

---

# DETERMINACIÓN DEL EFECTO DE SITIO EN LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS PERTENECIENTES AL OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO Y SISMOLÓGICO DE POPAYÁN

SITE EFFECT DETERMINATION OF THE SEISMOLOGICAL STATIONS BELONGING TO THE VOLCANOLOGICAL AND SEISMOLOGICAL OBSERVATORY OF POPAYÁN

---

Jaime Raigosa A.<sup>1</sup>

\* Email de correspondencia: jraigosa@sgc.gov.co

Recibido: 8/08/2017

Aceptado: 15/11/2017

Publicado en línea: 20/04/2018

**Citación:** Raigosa, J. (2018). Determinación del efecto de sitio en las estaciones sismológicas pertenecientes al Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán. *Boletín Geológico*, 44, 115-132.

## RESUMEN

El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán (OVSPop), perteneciente al Servicio Geológico Colombiano (SGC), opera una red de veinticuatro estaciones sismológicas para el monitoreo de la actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, la cual está conformada por sismómetros de corto periodo y banda ancha. En este trabajo se llevó a cabo la determinación del efecto de sitio en veinte estaciones de esta red de monitoreo utilizando el método de las ondas coda (Phillips y Aki, 1986; Su *et al.*, 1992), a partir del registro de 207 sismos seleccionados de una lista inicial de 348 sismos tectónicos locales y volcano-tectónicos, cuya magnitud local varió entre 2,0 y 5,2, y de los cuales se descartaron registros que tuvieran niveles de ruido alto, señales saturadas, registro de réplicas u otros sismos dentro de la coda, o señales que no tuvieran registro de ruido antes del inicio del sismo o después del final de la coda. En la implementación del método se imponen las condiciones de que el promedio de los valores de efecto de sitio sea igual a cero y que cada sismo esté registrado en cinco o más estaciones. Los resultados muestran valores altos de amplificación en estaciones como PAL, MAR y BUC, que están ubicadas sobre suelos blandos, y factores de amplificación cercanos y menores a uno en la mayoría de las estaciones restantes, que generalmente están ubicadas sobre rocas correspondientes a flujos de lava provenientes de los volcanes monitoreados. En promedio, las desviaciones estándar de los datos obtenidos son menores a 0,3,

---

<sup>1</sup> Geólogo. Servicio Geológico Colombiano

aunque se obtuvieron valores más altos en algunas estaciones y en algunas frecuencias (hasta 0,645 en la estación CGO para 4 Hz). La comparación de los valores encontrados con valores de corrección de magnitud local en las mismas estaciones muestra una correlación estrecha entre ambos valores, lo cual apoya la idea de que las ondas coda son ondas S dispersadas.

**Palabras clave:** ondas coda, efecto de sitio, inversión.

#### ABSTRACT

The Volcanological and Seismological Observatory of Popayan (OVSPop), belonging to the Servicio Geológico Colombiano (SGC), operates a network of 24 seismological stations, consisting of short-period and broadband seismometers, in order to monitor the activity of the Nevado del Huila, Puracé and Sotará volcanoes. Site effect determinations were performed on 20 stations in this network by using the coda wave method. An initial list of 348 events were selected, from which 207 tectonic and volcano-tectonic earthquakes were suitable for the study. The selection criteria involved those events with a range of local magnitudes between 2.0 and 5.2, as well as discarding those signals with high noise levels, oversaturated waveforms, events containing aftershock signals in the coda, as well as seismic events without seismic noise before and after the main event occurred. The method implementation required two main conditions: the average of the site effect values is equal to zero and each earthquake must be registered by 5 or more stations. The results show high amplification values at stations such as PAL, MAR and BUC, which are located on soft soils, and amplification factors close to and less than 1 for most of the remaining stations, which are located on hard rocks corresponding to lava flows from the monitored volcanoes. On average, the standard deviations of the obtained data are less than 0.3, although higher values were obtained for some stations and for some frequencies (up to 0.645 for the CGO station at 4 Hz). A comparison of the values found in this work with values of local magnitude corrections for the same stations shows a close correlation between the two values, which supports the idea that the coda waves are in fact dispersed S waves and that the estimation of local effects from coda waves may be a valid method for estimating the local effects of S waves.

**Keywords:** coda waves, site effect, inversion.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los efectos locales debidos a las características particulares de las formaciones geológicas superficiales tienen un particular interés en áreas como la ingeniería, la evaluación de la amenaza y la microzonificación sísmica, y tiene además un efecto importante en la estimación de la magnitud de los sismos que se procesan rutinariamente en los observatorios vulcanológicos y sismológicos. Uno de los efectos más drásticos es el reportado por Krishna y Ordas (1993) en la Ciudad de México, quienes estiman amplificaciones relativas de 50 para algunas frecuencias entre 0,25 y 0,7 Hz, entre estaciones ubicadas cerca y dentro de la ciudad, y amplificaciones absolutas del orden de 500 en este rango de frecuencias. Por razones como

estas han sido desarrolladas varias técnicas para abordar el tema, usualmente calculando una relación espectral de amplitudes, ya sea en una misma estación, comparando varias estaciones con una estación de referencia, o tomando como referencia un promedio entre las estaciones. Entre estos métodos está el de la relación de amplitud espectral tradicional (Borcherdt, 1970; Borcherdt, 1996), en el que se determina la amplificación de un sitio con relación a una estación de referencia, preferencialmente ubicada sobre roca firme, a partir de la relación de las amplitudes de los espectros suavizados de la estación que se va a determinar y la estación de referencia. En este método básicamente se supone que la estación de referencia es equivalente al movimiento de entrada en la base de las capas de suelo (Steidl *et al.*, 1996); estos autores encuen-

tran diferencias entre amplitudes espectrales de estaciones ubicadas sobre roca, en superficie y en *boreholes* para *aftershocks* del sismo de Landers, California (1992), por lo que concluye que es más recomendable utilizar como referencia estaciones ubicadas en un *borehole* y que la suposición de la equivalencia de una estación de referencia sobre roca sólida en un sitio cercano, mencionada anteriormente, debe ser cuestionada. Se debe considerar, además, en qué rango de distancias puede ser válida esta relación, debido a los efectos de la fuente y la trayectoria entre la fuente del sismo y la estación. La relación de amplitudes H/V (Lermo y Chávez-García, 1993; Field y Jacobs, 1995), similar a la técnica de función receptora, no utiliza una estación de referencia y calcula el efecto de sitio dividiendo el espectro de amplitudes de la componente horizontal entre la componente vertical, para un mismo sismo. En este método, una suposición básica es que la componente vertical de las ondas S, registrada en superficie, no está afectada por el efecto de sitio, y su amplitud es similar al de la roca subyacente. Tsuboi *et al.* (2001) utilizaron instrumentos de movimiento fuerte, instalados en la ciudad de Yokohama, para verificar el método de H/V; ellos encontraron buena concordancia al comparar la relación espectral de las componentes horizontales entre sismogramas en superficie y sismogramas *borehole* en estaciones que tenían ambos tipos de registro, y la relación H/V de ondas S en superficie, y que con este método se puede estimar el nivel de amplificación en frecuencias bajas. Concluyeron también que la técnica de la relación H/V puede aplicarse a la estimación de la respuesta del sitio si esta da un pico espectral simple, lo que significa que la estructura es simple y la componente vertical no se ve afectada por la estructura superficial; al respecto, Riept *et al.* (1998), al comparar diferentes métodos, encontraron que el nivel absoluto de amplificación es ocho veces más grande en las estaciones situadas en la parte central de la cuenca del valle Volvi (Grecia) al utilizar el método de relación de amplitud espectral tradicional y compararlo con la relación H/V, y lo asociaron a heterogeneidades locales y geometrías complejas en la estructura del valle. En general, hay cierto consenso en que los radios espectrales pueden dar una mejor medida de la frecuencia fundamental de cada sitio, más que del efecto de sitio en sí. Aki y Chouet (1975) interpretan las ondas coda —la parte final de un sismograma que usualmente

se toma a partir de dos veces el tiempo de viaje de la onda S— como ondas dispersadas por múltiples heterogeneidades distribuidas uniformemente dentro de la corteza; las ondas coda se han utilizado para hallar diferencias de factores de amplificación entre estaciones, con el fin de calcular la relación de amplitudes espectrales de una frecuencia determinada en un mismo sismo registrado en diferentes estaciones (Phillips y Aki, 1986; Koyanagi *et al.*, 1992; Kato *et al.*, 1995). En este método se asume que la forma de la coda es independiente de la localización fuente-receptor y de la orientación de la fuente, tal como fue propuesto por Aki y Chouet (1975), lo cual implica que el factor de calidad ( $Q_c$ ) es el mismo para toda el área sobre la cual las ondas coda son dispersadas. Frecuentemente se ha observado un incremento de  $Q_c$  con el aumento del tiempo. Koyanagi *et al.* (1992) calcularon factores de amplificación en la isla de Hawái, y hallaron que la estimación de  $Q_c$  era más estable cuando se calculaba con ondas coda a partir de 30 segundos después de dos veces el tiempo de viaje de la onda S, por lo que utilizaron este valor para estimar los factores de amplificación en la isla. Takahashi *et al.* (2005) utilizaron 225 sismos de baja a moderada magnitud registrados en Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention [NIED]), compuesta de alrededor de seiscientas estaciones, para hacer una estimación detallada del efecto de sitio en el noreste de Honshu, Japón, con el método de normalización de la coda, y encontraron una fuerte dependencia de los factores de amplificación con la frecuencia, y que esta dependencia varía según la edad y el tipo de roca. Las ondas coda se han utilizado también para estimar parámetros como el coeficiente de dispersión, magnitud de coda, dada la característica de que su duración es proporcional a la magnitud del sismo, o el coeficiente de atenuación ( $Q_c$ ). Para este último, Lee y Sato (2006) utilizaron registros de componentes N-S en once estaciones de banda ancha de la Red Sismológica de IRIS para definir una ley de decaimiento de las ondas coda en sismos regionales, y encontraron que las ondas coda decaen en función de una potencia del tiempo  $A_c \alpha t^{-\alpha(T_c)}$ , donde alfa tiene una gran dependencia del periodo. En este trabajo se utiliza el método propuesto por Phillips y Aki (1986) para determinar los factores de amplificación de las estaciones sismológicas pertenecientes al SGC, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, que

monitorea la actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, ubicados sobre el eje de la cordillera Central de Colombia.

## 2. MÉTODO

Para calcular los efectos de sitio se sigue la metodología propuesta por Phillips y Aki (1986) y Su *et al.* (1992), en la cual los efectos de la fuente, el sitio y la trayectoria se pueden separar. De acuerdo a estos autores, el método para determinar el efecto de sitio se puede plantear de la siguiente forma:

El espectro de potencia de la coda se puede expresar como

$$P(w|t) = F(w) \cdot S(w) \cdot T(w) \tag{1}$$

Donde  $P(w|t)$  es el espectro de potencia de las ondas coda,  $F(w)$  corresponde al término de la fuente,  $S(w)$  corresponde al término del sitio y  $T(w)$  es el término de la trayectoria. Tomando el logaritmo natural a ambos lados de (1), tenemos:

$$\frac{1}{2} \ln P_{ij}(w, t_k) = d_{ijkl} = f_j(w_l) + s_i(w_l) + t(w_l, t_k) \tag{2}$$

Donde  $f_j$  es el término de la fuente,  $S_i$  es el término del sitio y  $t$  es el término de la trayectoria. Los subíndices  $i, j, k$  y  $l$  representan la estación, la fuente, el tiempo y la frecuencia, respectivamente.

Aki y Chouet (1975) interpretan las ondas coda como ondas S dispersadas por heterogeneidades, distribuidas más o menos uniformemente en la litosfera, con la característica importante de que el espectro de potencia, para diferentes eventos locales, decae en función del tiempo, de igual manera, independiente de la distancia y de la trayectoria entre la fuente y la estación. De esta manera, el término de la trayectoria solo depende de las propiedades promedio de la litosfera y es independiente de la localización de la fuente y la estación (Su *et al.*, 1992). Si en la ecuación (2) se toma el promedio de los  $d_{ijkl}$  sobre todas las estaciones, para un mismo sismo, para una misma frecuencia y para un determinado intervalo de tiempo, es decir, dejando fijos los subíndices  $j, k$  y  $l$ , y este promedio se resta de  $d_{ijkl}$ , se obtiene:

$$d_{ijkl} - \bar{d}_{ijkl} = s_i - \bar{s}_i \tag{3}$$

Donde  $\bar{d}_{ijkl}$  es el promedio del espectro de potencia y  $\bar{s}_i$  es el promedio del efecto de sitio de todas las estaciones en un mismo sismo, dejando fijos los subíndices  $j, k$  y  $l$ . Si se toman  $\bar{s}_i = \sum_m \delta_{im} s_m$  (donde  $\delta$  es la función delta de Kronecker), y  $\bar{s}_i = (\frac{1}{N_{jkl}}) \sum_m (I_m s_m)$  (donde  $N_{jkl}$  es el número total de estaciones utilizadas en el sismo  $j$ ,  $I_m = 1$  si la estación  $m$  es utilizada,  $I_m = 0$  si la estación  $m$  no se utiliza), y se sustituyen en la ecuación (3), obtenemos:

$$d_{ijkl} - \bar{d}_{ijkl} = \sum_m (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{jkl}}) s_m \tag{4}$$

Tomando en cuenta el nivel de ruido de las estaciones, (4) se puede escribir en forma matricial así:

$$Gs + r = \Delta d \tag{5}$$

Donde  $s$  es el vector modelo que se quiere hallar,  $r$  es el vector que contiene el nivel de ruido de cada estación y  $\Delta d$  se obtiene calculando el espectro de potencia de cada estación y restándole, en cada sismo, el promedio de todas las estaciones. La ecuación (5) escrita en forma de matrices quedaría así:

$$\begin{pmatrix} (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ij}}) & 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} & -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} \\ -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \dots & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ij}}) \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} \\ -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ij}}) & 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 \dots & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ij}}) & -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \\ 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ij}}) \dots & 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \\ 0 \dots & -\frac{I_m}{N_{ij}} & -\frac{I_m}{N_{ij}} & 0 \dots & (\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ij}}) & 0 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ s_3 \\ s_4 \\ \dots \\ s_{n-2} \\ s_{n-1} \\ s_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta d_1 & -r_1 \\ \Delta d_2 & -r_1 \\ \Delta d_3 & -r_1 \\ \Delta d_4 & -r_1 \\ \vdots & \vdots \\ \Delta d_{p-2} & -r_{p-2} \\ \Delta d_{p-1} & -r_{p-1} \\ \Delta d_p & -r_p \\ 0 & 0 \end{bmatrix}_{p+1} \tag{6}$$

Donde el número de filas de  $G$  depende de la cantidad de sismos utilizados y del número de estaciones en cada sismo; el número de columnas de  $G$  se corresponde con el número total de estaciones de las que se desea determinar el efecto de sitio. La última fila de  $G$  se utiliza para imponer la condición de que el promedio de todas las estaciones sea igual a cero, lo que equivale a considerar como referencia el promedio de todos los factores de amplificaciones igualado a 1.

El vector  $s$  se puede encontrar calculando la matriz inversa generalizada de  $G$ ,  $G^{-g}$ , que se puede utilizar para resolver la ecuación (5) (Miao y Langston, 2007):

$$s = G^{-g}G = G^{-g}(\Delta d - r) \tag{7}$$

En la implementación del método se utilizó una rutina en Matlab que repite el siguiente proceso en cada una de las frecuencias evaluadas:

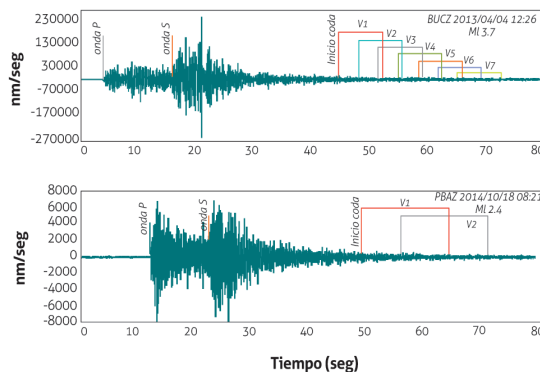
1. A cada registro se le resta el promedio y se corrige por la respuesta instrumental.
2. Se selecciona una ventana de ruido. Si existen suficientes datos al inicio de la traza, el nivel de ruido es calculado en esa parte; de lo contrario, se selecciona una ventana de ruido al final de la misma. Esta ventana de ruido será la misma en todas las frecuencias analizadas.
3. Se toma el tiempo de inicio de la coda igual a dos veces el tiempo de viaje de la onda S, debido a que se toman al menos cinco estaciones, este tiempo de inicio corresponde al de la quinta estación, en orden ascendente del tiempo de viaje de la onda S. A partir de este valor, cada señal es dividida en ventanas de tiempo, con incrementos iguales a 0,45 veces la duración de la ventana. Dicha duración depende de la frecuencia que se va a calcular. La tabla 1 muestra los valores de la frecuencia central; la ventana de tiempo, el número de ventanas y el ancho de banda utilizados.
4. En la ventana de ruido se aplica una ventana Welch, se calcula el espectro de potencia y se promedia sobre un ancho de banda.
5. En cada ventana de la señal se aplica una ventana Welch, se calcula el espectro de potencia y se promedia sobre el ancho de banda.
6. En cada ventana, al valor promedio del espectro de potencia de la señal se le resta el valor promedio del espectro de potencia del ruido. Llamemos a este valor  $P_i$  en cada estación  $i$ . Si  $P_i$  es mayor a cuatro veces el valor del nivel de ruido, la ventana es utilizada.
7. Al analizar todas las estaciones, si existen cinco o más datos, se calcula el promedio  $\bar{P} = \sum_i 1/2 \ln(P_i)/N$ , donde  $N$  es el número de estaciones utilizadas. En este momento se deben adicionar  $N$  filas a la matriz del lado izquierdo y al vector columna del lado derecho de (6).

8. En (6), las filas del vector columna de la derecha se forman de restar el promedio  $\bar{P}$  a cada valor de  $P_i$ .
9. Las filas de la matriz de la izquierda se forman asignándole una columna  $m$  a cada estación. Si la estación  $i$  no es utilizada, se anota 0 en la columna  $i$ ; si la estación  $i$  es utilizada y además  $i = m$  se anota  $(-\frac{1}{N})$  en la columna  $i$ , en caso contrario se anota  $(\delta_{im} - \frac{1}{N})$ .
10. Se halla el vector  $s$  calculando la matriz inversa generalizada.
11. En cada frecuencia y cada ventana de tiempo se obtiene un conjunto de valores del efecto de sitio, que son promediados para hallar los valores finales de amplificación de cada estación. En la figura 1 se muestra la traza de dos sismos tectónicos locales de magnitudes locales (MI) 3,7 y 2,4, en los que se muestra el origen de la coda y las ventanas utilizadas para el cálculo de las amplitudes espectrales.

**Tabla 1.** Valores utilizados para el cálculo de los espectros de potencia

Frecuencia central	Duración de la ventana (s)	N.º de ventanas	Ancho de banda
1,0	15	8	1,5
2,0	7,5	12	3,0
4,0	3,75	12	3,0
6,0	3,75	12	4,0
8,0	2,75	12	4,0
16,0	2,75	12	6,0

Fuente: autor



**Figura 1.** Coda y ventanas de tiempo utilizadas para calcular las amplitudes espectrales. Arriba, registro de un sismo de MI 3,7 en la estación BUC y ventanas utilizadas para calcular la amplitud a 2 Hz; abajo, sismo de MI 2,4 en la estación PBA y ventanas utilizadas para amplitudes a 1 Hz. El mayor número de ventanas en el primer caso obedece a la mayor magnitud del sismo y a la longitud de cada ventana (15 segundos para 1 Hz y 7,5 segundos para 2 Hz). El final de la última ventana se define por la relación señal/ruido menor de 4

Fuente: autor

### 3. DATOS

El OVSPop monitorea la actividad de los volcanes Nevado del Huila, Puracé y Sotará, que se encuentran localizados sobre el eje de la cordillera Central de Colombia, entre los 2,11° y 2,93° de latitud norte, formando una red alargada en dirección N34E de 113 kilómetros de largo, compuesta por veinticuatro estaciones sismológicas triaxiales, ocho de corto periodo, con sensores L4 3D, y dieciséis de banda ancha, que cuentan con equipos Guralp, Reftek y Trillium, todas ellas telemétricas, digitalizadas en campo a cien muestras por segundo. Para este trabajo, algunas estaciones se descartaron debido a que tenían poca cantidad de registros o presentaban niveles de ruido muy alto para llevar a cabo el cálculo del efecto de sitio. Finalmente se utilizaron veinte estaciones de la red (tabla 2, figura 2). Inicialmente se seleccionaron los registros de 348 sismos tectónicos locales y volcano-tectónicos, que variaron en

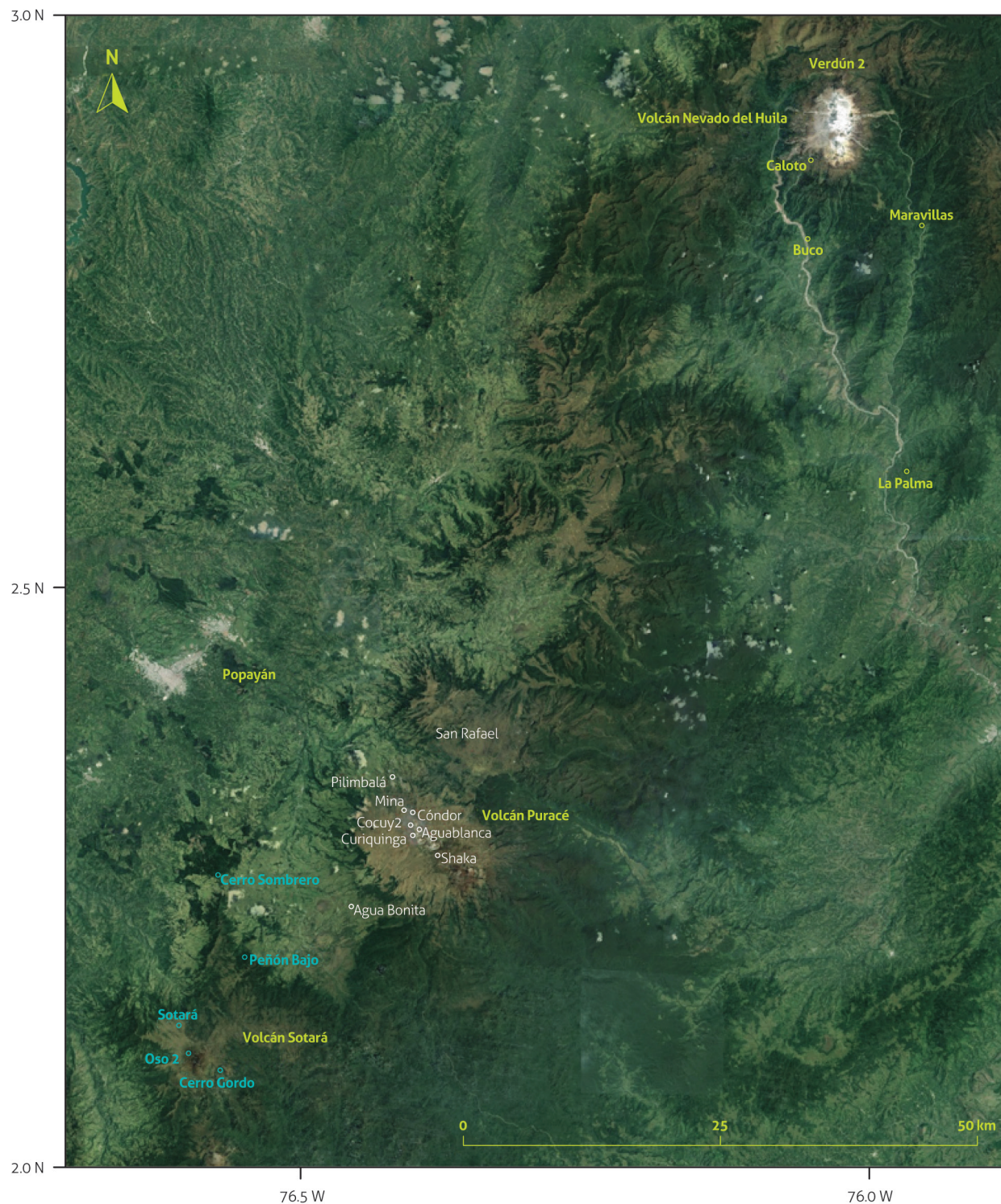
magnitud local entre 2,0 y 5,2, localizados alrededor de la red de monitoreo, para los cuales se obtuvieron distancias máximas a las estaciones de 150 kilómetros. Cada una de las trazas fue inspeccionada visualmente con el fin de descartar registros que tuvieran niveles de ruido alto, señales saturadas (*clipping*), registro de réplicas u otros sismos dentro de la coda, o señales que no tuvieran registro de ruido antes del inicio del sismo o después del final de la coda, con el fin de tener en cuenta el nivel de ruido en los cálculos. Finalmente se seleccionaron 207 sismos (figura 3) que estuvieran registrados en las tres componentes de cinco o más estaciones, con las condiciones indicadas anteriormente. La última condición se impone ya que, como se explicó en método, el efecto de sitio se establece con relación a un promedio de las estaciones, así que para cada sismo, en cada componente, se calcula un promedio de al menos cinco estaciones, a fin de que este sea confiable estadísticamente.

**Tabla 2:** Lista de estaciones utilizadas para el cálculo del efecto de sitio

	Estación	Código	Volcán	Sensor*	Marca	Tipo de roca
1	Agua Bonita	ABO	Puracé	BA	Guralp CMG-6TD-Reftek 151-60A	Flujos de lava en bloques andesíticos
2	Buco	BUCZ	Huila	BA	Guralp CMG-3ESPC Reftek 151-60A	Depósitos alterados de flujos asociados al Huila
3	Caloto	CAL	Huila	BA-CP	Guralp CMG-3ESPC -Mark Products L4-3D	Flujo de lava masivo andesítico
4	Cerro Gordo	CGO	Sotará	BA-CP	Guralp CMG-3ESPC Mark Products L4-3D	Flujos de lava andesítica con textura porfirítica
5	Cocuy 2	CO2	Puracé	BA	Guralp CMG-3T	Lavas somitales de Puracé
6	Cóndor	COB	Puracé	BA	Guralp CMG-3ESP	Lavas somitales de Puracé
7	Curiqinga	CUR	Puracé	BA	Guralp CMG-3ESP	Lavas andesíticas volcán Curiqinga
8	Lavas Rojas	LAR	Puracé	BA	Guralp CMG-3T	Lavas porfiríticas hipocristalinas
9	Maravillas	MAR	Huila	BA	Guralp CMG-3ESPC Reftek 151-60A	Depósitos del río Simbolá
10	Mina	MIN	Puracé	CP	Mark Products L4-3D	Lavas pre-Puracé
11	Oso 2	OS2	Sotará	BA-CP	Guralp CMG-3T -Mark Products L4-3D	Remanentes de domo, borde de la caldera antigua del Sotará
12	Palma	PAL	Huila	BA	Guralp CMG-6TD -Trillium compact	Suelo residual arcilloso
13	Peñón Bajo	PBA	Sotará	BA	Reftek 151-60A	Flujo masivo de lava andesítica
14	Pilimbalá	PIL	Puracé	BA	Guralp CMG-3ESPC	Flujos de lavas pre-Puracé
15	Pirámide	PIR	Sotará	BA	Reftek 151-60A	Flujo de lava en bloques andesítico-dacítico
16	Shaka	SHA	Puracé	CP	Mark Products L4-3D	Flujos de lava en bloques, andesíticas
17	Cerro Sombrero	SOB	Sotará	BA	Guralp CMG-6TD	Suelo residual de ignimbritas y flujos de ceniza
18	Sotará	SOT	Sotará	BA	Guralp CMG-3T, CMG-3ESP	Flujo de lava perteneciente a la caldera Pre-Sotará
19	San Rafael	SRF	Puracé	CP	Mark Products L4-3D	Lavas caldera de Paletará
20	Verdún 2	VR2	Huila	CP	Mark Products L4-3D	Flujos masivos de lavas andesíticas

\* BA = banda ancha, CP = corto periodo

Fuente: autor



**Figura 2.** Localización de las estaciones sismológicas del OVSPop. Círculos amarillos para el volcán Nevado del Huila, círculos rojos para el volcán Puracé, y círculos azules para el volcán Sotará  
**Fuente:** autor

La desviación estándar de los datos fue calculada así para cada estación:

$$\frac{1}{N_i} \sqrt{\sum [(d_{ijkl} - \bar{d}_{ijkl}) - (s_i - \bar{s}_i)]^2} \quad (8)$$

Donde  $N_i$  es el número de datos obtenidos de la estación  $i$ .

#### 4. RESULTADOS

Fueron calculados valores de respuesta de sitio de las tres componentes de veinte estaciones del OVSPop, para los seis rangos de frecuencia listados en la tabla 1. Los factores de amplificación fueron calculados utilizando la ecuación (6), donde se impone la condición de que el promedio de todos los valores calculados sea igual a cero. Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 4, 5, y 6, tablas 3, 4 y 5; se observan soluciones muy estables en todas las frecuencias en las tres componentes y a lo

largo de todas las ventanas utilizadas, con excepción de los resultados de las frecuencias de 1 y 2 Hz, en las cuales se observan algunas variaciones en estaciones como LAR, MAR, PIL y PIR. Tendencias y valores similares fueron encontrados en las tres componentes, especialmente en las dos componentes horizontales. Las desviaciones estándar en la mayoría de las estaciones presentan valores que oscilan alrededor de 0,26, y en promedio, están por debajo de este valor, aunque algunas estaciones, y en algunas frecuencias, se presentaron valores muy por encima de 0,26; por ejemplo, la estación CAL, en las frecuencias de 1 y 2 Hz en las tres componentes, aunque en el resto de frecuencias presenta valores mucho menores; la estación VR2, en las componentes vertical y este, o CGO en la componente  $N$ . Al realizar los cálculos se utilizaron otros valores para el inicio de la coda (5, 10, 15 y 20 segundos después de dos veces el tiempo de viaje de la onda  $S$ ), pero los resultados fueron similares tanto en el valor del efecto de sitio como en las desviaciones estándar encontradas.

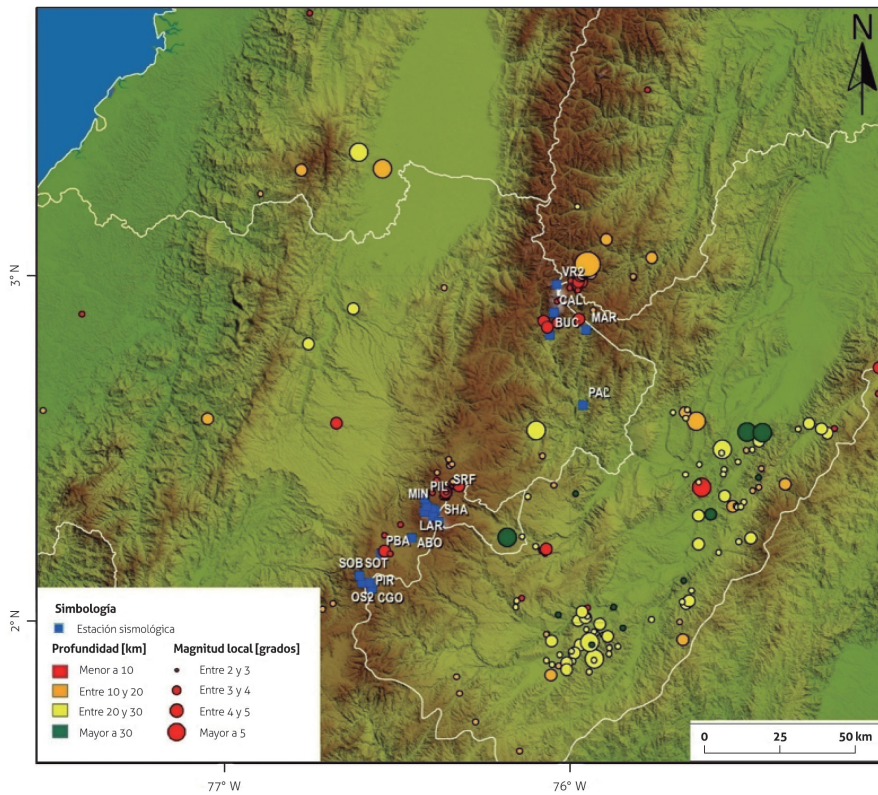


Figura 3. Localización de los sismos utilizados en la determinación del efecto de sitio (círculos de colores). Los cuadros azules corresponden a las estaciones sismológicas utilizadas

Fuente: Oscar Manzo, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán



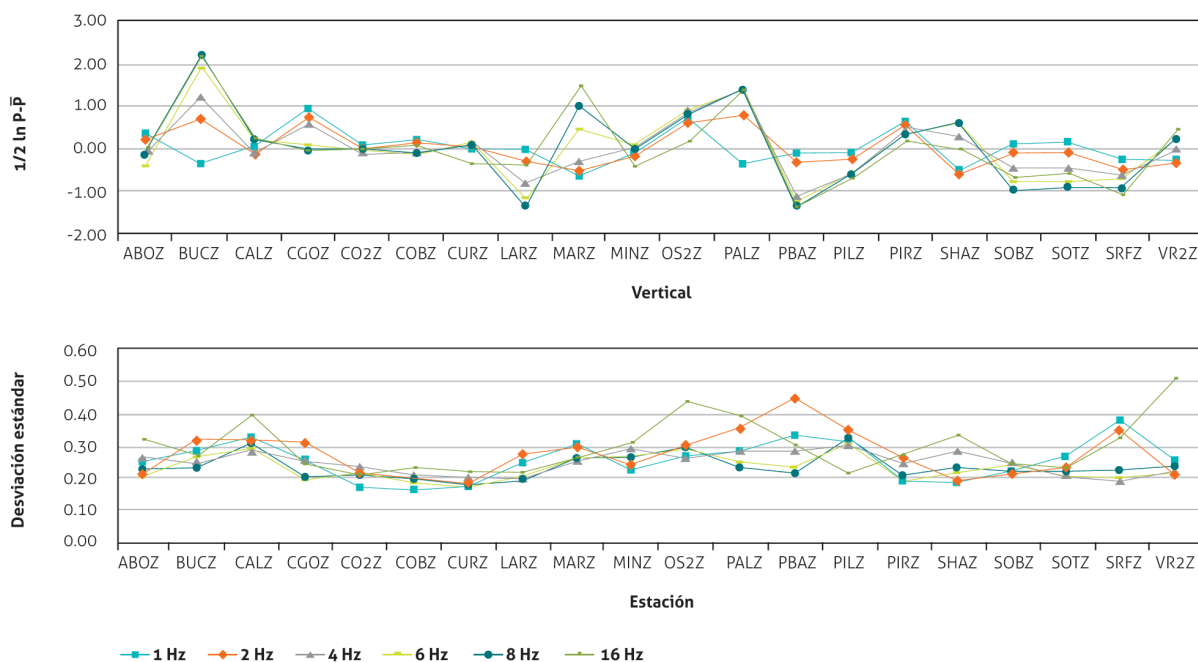


Figura 4. Arriba, valores promedio de factores de respuesta de la componente vertical, obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como  $\frac{1}{2}\ln(P)$  con relación al promedio de todas las estaciones; abajo, valores de desviación estándar. Los colores indican las diferentes frecuencias evaluadas

Fuente: autor

Tabla 3. Valores de amplificación (s) de la componente vertical de las estaciones del OVSPop y de la desviación estándar ( $\sigma$ ) de los valores encontrados en cada estación

Estación	1 Hz		2 Hz		4 Hz		6 Hz		8 Hz		16 Hz	
	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$
ABO	0,33	0,25	0,19	0,21	-0,15	0,26	-0,45	0,20	-0,17	0,23	-0,01	0,32
BUC	-0,39	0,29	0,70	0,32	1,19	0,25	1,87	0,27	2,18	0,23	2,13	0,27
CAL	0,02	0,33	-0,13	0,32	-0,09	0,29	0,15	0,29	0,21	0,31	0,24	0,39
CGO	0,92	0,26	0,71	0,31	0,57	0,25	0,09	0,19	-0,07	0,21	-0,09	0,24
CO2	0,06	0,17	-0,04	0,22	-0,09	0,24	-0,05	0,22	-0,05	0,21	-0,05	0,21
COB	0,19	0,16	0,09	0,20	-0,08	0,21	-0,15	0,18	-0,14	0,20	0,03	0,23
CUR	-0,01	0,17	0,01	0,18	0,13	0,20	0,12	0,17	0,05	0,18	-0,39	0,22
LAR	-0,06	0,25	-0,31	0,27	-0,83	0,20	-1,15	0,21	-1,35	0,20	-0,40	0,21
MAR	-0,66	0,30	-0,52	0,29	-0,32	0,26	0,45	0,27	0,97	0,26	1,47	0,26
MIN	-0,12	0,22	-0,21	0,24	0,04	0,29	0,05	0,27	-0,07	0,26	-0,42	0,31
OS2	0,68	0,27	0,57	0,30	0,89	0,27	0,86	0,29	0,78	0,29	0,14	0,44
PAL	-0,38	0,28	0,77	0,35	1,37	0,29	1,40	0,25	1,36	0,24	1,35	0,39
PBA	-0,13	0,33	-0,36	0,44	-1,13	0,29	-1,29	0,23	-1,36	0,21	-1,40	0,30
PIL	-0,12	0,31	-0,27	0,35	-0,63	0,30	-0,62	0,31	-0,63	0,32	-0,72	0,22
PIR	0,61	0,19	0,53	0,26	0,47	0,25	0,28	0,19	0,33	0,21	0,15	0,27
SHA	-0,56	0,19	-0,62	0,19	0,28	0,29	0,61	0,22	0,60	0,23	-0,04	0,33
SOB	0,08	0,22	-0,12	0,21	-0,48	0,25	-0,78	0,24	-0,98	0,22	-0,69	0,24
SOT	0,12	0,27	-0,10	0,23	-0,45	0,21	-0,79	0,20	-0,94	0,22	-0,60	0,23
SRF	-0,28	0,38	-0,52	0,35	-0,65	0,19	-0,75	0,20	-0,96	0,22	-1,12	0,32
VR2	-0,31	0,26	-0,35	0,21	-0,04	0,22	0,15	0,22	0,20	0,24	0,42	0,51

Fuente: autor

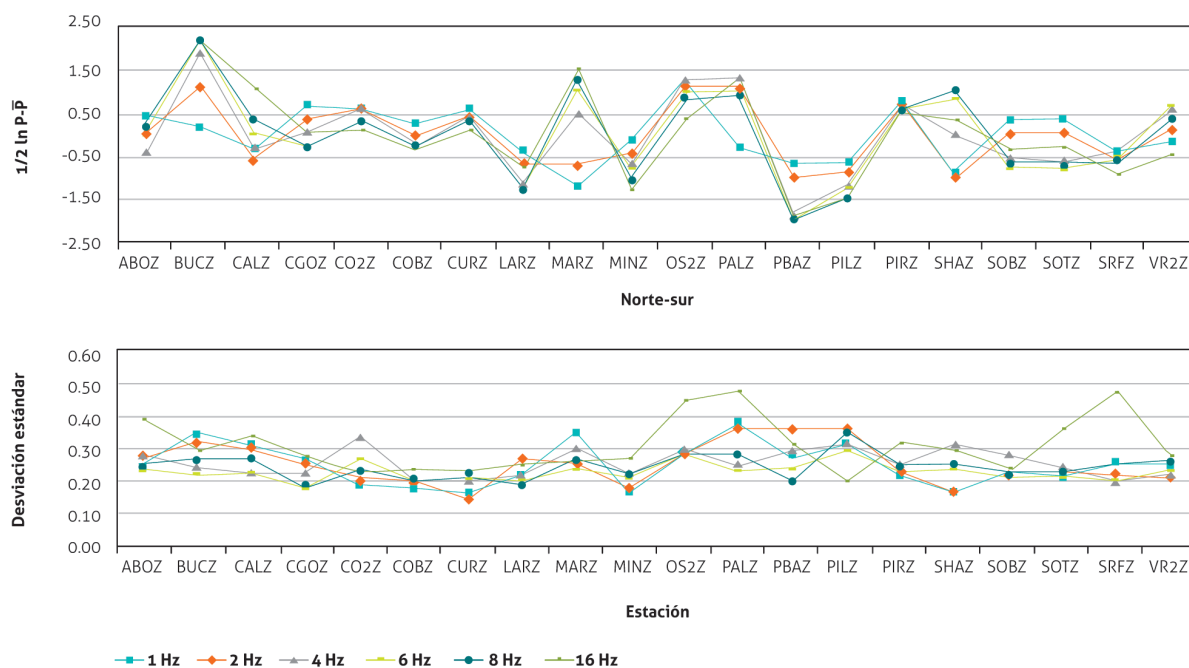


Figura 5. Valores promedio de factores de respuesta de la componente norte-sur, obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como  $1/2 \ln(P)$  con relación al promedio de todas las estaciones  
Fuente: autor

Tabla 4. Valores de amplificación (s) de la componente norte de las estaciones del OVSPop y de la desviación estándar de los valores encontrados ( $\sigma$ )

Estación	1 Hz		2 Hz		4 Hz		6 Hz		8 Hz		16 Hz	
	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$	S	$\delta$
ABO	0,39	0,24	0,04	0,28	-0,37	0,28	0,04	0,23	0,19	0,25	0,26	0,39
BUC	0,18	0,35	1,10	0,32	1,86	0,25	2,10	0,22	2,14	0,26	2,15	0,30
CAL	-0,35	0,31	-0,55	0,30	-0,28	0,23	0,00	0,23	0,36	0,27	1,00	0,34
CGO	0,65	0,26	0,36	0,25	0,02	0,23	-0,26	0,18	-0,25	0,19	0,00	0,28
CO2	0,59	0,19	0,59	0,21	0,58	0,34	0,29	0,27	0,32	0,23	0,14	0,23
COB	0,22	0,18	0,00	0,20	-0,23	0,21	-0,26	0,19	-0,26	0,20	-0,33	0,24
CUR	0,57	0,16	0,44	0,15	0,45	0,21	0,36	0,21	0,28	0,22	0,09	0,23
LAR	-0,41	0,22	-0,64	0,27	-1,17	0,22	-1,33	0,21	-1,32	0,19	-0,76	0,25
MAR	-1,18	0,34	-0,70	0,25	0,51	0,31	1,03	0,24	1,27	0,27	1,49	0,27
MIN	-0,15	0,17	-0,42	0,18	-0,63	0,23	-0,80	0,21	-1,04	0,22	-1,28	0,27
OS2	1,16	0,29	1,15	0,28	1,27	0,30	1,00	0,29	0,85	0,28	0,36	0,45
PAL	-0,30	0,38	1,11	0,36	1,30	0,25	0,98	0,23	0,91	0,28	1,32	0,48
PBA	-0,70	0,28	-0,99	0,36	-1,83	0,30	-1,96	0,24	-1,94	0,20	-1,83	0,32
PIL	-0,65	0,32	-0,88	0,36	-1,18	0,31	-1,21	0,29	-1,48	0,35	-1,37	0,21
PIR	0,76	0,22	0,69	0,24	0,73	0,26	0,65	0,24	0,57	0,25	0,49	0,32
SHA	-0,87	0,17	-0,98	0,17	-0,01	0,31	0,81	0,24	0,98	0,25	0,31	0,30
SOB	0,31	0,22	0,04	0,22	-0,56	0,28	-0,79	0,21	-0,69	0,23	-0,36	0,24
SOT	0,36	0,22	0,05	0,24	-0,59	0,25	-0,82	0,22	-0,68	0,23	-0,28	0,36
SRF	-0,41	0,26	-0,56	0,22	-0,50	0,20	-0,49	0,21	-0,59	0,26	-0,92	0,47
VR2	-0,16	0,25	0,11	0,22	0,63	0,22	0,68	0,23	0,37	0,26	-0,46	0,28

Fuente: autor

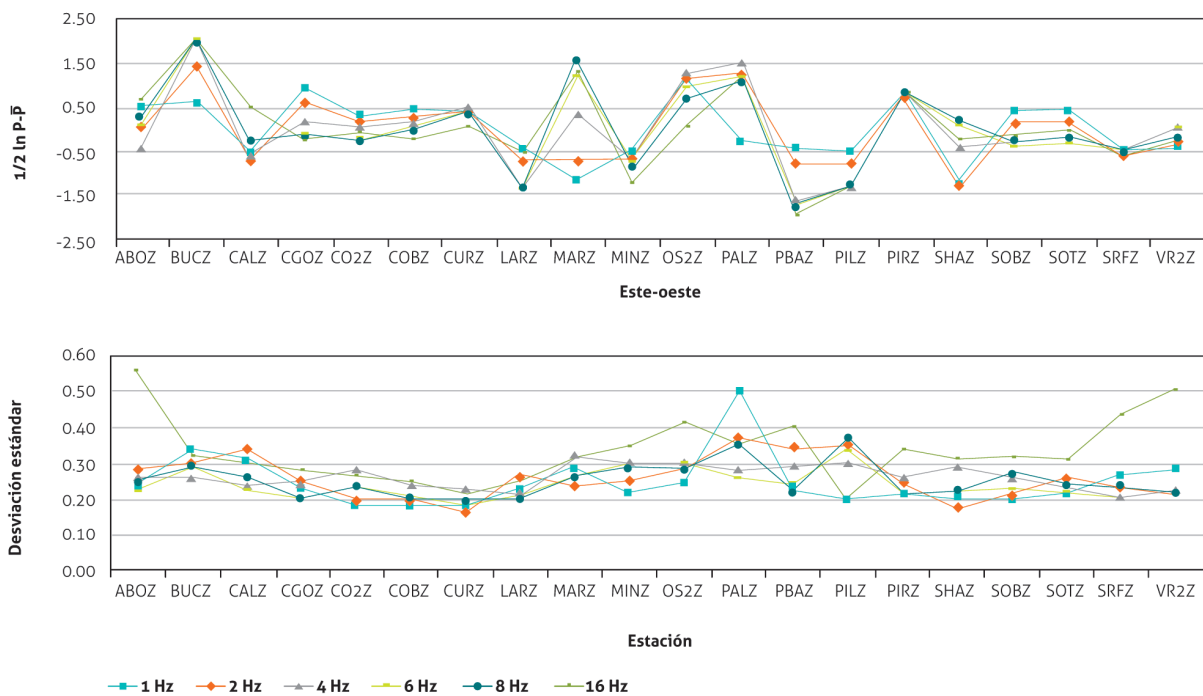


Figura 6. Valores promedio de factores de respuesta de la componente este-oeste, obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como  $\frac{1}{2}\ln(P)$  con relación al promedio de todas las estaciones  
Fuente: autor

Tabla 5. Valores de amplificación (s) de la componente este de las estaciones del OVSPop

Estación	1 Hz		2 Hz		4 Hz		6 Hz		8 Hz		16 Hz	
	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ	S	δ
ABO	0,49	0,24	0,10	0,28	-0,40	0,26	0,07	0,22	0,31	0,24	0,69	0,56
BUC	0,59	0,33	1,44	0,30	2,05	0,26	2,08	0,29	1,97	0,29	2,04	0,32
CAL	-0,49	0,31	-0,67	0,34	-0,54	0,24	-0,34	0,23	-0,26	0,26	0,52	0,30
CGO	0,91	0,23	0,62	0,25	0,18	0,24	-0,09	0,20	-0,15	0,21	-0,25	0,28
CO2	0,27	0,18	0,14	0,20	0,07	0,28	-0,19	0,24	-0,25	0,24	-0,07	0,27
COB	0,46	0,18	0,28	0,20	0,16	0,24	0,04	0,20	-0,03	0,21	-0,20	0,25
CUR	0,36	0,19	0,41	0,16	0,54	0,23	0,42	0,18	0,37	0,20	0,07	0,22
LAR	-0,42	0,23	-0,74	0,26	-1,27	0,21	-1,38	0,21	-1,33	0,20	-0,53	0,25
MAR	-1,18	0,28	-0,70	0,24	0,43	0,32	1,18	0,26	1,55	0,26	1,31	0,31
MIN	-0,50	0,22	-0,67	0,25	-0,69	0,30	-0,73	0,30	-0,88	0,29	-1,20	0,35
OS2	1,17	0,24	1,17	0,28	1,29	0,30	0,97	0,30	0,68	0,28	0,10	0,41
PAL	-0,26	0,50	1,25	0,37	1,51	0,28	1,20	0,26	1,08	0,35	1,17	0,35
PBA	-0,44	0,23	-0,77	0,35	-1,60	0,29	-1,73	0,24	-1,77	0,22	-1,96	0,40
PIL	-0,52	0,20	-0,73	0,35	-1,27	0,30	-1,31	0,33	-1,27	0,36	-1,28	0,20
PIR	0,73	0,21	0,72	0,24	0,82	0,26	0,84	0,22	0,83	0,21	0,88	0,34
SHA	-1,23	0,21	-1,31	0,18	-0,40	0,29	0,08	0,22	0,20	0,22	-0,24	0,31
SOB	0,41	0,20	0,12	0,21	-0,27	0,26	-0,40	0,23	-0,24	0,27	-0,14	0,32
SOT	0,44	0,22	0,20	0,26	-0,24	0,23	-0,34	0,22	-0,16	0,24	-0,03	0,31
SRF	-0,42	0,27	-0,60	0,23	-0,47	0,21	-0,41	0,20	-0,47	0,24	-0,63	0,43
VR2	-0,38	0,28	-0,28	0,22	0,07	0,23	0,02	0,22	-0,20	0,22	-0,25	0,50

Valores obtenidos del promedio de todas las ventanas utilizadas y expresados como  $\frac{1}{2}\ln(P)$ , con relación al promedio de todas las estaciones y de la desviación estándar de los valores encontrados ( $\sigma$ )

Fuente: autor

La mayoría de las estaciones con que cuenta el OVSPop están ubicadas sobre lavas asociadas a la actividad de los volcanes Huila, Puracé y Sotará, y entre estas no se evidenciaron diferencias notables; por ejemplo, valores bajos de amplificación se encontraron en estaciones como MIN, PIL, SNR y LAR en el volcán Puracé, PBAZ, SOB y SOT en el volcán Sotará, CAL y VR2 en el volcán Nevado del Huila; por otro lado, la estación BUCO, ubicada 10 km al sur del volcán Nevado del Huila, muy cerca del cauce del río Páez, e instalada sobre depósitos bastante alterados de flujos de escombros provenientes del Nevado del Huila, mostró los mayores valores de amplificación; algo similar ocurre con las estaciones MAR, 12 km al sureste del volcán Nevado del Huila, ubicada sobre depósitos del río Simbolá, y Palma, ubicada también al sur del volcán Nevado del Huila, a 33 km de distancia, sobre suelo residual arcilloso. En las figuras 7 y 8 se utiliza el registro de los sismos mostrados en la figura 1, con el fin de ilustrar el efecto de sitio al comparar estaciones con factores de amplificación bajo (PBA y LAR) y alto (BUCO y PAL). La figura 7 (a y b) muestra la amplitud corregida por respuesta instrumental en las componentes verticales de las estaciones PBA (distancia epicentral de 98 km) y PAL (distancia epicentral de 75 km) en el registro de un sismo de magnitud 2,4 ubicado al oriente del volcán Sotará (2,002N, 76,683W). Utilizando la fórmula de magnitud local establecida para esta zona, se esperaría que en estas distancias la relación de amplitud máxima  $A_{PALZ}/A_{PBAZ}$  fuera de alrededor de 1,56; sin embargo, esta relación es de 12,26, es decir, 7,8 veces más de lo esperado. El mismo efecto se tiene sobre la coda del sismo (figura 7c); en este caso se tiene una relación de amplitudes de 9,25, si se comparan las amplitudes máximas, y de 6,38, si se comparan las amplitudes promedio. La relación entre los factores de amplificación encontrados en estas dos estaciones, promediado de todas las frecuencias, fue de 10,88. En la figura 8 (a y b) se hace una comparación similar entre las componentes verticales de las estaciones BUC (distancia epicentral de 107,1 km) y LAR (distancia epicentral de 92,4 km), para el registro de un sismo de magnitud 3,7 ubicado también al oriente del volcán Sotará (1,95N, 75,642W), en este caso la diferencia es más

notoria, pues si bien la relación de amplitudes máximas  $A_{BUCZ}/A_{LARZ}$  debería estar alrededor de 0,73 para estas distancias, la relación es de 44, es decir, sesenta veces más de lo esperado; para la parte de la coda, la relación de amplitudes es de 18,6 si se toma el valor máximo, y de 17 si se toma el promedio; la relación entre los factores de amplificación encontrados en estas dos estaciones, promediado entre todas las frecuencias, fue de 12,8, valor cercano a la relación encontrada en la coda. Factores como, por ejemplo, la directividad, pueden afectar las amplitudes de las ondas de cuerpo e influir en la relación de amplitudes tan diferente entre ondas de cuerpo y ondas coda. Este problema de amplificación en BUC ya ha sido identificado y en el proceso rutinario de información en el OVSPop usualmente no se utiliza esta estación en el cálculo de magnitud local, pues presenta valores que pueden ser de una unidad por encima, con relación a otras estaciones.

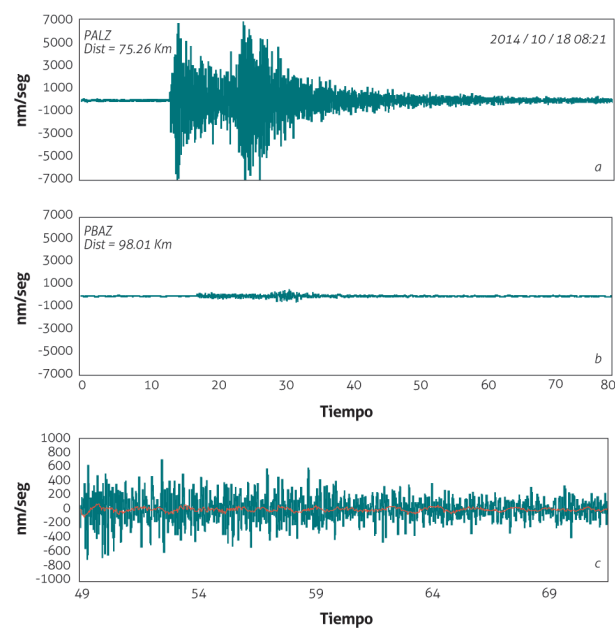
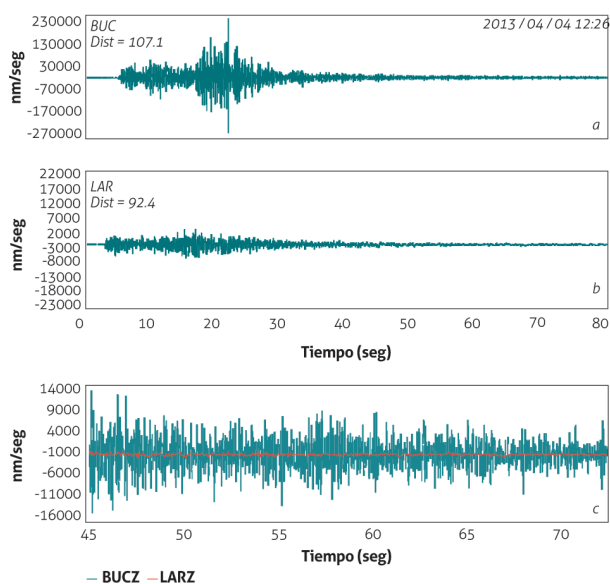


Figura 7. Comparación de las amplitudes corregidas por respuesta instrumental entre las componentes verticales de las estaciones PAL (arriba) y PBA (medio). En la parte inferior se muestra la porción de la traza que corresponde a la coda del sismo en ambas estaciones, en rojo PBA y en verde PAL. Aunque el efecto de amplificación se observa a lo largo de toda la traza, es más marcado en las ondas primarias

Fuente: autor



**Figura 8.** Comparación de las amplitudes corregidas por respuesta instrumental entre las componentes verticales de las estaciones BUC (a) y LAR (b). Obsérvese que la escala de LAR ha sido ampliada diez veces con relación a BUC, para poder apreciar la traza. En la parte inferior se muestra la porción de la traza que corresponde a la coda del sismo (c). Al igual que en el ejemplo de la figura 7, el efecto de amplificación es más marcado en las ondas primarias que en las ondas coda

Fuente: autor

La suposición básica en la estimación de los factores de amplificación, utilizando ondas coda, es que la forma de esta es independiente de la localización fuente-receptor y orientación de la fuente, lo que implica que el factor de calidad ( $Q_c$ ) es el mismo para toda el área sobre la cual las ondas coda son dispersadas. Con el fin de corroborar esta afirmación se utilizó el mismo conjunto de sismos para hacer el cálculo de  $Q_c$  en el área cubierta por la red de monitoreo. Ya que las estaciones que componen esta red están distribuidas alrededor de los volcanes Huila, Puracé y Sotará, formando tres redes locales, cada una concentrada en un radio pequeño alrededor del volcán (veinte kilómetros para el Nevado del Huila, diez kilómetros para el volcán Puracé y para el volcán Sotará), el objetivo de la estimación de  $Q_c$  no es determinar un valor regional para la zona, sino comparar los valores promedio obtenidos en el conjunto de estaciones que monito-

rean cada uno de los volcanes, para así determinar si la suposición es válida para la zona estudiada. Siguiendo a Aki y Chouet (1975), se puede escribir así la amplitud de las ondas coda, en función de la frecuencia y el tiempo:

$$A_c(f,t) = S(f) \cdot t^{-\alpha} \cdot e^{-\frac{\pi f t}{Q_c}} \quad (9)$$

Donde  $S(w)$  corresponde al factor de la fuente y  $\alpha$  es el factor de expansión geométrica. Tomando el logaritmo a ambos lados de (9) y asumiendo que  $\alpha = 1$ , tenemos:

$$\ln(A_c(f,t) \cdot t) = \ln(S(f)) - \pi f t / Q_c \quad (10)$$

Para un ancho de banda estrecho, con frecuencia central  $f$ ,  $\ln(S(f))$  se puede considerar constante, y el valor de  $Q_c$  se puede obtener de una regresión lineal de  $\ln(A_c(f,t) \cdot t)$ . Para hacer el cálculo de  $Q_c$  se utilizaron sismos que estuvieran en un rango de distancias menor de cuarenta kilómetros. Las señales se filtran en las diferentes frecuencias (tabla 6). A esta señal filtrada se le calcula la envolvente y finalmente se aplica una regresión lineal a  $\ln(A_c(f,t) \cdot t)$ , tal como se indica en (10), para obtener así la pendiente de la recta, que debe ser igual a  $-\pi f / Q_c$ . La figura 9 ilustra este proceso, que se aplica a cada sismo en todas las estaciones de la red. Finalmente, los valores comparados son simplemente los promedios de las estaciones de cada volcán para cada una de las frecuencias, descartando valores que sean anómalos; por ejemplo, la figura 10 muestra un registro en la componente EW de la estación BUC, filtrada a 1 Hz; la ventana de tiempo seleccionada para las ondas coda no presenta el decaimiento típico de este tipo de ondas, sino que se observan varios trenes de ondas de igual amplitud que se mantienen hasta el final de la ventana, lo que da como resultado un valor de  $Q_c$  de 6175. Este mismo fenómeno se ve en la componentes N-S y Z, aunque mucho menos marcado, y da valores cercanos a 200. Los valores de  $Q_c^{-1}$  en función de la frecuencia, encontrados para cada volcán, se muestran en la tabla 6 y la figura 11.

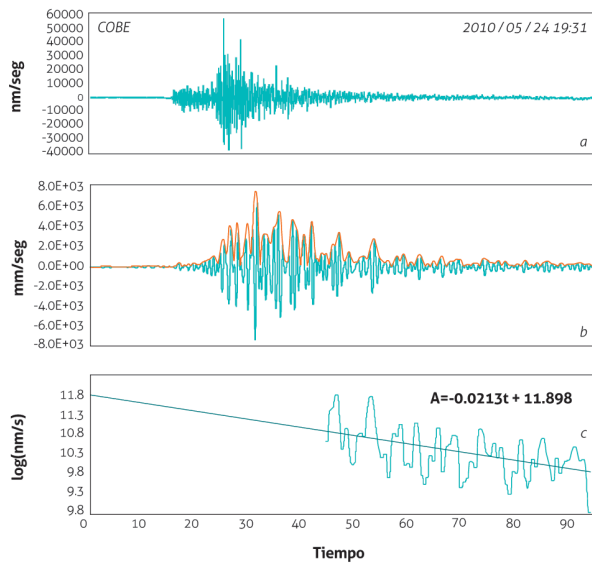


Figura 9. Proceso de cálculo del valor de  $Q_c$ . (a) registro original en la componente E-W de un sismo ocurrido el 24 de mayo de 2010 a las 19:31; (b) señal filtrada a 1 Hz (en color azul) y su envolvente (en color naranja) (c) multiplicada por el tiempo, y finalmente, al logaritmo de esta se le aplica una regresión lineal a partir de la cual se calcula  $Q_c$

Fuente: autor

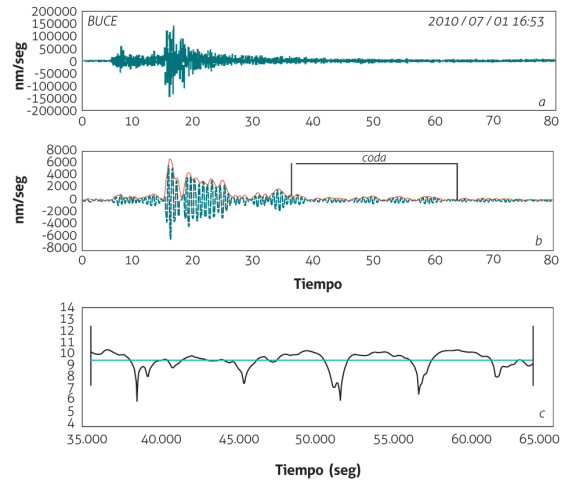


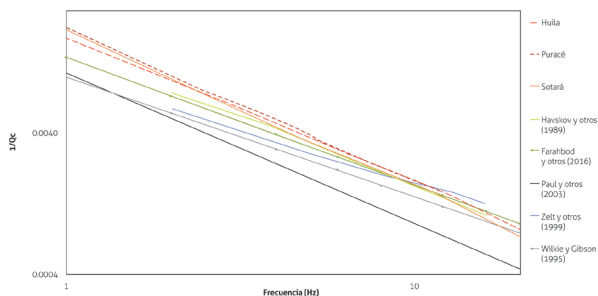
Figura 10. (a) Traza original de un sismo registrado en la estación BUCE. (b) Señal filtrada a 1 Hz, donde se observa una coda formada por varios trenes de ondas de igual amplitud. (c) Logaritmo de la envolvente, donde no se observa decaimiento de la coda

Fuente: autor

Tabla 6. Valores de  $Q_c$  encontrados para los volcanes Huila, Puracé y Sotará

Frecuencia (f)	Componente EW					
	$Q_c$			$1/Q_c$		
	Huila	Puracé	Sotará	Huila	Puracé	Sotará
1	48,86	44,77	45,06	0,02047	0,02234	0,02219
2	104,28	97,90	100,22	0,00959	0,01021	0,00998
4	210,13	199,31	222,02	0,00476	0,00502	0,00450
6	317,73	303,90	333,66	0,00315	0,00329	0,00300
8	443,61	432,35	452,21	0,00225	0,00231	0,00221
12	666,12	690,78	692,51	0,00150	0,00145	0,00144
16	943,62	918,66	943,85	0,00106	0,00109	0,00106
20	1210,51	1175,93	1353,77	0,00083	0,00085	0,00074
Frecuencia (f)	Componente NS					
	$Q_c$			$1/Q_c$		
	Huila	Puracé	Sotará	Huila	Puracé	Sotará
1	48,86	44,77	45,06	0,02047	0,02234	0,02219
2	104,28	97,90	100,22	0,00959	0,01021	0,00998
4	210,13	199,31	222,02	0,00476	0,00502	0,00450
6	317,73	303,90	333,66	0,00315	0,00329	0,00300
8	443,61	432,35	452,21	0,00225	0,00231	0,00221
12	666,12	690,78	692,51	0,00150	0,00145	0,00144
16	943,62	918,66	943,85	0,00106	0,00109	0,00106
20	1210,51	1175,93	1353,77	0,00083	0,00085	0,00074

Fuente: autor

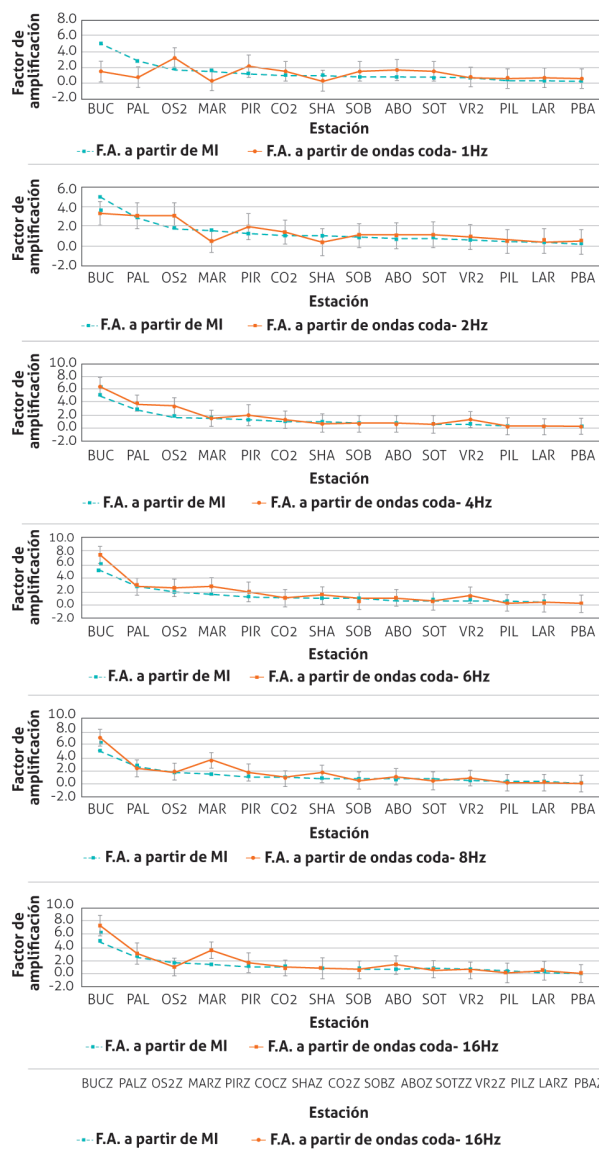


**Figura 11.** Comparación de los valores de  $Q_c$  encontrados para los volcanes Huila, Puracé y Sotará (líneas punteadas en tonos rojos) con los valores encontrados en el estado de Washington (Havskov *et al.*, 1989), British Columbia, Canadá (Zelt *et al.*, 1999), Kumaun, Himalaya (Paul *et al.*, 2003), suroeste de British Columbia y norte del estado de Washington (Farahbod *et al.*, 2016), Victoria, Australia (Wilkie y Gibson, 1995). Los tres últimos autores expresan los valores de  $Q_c$  como una función de la frecuencia

Fuente: autor

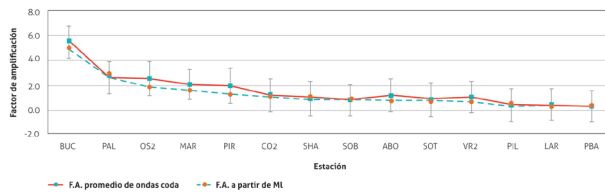
Varios autores han reportado la similitud entre efectos de sitio a partir de ondas coda y ondas S (Tsujiura, 1978; Su *et al.*, 1996), apoyando la hipótesis de que las ondas coda corresponden a ondas S dispersadas. Raigosa y Londoño (2018) llevaron a cabo el cálculo de las fórmulas de magnitud local para esta misma red, utilizando el registro de 628 sismos volcano-tectónicos y tectónicos locales de once estaciones de banda ancha y siete de corto periodo. Uno de los resultados del estudio corresponde a los valores de corrección de magnitud de cada una de las estaciones, y ya que la magnitud local se calcula a partir de la máxima amplitud registrada en las componentes horizontales, se hizo una comparación entre los valores promedio del efecto de sitio de las dos componentes horizontales en cada una de las frecuencias analizadas, y la corrección de magnitud, valores expresados como factor de amplificación en catorce estaciones del OVSPop (estaciones comunes a los dos estudios), aplicando en ambos casos la condición de que el promedio de los valores encontrados fuera igual a cero. La figura 12 muestra la comparación de ambos valores; se puede observar que en las frecuencias de 1 y 2 Hz, la relación no es buena, especialmente en las estaciones con valores mayores de corrección por magnitud local, mientras que en las frecuencias de 4, 6, 8 y 16 Hz, la relación es mucho mejor. Dado que la magnitud local se calcula a partir del sismograma sin filtrar, y por lo tanto la amplitud leída corresponde a una contribución de todas las frecuencias, la misma com-

paración se hizo con el valor promedio de todas las frecuencias calculadas (figura 13). En este caso, la similitud de ambos valores es muy clara y apoya la tesis de que las ondas coda corresponden a ondas S, y que la estimación de efectos locales a partir de ondas coda puede ser un método válido para estimar efectos locales de las ondas S.



**Figura 12.** Comparación de los factores de amplificación encontrados en este trabajo (línea naranja) en todas las frecuencias (1, 2, 4, 6, 8 y 16 Hz, de arriba hacia abajo) y los valores encontrados en la estimación de las fórmulas de magnitud. Las barras verticales corresponden a la desviación estándar

Fuente: autor



**Figura 13.** Comparación de los factores de amplificación encontrados en este trabajo (línea naranja) para el valor promedio de todas las frecuencias calculadas y los valores encontrados en la estimación de las fórmulas de magnitud. Las barras verticales corresponden a la desviación estándar

Fuente: autor

## 5. CONCLUSIONES

Con el objeto de estudiar la variabilidad de las relaciones de amplitud con el azimut y con la separación de los eventos, Mayeda *et al.* (2007) seleccionan pares de sismos (sismos con aproximadamente la misma localización) y comparan las envolventes en catorce bandas de frecuencia para la onda S directa y para ondas coda; encuentran que la relación de amplitud de las ondas coda es muy estable, con una dispersión aproximadamente tres veces menor que la onda directa, y que no muestra ninguna variación importante con la distancia, por lo que es una manera eficiente de aislar el efecto promedio de la fuente. Mayeda y Malagnini (2010), enfocados en documentar la propiedad de la coda consistente en que su dispersión en la corteza promedia las heterogeneidades de la fuente, tales como directividad y mecanismo focal, calculan las envolventes en anchos de banda estrechos y estiman las relaciones de amplitud de ondas *Lg* entre el sismo principal y varios *aftershocks* de un sismo de magnitud 5,9 ocurrido el 21 de febrero de 2008, 10 km al ENE de Wells, Nevada. Dado que los sismos comparten aproximadamente la misma localización, los efectos de trayectoria y sitio se cancelan y esta relación representa la de la fuente. La comparación de las relaciones de ondas directas y ondas coda muestra que la variación azimutal en la relación de las codas es en promedio tres a cuatro veces más pequeña que en ondas *Lg* directas, mientras que en un sismo de Mw 4,2 ocurrido en la región de East Bay, en la bahía de San Francisco el 20 de julio de 2007, documentan amplitudes pico y RMS de ondas S de un orden diez veces mayor en dirección noroeste (dirección del rumbo), relativas a la dirección sureste; sin embargo, las envolventes son iguales unas decenas de segundo después del arribo de la onda S directa, por

lo que concluyen que existe evidencia confiable de que la acción de promediar de las ondas coda es aplicable también a las heterogeneidades de la fuente. En general, se ha documentado firme evidencia de que la dispersión de las ondas coda promedia tanto los efectos de la fuente como los de las heterogeneidades de la corteza. Estas relaciones son una herramienta confiable para estimar los efectos de sitio, ya que las relaciones de amplitudes de las ondas coda entre las estaciones se calculan en ventanas de tiempo absoluto, así que dichas relaciones se deben mantener independientes de la ley de atenuación que se establezca para el decaimiento de las ondas coda (coeficiente de atenuación y coeficiente de dispersión). En este trabajo se calculan efectos de sitio con las tres componentes de veinte estaciones sismológicas de corto periodo y de banda ancha, pertenecientes al OVSPop, utilizando los registros de 207 sismos tectónicos locales y volcano-tectónicos. Los resultados muestran valores de amplificación similares en las tres componentes, principalmente en las dos componentes horizontales. Si se miran los promedios de los factores de amplificación de cada estación, la mayoría —PBA, LAR, MIN, SRF, PIL, VR2, SOB, SOT, ABO, COB, SHA y CAL— están ubicadas sobre lavas asociadas a la actividad de los volcanes Huila, Puracé y Sotará, y presentan valores alrededor de uno, o menores, en las tres componentes; PBA presenta el valor más bajo de amplificación. Por otro lado, las estaciones BUC, PAL y MAR, ubicadas sobre depósitos no consolidados (véase la tabla 2), presentan los valores mayores de amplificación, lo que permite observar una relación entre los valores calculados y el tipo de material sobre el cual están ubicadas. Se hizo una verificación de la hipótesis de que la forma de las ondas coda es independiente de la localización fuente-receptor y orientación de la fuente mediante el cálculo de  $Q_c$  en el mismo conjunto de datos, y se encontraron valores similares de este parámetro en las estaciones ubicadas alrededor de los tres volcanes monitoreados por el OVSPop, por lo que se asume que dicha suposición es válida para esta zona. Koyanagi *et al.* (1992) encuentran desviaciones estándar grandes en ciertas estaciones en la isla de Hawái, y lo atribuyen a una violación de la suposición de que las ondas coda están distribuidas de manera homogénea. En este trabajo, los valores de desviación estándar se ubicaron en promedio alrededor de 0,26, pero se presentaron algunos valores anómalos que alcanzaron hasta 0,51. Una explicación



como la anterior para estos valores anómalos se complica, debido a que no muestran un patrón regular, pues no tienen relación con la localización de los sismos y se presentan, por ejemplo, para 16 Hz en las componente vertical y este-oeste de la estación VR2, pero con valores más bajos en la componente norte-sur. Revisando las tablas de datos se encuentra que estos valores anómalos constituyen un porcentaje muy bajo de la muestra con desviaciones muy altas respecto a los promedios obtenidos; casos como los mostrados en la figura 10 pueden ser una causa posible. En todas las componentes, los valores mayores de desviación estándar se encontraron en la frecuencia de 16 Hz.

La utilización de diferentes valores de tiempo de inicio de las ondas coda (5, 10, 15 y 20 segundos después a dos veces el tiempo de viaje de onda S) no arrojó ningún tipo de cambio en los valores encontrados, ni en los factores de amplificación, ni en las desviaciones estándar de los mismos, por lo que se considera adecuado tomar como inicio de la coda el valor de dos veces el tiempo de viaje de la onda S. La comparación de los valores de amplificación de las componentes horizontales encontrados en este trabajo con valores de corrección estimados a partir del cálculo de la fórmula de magnitud local (que usa la máxima amplitud de la onda S en las componentes horizontales) en esta misma zona muestra una buena correlación de ambos conjuntos de valores, lo cual apoya la idea de que las ondas coda corresponden a ondas S dispersadas, y que la estimación de efectos locales a partir de ondas coda puede ser un método válido para estimar efectos locales de las ondas S.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aki, K. y Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3322-3343. Doi: 10.1029/JB080i023p03322.
- Borcherdt, R. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(1), 29-61.
- Borcherdt, R. (1996). *Effects of site conditions on strong ground shaking in the San Francisco bay region during the 1989 Loma Prieta earthquake*. Paper 2028. Eleven Word Conference on Earthquake Engineering.
- Farahbod, A., Calvert, A., Cassidy, J. y Brillon, C. (2016). Coda Q in the Northern Cascadia Subduction Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5), 1939-1947. Doi: 10.1785/0120160058.
- Field, E. y Jacobs, K. (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(4), 1127-1143.
- Havskov, J., Malone, S., McClurg, D. y Crosson, R. (1989). Coda Q for the state of Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(4), 1024-1038.
- Kato, K., Aki, K. y Takemura, M. (1995). Site amplification from coda waves: Validation and application to S-wave site response. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(2), 467-477.
- Koyanagi, S., Mayeda, K. y Aki, K. (1992). Frequency-dependent site amplification factors using the S-wave coda for the island of Hawaii. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1151-1185.
- Krishna, S. y Ordas, M. (1993). On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3), 1298-1306.
- Lee, W. y Sato, H. (2006). Power-law decay characteristic of coda envelopes revealed from the analysis of regional earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07317. Doi: 10.1029/2006GL025840.
- Lermo, J. y Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5), 1574-1594.
- Mayeda, K. y Malagnini, L. (2010). Source radiation invariant property of local and near-regional shear-wave coda: Application to source scaling for the Mw 5.9 Wells, Nevada sequence. *Geophysical Research Letters*, 37(7), L07306. Doi: 10.1029/2009GL042148.
- Mayeda, K., Malagnini, L., y Walter, W. R. (2007). A new spectral ratio method using narrow band coda envelopes: Evidence for non-self-similarity in the Hector Mine sequence. *Geophysical Research Letters*, 34(11), L11303. Doi: 10.1029/2007GL030041.
- Miao, Q. y Langston, C. (2007). Empirical distance attenuation and the local-magnitude scale for the central

- United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(6), 2137-2151. Doi: 10.1785/0120060188.
- Paul, A., Gupta, S. y Pant, C. (2003). Coda Q estimates for Kumaun Himalaya. *Journal of Earth System Science*, 112(4), 569-576. Doi: 10.1007/BF02709780.
- Phillips, W. y Aki, K. (1986). Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 627-648.
- Raigosa J. y Londoño J. M. (2018). Fórmulas de magnitud local para la zona del Paletará (Cauca). *Boletín Geológico* 44, 89-99.
- Riept, J., Bard, P., Hatzfeld, D., Papaioannou, C. y Nechtschein, S. (1998). Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary Valley of Volvi (Euro-Seistest). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2), 488-502.
- Steidl, J., Tumarkin, A. y Archuleta, R. (1996). What is a reference site? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1733-1748.
- Su, F., Anderson, J., Brune, J. y Zeng, Y. (1996). A comparison of direct s-wave and coda-wave site amplification determined from aftershocks of the Little Skull Mountain earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4), 1006-1018.
- Su, F., Aki, K., Teng, T., Zeng, Y., Koyanagi, S. y Mayeda, K. (1992). The relation between site amplification factor and surficial geology in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 580-602.
- Takahashi, T., Sato, H., Ohtake, M., y Obara, K. (2005). Scale dependence of apparent stress for earthquakes along the subducting Pacific Plate in Northeastern Honshu, Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(4), 1334-1345. Doi: 10.1785/0120040075.
- Tsuboi, S., Saito, M. y Ashihara, Y. (2001). Verification of horizontal-to-vertical spectral-ratio technique for estimation of site response using borehole seismographs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(3), 499-510. Doi: 10.1785/0120000239.
- Tsujiura, M. (1978). Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 53, 1-48.
- Wilkie, J. y Gibson, G. (1995). Estimation of seismic quality factor Q for Victoria, Australia. *Agso Journal of Australian Geology y Geophysics*, 15(4), 511-517.
- Zelt, B., Dotzev, N., Ellis, R. y Rogers, G. (1999). Coda Q in Southwestern British Columbia, Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(4), 1083-1093.