


Estructura del subsuelo de la Sabana de Bogotá. Análisis de dispersión de ondas superficiales a partir de sismos y ruido sísmicos

Francisco José Chávez-García¹, Hugo Monsalve-Jaramillo² y Joaquín Vila-Ortega³

Resumen

Se presentan resultados del análisis de componentes verticales de registros de sismos y ruido sísmico en la Sabana de Bogotá con el objetivo de explorar la estructura del subsuelo. En el caso de los registros de sismos, se analizaron directamente las ondas de Rayleigh presentes en los registros para estimar velocidades de grupo. Para los registros de ruido sísmico utilizamos el método de interferometría sísmica que permite estimar funciones de Green a partir de la correlación cruzada. El promedio de esas correlaciones cruzadas permitió recuperar pulsos de ondas Rayleigh entre pares de estaciones. En todos los casos estimamos curvas de dispersión de velocidad de grupo. Los resultados muestran el impacto de la geología en los valores de velocidad de grupo en la región de estudio. Observamos diferencias entre trayectorias contenidas en los sedimentos cuaternarios que cubren la Sabana de Bogotá y aquellas que incluyen parte de su trayecto por rocas del Cretácico. El contraste de impedancia estimado entre los sedimentos superficiales y los estratos subyacentes sugiere que la amplificación del movimiento sísmico excede un factor de 10. La deficiente cantidad y calidad de los datos limitaron los alcances del este trabajo. Los rangos de frecuencia de los resultados no coincidieron para las distintas fuentes de datos, lo que obstaculizó las comparaciones entre trayectorias. A pesar de esas limitaciones, estos resultados contribuyen a mostrar la relevancia de los efectos de sitio en la Sabana de Bogotá y la necesidad de tomarlos en cuenta para estimar el movimiento durante sismos futuros en esta zona.

Palabras clave: Correlación cruzada, Ondas de Rayleigh, Dispersión de velocidad de grupo, Efectos de sitio.

Abstract

We present the results of the analysis of vertical component from earthquake and seismic noise records obtained in the Sabana de Bogotá to determine subsoil structure in that region. Rayleigh waves present in the earthquake data were processed to estimate group velocities. In the case of seismic noise, we used seismic interferometry to estimate Green's functions between stations from average cross-correlation. Rayleigh wave pulses were recovered between stations from seismic noise. We processed the results to estimate group velocities in all cases. The results show the impact of geology on group velocities in the studied region. Different station pairs show varying group velocities depending on the age of the rocks along the paths. Our estimated impedance contrast between surficial deposits and underlying bedrock suggests possible amplification of ground motion larger than a factor of 10. The poor quality and the limited quantity of our data limited the comprehensiveness of our results. The frequency ranges of the results showed poor overlap, hindering comparisons among paths. In spite of their limitations, our results highlight the importance of site effects in the Sabana de Bogotá and the need to take them into account to estimate ground motion for future events in that region.

Keywords: Cross-correlation, Rayleigh waves, Group velocity dispersion, Site effects.

Received: May 17, 2022; October 18, 2022; published on-line: January 1, 2023.

Editorial responsibility: Arturo Iglesias Mendoza

* Corresponding author: Francisco J. Chávez-García

¹ Coordinación de Ingeniería Sismológica, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510 CDMX, México, email: paco@pumas.ii.unam.mx, orcid: 0000-0002-5490-9792

² Centro de Estudios e Investigaciones de la Facultad de Ingeniería, Universidad del Quindío, Cra. 15 # 12N Armenia, Quindío, Colombia, email: hugom@uniquindio.edu.co

³ Centro de Estudios e Investigaciones de la Facultad de Ingeniería, Universidad del Quindío, Cra. 15 # 12N Armenia, Quindío, Colombia, email: jjvilaortega@uniquindio.edu.co, orcid: 0000-0001-9358-4903

Francisco J. Chávez-García, H. Monsalve-Jaramillo, J. Vila-Ortega

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2023.62.1.1449>

Introducción

La ciudad de Bogotá, capital de Colombia, está expuesta a un riesgo sísmico importante. Si bien la sismicidad de la región es moderada, en los últimos 500 años han ocurrido al menos 8 sismos que han alcanzado intensidades de hasta IX en esa ciudad (Dimaté *et al.*, 2005). Bogotá concentra una parte significativa de la infraestructura económica de ese país. Por ello, aunque la peligrosidad sísmica sea moderada, el riesgo sísmico, la magnitud de las posibles pérdidas económicas por la ocurrencia de sismos, es elevado. Una estrategia para la mitigación de ese riesgo es buscar entender los mecanismos que gobiernan el movimiento del terreno que se ha observado durante los sismos pasados. Ello permitiría estar mejor preparados para predecir el movimiento esperado en el futuro y establecer los requisitos necesarios en las obras de infraestructura para protegerlas en caso de sismos (Chávez-García, 2007).

Uno de los factores que controlan el movimiento durante sismos es la estructura del subsuelo bajo la zona de interés, los efectos de sitio. El contraste en las propiedades mecánicas de los materiales que forman el subsuelo modifica el movimiento sísmico y puede ocasionar amplificaciones importantes del mismo en suelos blandos. Los parámetros relevantes para estimar efectos de sitio son observables con relativa facilidad, en comparación por ejemplo con los parámetros de la fuente para sismos futuros. Aun un simple mapa geológico nos permite distinguir entre un subsuelo formado por rocas cristalinas o suelos blandos. Los efectos de sitio pueden ocasionar diferencias en la intensidad del movimiento sísmico observado de dos unidades en sitios muy cercanos, para los cuales los factores de fuente y trayecto son los mismos (Chávez-García *et al.*, 1990).

En este trabajo presentamos resultados de un estudio de la estructura del subsuelo en la región de la Sabana de Bogotá a partir del análisis de registros de sismos pequeños y de registros de ruido sísmico. Utilizamos datos de dos redes: la que opera el Servicio Geológico Colombiano (SGC) y una red de estaciones de banda ancha operada por la Universidad Nacional (Red Sísmica de la Sabana de Bogotá, RSSB). Los registros de ruido sísmico fueron analizados mediante la interferometría sísmica de los componentes verticales. Ello permitió estimar pulsos de ondas Rayleigh y determinar curvas de dispersión entre estaciones. A esos resultados se agregó el análisis de ondas Rayleigh contenidos en los registros de 12 pequeños sismos. Sin embargo, la deficiente cantidad y calidad de los datos limitaron los alcances del proyecto. El número de trayectorias para las cuales se estimaron curvas de dispersión fue pequeño e hizo imposible considerar el cálculo de una tomografía. Adicionalmente, los rangos de frecuencia de los resultados no coincidieron para las distintas fuentes de datos, lo que obstaculizó las comparaciones entre trayectorias. A pesar de esas limitaciones, nuestros resultados

muestran la relevancia de los efectos de sitio en la Sabana de Bogotá y la necesidad de tomarlos en cuenta para estimar el movimiento durante sismos futuros en esa zona.

Zona de estudio y datos

La Sabana de Bogotá es una estructura sedimentaria ubicada junto al borde occidental de la Cordillera Oriental, cerca de la parte central de su extensión longitudinal (Figura 1). Esta estructura comprende la parte alta de la cuenca del río Bogotá, tiene una extensión aproximada de 4,300 km² y una altitud promedio de 2,600 m.s.n.m. Es el centro agroindustrial más importante de Colombia y ahí se localizan la ciudad capital y alrededor de 20 centros urbanos más. Concentra cerca del 20% de la población del país.

La estratigrafía de la Sabana de Bogotá ha sido estudiada tanto desde el punto de vista geológico (Helmens y van der Hammen, 1994; Torres *et al.*, 2005), como con objetivos de microzonificación sísmica y predicción del movimiento esperado para sismos futuros (Ingeominas, 1997; FOPAE, 2010). Se trata de una cuenca compleja con sedimentos de edad cenozoica. La zona urbana de Bogotá se asienta sobre la formación Bogotá, la cual consiste en depósitos lacustres paludales del Cuaternario (edad menor a 2.6 ma) distribuidos en toda la planicie y en los valles que desembocan en ella. Las rocas circundantes datan del Cretácico (Figura 1). El contraste de edad entre esas formaciones se debe traducir en un contraste de impedancia significativo entre los sedimentos directamente bajo la ciudad capital y las rocas subyacentes (Park y Elrick, 1998). Ese contraste ha amplificado el movimiento sísmico observado durante sismos pasados y amplificará de modo similar el movimiento que afectará a Bogotá durante los sismos futuros.

Para este estudio recopilamos registros de ruido sísmico de dos redes sísmicas. La que opera el Servicio Geológico Colombiano (SGC) y la Red Sísmica de la Sabana de Bogotá (RSSB), instalada y operada por el Departamento de Geofísica de la Universidad Nacional. Elegimos arbitrariamente procesar ventanas de una hora de duración de vibración ambiental. Esa duración es adecuada para el rango de distancias entre estaciones y facilita la búsqueda de registros simultáneos. Los registros de ruido del SGC provienen de 6 instrumentos de la red que opera esa institución (Tabla 1). El periodo de registro utilizado comprende del 27 de octubre al 30 de diciembre de 2018 para las estaciones BOG, ROSC e ICBF y del 27 de octubre al 30 de noviembre de ese año para las estaciones CVER, ROSCH y TABC. Aunque se trata de 6 instrumentos, ROSC (sismógrafo de banda intermedia) y ROSCH (acelerógrafo) están colocados en el mismo sitio, por lo que solo contamos con datos de 5 sitios de registro. Por ello, hay un total de 10 parejas de estaciones para las cuales es posible calcular correlaciones cruzadas de ruido sísmico. Un problema inmediato es la heterogeneidad de sensores

de las estaciones utilizadas, problema que no se soluciona al corregir los registros por la respuesta instrumental. En efecto, al corregir el registro por respuesta instrumental nos acercamos al movimiento del punto en el que se instaló la estación sísmica pero ello no corrige las limitaciones de la respuesta del sensor en frecuencia. La Tabla 1 indica que los seis instrumentos de registro incluyen estaciones sísmológicas de banda ancha, una estación de banda intermedia, una de periodo corto y dos acelerógrafos. La respuesta de la estación de banda intermedia no afecta los resultados pues los límites de esa estación se encuentran a periodos mayores a 20 s y registra correctamente el movimiento para frecuencias superiores a 0.05 Hz. En cambio, el sismómetro de periodo corto limita la banda de frecuencias para la que es posible obtener correlaciones cruzadas. En el caso de las estaciones con acelerógrafos, encontramos que la mejor solución era integrar esos registros antes de calcular correlaciones cruzadas con los obtenidos en estaciones sísmológicas. Aunque la integración numérica afecta la calidad del registro, es preferible correlacionar las trazas de velocidad obtenidas por sismógrafos con trazas de velocidad integradas a partir de registros de aceleración. El número de ventanas analizadas para cada par de estaciones y la distancia entre ellas se muestra en la Tabla 2.

Adicionalmente a los datos del SGC, analizamos registros de ruido sísmico en tres estaciones de la RSSB. Se trata de una red de estaciones sísmológicas de manufactura rusa y sensores de banda ancha (respuesta plana entre 0.016 y 50 Hz). Sólo utilizamos datos de tres estaciones (Figura 1) debido a dos razones: la localización de otras estaciones no era útil para los objetivos de este trabajo; la baja calidad de los registros que no permitió seleccionar un número de ventanas de registro continuo de una hora adecuado. Aunque para la pareja de estaciones USME-ZIPA (distancia entre estaciones de 66.5 km) analizamos 3,829 ventanas de una hora, para las parejas CHRL-USME (distancia entre estaciones de 98.3 km) y CHRL-ZIPA (distancia entre estaciones de 138.1 km) solo fue posible analizar 202 y 283 ventanas de ruido sísmico.

Inicialmente se había contemplado limitar el análisis al ruido sísmico. Sin embargo, las restricciones en el número de estaciones y consecuentemente en el número de pares de estaciones con resultados nos motivó a incluir el análisis de registros de pequeños sismos obtenidos en las estaciones del SGC. Del periodo 2012-2018 se seleccionaron 12 eventos registrados en las estaciones CHI, VIL y ROSC, 15 registros en total (Figura 1 y Tabla 3). Los criterios para la selección fueron que el trayecto sismo estación cruzara o se acercara a la Sabana de Bogotá y que la relación señal/ruido fuera mayor a 3.

Tabla 1. Estaciones del SGC cuyos registros de ruido sísmico fueron analizados

Estación	Latitud N [°]	Longitud W [°]	Altitud [m]	Tipo	Sensor
BOG	4.641	74.080	2584	Aceleración	Episensor
CVER	4.521	74.074	3604	Banda ancha	CMG40T
ICBF	4.672	74.091	2583	Banda ancha	CMG40T
ROSC	4.845	74.321	3015	Banda intermedia	CMG3ESP
ROSCH	4.845	74.321	3015	Aceleración	CMG5TD
TABC	5.011	74.204	3500	Periodo corto	L4C-3D

Tabla 2. Análisis de registros de ruido sísmico en las estaciones del Servicio Geológico Colombiano. Para cada par de estaciones se indica la distancia entre ellas y el número de ventanas analizadas.

Pareja de estaciones	Distancia entre estaciones [km]	Número de ventanas analizadas
BOG-ICBF	3.621	2851
BOG-CVER	13.304	1548
CVER-ICBF	16.810	1575
ROSCH-TABC	22.548	1462
ICBF-ROSCH	31.872	1461
BOG-ROSCH	35.071	1458
ICBF-TABC	39.685	1575
BOG-TABC	43.265	1486
CVER-ROSCH	45.201	1472
CVER-TABC	56.237	1576

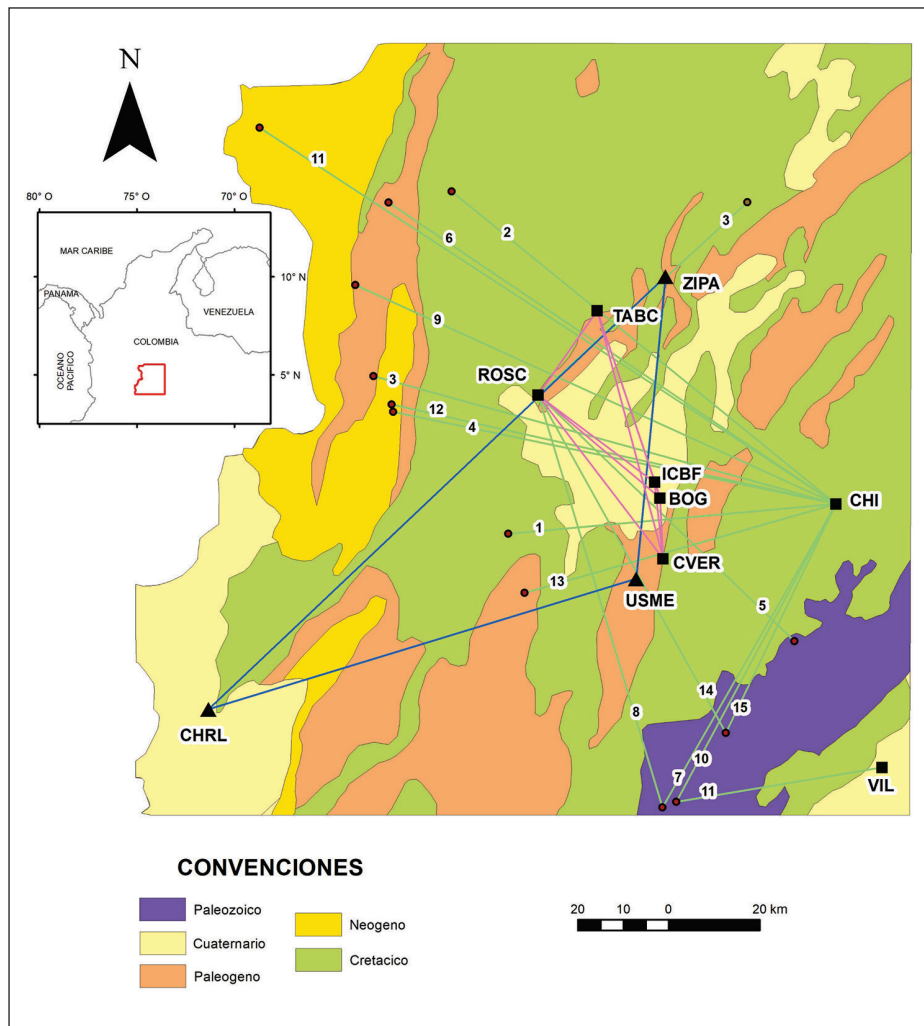


Figura 1. La figura insertada indica la localización del área representada en la figura principal, la cual muestra el mapa geológico simplificado de la zona de estudio. La Sabana de Bogotá corresponde al área de sedimentos cuaternarios en el centro del mapa. Las estaciones BOG e ICBF están localizadas en la ciudad de Bogotá. Los cuadros negros indican las estaciones del SGC, mientras que los triángulos muestran la ubicación de las estaciones de la RSSB. Los círculos rojos muestran los epicentros de los eventos utilizados y los números permiten identificar los datos de los eventos en la Tabla 1. [Modificado de Gómez *et al.* (2019).]

Tabla 3. Datos de los 15 registros analizados en este trabajo correspondientes a 12 eventos. La distancia corresponde a la distancia epicentral para la estación indicada.

Reg	Fecha	Hora UTC	Lat. N [°]	Lon. W [°]	H [km]	ML	Dist. [km]	Estación de registro	Azimuth
1	18/05/2013	13:18:40	4.57	74.38	0	3.0	72.2	CHI	73.4
2	14/07/2013	15:40:54	5.25	74.49	3.2	3.2	108.2	CHI	128.5
3	05/10/2013	8:56:12	4.88	74.65	14.3	2.7	105.3	CHI	105.3
4	27/12/2013	9:00:58	4.81	74.61	2	3.0	99.2	CHI	101.6
5	27/01/2014	10:37:57	4.36	73.81	0	2.9	77.9	ROSC	313.9
6	14/05/2014	3:33:56	5.23	74.62	9.2	2.8	118.2	CHI	123.8
7	17/08/2014	13:46:00	4.03	74.08	4.1	3.4	76.5	CHI	29.8
8	17/08/2014	13:46:00	4.03	74.08	4.1	3.4	94.3	ROSC	342.8
9	14/11/2015	1:59:17	5.06	74.68	12.5	3.6	115.8	CHI	114.3
10	01/03/2016	2:05:46	4.04	74.05	0	3.0	74.0	CHI	208.2
11	01/03/2016	2:05:46	4.04	74.05	0	3.0	40.1	VIL	78.5
12	25/08/2016	10:54:21	4.83	74.61	2.4	3.2	99.9	CHI	102.5
13	21/01/2017	6:34:06	4.45	74.35	25.4	3.8	71.1	CHI	74.0
14	17/02/2018	22:20:14	4.18	73.95	0.1	3.1	55.4	CHI	26.1
15	17/02/2018	22:20:14	4.18	73.95	0.1	3.1	84.6	ROSC	150.8

Método de análisis

El procesamiento de registros de sismos para estimar velocidades de grupo para cada trayectoria fuente-estación es sencillo. La velocidad de grupo de los trenes de ondas Rayleigh de los componentes verticales se obtiene simplemente al observar el tiempo de llegada de los máximos de la envolvente de la traza filtrada en distintas bandas de frecuencias (técnica de filtrado múltiple, Dziewonski *et al.*, 1969), tal como lo muestran, por ejemplo, Mokhtar *et al.* (2001). El caso del ruido sísmico requiere un análisis adicional. El ruido sísmico o vibración ambiental es la vibración permanente de cualquier punto de la superficie terrestre generada por causas naturales (oleaje en las costas, tormentas, sismos lejanos) o artificiales (maquinaria, vehículos, tránsito de personas). La enorme cantidad de fuentes que genera esa vibración y su continua variación tanto en tiempo como en espacio dan por resultado un campo de ondas estacionario e isotrópico que se aproxima a un campo difuso: no hay un modo de propagación dominante y la contribución de cada modo de propagación es independiente del tiempo y de la posición (Hennino *et al.*, 2001). Muchos artículos han mostrado argumentos, pruebas y demostraciones que muestran la estrecha relación entre la correlación cruzada en el dominio del tiempo de un campo difuso y la función de Green del medio entre los dos puntos de observación (e.g., Weaver y Lobkis 2001; Snieder 2004; Wapenaar 2004; Roux *et al.* 2005; Sabra *et al.* 2005a; Weaver y Lobkis, 2005). La función de Green contiene toda la información necesaria para calcular la propagación de todas las ondas posibles entre los dos puntos de observación (Aki y Richards, 1980).

Consideremos el cálculo de la correlación cruzada en el dominio del tiempo entre las trazas de ruido sísmico registrado en dos posiciones distintas, r_1 y r_2 . Sabra *et al.* (2005b) escriben esa correlación cruzada como

$$C_{ij}(\tau) = \int_0^T v_i(r_1, t) v_j(r_2, t + \tau) dt$$

en donde t es el tiempo, $v_i(r_1, t)$ y $v_j(r_2, t)$ son dos ventanas de registro de ruido sísmico en las posiciones r_1 y r_2 , T es el periodo de observación y C_{ij} es la correlación cruzada calculada entre las dos trazas en función de τ , el tiempo de retraso. Se puede demostrar que, con la hipótesis de que el ruido sísmico está generado por una distribución uniforme de fuentes (i.e., el campo de ruido sísmico es un campo difuso), el promedio de la correlación cruzada del ruido sísmico observado en dos puntos converge en el largo plazo a una función proporcional a la función de Green entre esos dos puntos

$$\frac{d \langle C_{ij} \rangle}{dt} \approx -G_{ij}(r_1, r_2; t) + G_{ji}(r_2, r_1; -t)$$

en donde los términos en el miembro derecho de la ecuación son las funciones de Green entre las dos posiciones de registro. G_{ij} es la función de Green correspondiente a las señales que se propagan del receptor 1 al receptor 2 y que presentan un tiempo de retraso positivo, mientras que G_{ji} es la función de Green correspondiente a las señales que se propagan del receptor 2 al receptor 1 y que presentan un tiempo de retraso negativo. Los paréntesis triangulares indican promedio temporal. Aunque la función de Green incluye información de todos los modos posibles de propagación entre los dos sitios, resultados experimentales han mostrado que las ondas superficiales son el componente más estable y el que es reconstruido con mayor fidelidad en los promedios de las correlaciones cruzadas (Chávez-García y Rodríguez, 2007). Al pasar de propagación en 3D para ondas de cuerpo a propagación en 2D para ondas superficiales eliminamos un grado de libertad lo que hace a las ondas superficiales más estables en un medio heterogéneo. En este trabajo analizamos únicamente los componentes verticales, lo que permite asegurar que las ondas superficiales son ondas de Rayleigh. Se ha observado que se requiere promediar la correlación cruzada durante un tiempo suficientemente largo y que la distribución de las fuentes de ruido sísmico sea homogénea espacialmente para estimar la función de Green a partir de correlaciones de ruido sísmico (Lobkis y Weaver, 2001; Roux *et al.*, 2004). La superposición de resultados para muchas ventanas de tiempo permite que las señales coherentes se refuercen mientras el ruido incoherente se cancela (Sabra *et al.*, 2005c). La primera opción para realizar esa superposición es simplemente apilar la correlación cruzada obtenida para cada ventana en una suma global. Por supuesto, es necesario normalizar las amplitudes de esa correlación para que el peso de cada ventana promediada en el apilamiento sea homogéneo. Este procedimiento es lineal. Una segunda posibilidad para superponer los resultados de las ventanas individuales de correlación cruzada fue propuesta por Schimmel *et al.* (2011). La idea es promediar las distintas ventanas de correlación cruzada aplicando un peso que privilegie las señales que presentan mayor coherencia y atenúe las contribuciones que no son coherentes. Este algoritmo es no lineal. Los resultados se calcularon utilizando tanto el apilamiento lineal como el no lineal. Finalmente, estimamos curvas de dispersión de velocidad de grupo a partir de las correlaciones cruzadas promedio utilizando nuevamente la técnica de filtrado múltiple.

Resultados

El análisis de nuestros resultados se basa en los siguientes principios e hipótesis. Debido a que hemos procesado componentes verticales podemos estar seguros que las ondas superficiales que identifiquemos corresponden a ondas Rayleigh. Para estas ondas, cuando la velocidad de propa-

gación es invariante con la frecuencia la velocidad de fase (c) es igual a la velocidad de grupo (U), $c=U=V_R$. En estos casos, la velocidad de propagación de las ondas de Rayleigh, V_R , se puede escribir como $V_R=0.92V_S$ para sólidos de Poisson (el coeficiente de Poisson es igual a 0.25), en donde V_S es la velocidad de propagación de ondas de cortante, y la longitud de las ondas Rayleigh es $\lambda=V_R T$ en donde T es el periodo. Finalmente, dadas las limitaciones en la cantidad de resultados, discutimos nuestras observaciones en términos del modelo de un estrato sobre un semiespacio siguiendo el estudio paramétrico de la forma de las curvas de dispersión de velocidad de grupo presentado en Mooney y Bolt (1966).

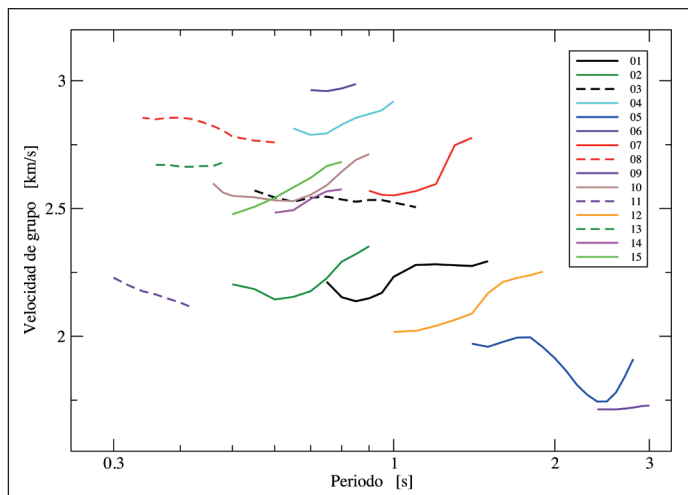


Figura 2. Curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas del análisis de los 15 registros de sismos pequeños seleccionados (Tabla 1).

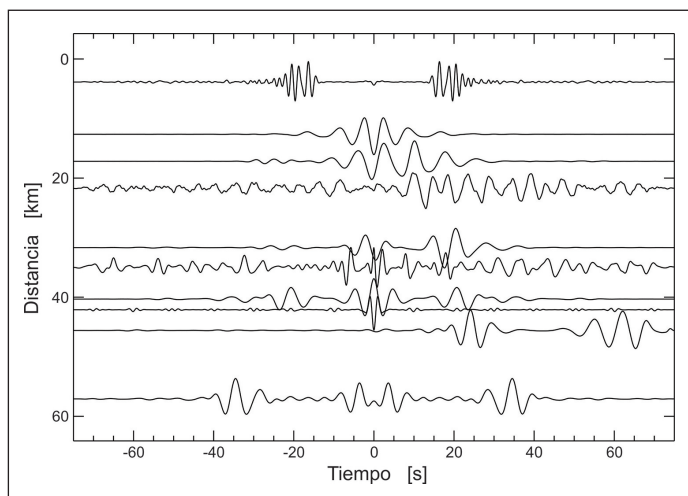


Figura 3. Correlaciones cruzadas promedio para los 10 pares de estaciones del SGC analizados. La amplitud de las trazas ha sido normalizada. Cada correlación cruzada se grafica a la correspondiente distancia entre estaciones y las trazas han sido filtradas con un filtro pasabandas de Butterworth de 4 polos con frecuencias de corte de 0.1 y 0.7 Hz. Se observa un pulso de ondas Rayleigh de baja frecuencia en casi todas las trazas.

Consideremos primero los resultados obtenidos para los registros de sismos pequeños obtenidos a distancias entre 40 y 118 km. La Figura 2 muestra las curvas de dispersión de velocidad de grupo estimadas a partir de esos registros. Todas las curvas muestran valores elevados de velocidad de grupo, mayores a 1.7 km/s (correspondiente al registro 9). El rango de frecuencias para el cual se estimaron velocidades varía de 0.3 a 3 s de periodo, pero cada registro permite estimar velocidades en un rango pequeño de periodos. Más aun, la banda de periodos de los resultados no se superpone para los 15 registros con excepción del pequeño intervalo entre 0.7 y 0.8 s de periodo, lo que dificulta analizar las curvas conjuntamente. Las longitudes de onda pueden estimarse burdamente en el rango entre 0.6 y 5.2 km. Los resultados no muestran una variación espacial acorde con la distribución de trayectorias. Algunas trayectorias cercanas muestran disparidad en las estimaciones de velocidad de grupo (e.g., 12 y 14), mientras que otras indican resultados cercanos (e.g., 7 y 10). Una única trayectoria (número 5) presenta una forma cercana a la esperada para un modelo sencillo de un estrato sobre un semiespacio. Si se interpreta este resultado en términos de este modelo, para una velocidad del estrato de 2 km/s, se puede estimar un espesor del estrato del orden de 2.1 km. Claramente todas las curvas de dispersión estimadas a partir de registros de sismos corresponden a ondas de Rayleigh que se propagan por una estructura profunda y no permiten estimar valores de velocidades de propagación para los estratos más superficiales, aquellos asociados a los efectos de sitio.

La Figura 3 muestra las trazas promedio obtenidas de la correlación cruzada de ruido sísmico en los 10 pares de estaciones del SGC analizados. Las trazas han sido filtradas con un filtro pasa bandas con frecuencias de corte de 0.1 y 0.7 Hz (1.4 y 10 s de periodo) y cada traza está graficada a la distancia entre el correspondiente par de estaciones. La amplitud ha sido normalizada con el máximo de cada traza y en cada caso se eligió la superposición causal/acausal que daba mejores resultados. Observamos en la mayoría de las trazas una señal que muestra una velocidad alrededor de 1.8 km/s, que interpretamos como el modo fundamental de ondas Rayleigh en ese medio. Es conspicuo que la primera traza (pareja BOG-ICBF, distancia de 3.6 km) muestra un pulso a un tiempo de retraso mayor, incompatible con las demás estaciones, con una velocidad menor a 200 m/s. A pesar de que el resultado para este par de estaciones se obtuvo de promediar 2,851 ventanas de una hora, la traza final sin filtrar (Figura 4a) no muestra un pulso claro de ondas Rayleigh. La Figura 4b muestra la misma traza filtrada en la banda de frecuencias usada en la Figura 3, 0.1 y 0.7 Hz, mientras que la Figura 4c presenta la traza de la Figura 4a filtrada en la banda de frecuencia entre 1.1 y 3.5 Hz. Las líneas rojas en las Figuras 4b y 4c corresponden a los envolventes de esas

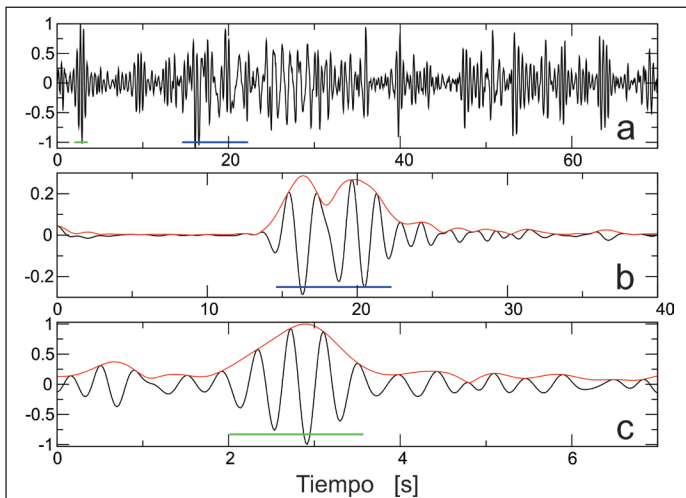


Figura 4. (a) Correlación cruzada final elegida para la pareja de estaciones BOG-ICBF, a una distancia de 3.621 km. Se muestran solo tiempos de retraso positivos para la traza sin filtrar. (b) Traza mostrada en (a) después de filtrarla con un filtro pasabandas de Butterworth de 4 polos con frecuencias de corte de 0.1 y 0.7 Hz. (c) Traza mostrada en (a) después de filtrarla con un filtro pasabandas de Butterworth de 4 polos con frecuencias de corte de 1.1 y 3.5 Hz. En las figuras (b) y (c), la línea roja muestra el envolvente de la traza y la línea azul (b) y verde (c) indican el intervalo de tiempo en el que se presentan los máximos del envolvente. Esos intervalos se muestran en (a) con los mismos colores, lo que permite identificar a que parte de la traza original corresponden.

trazas. En la Figura 4b ese envolvente es máximo en 16.4 y 19.8 s, lo que corresponde a velocidades de grupo entre 221 y 183 m/s (Figura 5). En la Figura 4c el máximo del envolvente ocurre en 2.9 s, correspondiente a una velocidad de grupo de 1.2 km/s, congruente con la velocidad de grupo para la mayoría de las trazas de la Figura 3. Los resultados para la pareja BOG-ICBF son diferentes a las demás parejas analizadas debido a la pequeña distancia entre estaciones (3.6 km) que permite determinar dos pulsos de ondas Rayleigh. Uno de ellos, cuya curva de dispersión se muestra en la Figura 5 y que corresponde al pulso mostrado en la Figura 4b, no corresponde al medio muestreado por las otras parejas de estaciones: la dispersión de velocidad de grupo para esta señal sugiere un modelo de una capa de 163 m de espesor con velocidad de ondas de cortante de 220 m/s. El segundo pulso con una frecuencia más alta, mostrado en la Figura 4c, se propaga con velocidad de grupo que sí es compatible con la de las otras parejas de estaciones.

La Figura 6 presenta los valores de velocidad de grupo determinados para el ruido sísmico analizado en las 10 parejas de estaciones del SGC. Dos parejas de estaciones (BOG-CVER y BOG-ICBF) muestran resultados en una banda de frecuencia distinta a las demás, entre 0.2 y 0.6 s (1.6 y 5 Hz). La estimación de la pareja BOG-CVER indica un valor muy alto para la velocidad de grupo, mayor a 2.5 km/s, mientras que la pareja BOG-ICBF muestra los valores más pequeños (1.25 km/s, como se indicó arriba, este par de estaciones es

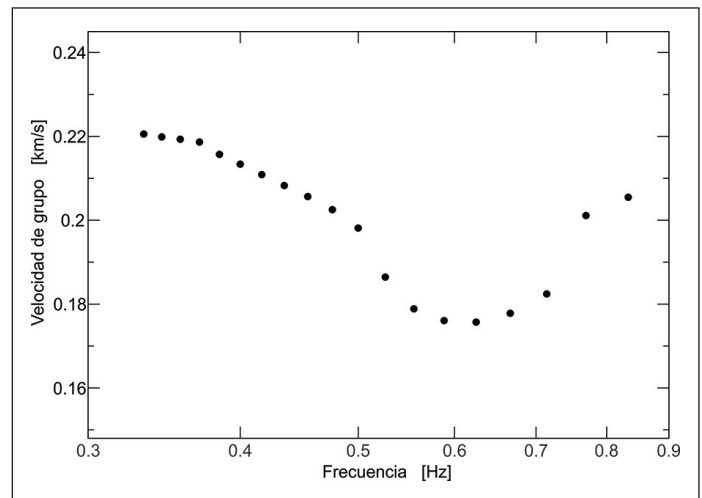


Figura 5. Curva de dispersión calculada para el pulso de ondas Rayleigh que se observa en la traza mostrada en la Figura 4b.

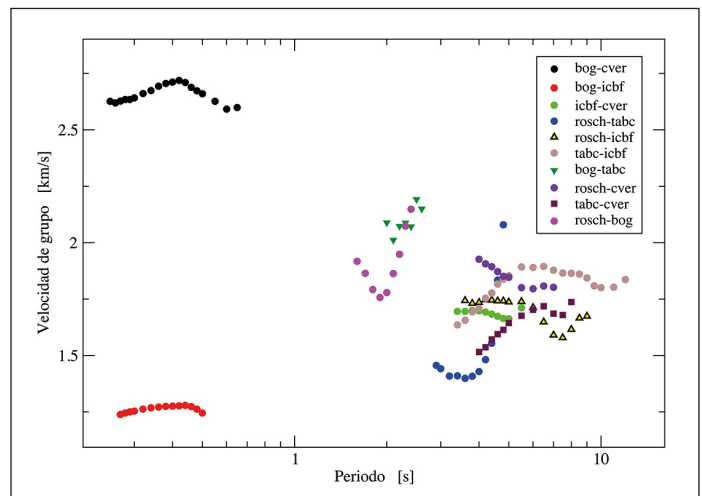


Figura 6. Curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas del análisis de ruido sísmico registrado en las estaciones del SGC. Por razones de escala no se incluye la curva mostrada en la Figura 5.

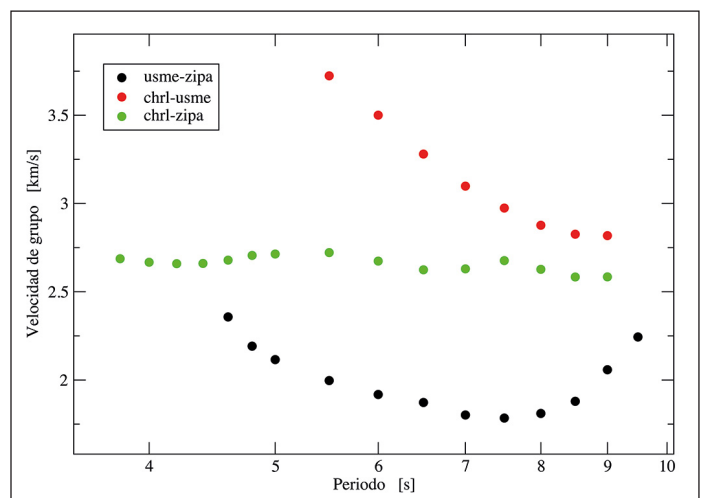


Figura 7. Curvas de dispersión de velocidad de grupo calculadas del análisis de filtrado múltiple para las trazas de correlación cruzada promedio obtenidas para tres pares de estaciones de la RSSB.

singular debido a la pequeña distancia entre estaciones). Las 8 parejas restantes permiten estimar velocidades de grupo entre 2 y 10 s de periodo (0.1 y 0.5 Hz) con estimaciones de velocidad de grupo en el rango de 1.5 a 2 km/s. Algunas de las parejas muestran formas de dispersión cercanas a lo esperado para un espacio estratificado (e.g., ROSCH-BOG, ROSCH-TABC) pero el rango de periodos es muy reducido y las curvas están incompletas, lo que no permite invertir esas curvas de dispersión.

Sólo fue posible calcular correlaciones cruzadas entre tres pares de estaciones de la RSSB. Las curvas de dispersión estimadas se muestran en la Figura 7. El rango de frecuencias es muy similar para los tres casos pero los valores de velocidad de grupo y la forma de las curvas difieren considerablemente. Las velocidades más altas se observan para la pareja CHRL-USME. La forma de esta curva coincide parcialmente con lo esperado para una capa sobre un semiespacio (Mooney y Bolt, 1966). Sin embargo, la velocidad de ondas de cortante que tendría el estrato sería mayor que la velocidad de grupo observada en el periodo mínimo (3.7 km/s), lo que corresponde forzosamente a un basamento rocoso. La longitud de onda a 9 s de periodo sería mayor a 20 km. Esta pareja probablemente muestrea el basamento rocoso profundo, que puede corresponder a las rocas del Cretácico que predominan a lo largo de esa trayectoria. El resultado para la pareja CHRL-ZIPA presenta una velocidad de grupo casi constante en el rango de periodos de 3.8 a 9 s. La velocidad de ondas Rayleigh corresponde con una velocidad de ondas de cortante de 2.9 km/s. Finalmente, la pareja USME-ZIPA muestra una velocidad de grupo con un mínimo en 7.5 s de periodo. La velocidad de grupo varía entre 1.8 y 2.4 km/s. Un posible estrato correspondiente a esa curva de dispersión tendría un espesor del orden de 8.5 km. La pequeña distancia entre las dos estaciones y el que la

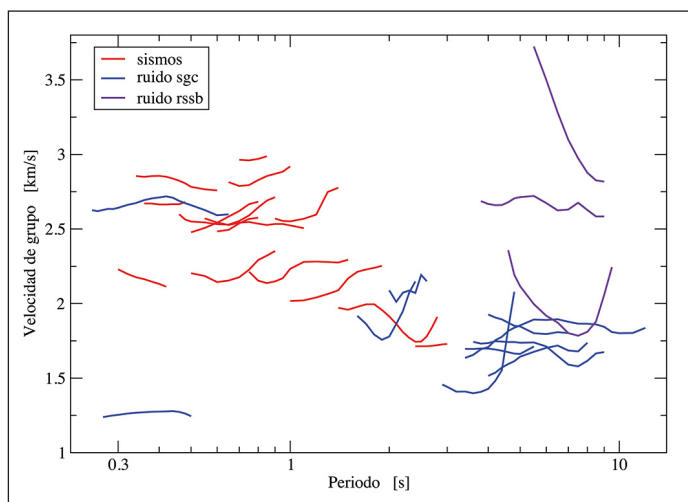


Figura 8. Compilación de todas las curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas durante este proyecto, con excepción de la curva mostrada en la Figura 5, excluida por razones de escala.

mayor parte de la trayectoria atraviese la Sabana de Bogotá sugiere que esta pareja de estaciones permite observar el basamento bajo los sedimentos superficiales de la Sabana.

Discusión y conclusiones

A pesar de las limitaciones en la cantidad y calidad de los datos analizados, nuestros resultados permiten algunas observaciones significativas. El par de estaciones situado a la menor distancia (BOG-ICBF) permitió observar valores de velocidad de ondas de cortante pequeños en los primeros cientos de m de profundidad (la longitud de onda asociada al pulso mostrado en la Figura 4b está comprendida entre 200 y 600 m). Si comparamos la forma de la curva mostrada en la Figura 5 con la esperada para el modo fundamental de ondas Rayleigh sobre un semiespacio (Mooney y Bolt, 1966) podemos estimar que corresponde a una capa de 163 m de espesor con velocidad de ondas de cortante de 220 m/s, valores que presentan un buen acuerdo con los resultados de Pulido *et al.* (2020). Los resultados obtenidos para la pareja BOG-ICBF contrastan con los valores observados para los demás pares de estaciones, implicando un contraste de impedancias significativo entre sedimentos profundos y superficiales. La amplificación del movimiento del terreno durante sismos está estrechamente ligada a la magnitud de ese contraste, por lo que nuestros resultados sugieren que los efectos de sitio son importantes en la Sabana de Bogotá.

La Figura 8 muestra todas las velocidades de grupo estimadas en este trabajo (con excepción de la curva de dispersión mostrada en la Figura 5). Salvo dos excepciones, los resultados del ruido sísmico registrado en estaciones del SGC proporcionan valores de velocidad de grupo a periodos mayores (frecuencias menores) que los resultados del análisis de sismos. Esto es esperado pues el espectro de Fourier de velocidad de la energía asociada a sismos pequeños como los analizados ocurre a frecuencias relativamente altas. Los sismos proporcionan valores de velocidad de grupo en el rango de frecuencias de 0.3 a 3 s de periodo. En todos los casos, cada trayectoria proporciona valores de velocidad de grupo en un rango pequeño de frecuencias y la variación de velocidad de grupo con la frecuencia es pequeña, con pocas excepciones. La menor velocidad de grupo en la Figura 8 corresponde al ruido sísmico analizado para la pareja BOG-ICBF, pero aun esta estimación indica velocidades de grupo mayores a 1.2 km/s. Dado que las distintas curvas se observan en rangos de periodos pequeños y dado que esos rangos no coinciden para las distintas estimaciones, no es posible calcular una inversión tomográfica a partir de estos resultados.

En términos generales se observa una disminución de la velocidad de grupo estimada desde valores alrededor de 2.5 km/s entre 0.3 y 1 s de periodo a valores alrededor de 1.7 km/s entre 4 y 10 s de periodo. Los resultados para la RSSB son dispares a pesar que el rango de periodos es simi-

lar en los tres casos. A pesar de ello, es claro que las ondas de Rayleigh muestradas por esta red corresponden a capas profundas. No se observa semejanza entre resultados, aun cuando las trayectorias sean cercanas, lo que sugiere que la incertidumbre asociada a nuestras estimaciones de velocidad de grupo es elevada. Esto no es inesperado debido a que las ondas Rayleigh concentran su energía en los estratos situados sobre el basamento rocoso, y en éste presentan amplitudes que decaen exponencialmente al aumentar la profundidad, o sea al aumentar el periodo de la curva de dispersión. Esto hace que sea difícil estimar la velocidad de propagación del basamento rocoso en cualquier caso (Chávez-García, 2007).

Los resultados obtenidos muestran el impacto de la geología en los valores promedio de dispersión de velocidad de grupo en la región de la Sabana de Bogotá. Observamos diferencias significativas en velocidad de grupo entre trayectorias contenidas en los sedimentos cuaternarios que cubren la Sabana de Bogotá y aquellas que incluyen parte de su trayecto por rocas del Cretácico. Una única trayectoria permite muestrear la velocidad de ondas de cortante en los sedimentos superficiales de la sabana. El contraste de impedancia estimado entre esos sedimentos y los estratos subyacentes sugiere que la amplificación del movimiento sísmico excede un factor de 10.

La deficiente cantidad y calidad de los datos limitaron los alcances de este trabajo. El número de trayectorias para las cuales se estimaron curvas de dispersión fue muy pequeño y los rangos de frecuencia de los resultados no coincidieron para las distintas fuentes de datos, lo que obstaculizó las comparaciones entre trayectorias e hizo imposible el considerar el cálculo de una tomografía. A pesar de esas limitaciones, estos resultados contribuyen a mostrar la relevancia de los efectos de sitio en la Sabana de Bogotá y la necesidad de tomarlos en cuenta para estimar el movimiento durante sismos futuros en esta zona.

Agradecimientos

Este trabajo fue apoyado por la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad del Quindío bajo la clave 934. Los autores agradecen al Servicio Geológico Colombiano (SGC) el acceso a los datos sísmológicos y acelerográficos de las redes que opera, y al Dr. Carlos Vargas Jiménez del Departamento de Geofísica de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, por el acceso a los datos registrados por la Red Sísmica de la Sabana de Bogotá. Los autores agradecen a Sheila Sánchez Ramírez, su apoyo en el análisis de los registros de ruido sísmico obtenidos en las estaciones del SGC. Finalmente, los autores agradecen el apoyo recibido de la Coordinación de la Investigación Científica de la Universidad Nacional Autónoma de México para las actividades de intercambio académico entre la UNAM y la Universidad del Quindío que permitieron realizar este trabajo.

Referencias

- Aki, K., Richards, P.G., 1980, Quantitative seismology. Theory and methods. Freeman, 2 vols, San Francisco.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
- Chávez-García, F.J., Pedotti, G., Hatzfeld, D., Bard, P.Y., 1990, An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 784-806. <https://doi.org/10.1785/BSSA0800040784>
- Chávez-García, F.J., 2007, Site effects: from observation and modeling to accounting for them in building codes, en K.D. Pitilakis (ed.) *Earthquake Geotechnical Engineering, 4th International Conference of Earthquake Geotechnical Engineering—Invited lectures*, vol. 6 de la serie Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering, Springer, 53-72.
- Chávez-García F.J., Rodríguez, M., 2007, The correlation of microtremors: empirical limits and relations between results in frequency and time domain. *Geophys. J. Int.*, 171, 657-664. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03529.x>
- Dimaté C, Rivera, L., Cisternas, A., 2005, Re-visiting large historical earthquakes in the Colombian Eastern Cordillera. *J. Seismol.*, 9, 1-22. <https://doi.org/10.1007/s10950-005-1413-2>
- Dziewonski, A., Bloch, S., Landisman, M., 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444. <https://doi.org/10.1785/BSSA0590010427>
- FOPAE, 2010, Zonificación de la Respuesta Sísmica de Bogotá para el Diseño Sismo Resistente de Edificaciones, FOPAE, 152 pp.
- Gómez J., Shobbenhaus, C., Montes, N.E., 2019, Geological map of South America 2019, scale 1:5,000,000, Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Servicio Geológico Colombiano y Servicio Geológico de Brasil, Paris. <https://www2.sgc.gov.co/MGC/Paginas/gmsa5M2019.aspx>
- Helmens, K.F., van der Hammen, T., 1994, The Pliocene and Quaternary of the high plain of Bogotá (Colombia): a history of tectonic uplift, basin development and climatic change. *Quat. Int.*, 21, 41-61. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(94)90020-5)
- Hennino, R., Trégourès, N., Shapiro, N.M., Margerin, L., Campillo, M., van Tiggelen, B.A., Weaver, R.L., 2001, Observation of equipartition of seismic waves. *Phys. Rev. Lett.*, 86, 3447-3450. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.86.3447>
- Herrmann, R.B., 1985, Computer programs in seismology, University of Saint Louis, St. Louis, MO.
- INGEOMINAS, 1997, Proyecto Microzonificación sísmica Santafé de Bogotá, INGEOMINAS, 124 pp.
- Lobkis, O.I., Weaver, R.L., 2001, On the emergence of the Green's function in the correlation of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017. <https://doi.org/10.1121/1.1417528>
- Mokhtar, T.A., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Ghalib, H.A.A., 2001, Surface Wave Velocities Across Arabia. *Pure appl. geophys.*, 158, 1425-1444. <https://link.springer.com/article/10.1007/PL00011228>

- Mooney, H.M., Bolt, B.A., 1966, Dispersive characteristics of the first three Rayleigh modes for a single surface layer. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 43-67. <https://doi.org/10.1785/BSSA0560010043>
- Park, S., Elrick, S., 1998, Predictions of shear-wave velocities in Southern California using surface geology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 677-685. <https://doi.org/10.1785/BSSA0880030677>
- Pulido, N., García, H., Montejó, J., Senna, S., 2020, Long period ground motion simulations at the Bogota basin, Colombia, based on a 3D velocity model of the basin from dense microtremors arrays measurements, gravity and geological data, en 17th World Conf. on Earthq. Engrg., 1f-0031, Sendai, Japón, 13 a 18 septiembre.
- Roux, P., Kuperman, W.A., el grupo NPAL, 2004, Extracting coherent wave fronts from acoustic ambient noise in the ocean. *J. Acoust. Soc. Am.*, 116, 1995-2003. <https://doi.org/10.1121/1.1797754>
- Roux, P., Sabra, K.G., Kuperman, W.A., 2005, Ambient noise correlations in free space: theoretical approach. *J. Acoust. Soc. Am.*, 117, 79-84. <https://doi.org/10.1121/1.1830673>
- Sabra, K.G., Roux, P., Kuperman, W.A., 2005a, Arrival-time structure of the time-averaged ambient noise cross-correlation function in an oceanic guide. *J. Acoust. Soc. Am.*, 117, 164-174. <https://doi.org/10.1121/1.1835507>
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C., 2005b, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03310. <https://doi.org/10.1029/2004GL021862>
- Sabra, K.G., Roux, P., Kuperman, W.A., 2005c, Emergence rate of the time-domain Green's function from the ambient noise cross-correlation function. *J. Acoust. Soc. Am.*, 118, 3524-3531. <https://doi.org/10.1121/1.2109059>
- Schimmel, M., Stutzmann, E., Gallart, J., 2011, Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophys. J. Int.*, 184, 494-506. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04856.x>
- Snieder, R., 2004, Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase. *Phys. Rev. E*, 69, 046610. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610>
- Stein, S., Wysession, M., 2003, An introduction to Seismology, earthquakes, and Earth structure. Blackwell, Reino Unido.
- Torres V., Vandenberghe, J., Hooghiemstra, H., 2005, An environmental reconstruction of the sediment infill of the Bogota basin (Colombia) during the last 3 million years from abiotic and biotic proxies, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226, 127-148. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.05.005>
- Wapenaar, K., 2004, Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Phys. Rev. Lett.*, 93, 254301. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.93.254301>
- Weaver, R.L. Lobkis, O.I., 2001, Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz. *Phys. Rev. Lett.*, 87, 134301. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.87.134301>
- Weaver, R.L. Lobkis, O.I., 2005, The mean and variance of diffuse field correlations in finite bodies. *J. Acoust. Soc. Am.*, 118, 3447-3456. <https://doi.org/10.1121/1.2109307>