Q_t^{-1} . Se destaca la presencia de contrastes de Q_i^{-1} y Q_t^{-1} que podrían asociarse a cuatro cambios importantes en la pendiente de la curva de energía acumulada, que coincide con los eventos más energéticos ocurridos en esta región para el período analizado. El punto 2, corresponde al sismo del 13 de septiembre de 1994 con una magnitud $M_w = 6.0$. El punto 3 corresponde al sismo ocurrido el 2 de mayo de 1995 con una magnitud M_w de 6.7. El punto 4 se asocia al sismo del 4 de noviembre de 1996 que tuvo una magnitud (M_w) de 6.3. El punto 5 corresponde al terremoto ocurrido el 2 de Septiembre de 1997 y que presentó una magnitud (M_w) de 6.7. Finalmente, el punto 1, en cuyo entorno se presentan los mayores cambios de los parámetros de atenuación Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , podría estar relacionado con el sismo ocurrido el 26 de diciembre de 1992 que tuvo una magnitud (M_w) de 5.8. La visualización global de los datos en la Figura 3, impide observar un cambio de pendiente en la curva que representa la evolución temporal de la energía liberada por carecer de la historia previa a este evento sísmico.

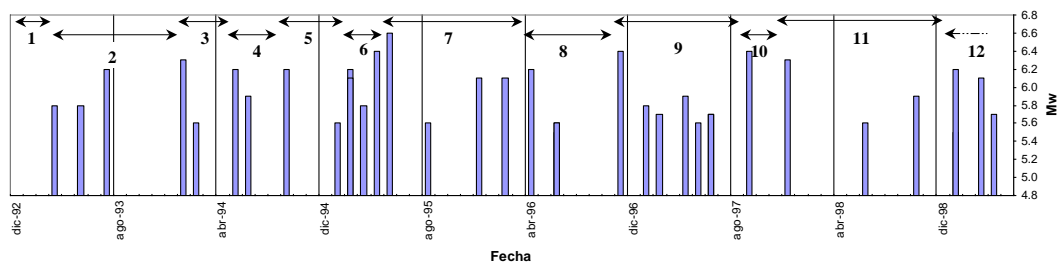


Figura 2. Variación temporal de eventos sísmicos en el territorio colombiano con magnitud, M_w mayor que 5.0. Los datos han sido tomados de los catálogos del National Earthquake Information Center (NEIC) de Estados Unidos e INGEOMINAS. Las ventanas numeradas representan los intervalos de tiempo en los que se han evaluado Q_c^{-1} , Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} , para analizar su variación.

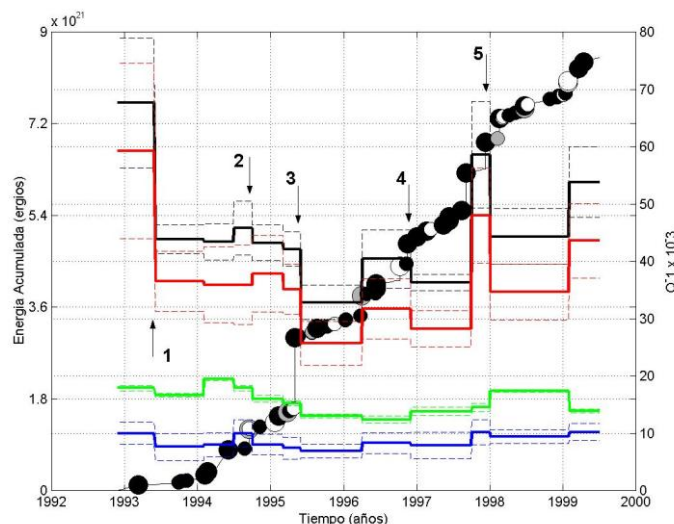


Figura 3. Variación temporal de energía sísmica acumulada, y variación de Q_c^{-1} (verde), Q_t^{-1} (negro), Q_s^{-1} (azul) y Q_i^{-1} (rojo). Los dos tamaños de los círculos representan eventos con magnitudes menores que 5.5 (menor) y mayores o iguales que 5.5 (mayor). Los colores de relleno representan profundidades: negro, menor que 80 km, gris entre 30 y 80 km y blanco inferiores a 30.0 km. Las líneas punteadas indican el error derivado de la estimación de cada parámetro. Los cinco números sugieren asociaciones entre contrastes de atenuación y la ocurrencia de varios de los eventos más energéticos.

Así pues, en la Figura 4 no se aprecia una variación significativa de Q_c^{-1} relacionada con el proceso de liberación de energía. En cambio, y cuando los eventos son suficientemente energéticos, sí hay indicios claros de tal asociación entre la liberación de energía y la atenuación intrínseca Q_i^{-1} , la cual, lógicamente se traslada a la variación de Q_t^{-1} .

Discusión y conclusiones

El análisis de la variación temporal de los factores de atenuación inelástica ha permitido observar indicios que apuntan hacia la existencia de una evolución temporal de la atenuación que estaría claramente relacionada con la ocurrencia de eventos sísmicos de gran magnitud. Por lo tanto, se confirma la sensibilidad de las ondas coda a los cambios bruscos de los regímenes de esfuerzos producidos por los terremotos en la litosfera. Sin embargo es difícil avanzar sobre el sentido físico y las características de esta evolución temporal, intuyendo que puede depender de las características del proceso involucrado, distensivo o compresivo, pero también del periodo de observación, inmediato a la liberación de esfuerzos o en épocas en las que el estado de esfuerzos es estable.

La evolución de la función cumulativa de la energía a lo largo de las 12 ventanas consideradas permite apreciar varios cambios abruptos que contrastan con variaciones de Q_c^{-1} , Q_i^{-1} , Q_s^{-1} y Q_t^{-1} . La relación entre estas variaciones de la atenuación y las liberaciones bruscas de energía, responsables de un gradiente importante en la función que representa la suma de las contribuciones de la energía liberada en cada crisis sísmica, se observan variaciones significativas de la atenuación sísmica relacionada con estos gradientes producidos por grandes terremotos. Estas variaciones pueden observarse tanto en la atenuación intrínseca como en la total. Avanzar en el sentido de estas variaciones es más complejo. Sin embargo del análisis de la Figura 4 puede apuntarse un aumento brusco de la atenuación asociada a la ocurrencia de un evento sísmico relevante y una estabilización en valores más bajos una vez ha pasado el sismo de alta energía.

Avanzar en la comprensión de estas variaciones temporales cuya existencia a largo plazo son evidentes, posiblemente requiera una monitorización espacial y temporal de amplias regiones y periodos de tiempo relacionados con la ocurrencia de crisis sísmicas de diferentes características. Queda por tanto claro que, a nuestro entender, y aunque las observaciones temporales podrían ajustarse a ciertos modelos predictivos (Burrige y Knopoff, 1967; Shimazaki y Nakata, 1980), la complejidad geotectónica de la región, sugiere que los umbrales de energía (ó caídas de esfuerzos) relacionados con los contrastes de atenuación, son difícilmente identificables y cuantificables en el actual estado de nuestro conocimiento y con nuestros datos. Por lo tanto y aunque nuestras observaciones ponen en evidencia aspectos de la fenomenología frágil de la corteza y el manto superior, la comprensión de su sentido y su alcance predictivo son prematuros.

Referencias

- Aki, K. and Chouet, B.** (1975), Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Burrige, R. and Knopoff, L.** (1967). Model and theoretical seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 57, 341-371.
- Chouet, B.** (1979). Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California, *Geophys. Res. Lett.* 6, 143-146.
- Gutenberg B., and C. F. Richter** (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 46, 105-145, 1956.
- Havskov, J. and Ottemöller, L.** (1999). SEISAN: The Earthquake analysis software: For Windows, SUN/OS, Solaris and Linux. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen. Norway.
- Hoshiya, M.** (1991). Simulation of Multiple Scattered Coda Wave Excitation Based on the Energy Conservation Law, *Phys. Earth Planet. Inter.* 67, 123-136.
- INGEOMINAS** (1995). Boletín de movimiento fuerte. Vol. 1 No. 1, Sub – Dirección de Geofísica, Red Nacional de Acelerógrafos de Colombia, Bogotá. 322 p.
- Jin, A. and Aki, K.** (1986) Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haiching earthquake of 1975. *J Geophys Res* 91: 665-673.
- Peng, J., Aki, K., Lee, W., Chouet, B., Johnson, P., Marks, S., Newberry, J., Ryal, A., Stewart, S., and Tottingham, D.,** (1987). Temporal change in coda Q associated with 1984 Round Valley earthquake in California, *J. Geophys. Res.*, 92, 3507-3536.
- Sato, H.** (1986). Temporal change in attenuation intensity before and after the eastern Yamanashi earthquake of 1963, in central Japan, *J. Geophys. res.*, 91, 2049-2061.
- Shimazaki, K. and Nakata, T.** (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282.
- Ugalde, A., Vargas, C.A., Pujades, L.G. and Canas, J.A.** (2002). Seismic coda attenuation after the Mw = 6.2 Armenia (Colombia) earthquake of 25 January 1999. *J. Geophys. Res.* 10,1029 / 2001GB000197, June 2002.
- Vargas, C.A., Pujades, L.G. and Montes, L.A.** Seismic structure of South-Central Andes of Colombia by tomographic inversion. *Geofísica Internacional*, v.46, n.2, p.117 - 127, 2007.
- 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.*