

Determinación de perfiles de velocidad de ondas de corte en la Ciudad de Bogotá, a partir de registros acelerográficos.

Shear wave structure estimation in Bogotá City, from ground motions records.

J.A. Rodríguez¹; J. G. Azuaje²

1.- Departamento de Ingeniería Civil Pontificia Universidad Javeriana / Jeoprobe SAS.

e-mail: rodriguezja@javeriana.edu.co

2.- Coordinador de geofísica, Jeoprobe SAS, e-mail: jaime.azuaje@jeoprobe.com

Resumen

El análisis de las relaciones espectrales HVSR de un registro sísmico ha sido comúnmente utilizado para determinar la frecuencia dominante de depósitos de suelo. En su interpretación original, propuesta por Nakamura (1989), el cociente H/V es directamente relacionado a la amplificación de la onda de corte. Sin embargo, estudios recientes demuestran que las ondas superficiales dominan dicha respuesta. En datos de sismica pasiva dominados por ondas superficiales, la relación promedio H/V puede ser estimada sobre registros de larga duración y utilizada para evaluar las propiedades del sitio. Actualmente, la inversión HVSR bajo un enfoque de campo difuso ha demostrado ser una herramienta útil para estimar los perfiles de velocidad de ondas de corte del terreno. Dichos análisis fueron aplicados a una base de datos acelerográficos en la ciudad de Bogotá. Los resultados obtenidos demuestran que las inversiones de HVSR, son útiles para obtener los perfiles de velocidad de ondas de corte, especialmente para depósitos de suelos profundos, tales como los localizados en la Sabana de Bogotá.

Abstract

The HVSR spectral ratio from a seismic record has been commonly used to determine the dominant frequency of soil deposits. In its original interpretation, proposed by Nakamura (1989), H/V ratio is directly related to the amplification of the shear wave. However, recent studies show that surface waves, dominate the response of this ratio. On passive seismic data dominated by surface waves, the average ratio H/V can be estimated from long-duration records and records of earthquakes, and used to evaluate the properties of the site. Currently, modeling and inversion of the HVSR curves under a diffuse field approach has proven to be a useful tool to estimate the velocity of shear waves profiles. Such analyses were applied to a strong motion database in the city of Bogotá. The results obtained show that the HVSR inversion under the diffuse field approach, are useful to obtain the shear velocity profiles, especially for deep deposits found in the Sabana de Bogotá.

1 INTRODUCCIÓN

En los análisis de respuesta local para edificaciones, los aspectos más importantes a conocer son la amplitud, frecuencia, composición y duración de las componentes horizontales y verticales de vibración del terreno producidas por ondas sísmicas a nivel de cimentación. Estos aspectos están altamente influenciados por las condiciones geológicas del sitio. En particular, sitios caracterizados por grandes depósitos de suelos blandos, amplifican el movimiento del terreno para cierto rango de frecuencias, produciendo daños concentrados en dichas zonas.

Por lo tanto, la investigación de las condiciones del terreno es de primordial interés, y debe ser la parte fundamental de los estudios de respuesta local.

La velocidad de propagación de ondas de corte, es el parámetro del suelo con mayor importancia en los efectos de sitio. Dicha velocidad puede ser obtenida a partir de investigaciones geotécnicas y geofísicas en el sitio o sus cercanías mediante la aplicación de métodos sísmicos activos in situ, mediciones de dispersión de ondas superficiales y mediciones de pozo, así como también, a partir de sondeos y ensayos de laboratorio. Cuando se trata de depósitos profundos como el de la Sabana de Bogotá, los métodos tradicionales presentan

limitaciones en cuanto a resolución, profundidad de penetración y costos. Recientemente, métodos de sísmica pasiva como la relación espectral de las componentes horizontal y vertical HVSR (Nakamura, 1989, 2000) ha sido usada como una de las formas más económicas y rápidas para cuantificar los efectos de sitio. Esta técnica utiliza el cociente entre las componentes horizontal y vertical de la amplitud espectral de Fourier, a fin de conocer los períodos fundamentales de vibración del terreno.

Múltiples autores han realizado varias propuestas empíricas y teóricas para interpretar las características de la curva HVSR. Por ejemplo, se supuso que los microtremores estaban compuestos principalmente por ondas superficiales. De hecho, la curva HVSR se ha relacionado con la elipticidad de ondas de Rayleigh (Lermo y Chavez-Garcia 1994, Malischewsky y Scherbaum 2004), y a partir de dicha hipótesis, se han utilizado esquemas de inversión exitosos basados en la elipticidad de las ondas de superficie (Arai y Tokimatsu 2004; Cadet 2007). Sin embargo, cuando las ondas de Rayleigh y Love vienen de varias direcciones, un análisis de elipticidad se vuelve muy complicado. Por otro lado, otros autores afirman que existe un predominio de las ondas de cuerpo alrededor del pico de la HVSR (Nakamura 2000, Bonnefoy-Claudet et al., 2008, Herat 2008).

Sánchez-Sesma et al. (2011) introdujo un método innovador inspirado en la posibilidad de recuperar el tensor elastodinámico de Green 3D, entre dos estaciones dentro de un medio elástico a partir del promedio de la correlación cruzada en el dominio de tiempo para registros de ruido ambiental (interferometría de ruido ambiental). Dicho método se basa en que los microtremores forman un campo difuso conteniendo todos los tipos de ondas elásticas (ondas de cuerpo y superficiales) en proporciones energéticas fijas (aunque dependientes de la estructura). Este campo difuso puede asociarse con las funciones de Green debido a que existe una proporcionalidad entre las densidades promedio de energía de un campo difuso y la parte imaginaria de las funciones de Green en la fuente (Sánchez Sesma et al. 2008). Algunas aplicaciones de este método han sido desarrolladas por Salinas et al. (2014), Kawase et al. (2011), Lontsi et al. (2015), Spica (2015), entre otros. Los fundamentos de esta teoría general fueron desarrollados en varios trabajos de investigación (por ejemplo, Snieder, 2004, Sánchez-Sesma y Campillo, 2006) y confirmado en experimentos con microtremores por Shapiro y

Campillo (2004). Sánchez-Sesma et al. (2011) formuló un primer algoritmo para el cálculo directo de HVSR bajo este enfoque basado en la integración discreta de números de onda y el método de matriz descrito por Knopoff (1964).

El objetivo de la presente investigación consiste en el cálculo e interpretación de los perfiles de velocidades de ondas de corte a partir de la razón espectral H/V obtenida en distintas estaciones acelerográficas de la ciudad de Bogotá, para las señales registradas en los sismos de Quetame del 24/05/2008 y de Huila del 19/08/2018.

2 JUSTIFICACIÓN

La sabana de Bogotá corresponde con una gran cuenca sedimentaria de origen fluvial y lacustre que fue rellenada por depósitos de suelos a lo largo de los últimos 3.2 millones de años Torres et al (2005) Los depósitos presentan una transición desde los bordes donde se encuentran suelos aluviales y coluviales predominantemente granulares formando abanicos y conos, hacia la parte central del antiguo lago donde predominan superficialmente arcillas y limos arcillosos de origen lacustre muy blandos. El espesor máximo de los depósitos alcanza cerca de 500 m, tal como se puede observar en la Figura 1.

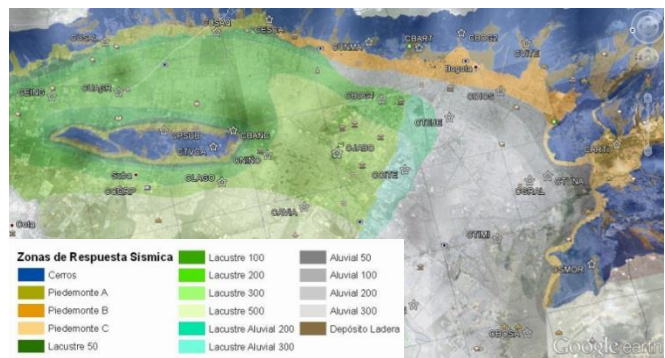


Figura 1 Mapa de Zonificación de respuesta sísmica en Bogotá

3 FUNDAMENTO TEÓRICO

3.1 Campo difuso en elasticidad dinámica

Considere un medio elástico no homogéneo, anisotrópico, sujeto a un conjunto de fuerzas aleatorias no correlacionadas. Las propiedades de correlación del campo resultante y un campo de ondas dispersas múltiples son equivalentes. Dado que estos últimos están bien descritos por ecuaciones similares a las de difusión, es posible emplear el término “difuso” para el campo de ondas de ruido. En este caso, las funciones de Green (GF) se pueden recuperar a partir del promedio de

correlaciones cruzadas de movimientos registrados (Campillo & Paul 2003; Sánchez-Sesma et al. 2008).

Para un campo difuso se puede establecer que la "autocorrelación promedio" de movimiento para una dirección dada en un punto dado, es proporcional a la "densidad de energía direccional" (DED). Por lo tanto, las densidades de energía en direcciones dadas son proporcionales a la parte imaginaria de las componentes del tensor de la función de Green en tal punto. Las relaciones entre las densidades de energía y sus particiones han sido estudiadas recientemente por Pertou et al. (2009) y por Margerin et al. (2009). La conexión entre resultados deterministas (con respecto a las particiones de energía en un semi-espacio debido a cargas superficiales) y campos difusos ha sido claramente establecido (Sánchez-Sesma et al., 2011).

3.2 Recuperación de las funciones de Green a partir de correlaciones

Se ha demostrado (Pertou et al., 2009) que si un campo de vector de desplazamiento armónico y equiparticionado, difuso en 3-D $u_i(x, \omega)$, se establece dentro de un medio elástico, las correlaciones cruzadas promedio de movimientos en los puntos X_A y X_B se pueden escribir como;

$$\langle u_i(X_A, \omega) u_j^*(X_B, \omega) \rangle = -2\pi E_S k^{-3} \text{Im}[G_{ij}(X_A, X_B, \omega)] \quad (1)$$

Donde, la función de Green $G_{ij}(X_A, X_B, \omega)$ = desplazamiento en X_A con dirección i , producido por una carga armónica unitaria actuando en X_B con dirección $j = \delta_{ij} \delta(|X - X_B|) \exp(i \omega t)$, $i = \sqrt{-1}$ = unidad imaginaria, ω = frecuencia angular, t = tiempo, $k = \omega/\beta$ = número de onda de corte, β = velocidad de propagación de onda de corte, $E_S = \rho \omega^2 S^2$ = densidad de energía promedio de ondas de corte, ρ = densidad de masa y S^2 = densidad espectral promedio de ondas de corte. El asterisco significa la conjugada compleja y los corchetes angulares denotan el promedio azimutal. La ec. 1 es la consecuencia analítica de un teorema de representación elástica de tipo correlación y ha sido verificado en ejemplos canónicos de un espacio completo (Sánchez-Sesma & Campillo 2006) y para inclusiones en dicho espacio (Sánchez-Sesma et al. 2006, 2008).

3.3 Densidad de energía en puntos y direcciones dadas.

La densidad de energía en un punto X_A puede ser obtenida si se reescribe la ec. 1 asumiendo $X_A = X_B$.

$$E(X_A) = \rho \omega^2 \langle u_m(X_A) u_m^*(X_A) \rangle = -2\pi \mu E_S k^{-1} \text{Im}[G_{mm}(X_A, X_A)] \quad (2)$$

La densidad de energía total en un punto es proporcional a la parte imaginaria de la traza del tensor de Green para fuentes y receptores coincidentes. La parte imaginaria representa la potencia inyectada por la carga armónica unitaria. Esta cantidad "detecta" energías que son radiadas y devueltas a la fuente y puede ser usada para representar imágenes. En ese caso $E(X_A) = E_m(X_A) = \text{DED}$ a lo largo de la dirección m .

3.4 Equipartición.

La equipartición, en general, no se puede observar directamente, pero se puede inferir su realidad al observar sus consecuencias. Dentro de un medio elástico infinito y homogéneo (Weaver 1982, 1985; Pertou et al. 2009) un campo difuso muestra densidades de energía en cualquier dirección con un tercio de la energía disponible. Esto es conocido como equipartición "clásica" en términos de grados de libertad. Alternativamente, la equipartición puede obtenerse para los modos de onda. Weaver (1982) mostró que la relación de densidades de energía de corte y de dilatación es $2\alpha^3 / \beta^3$, donde α = velocidad de las ondas P. Por lo tanto, las fracciones de energía de densidad de energía disponible para ondas de corte y compresión son $2R^3 / (1 + 2R^3)$ y $1 / (1 + 2R^3)$, respectivamente, donde $R = \alpha / \beta$. Esta suele llamarse equipartición "elástica".

Aunque para el espacio completo, la equivalencia entre la equipartición clásica y elástica es trivial, en un semi-espacio esto es de alguna manera más complicado, pero ya ha sido establecida (Weaver 1985; Pertou et al. 2009). En la Tierra real es difícil observar la equipartición explícitamente. Esta ha sido determinada en la coda de terremotos a partir de análisis detallados de arreglos (Margerin et al., 2009).

3.5 Ruido sísmico.

Si se supone que un campo sísmico de microtemores es difuso. Se interpretan las densidades espectrales estabilizadas como DED. Se puede escribir así la HVSR como;

$$[H/V](\omega) = \sqrt{\frac{E_1(x, \omega) + E_2(x, \omega)}{E_3(x, \omega)}} \quad (3)$$

Donde E1, E2 y E3 son las DED correspondientes a los grados de libertad horizontales y vertical, respectivamente. Esto es esencialmente la definición dada por Arai & Tokimatsu (2004). Para interpretar la curva H/V de microtemores, un primer ingrediente ha sido la elipticidad de las ondas Rayleigh (Lermo & Chávez-García 1994; Fah et al. 2001; Arai & Tokimatsu 2004).

De esta manera, se puede expresar las curvas H/V de ruido ambiental en términos de densidad de energía de un campo difuso que es proporcional a la parte imaginaria de las funciones de Green en la fuente. Ahora, si se consideran las ecuaciones 2 y 3 y se reescriben;

$$[H/V](\omega) = \sqrt{\frac{Im[G_{11}(x, x; \omega)] + Im[G_{22}(x, x; \omega)]}{Im[G_{33}(x, x; \omega)]}} \quad (4)$$

Esta ecuación (Sánchez-Sesma et al. 2010) vincula medidas “promedio” expresadas en el lado izquierdo de la ecuación con una propiedad intrínseca del medio en el lado derecho de la misma, y naturalmente permite la inversión de H/V (relación de Nakamura) tomando en cuenta las contribuciones de las ondas de cuerpo, Rayleigh y Love.

4 METODOLOGÍA

4.1 Algoritmos.

El método empleado para la obtención de la estructura superficial, consiste en la aplicación de los algoritmos desarrollados por Sánchez Sesma (2011) y García Jerez (2016), para invertir el perfil de velocidades a partir del ajuste de la curva experimental de la relación espectral H/V de los registros. Para ello, se hizo uso del programa HV-Inv, desarrollado por García Jerez, et al. 2016, basado en el modelo de campo difuso, en el que se asume que la estructura se puede aproximar localmente por capas elásticas plano-paralelas. Entre las ventajas que ofrece dicho programa, se encuentra que la inversión puede realizarse por dos vías. En primer lugar se pueden utilizar métodos globales basados en algoritmos genéticos, y se puede refinar la inversión, utilizando una optimización local, la cual resulta muy conveniente cuando se aplica una inversión conjunta de curva HVSR y curva de dispersión de ondas Rayleigh y Love.

4.2 Registros.

A fin de validar la técnica propuesta en el presente estudio, se seleccionaron solo las estaciones acelerográficas donde se cuenta con información del perfil de velocidades desde la superficie hasta la roca. En tal sentido, dicho estudio comprende las zonas de respuesta sísmica Piedemonte y Lacustre 200.

◆ Piedemonte:

La zona de piedemonte corresponde a los depósitos que se encuentran entre los cerros y las zonas de planicie (lacustre y aluvial) compuesta predominantemente por suelos duros de espesores menores a 50 m. De acuerdo con esto se localizó la estación acelerográfica PUJ, la cual cuenta con acelerógrafos en roca y en superficie. El perfil estratigráfico del suelo de la Universidad Javeriana ha sido determinado con base en los ensayos ejecutados por el Laboratorio de Pruebas y Ensayos de la misma Universidad (Cardozo, 2015). El perfil de velocidades utilizado como parámetro de comparación, fue el propuesto por Cardozo (2015), obtenido a partir de mediciones de bender elements, triaxiales cíclicos y ensayos de Down hole. El registro sísmico seleccionado para la estación PUJ, corresponde al sismo de fecha 19-07-2018 de magnitud Mw 5.2, con epicentro en Huila. En la Figura 2, en su parte superior, se presentan los registros medidos en superficie para la estación PUJ, destacando la presencia del paquete de ondas superficiales entre 67 y 90 segundos. Al analizar los hodogramas de las componentes vertical-longitudinal y transversal longitudinal (Figura 2b y Figura 2c, respectivamente), se observa que existe un amplio predominio de ondas Love dentro del registro sísmico.

La Figura 3 muestra el espectro de Fourier de la señal en superficie, donde se observa que las mayores amplitudes para las tres componentes, se encuentran entre 1 y 5 Hz.

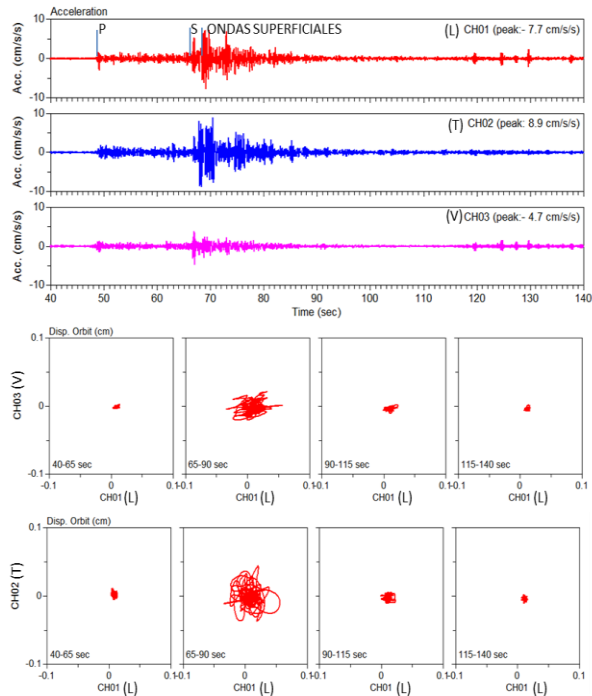


Figura 2 Registro en superficie sismo de HUILA, estación PUJSUP

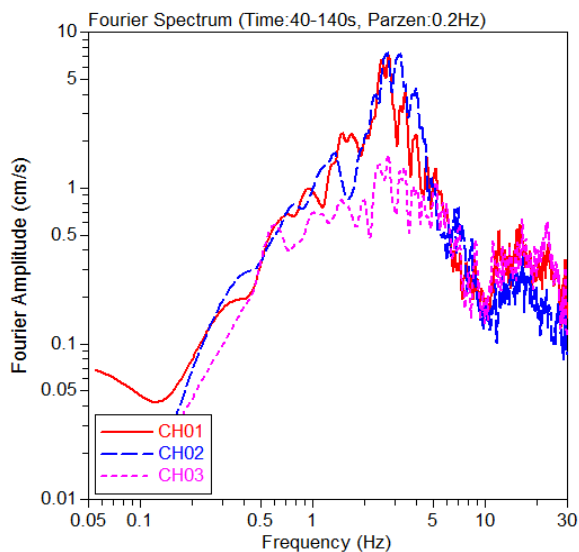


Figura 3 Espectro en superficie sismo de HUILA, estación PUJSUP

◆ Lacustre 200

Corresponde a los sectores compuestos por suelos de origen lacustre de espesor que varía entre 100 y 200 m, en esta zona se localizan 02 estaciones con acelerógrafos en roca y en superficie y una descripción completa del perfil estratigráfico. La primera de ellas forma parte de la RNAC y es propiedad de INGEOMINAS

(CBOG1), y la segunda pertenece a la RAB de FOPAE y está ubicada en la sede de la Universidad Agraria (CUAGR). El registro sísmico seleccionado para las estaciones CBOG1 y CUAGR, corresponde al sismo de fecha 24-05-2008 de magnitud Mw 5.7, con epicentro en Quetame, Cundinamarca. La Figura 4, Figura 5, Figura 6 y Figura 7 muestran los registros y espectros de en superficie para las estaciones CBOG1 y CUAGR, respectivamente. En ambas estaciones se observa el predominio de las ondas Love, aunque en la estación CBOG1, se puede observar un contenido importante de ondas Rayleigh. Una de las características a destacar en ambos registros es que el efecto de las ondas superficiales se refleja con mucho más amplitud en el canal 03, ubicado en sentido E-W. Dicho fenómeno se debe a los efectos bidimensionales intrínsecos de la cuenca, por tanto, las señales correspondientes a dicha componente presentan mayor amplificación que las del canal 01.

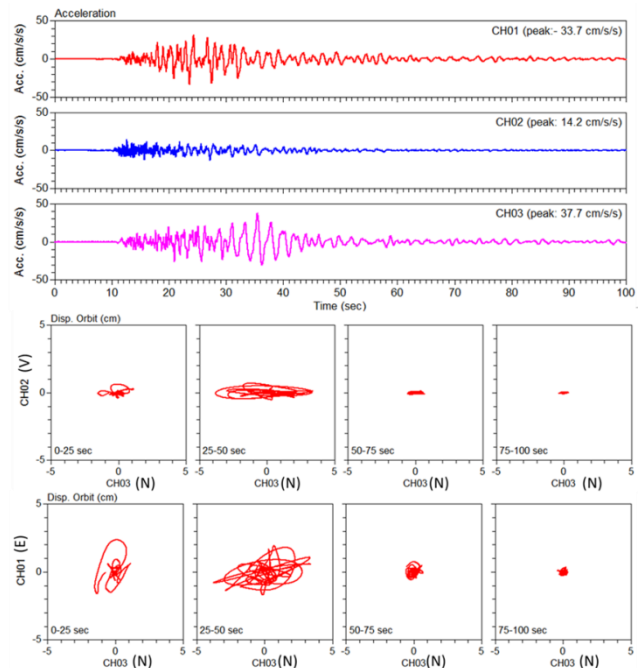


Figura 4 Registro en superficie sismo de QUETAME, estación CBOG1

El mayor contenido frecuencial se encuentra ubicado en una banda comprendida entre 0.1 y 2 Hz, valores característicos de la zona de respuesta sísmica Lacustre 200.

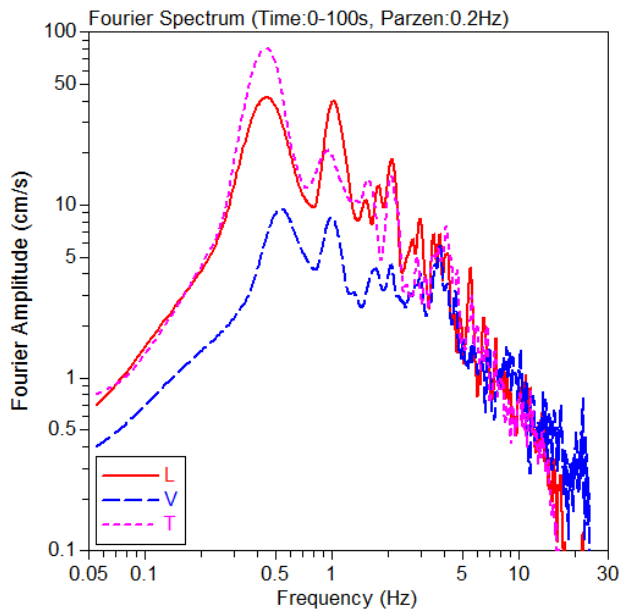


Figura 5 Espectro en superficie sismo de QUETAME, estación CBOG1

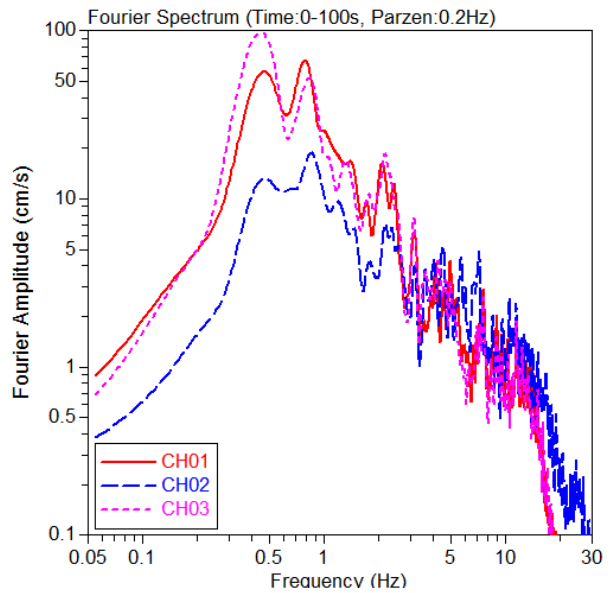


Figura 7 Espectro en superficie sismo de QUETAME, estación CUAGR

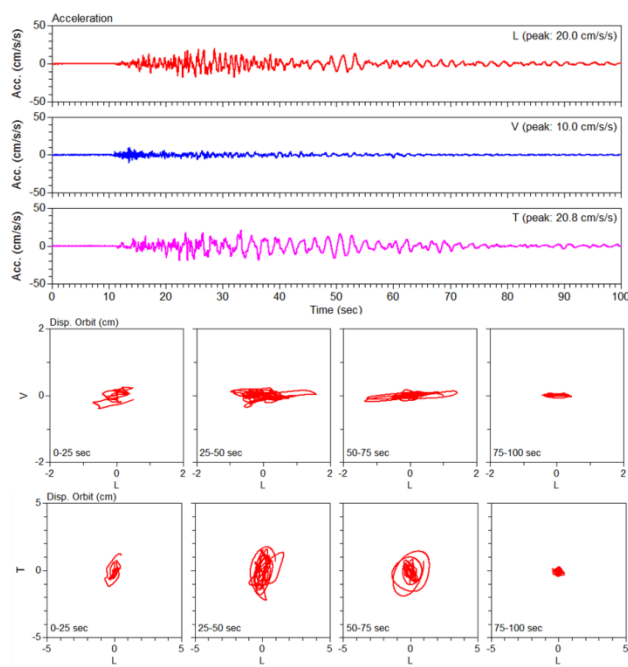


Figura 6 Registro en superficie sismo de QUETAME, estación CUAGR

La Figura 8 muestra las curvas HVSR para cada una de las estaciones acelerográficas estudiadas. Las estaciones CBOG1 Y CUAGR, muestran picos bien definidos para períodos $T_0 = 2,93$ s y $T_0 = 2.30$ s, respectivamente, los cuales son valores típicos esperados en la zona Lacustre 200. En el caso de la curva correspondiente HVSR de la estación PUJ, el período fundamental de vibración se identifica para un período $T_0 = 0,32$ s, valor típico de la zona de Piedemonte.

En el caso particular de la estación CUAGR, se aprecia con claridad, además del modo fundamental, dos modos de vibración más altos correspondientes a los períodos $T_1 = 0.84$ s y $T_2 = 0,43$ s, los cuales presentan valores de amplificación considerables y pueden tener una gran importancia en el comportamiento de estructuras con períodos cercanos a estas.

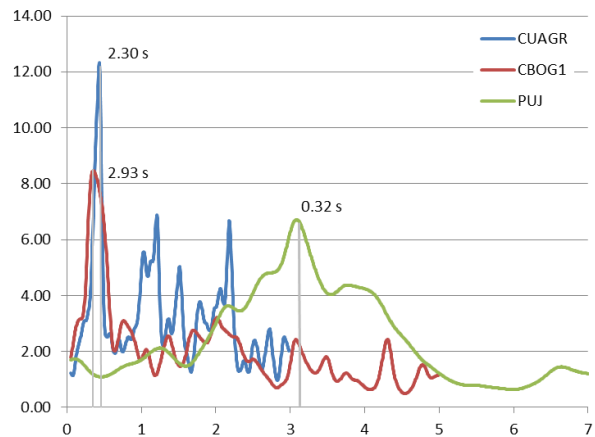


Figura 8 Relaciones espectrales H/V en las estaciones CUAGR, CBOG1 y PUJ

5 RESULTADOS Y ANÁLISIS

La Figura 9 muestra los resultados de la inversión para el sitio correspondiente a la Pontificia universidad Javeriana (PUJ). En la figura de la izquierda, la línea negra representa la curva experimental y la línea roja muestra el mejor ajuste obtenido mediante la inversión. El modo fundamental presenta un ajuste bastante

cercano al de la curva experimental. Por debajo de 2 Hz, la curva invertida resulta mucho más suave que la curva experimental, lo que se traduce en ligeras incertidumbres en los estratos más profundos. A los 8 Hz, se observa un segundo pico en la curva de dispersión experimental, el cual es ajustado razonablemente bien por la inversión. A partir de 10 Hz, la curva invertida se distancia levemente de la curva experimental, lo que puede generar ciertas incertidumbres en capas delgadas de estratos más someros. En la Figura de la derecha, la línea negra sólida representa el perfil promedio obtenido durante la inversión. La línea azul punteada, representa el perfil de velocidades propuesto por Cardozo (2015), obtenido a partir de sondeos geotécnicos, ensayos de laboratorio y ensayos de Down Hole. Como puede observarse desde 0 hasta 15 metros, el ajuste entre la curva experimentada y la curva medida es muy bueno, demostrando que las incertidumbres generadas en la inversión a partir de 10 Hz no afectan considerablemente los resultados de los estratos someros, y más aún, pueden ser menores que las incertidumbres asociadas a otros métodos sísmicos convencionales. A partir de 15 metros y hasta 25 metros de profundidad, los valores obtenidos en el perfil invertido son ligeramente mayores que las velocidades medidas, sin embargo, dichas diferencias no superan el 15 % en promedio. La inversión identifica muy bien el contraste de los depósitos con la roca subyacente.

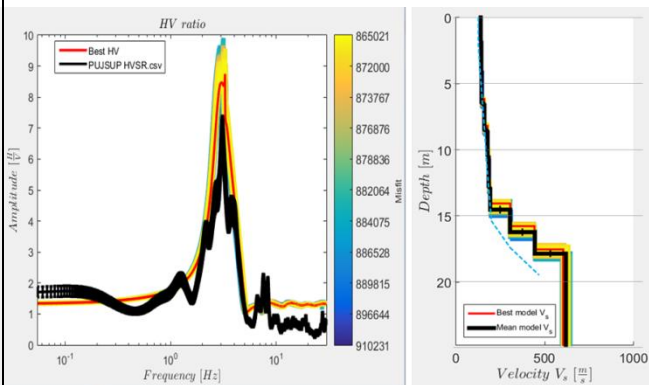


Figura 9 Resultados de la inversión de la curva H/V, estación PUJ.

La Figura 10 muestra los resultados de la inversión para el sitio correspondiente a Ingeominas (CBOG1). El modo fundamental presenta un ajuste bastante cercano al de la curva experimental, aunque ligeramente corrido a la derecha. Esto pudiera sugerir que la roca pudiese encontrarse a una profundidad cercana a los 200

metros. Por debajo de 0,2 Hz, la curva invertida resulta mucho más suave que la curva experimental, lo que se traduce en ligeras incertidumbres en los estratos más profundos. A partir de 0.6 Hz, la curva invertida sigue la tendencia de la curva experimental, sin embargo los picos de la misma no son ajustados rigurosamente, lo que se traduce en un suavizado del perfil de ondas de corte resultante, el cual refleja valores promedios y no discretiza las diferentes intercalaciones de capas delgadas observadas en las mediciones de Down Hole. En la Figura de la derecha, la línea negra sólida representa el perfil promedio obtenido durante la inversión. La línea azul punteada, representa el perfil de velocidades propuesto obtenido para la microzonificación sísmica de Bogotá (1997), obtenido a partir de sondeos geotécnicos, ensayos de laboratorio y ensayos de Down Hole. Como puede observarse desde 0 hasta 70 metros de profundidad, el ajuste entre la curva experimental y la curva medida es muy bueno, representando claramente incluso la inversión de velocidades observada entre 10 y 40 metros de profundidad. Aun cuando se muestran valores promedios, el ajuste corresponde bastante bien con los perfiles de velocidad obtenidos por métodos directos. A partir de los 70 metros de profundidad, existe una mayor variación en el perfil de velocidades invertido y el experimental, sin embargo, la diferencia en promedio se encuentra en el orden del 10 %. De nuevo, la inversión identifica muy bien el contraste de los depósitos con la roca subyacente.

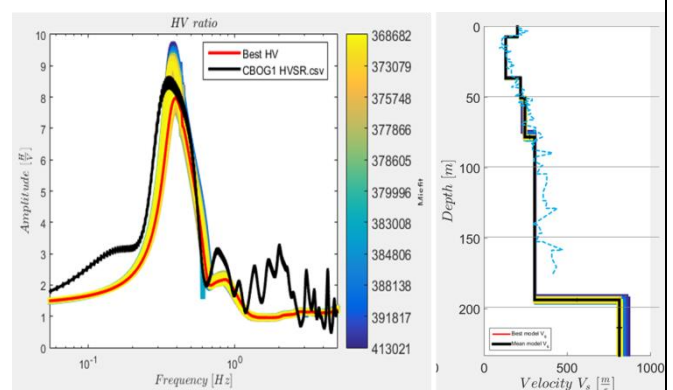


Figura 10 Resultados de la inversión de la curva H/V, estación CBOG1.

La Figura 11 muestra los resultados de la inversión para el sitio correspondiente a la Universidad Agraria (CUAGR). El modo fundamental presenta un ajuste bastante cercano al de la curva experimental. Por debajo de 0,3 Hz, la curva invertida se encuentra muy cercana a la curva experimental, de tal manera que se espera un

buen ajuste en profundidad. A partir de 0.8 Hz, la curva invertida sigue la tendencia de la curva experimental, sin embargo los picos de la misma no son ajustados rigurosamente, lo que se traduce en un suavizado del perfil de ondas de corte resultante, el cual refleja valores promedios y no discretiza las diferentes intercalaciones de capas delgadas observadas en los estratos más superficiales. En la Figura de la derecha, la línea negra sólida representa el perfil promedio obtenido durante la inversión. La línea azul punteada, representa el perfil de velocidades propuesto obtenido para la microzonificación sísmica de Bogotá (1997), obtenido a partir de sondeos geotécnicos, ensayos de laboratorio y ensayos de Down Hole. Como puede observarse a lo largo de todo el perfil, el ajuste entre la curva experimental y la curva medida es muy bueno. Aun cuando se muestran valores promedios en los estratos superiores, el ajuste corresponde bastante bien con los perfiles de velocidad obtenidos por métodos directos. La inversión identifica muy bien el contraste de los depósitos con la roca subyacente.

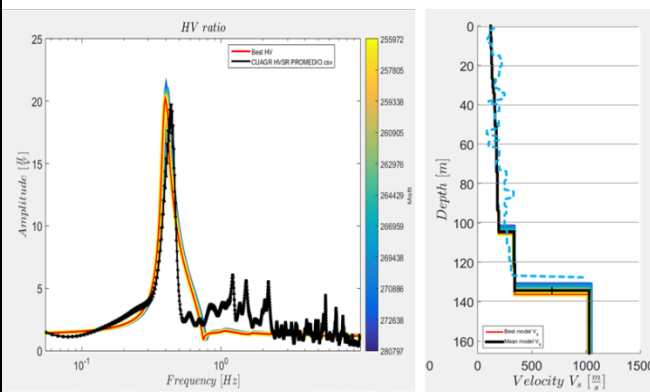


Figura 11 Resultados de la inversión de la curva H/V, estación CUAGR.

6 APLICACIÓN CON MEDICIONES DE RUIDO AMBIENTAL

Una de las limitaciones inherentes en la inversión de las curvas HVSR, consiste en la no unicidad de las soluciones obtenidas. Esto quiere decir, que diferentes modelos iniciales del terreno producirán diferentes modelos finales. No obstante, se ha demostrado que la inversión conjunta de la curva HVSR con las curvas de dispersión de onda Rayleigh o Love, mejora notablemente la precisión del método (Sanchez-Sesma, 2017).

A fin de comprobar la factibilidad de aplicación del método con mediciones de ruido ambiental, se realizó una campaña de adquisición geofísica en las

inmediaciones de la Universidad agraria. La campaña geofísica consistió de una medición de ruido ambiental con un acelerógrafo triaxial de 0,2 Hz, con una duración de 3 horas, a fin de determinar la curva HVSR. Adicionalmente, se realizó un arreglo multicanal mediante la técnica SPAC, con tres acelerógrafos triaxiales de 0,2 Hz y una configuración en forma de L, con separaciones de 20, 50, 100 y 150 metros entre sensores (Figura 12). La duración de los registros fue de 30 minutos en cada separación. A partir de las correlaciones espaciales entre las componentes horizontales de los registros, se obtuvo la curva de dispersión de ondas Love.



Figura 12 Mediciones de vibraciones ambientales y método SPAC en inmediaciones de Uniagraria

La Figura 13 muestra los resultados de la inversión conjunta de la curva HVSR obtenida a partir de las mediciones de ruido ambiental, y la curva de dispersión de ondas Love, obtenida por el método SPAC. Por debajo de 0,3 Hz, se observa un muy buen ajuste de la curva HVSR invertida, con la curva experimental. El modo fundamental de vibración del terreno, también presenta un muy buen ajuste, notándose ciertas diferencias entre las curvas a partir de 0,7 Hz, lo cual se traduce en ciertas incertidumbres en la resolución de los estratos más someros. Por otra parte, la curva de dispersión invertida se muestra bastante suavizada, sin embargo, el uso de la inversión conjunta nos permite mejorar la precisión del modelo final. El perfil de velocidad obtenido se ajusta bastante bien al perfil obtenido con la inversión del registro acelerográfico, así como también, al perfil obtenido a partir de sondeos geotécnicos, ensayos de laboratorio y ensayos de Down Hole. La velocidad de onda de corte de la roca, sin embargo, es menor que la que se obtuvo al invertir el HVSR obtenido del sismo de Quetame. Esta diferencia se atribuye a que la energía contenida en las señales de ruido ambiental es mucho menor que la del sismo, por

tanto se puede apreciar el contraste entre el estrato blando de la zona, pero es posible definir con exactitud la velocidad de la roca.

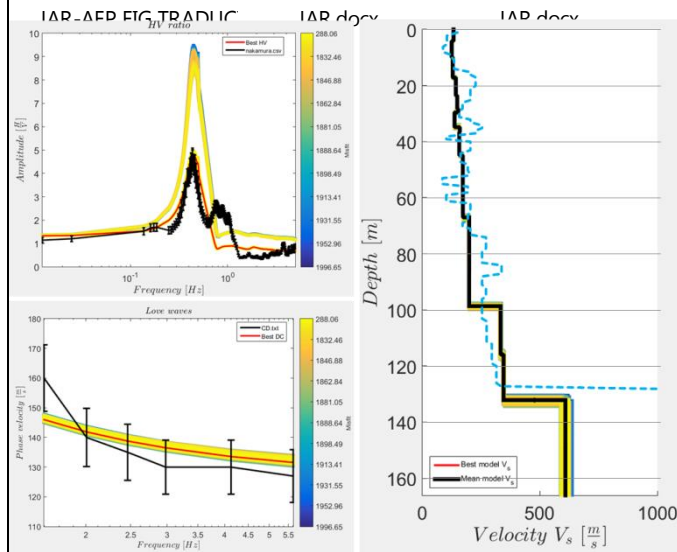


Figura 13 Resultados de la inversión conjunta de HVSR y Curva de dispersión de ondas Love en inmediaciones de Uniagraria

7 CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos demuestran que las inversiones de la curva HVSR bajo el enfoque de campo difuso, son de gran utilidad para obtener los perfiles de velocidad de ondas de corte, especialmente para depósitos de suelos profundos, tales como los localizados en la Sabana de Bogotá.

Se utilizaron tres estaciones acelerográficas con registros del sismo de Quetame y de Huila. Dos de las estaciones se encontraban según el mapa de respuesta sísmica en zona Lacustre 200 y una de ellas en zona de Piedemonte. Una de las características principales de cada uno de los tres registros utilizados, es el alto contenido de ondas Love observado en los odogramas, característica que puede ser modelada bajo el enfoque de campo difuso, a través de las funciones de Green, ya que estas consideran la contribución tanto de las ondas de cuerpo, así como de las ondas Rayleigh y Love.

Los perfiles de velocidad obtenidos a partir de la inversión de las curvas HVSR, se ajustaron de muy buena manera a los perfiles experimentales obtenidos a partir de sondeos geotécnicos, ensayos de laboratorio y ensayos de down hole.

La facilidad de la formulación y la versatilidad del método permiten que pueda usarse en conjunto con otras técnicas geofísicas convencionales, permitiendo realizar inversiones conjuntas de curvas HVSR y curvas de dispersión de ondas Rayleigh y Love, lo cual representa una mejora considerable en la definición de los perfiles

de velocidad de ondas de corte para la realización de estudios de respuesta local.

8 REFERENCIAS

Arai y Tokimatsu (2004). “S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 53–63.

Bonnefoy-Claudet et al., (2008). “Effects of love waves on microtremor H/V ratio, Bull. seism. Soc. Am., 98(1), 288–300.

Cadet (2007). “Utilisation combinée des méthodes basées sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique”, PhD thesis, Université J. Fourier, Grenoble.

Campillo & Paul (2003). “Long range correlations in the seismic coda”, Science, 299, 547–549.

Fah et al., (2001). “A theoretical investigation of average H/V ratios”, Geophys. J. Int., 145, 535–549.

García-Jerez, A., Piña-Flores, J., Sánchez-Sesma, F. J., Luzón, F., & Perton, M. (2016). “A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption”. Computers & Geosciences.

Herat (2008). “Model HVSR: a Matlab tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise”, Comput. Geosci., 34, 1514–1526.

Ingeominas (1997). “Microzonificación sísmica de Santa Fé de Bogotá”. Publicaciones Ingeominas; Santa Fé de Bogota; Ministerio de Minas y Energía (MZSB, 1997).

Kawase et al. (2011). “The optimal use of horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios of earthquake motions for velocity structure inversions based on diffuse field theory for plane waves”, Bull. Seism. Soc. Am., 101:2001–2014

Knopoff (1964). “A matrix method for elastic wave problems”, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 431–438.

Lermo y Chavez-Garcia (1994). “Are microtremors useful in site response evaluation?” Bull. seism. Soc. Am., 84, 1350–1364.

Lonsi et al. (2015). “Full microtremor H/V(z, f) inversion for shallow subsurface characterization”, Geophys J Int 202:298–312.

Malischewsky y Scherbaum (2004). “Love’s formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves”, Wave Motion, 40, 57–67.

Margerin et al. (2009). “Energy partition of seismic coda waves in layered media: theory and application to Pinyon Flats Observatory”. Geophys J Int 177:571–585

- Nakamura, Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface". Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI) 30, 25-33.
- Nakamura (2000). "Clear identification of fundamental idea of Nakamura's
- Perton et al. (2009). "Two perspectives on equipartition in diffuse elastic fields in three dimensions", J Acoust Soc Am 126:1125–1130
- Rodríguez J.A. (2005c). "Comportamiento Dinámico de Suelos Blandos de Bogotá". Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica, IX Jornadas.
- Salinas et al. (2014). "Using diffuse field theory to interpret the H/V spectral ratio from earthquake records in Cibeles seismic station, Mexico City". Bulletin of the Seismological Society of America 104(2), 995–1001.
- Sánchez-Sesma, F.J. & Campillo, M., 2006. "Retrieval of the Green function from cross-correlation: the canonical elastic problem", Bull. Seism. Soc. Am., 96, 1182–1191.
- Sánchez-Sesma et al., 2008. "Diffuse fields in dynamic elasticity", Wave Motion, 45, 641–654.
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., Rodríguez-Castellanos, A. (2011). "A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium". Geophysical Journal International 186, 221-225.
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Rodríguez-Castellanos, A., Suarez, M., Santoyo, M. A., Luzón, F. (2010). "Site Effects Assessment Using Seismic Noise". In Proc. 9th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction, 21st - 24th February, Cuernavaca, México.
- Sánchez-Sesma et al. (2017). "Modeling and inversion of the microtremor H/V spectral ratio: physical basis behind the diffuse field approach", Earth, Planets and Space 2017 69:92
- Shapiro y Campillo (2004). "Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise". Geophys Res Lett 31:L07614
- Spica (2015). "Velocity models and site effects at Kawah Ijen volcano and Ijen caldera (Indonesia) determined from ambient noise cross-correlations and directional energy density spectral ratios", J. Volcanol. Geotherm. Res., 302, 173-189.
- Snieder, et al., (2004). "Unified Green's function retrieval by crosscorrelation; connection with energy principles". Phys Rev E 75:1–14, Article ID 036103
- Sociedad Colombiana de Geotecnia. (2007). "Modelo geotécnico y caracterización dinámica bidimensional de la Sabana de Bogotá". Convenio Interinstitucional DPAE-SCG. Bogotá.
- Torres, V. Vandenberghe, J., Hooghiemstra, H., (2005), An environmental reconstruction of the sediment infill of the Bogotá basin (Colombia) during the last 3 million years from abiotic and biotic proxies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 226 (2005) 127–148
- Weaver (1982). "On diffuse waves in solid media". J Acoust Soc Am 71:1608–1609
- Weaver (1985). "Diffuse elastic waves at a free surface". J Acoust Soc Am 78:131–136