

Determinación de perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de registros acelerográficos. (Caso de estudio México 2017-09-19)

Jorge A. RODRIGUEZ^{a,1} y Jaime G. AZUAJE A.^b

^a*Profesor, Pontificia Universidad Javeriana Bogotá, Colombia,
Jorge.rodriguez@jeoprobe.com*

^b*Coordinador de geofísica, Jeoprobe SAS, Colombia, 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)[1], 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 sísmica 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 un conjunto de registros acelerográficos del sismo de México del 19-09-2017. 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 Ciudad de México.

Palabras Clave. Velocidad de onda de corte, HVSR, Nakamura, sismo, registro acelerográfico.

1. Introduction

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.

¹ Autor principal, Pontificia Universidad Javeriana, Jeoprobe SAS, Centro Ilarco, Av. Suba, calle 115, Torre A, oficina 405, Bogotá, Colombia. E-mail: Jorge.rodriguez@jeoprobe.com

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 Ciudad de México, 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)[1][2] 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 periodos 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 microtemores 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[3], Malischewsky y Scherbaum 2004 [4]), 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[5]; Cadet 2007[6]). 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[2], Bonnefoy-Claudet et al., 2008[7], Herat 2008[8]).

Sánchez-Sesma et al. (2011)[9] introducen 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 microtemores 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)[10].

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 México, para las señales registradas durante el sismo del 17/09/2017.

2. Fundamento teórico

2.1. 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[11]; Sánchez-Sesma et al. 2008[10]).

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)[12] y por Margerin et al. (2009)[13]. 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[10]).

2.2. Recuperación de las funciones de Green

Se ha demostrado (Pertou et al., 2009[12]) 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;

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

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[14]) y para inclusiones en dicho espacio (Sánchez-Sesma et al. 2006[14], 2008[10]).

2.3. 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 $X_A = X_B$.

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

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 $E(X_A) = E_m(X_A) = DED$ a lo largo de la dirección m .

2.4. 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[15], 1985[16]; Perton et al. 2009[12]) 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)[15] 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[16]; Perton et al. 2009[12]). 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[13]).

2.5. 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:

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

donde E_1 , E_2 y E_3 son las DED correspondientes a los grados de libertad horizontales y vertical, respectivamente. Esto es esencialmente la definición dada por Arai & Tokimatsu (2004)[5]. Para interpretar la curva H/V de microtemores, un primer ingrediente ha sido la elipticidad de las ondas Rayleigh (Lermo & Chávez-García 1994[3]; Fah et al. 2001[17]; Arai & Tokimatsu 2004[5]).

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:

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

Esta ecuación (Sánchez-Sesma et al. 2010[18]) 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.

3. Metodología

3.1. Algoritmos

El método empleado para la obtención de la estructura superficial, consiste en la aplicación de los algoritmos desarrollados por Sánchez Sesma (2011)[9] y García Jerez (2016)[19], 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[19], 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.

3.2. Registros

La Figura 1 muestra el mapa de daños en edificaciones ocurridos durante el sismo del 19-09-2017, así como las distintas zonas sísmicas establecidas en la ciudad de México. La mayoría de los daños se encuentran al oeste de la cuenca sedimentaria, sobre la zona de transición y parte del suelo blando, muy cerca de su límite poniente. Ahí, los sedimentos muy blandos tienen un espesor de 10 a 30 m. La interacción y amplificación de las ondas sísmicas con esta región de la cuenca sedimentaria provocaron los daños. Como puede observarse, el 54% de los derrumbes de edificaciones ocurrieron en la zona sísmica IIIa, el 23% en la zona II, y el 17% en la zona IIIb.

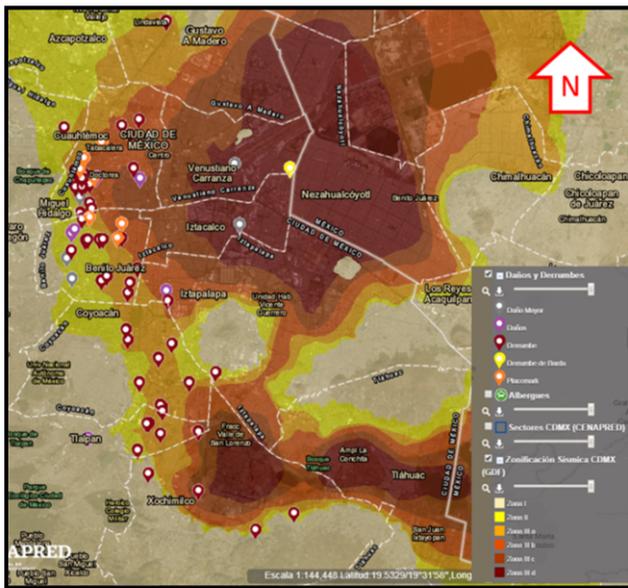


Figura 1. Mapa de daños ocurridos durante el sismo (Modificado de Cenapred, 2018[20]).

A fin de obtener los perfiles de velocidades de ondas de corte en las distintas zonas sísmicas de la Ciudad de México, se analizaron un total de 21 estaciones acelerográficas, de las cuales se obtuvieron las relaciones espectrales H/V promedio para cada una de las zonas. La Figura 2, muestra las relaciones espectrales promedio de cada una de las zonas. En ella se destacan los períodos fundamentales de vibración del terreno, los cuales varían entre 0.9 segundos para la zona II y 5 segundos para la zona IIIId. Un aspecto particular se observa entre las zonas IIIa y IIIb, donde el período del terreno es muy cercano, sin embargo, la amplitud de la zona IIIa es aproximadamente la mitad de la encontrada en la zona IIIb.

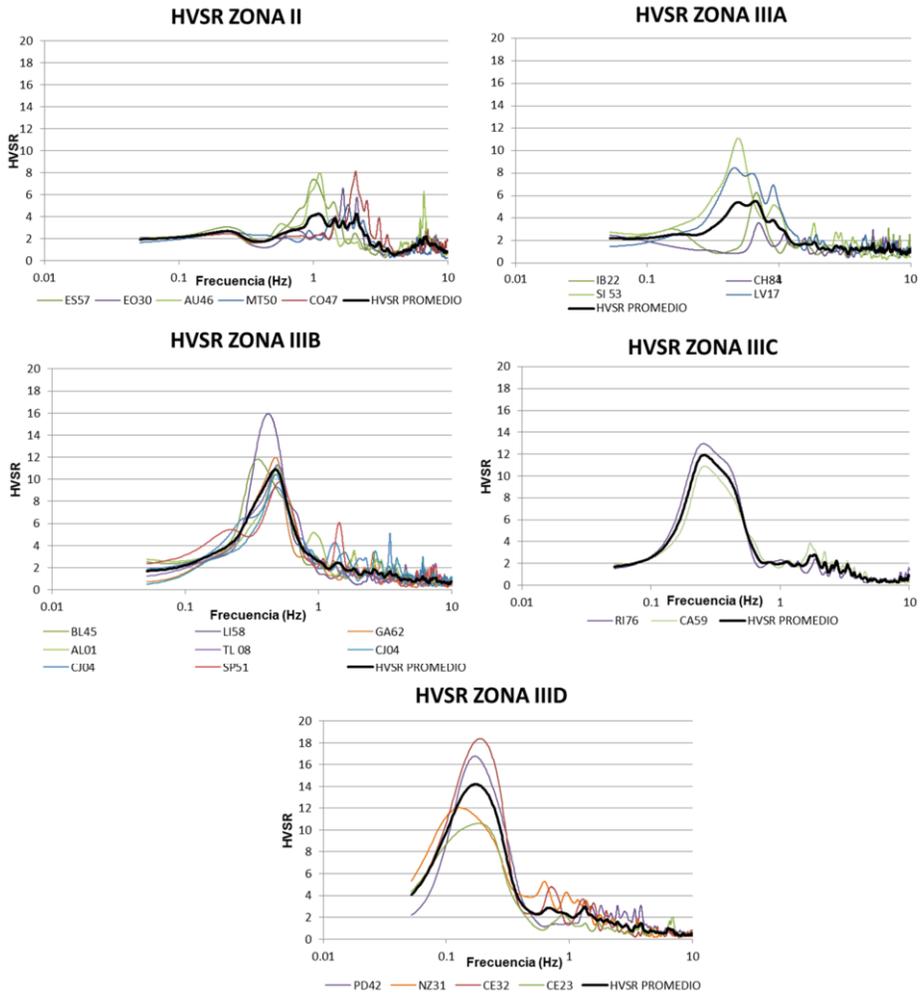


Figura 2. Relaciones espectrales H/V promedio en cada una de las zonas sísmicas.

4. Resultados y análisis

Las relaciones espectrales HVSR promedio de los registros sísmicos se invirtieron para obtener perfiles de Vs para cada zona. Con estos perfiles se construyó el perfil mostrado

en la Figura 3 que muestra los resultados obtenidos a lo largo de un perfil longitudinal sentido W-E, ubicados específicamente entre el Auditorio Nacional y la Av. Telecom de acuerdo con la zonificación sísmica. Los resultados permiten interpretar la presencia de espesores de arcillas blandas que se van incrementando desde la zona IIIa hasta la zona IIIc, pasando de 20 a 30 metros hasta 100 metros aproximadamente. Los valores de velocidad de ondas de corte obtenidos de dicha arcilla son de 70 m/s en promedio. Seguido a dicha capa, se interpreta un material con velocidades que oscilan entre 200 y 400 m/s, lo cual se atribuye a depósitos aluvio-lacustres, y cuya profundidad máxima varía entre 50 y 150 metros hacia el centro de la cuenca. Subyacente a dicha capa, se pueden observar materiales con velocidades de onda de corte que varían entre 400 y 600m/s, que de acuerdo con la geología de la zona puede corresponder a depósitos piroclásticos. Por debajo de dicho material, se encuentra una capa con velocidades del orden de 800 m/s, la cual puede atribuirse a depósitos de Pómez gruesa. Posteriormente, y a una profundidad que puede alcanzar hasta 550 m en el centro de la cuenca, se puede apreciar el contacto con la Formación Tarango.

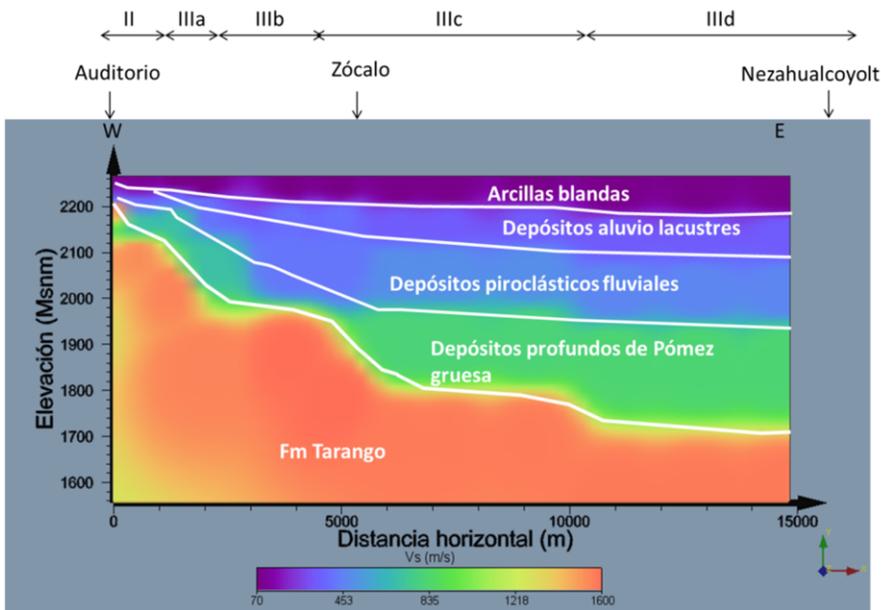


Figura 3. Relaciones espectrales H/V promedio en cada una de las zonas sísmicas.

5. 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 Ciudad de México.

Se analizaron un total de 21 estaciones acelerográficas, de las cuales se obtuvieron las relaciones espectrales H/V promedio para cada una de las zonas. Una de las características principales de cada uno de los 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 modelos geológicos establecidos para la Ciudad de México.

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.

Referencias

- [1] Nakamura, Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI) 30 (1989), 25-33.
- [2] Nakamura, Y. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12WCEE, 2656. (2000).
- [3] Lermo y Chavez-García. Are microtremors useful in site response evaluation? Bull. seism. Soc. Am., 84 (1994), 1350-1364.
- [4] Malischewsky y Scherbaum. "Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves", Wave Motion, 40 (2004), 57-67.
- [5] Arai y Tokimatsu (2004). S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 53-63.
- [6] Cadet. Utilisation combinée des méthodes basées sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique, PhD thesis, Université J. Fourier, Grenoble(2007).
- [7] Bonnefoy-Claudet et al. Effects of love waves on microtremor H/V ratio, Bull. seism. Soc. Am., 98 (2008), 288-300.
- [8] Herat. Model HVSR: a Matlab tool to model horizontal-to- vertical spectral ratio of ambient noise, Comput. Geosci., 34 (2008), 1514-1526.
- [9] Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., Rodríguez-Castellanos, A. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. Geophysical Journal International 186 (2011), 221-225.
- [10] Sánchez-Sesma et al. Diffuse fields in dynamic elasticity, Wave Motion, 45 (2008), 641-654.
- [11] Campillo & Paul. Long range correlations in the seismic coda, Science, 299 (2003), 547-549.
- [12] Perton et al. Two perspectives on equipartition in diffuse elastic fields in three dimensions, J Acoust Soc Am 126 (2009), 1125-1130.
- [13] Margerin et al. "Energy partition of seismic coda waves in layered media: theory and application to Pinyon Flats Observatory". Geophys J Int 177(2009),571-585.
- [14] Sánchez-Sesma, F.J. & Campillo, M. Retrieval of the Green function from cross-correlation: the canonical elastic problem, Bull. Seism. Soc. Am., 96 (2006), 1182-1191.
- [15] Weaver. On diffuse waves in solid media. J Acoust Soc Am 71(1982):1608-1609
- [16] Weaver. Diffuse elastic waves at a free surface. J Acoust Soc Am 78(1985):131-136
- [17] Fah et al. A theoretical investigation of average H/V ratios, Geophys. J. Int., 145 (2001), 535-549.
- [18] Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Rodríguez-Castellanos, A., Suarez, M., Santoyo, M. A., Luzón, F. Site Effects Assessment Using Seismic Noise. In Proc. 9th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction, 21st - 24th February (2010), Cuernavaca, México.
- [19] 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, In press.
- [20] Cenapred. Sismo19sCDMX (2018). <http://www.atlasonacionalderiesgos.gob.mx/apps/Sismo19sCDMX/>