

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



PONTIFICIA
**UNIVERSIDAD
CATÓLICA**
DEL PERÚ

**MEDICIONES DE VIBRACIÓN AMBIENTAL PARA LA
CARACTERIZACIÓN DE EFECTO DE SITIO – APLICACIÓN
CAMPUS PUCP**

Tesis para optar el Título de **Ingeniero Civil**, que presenta el bachiller:

Julio Rolando Ríos León

ASESOR: Dra. Sandra Santa Cruz

Lima, Setiembre de 2016

Resumen

Los efectos de sitio pueden aumentar los efectos dañinos producidos por los sismos, tal como se ha mostrado en eventos pasados. Para estudiar este efecto, se vienen utilizando técnicas para la medición y análisis de registros de vibración ambiental que se han difundido ampliamente debido a su eficiencia y bajo costo.

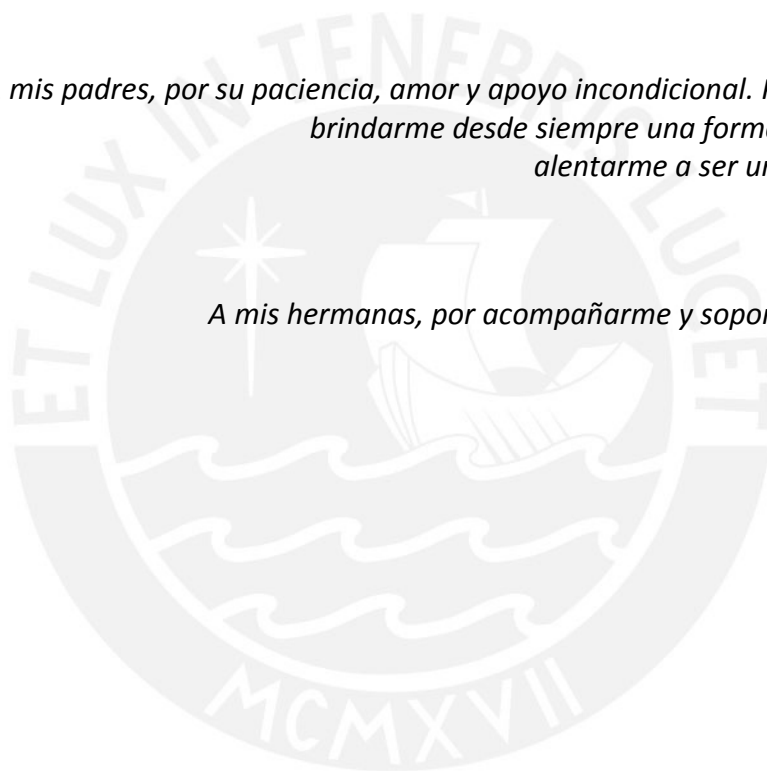
Este trabajo presenta dos métodos de vibración ambiental utilizados en la caracterización de efectos de sitio: el método de Autocorrelación Espacial (SPAC) y el Cociente Espectral Empírico o H/V. En primer lugar, se describen el marco teórico, la formulación, las herramientas y el procedimiento de ambos métodos. Luego se realizan mediciones de vibraciones ambientales en cuatro puntos del campus de la PUCP con instrumentos portátiles (sismómetros). Estas señales son procesadas con el método de H/V para obtener la función de transferencia del sitio y estimar el periodo predominante del suelo.

Uno de los puntos de registro se ubicó en la estación sísmica PUCP “Hipólito Unanue”. Los resultados empíricos obtenidos mediante el análisis de registros de vibración ambiental en esta estación fueron corroborados con resultados teóricos y empíricos a partir del procesamiento de registros sísmicos. La función de transferencia teórica se obtuvo con el método de Haskell-Thompson a partir de un modelo lineal del perfil del suelo proveniente de estudios previos. Se utilizaron los métodos de Razón Espectral Estándar (SSR), Cociente espectral H/V para estimar funciones de transferencia empíricas a partir del análisis de registros de movimientos sísmicos.

Las funciones de transferencia obtenidas tanto con registros de vibración ambiental y con registros sísmicos coincidieron que el suelo amplifica las ondas sísmicas provenientes del basamento para los periodos ubicados en el rango entre 0.5 y 1 segundos. Se concluye que no existe un efecto de sitio importante, pues en este rango de periodos las pseudoaceleraciones sísmicas provenientes del basamento son muy bajas con respecto a las pseudoaceleraciones de periodos menores que 0.5 segundos.

A mis padres, por su paciencia, amor y apoyo incondicional. Por su esfuerzo en brindarme desde siempre una formación de calidad y alentarme a ser una mejor persona.

A mis hermanas, por acompañarme y soportarme año a año.



Agradecimientos

Le agradezco a la Dra. Santa Cruz por su apoyo, orientación y confianza en el desarrollo de este trabajo. Al Mg. Lermo por transmitirme su amplia experiencia y facilitarme los instrumentos necesarios utilizados en esta investigación. Al Ing. Olcese por brindarme información y asesoría geotécnica, y al Ing. Muñoz por esclarecer mis dudas respecto a los resultados obtenidos.

Les agradezco también a las personas que con su compañía y palabras de aliento motivaron la culminación de este trabajo, en especial a mis amigos Rodrigo, Christian, Diego, Frank, Joel y Daniel.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Objetivos	2
1.1.1 Objetivo general.....	2
1.1.2 Objetivos específicos.....	2
1.2 Hipótesis	3
1.3 Metodología	3
CAPÍTULO 2: CONCEPTOS GENERALES.....	5
2.2 Ondas Sísmicas.....	5
2.2.1 Ondas Internas	5
2.2.2 Ondas Superficiales.....	6
2.2.3 Dispersión de Ondas Rayleigh.....	8
2.3. Señales	11
2.3.1 Señales analógicas y digitales	11
2.3.2 Señales determinísticas y aleatorias.....	12
2.3.4. Procesamiento de Señales.....	13
2.4. Análisis Espectral	15
2.4.2. Transformada de Fourier (FT).....	16
2.4.3. Espectros de Potencia.....	18
2.4.4. Función de Transferencia	19
2.5 Propiedades dinámicas de los suelos.....	20
2.6 Amplificación Sísmica	23
2.6.1 Amplificación Geométrica	23
2.6.2. Amplificación Dinámica	24
CAPÍTULO 3: CARACTERIZACIÓN DE EFECTOS DE SITIO MEDIANTE EL ANÁLISIS DE REGISTROS SÍSMICOS	25
3.1. Método Razón Espectral Estándar (SSR).....	26
3.2. Método de Cociente Espectral H/V	27
3.3. Método de Haskell-Thompson.....	28

CAPÍTULO 4: MÉTODOS DE VIBRACIÓN AMBIENTAL PARA LA CARACTERIZACIÓN DE EFECTOS DE SITIO.....	29
4.1 Método del Cociente Espectral H/V	31
4.1.1 Fundamento Teórico.....	31
4.1.2 Ventajas y Limitaciones.....	34
4.2 Método de Autocorrelación Espacial (SPAC).....	34
3.3.1 Fundamento Teórico.....	35
4.1.2 Ventajas y Limitaciones.....	40
CAPÍTULO 5: CARACTERIZACIÓN DE EFECTOS DE SITIO EN LA PUCP	42
5.1 Descripción del área de estudio.....	42
5.1.1 Ubicación.....	42
5.1.2 Geotecnia del Lugar.....	44
5.1.3. Estudios Previos.....	46
5.2 Estudio de vibraciones ambientales en la PUCP: Aplicación del Método de Cociente Espectral H/V	51
5.2.1. Equipo utilizado	53
5.2.2. Descripción del Trabajo de Campo	53
5.2.3. Tratamiento y procesamiento de la señal.....	54
5.2.4. Resultados	56
5.3 Aplicación de métodos de caracterización de efectos de sitio que utilizan sismo.....	57
5.3.1 Método Razón Espectral Estándar (SSR)	58
5.3.2 Método de Cociente Espectral H/V.....	62
5.3.3 Método de Haskell-Thompson	67
5.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS	71
CAPITULO6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	76
6.1 CONCLUSIONES	76
6.2 RECOMENDACIONES	77
REFERENCIAS	78

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

La preocupación por los eventos sísmicos nace del perjuicio significativo que desatan en las construcciones humanas, lo que ocasiona la pérdida de cuantiosas vidas humanas y de onerosas sumas de dinero. La intensidad de estos eventos se debe a cuatro razones fundamentales: la fuente sísmica, el grado de atenuación de las ondas, los efectos de sitio y la vulnerabilidad de las construcciones.

Los efectos de sitio han demostrado ser cruciales en los daños generados. Estos modifican la amplitud, duración y el contenido frecuencial de las ondas que arriban al suelo superficial. Innumerables sucesos sísmicos reportan su importancia, entre los más significativos se encuentran los terremotos de México (1985), California (1994), Pisco (2007), Chile (2010), Northridge (1994), Kobe (1995).

Para cuantificar estos efectos, se aplican métodos que estiman propiedades dinámicas del suelo, entre ellas el periodo fundamental (T), la profundidad al sustrato rocoso (H) y la velocidad de onda S (V_s). Estos parámetros están ligados a las características geotécnicas del sitio, su estratigrafía, contraste de impedancia sísmica, amortiguamiento del suelo y módulo de rigidez.

La necesidad de estimar efectos de sitio de manera práctica y a bajo costo ha convertido los métodos de vibración ambiental en una opción muy atractiva. Estos se basan en el registro y procesamiento de ondas de baja energía generadas en el suelo debido a la actividad de la naturaleza y del ser humano. En ese sentido, la vibración ambiental es una fuente constante de señales que ha demostrado proveer información del suelo y sus efectos análogamente a los temblores y terremotos (Kanai y Tanaka, 1961).

Si bien en el Perú se ha utilizado la vibración ambiental para caracterizar efectos de sitio (Microzonificación sísmica de Lima (CISMID, 2004), Microzonificación sísmica de La Punta y Callao (Alva et al, 2011)) su uso aún está poco difundido. En el medio profesional, la información acerca de sus fundamentos, alcances y ventajas es limitada, lo que muchas veces

conlleva a elegir métodos caros y de menor eficiencia, como los de refracción y reflexión sísmica, métodos borehole y ensayos dinámicos de laboratorio.

En el presente trabajo, se describirán los métodos de vibración ambiental más utilizados en la caracterización de efectos de sitio: Cociente Espectral H/V (Nakamura, 1989) y SPAC (Aki, 1957). Además, se estudiará el caso de la estación sísmica “Hipólito Unanue” de la PUCP y se aplicará el método del Cociente Espectral H/V para caracterizar el tipo de suelo (Periodo predominante “T”). Los resultados obtenidos se validarán con los obtenidos de los métodos Razón Espectral Estándar (SSR) (Borcherdt, 1970), Cociente Espectral H/V (Lermo y Chávez García, 1994) y Haskell-Thompson (Thompson (1950), Haskell (1953)). Los registros de vibración ambiental serán procesados con el software GEOPSY y los registros sísmicos con el DEGTRA A4.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Estudiar la aplicabilidad de los métodos de mediciones de vibración ambiental para caracterizar efectos de sitio.

1.1.2 Objetivos específicos

- Investigar y describir los métodos de vibración ambiental más utilizados en la caracterización de efectos de sitio.
- Aplicar un método de vibración ambiental en el campus PUCP y verificar los resultados obtenidos con métodos de caracterización que utilizan sismo.
- Validar y contrastar la caracterización de efectos de sitio realizada con la de estudios previos.

1.2 Hipótesis

Las mediciones de vibración ambiental permiten de manera práctica y sencilla dar información sobre las características dinámicas del suelo para caracterizar efectos de sitio de manera asertiva.

1.3 Metodología

Las actividades que se desarrollarán en este trabajo son las siguientes:

Actividad 1: Revisión de la literatura sobre los métodos más extendidos en la caracterización de efectos de sitio.

- Investigar a cerca de efectos de sitio y los métodos utilizados para su caracterización.
- Identificar los métodos de mayor confiabilidad.

Actividad 2: Revisión de los métodos de vibración ambiental más utilizados en la caracterización de efectos de sitio.

- Investigar a cerca de vibración ambiental, sus alcances y limitaciones.
- Identificar y describir los métodos de vibración ambiental más utilizados.

Actividad 3: Revisión de estudios previos referentes a efectos de sitio y geotecnia en la PUCP y sitios aledaños.

- Revisar mapas de clasificación de suelos y zonificación de Lima Metropolitana.
- Solicitar y revisar estudios geofísicos y perfil geotécnico en la PUCP.

Actividad 4: Registro de vibración ambiental en 4 puntos estratégicos del campus PUCP y aplicación del método Cociente Espectral H/V.

- Realizar el trabajo de campo y almacenar la información.
- Procesar las señales y ejecutar el método.

Actividad 5: Procesamiento y análisis de registros sísmicos y aplicación de los métodos Razón Espectral Estándar (SRR), Cociente Espectral H/V y Haskell-Thompson.

- Elegir, tratar y procesar la señal sísmica.

- Aplicar cada uno de los métodos mencionados.

Actividad 6: Análisis de resultados.

- Comparar el resultado obtenido de vibración ambiental con el de registros sísmicos y caracterizar dinámicamente el suelo.
- Validar el resultado final con el de estudios previos.



CAPÍTULO 2: CONCEPTOS GENERALES

En este capítulo se presentan los conceptos generales necesarios para desarrollar y comprender los capítulos posteriores. Se definen ondas sísmicas, sus tipos y propiedades, profundizando el concepto de dispersión de ondas Rayleigh, característica importante de la vibración ambiental. Para finalizar, se presentan los conceptos de señales y análisis espectral, herramientas que permiten la comprensión, aplicación y desarrollo de los métodos de caracterización de efectos de sitio estudiados.

2.2 Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas elásticas que se propagan a través de la tierra causadas por fuentes naturales (movimientos telúricos) o artificiales (explosiones inducidas). Estas ondas generan movimientos temporales en la tierra que, a nivel de superficie y en asentamientos humanos, pueden generar grandes destrozos según su magnitud e intensidad. Existen dos tipos de ondas sísmicas: Las ondas internas y las ondas superficiales.

2.2.1 Ondas Internas

Las ondas internas se propagan por el interior de la tierra y las hay de dos tipos.

Las **ondas P**, u ondas primarias, son ondas que se propagan en dirección paralela al movimiento de las partículas, conocidas también como ondas longitudinales. (Véase Figura 2.1). La propagación de este tipo de ondas genera movimientos de compresión y dilatación del suelo. Las ondas P pueden viajar a través de materiales sólidos y líquidos, y tienen la mayor rapidez.

Las **ondas S**, u ondas secundarias, son ondas transversales, es decir, el movimiento oscilatorio de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, generando movimientos de corte en el suelo. (Véase Figura 2.1). Estas ondas pueden viajar solo a través de materiales sólidos y su velocidad es aproximadamente el 58% de las ondas P.

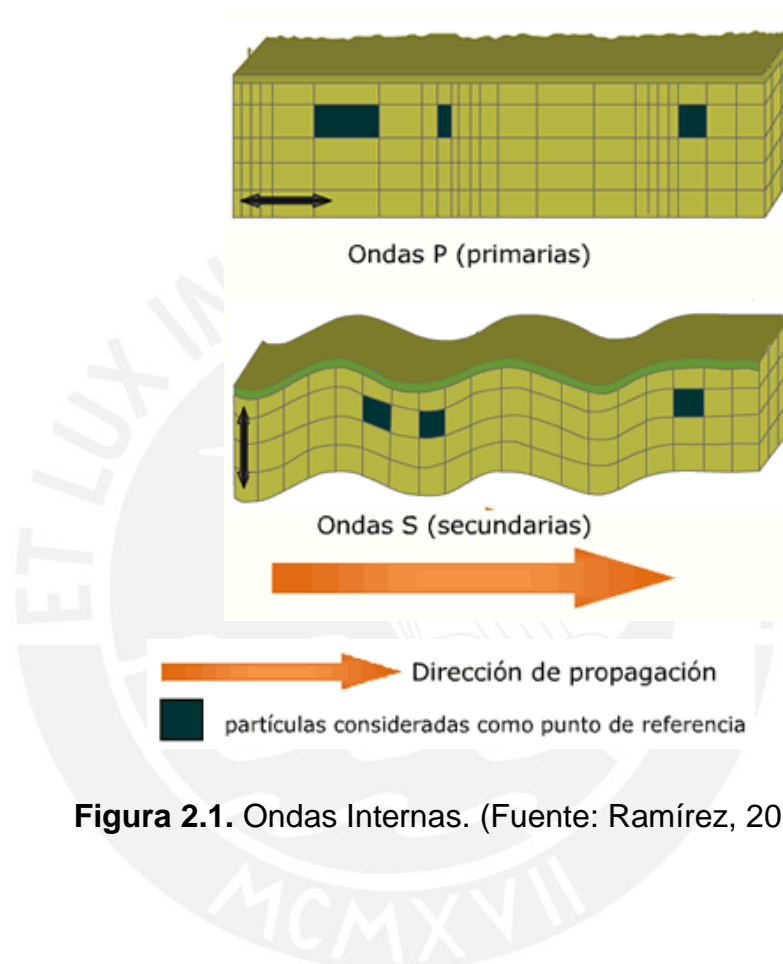


Figura 2.1. Ondas Internas. (Fuente: Ramírez, 2013)

2.2.2 Ondas Superficiales

Estas ondas se propagan por la superficie de la tierra y son de menor velocidad que las ondas internas. Son el resultado de la interferencia constructiva de las ondas de P y S al aproximarse a la superficie y su amplitud decae exponencialmente con la profundidad. Poseen periodos y amplitudes mayores a las ondas internas lo que las hace más destructivas. Las ondas superficiales son de dos tipos.

Las **ondas Rayleigh** son el producto de la interferencia constructiva de ondas P y SV, siendo estas últimas ondas S polarizadas en la dirección “V”. Estas ondas se propagan en forma elíptica retrógrada (Véase Figura 2.2).

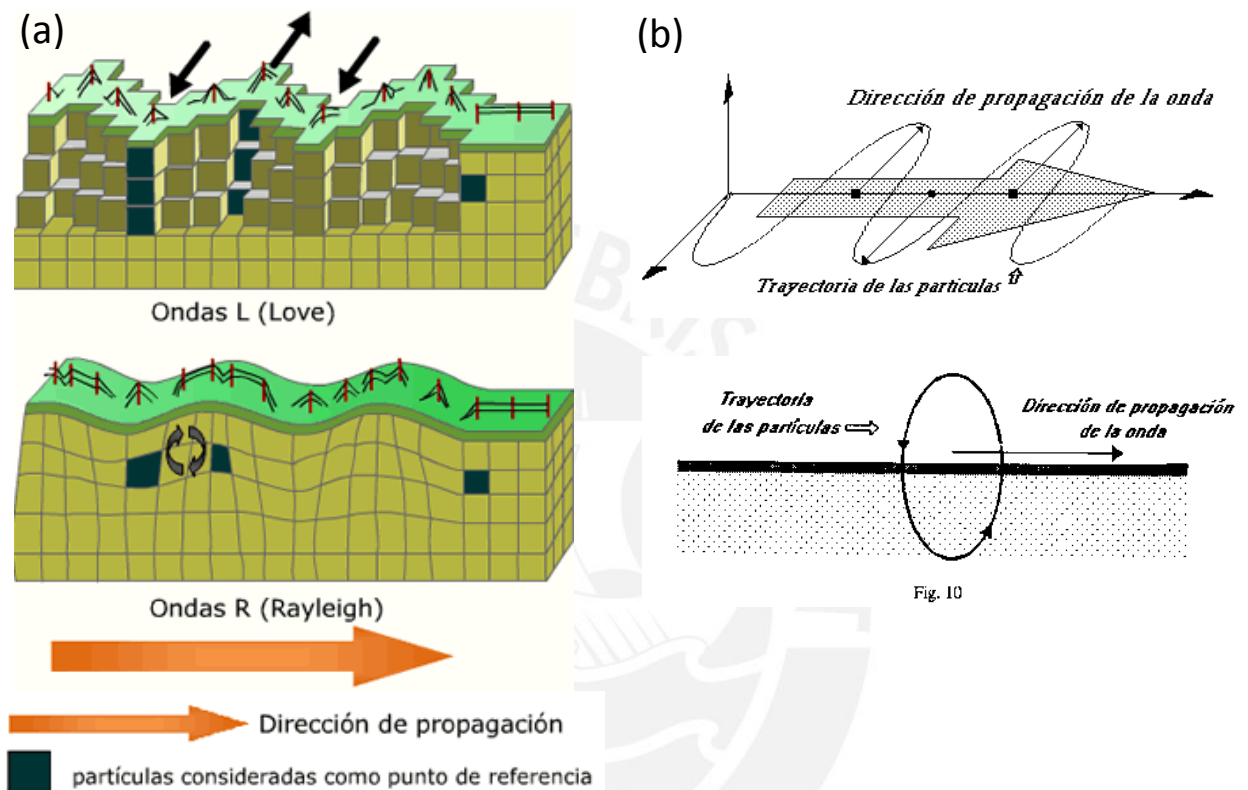


Figura 2.2. (a) Ondas Superficiales (b) Trayectoria de partículas en la superficie. (Fuentes: Ramírez, 2013; Arribas, 2015)

Las **ondas Love** se producen por la interferencia de ondas SH, es decir, ondas S polarizadas en la dirección “H”, perpendicular a la dirección “V”. Estas ondas se presentan cuando la rigidez de los estratos superficiales es creciente con la profundidad. Las ondas Love se propagan mediante un movimiento perpendicular a la dirección de propagación de la onda, pero paralela a la superficie terrestre (Véase Figura 2.2).

2.2.3 Dispersión de Ondas Rayleigh

La amplitud de las ondas Rayleigh decae con la profundidad y presenta su máximo en la superficie libre (Véase Figura 2.3).

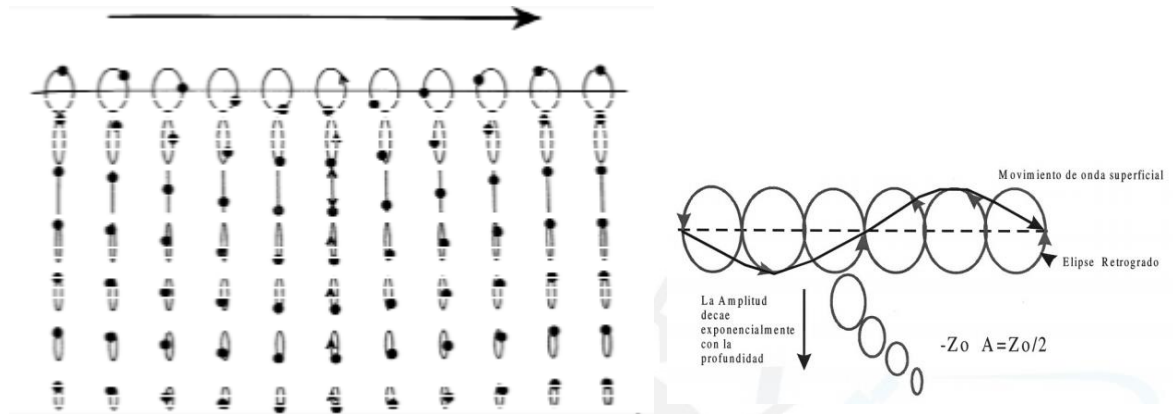


Figura 2.3. Movimiento de la partícula para la onda Rayleigh en un semiespacio, con la profundidad es proporcional a la longitud de onda (Fuente: Sheriff, 1991).

Figura 2.4. Ondas Rayleigh (Fuente: Sheriff, 1991)

La elipticidad de las ondas Rayleigh se representa en coordenadas u_x y u_z (Figura 2.5). Según la gráfica Profundidad vs Desplazamiento mostrada en la Figura 2.6, el eje mayor, u_z , presenta un decaimiento exponencial con la profundidad, mientras que el eje menor, u_x , describe no solo un decremento, sino un cambio en la dirección del movimiento, convirtiéndose en prógrado a partir de cierta profundidad.

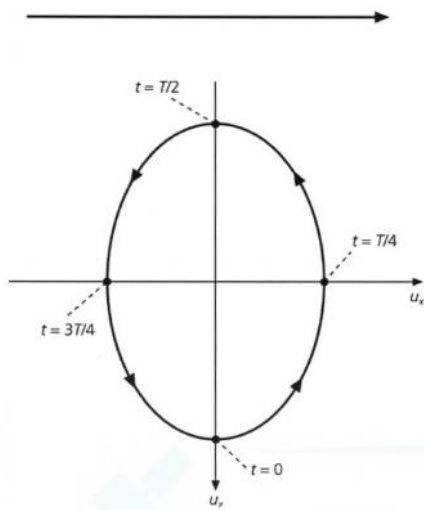


Figura 2.5. El movimiento de una partícula en un punto de la superficie libre es una elipse retrógrada. (Fuente: Moncca, 2006)

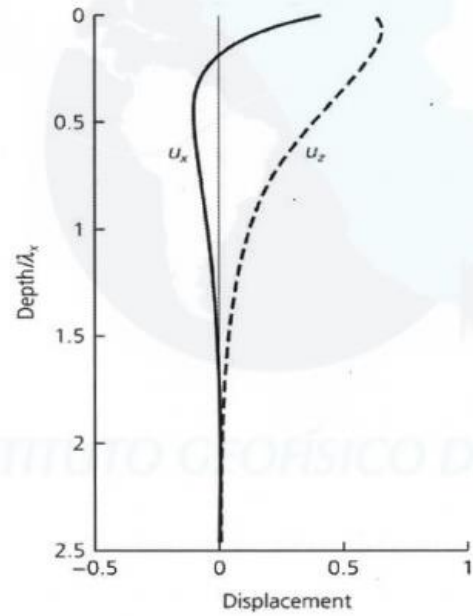


Figura 2.6. Variación de las componentes del desplazamiento u_x y u_z para las ondas Rayleigh en función de su profundidad en un semiespacio. (Fuente: Moncca, 2006).

Este cambio del sentido del movimiento de las partículas de suelo ocurre a una profundidad de 0.19λ , donde λ es la longitud de onda (Véase Figura 2.7).

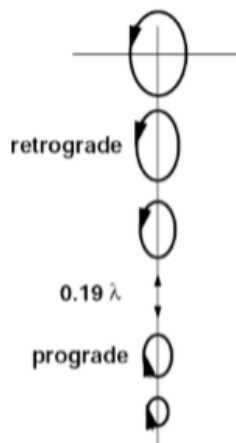


Figura 2.7. Movimiento particular de una onda Rayleigh. (Fuente: Miller, 2013)

El alcance en profundidad de las ondas Rayleigh es proporcional a su longitud de onda; en ese sentido, longitudes de onda grandes alcanzarán mayores profundidades, tal como puede apreciarse en la Figura 2.8.

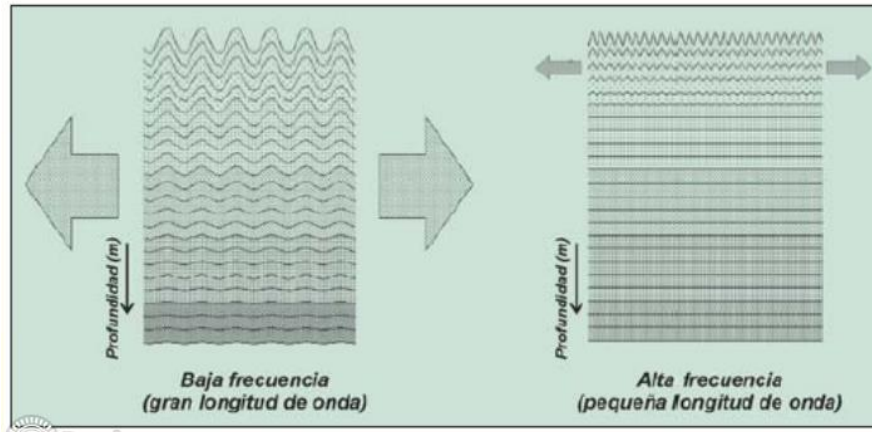


Figura 2.8. Propiedades características de transmisión de ondas Rayleigh.

(Fuente: García, 2010)

La variación de la rigidez en los estratos superficiales convierte el suelo en un medio dispersivo. Por ello, la propagación de las ondas superficiales es dispersa y, por lo tanto, su velocidad de fase cambia en función a la frecuencia o longitud de onda ($V_p = \lambda \cdot f$) (Véase Figura 2.9).

Normalmente la variación de la rigidez del suelo es creciente con la profundidad, lo que representa también un incremento de la Velocidad de onda S. En ese caso, para profundidades cercanas a la superficie, las ondas presentan longitudes cortas, altas frecuencias y se propagan a menor velocidad; por el contrario, para profundidades mayores, las ondas son de mayor longitud, menor frecuencia y su propagación, de mayor velocidad. (Figura 2.9).

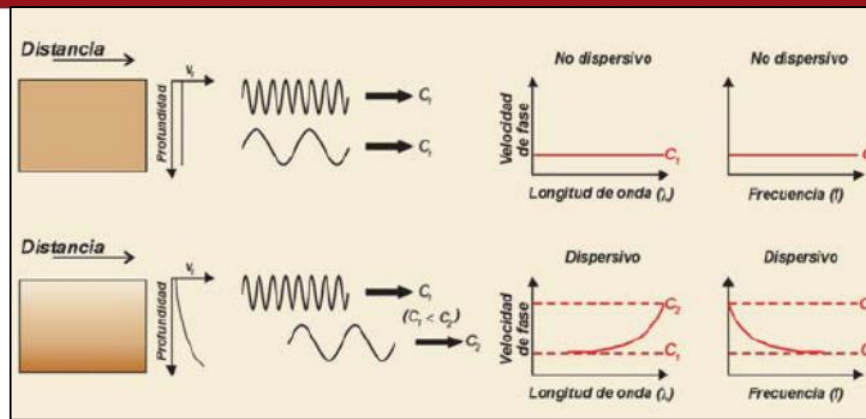


Figura 2.9. Curvas de dispersión de ondas Rayleigh en un medio dispersivo y no dispersivo (Fuente: García, 2010)

Las curvas de Velocidad de fase vs frecuencia o longitud de onda se conocen como **Curvas de Dispersión** y son muy utilizadas para representar las características dinámicas de los suelos.

2.3. Señales

2.3.1 Señales analógicas y digitales

Según su naturaleza, las señales pueden ser de dos tipos: analógicas o digitales. Las señales analógicas son funciones continuas definidas en tiempos continuos, en donde la señal toma un valor para cualquier instante de tiempo y este es una variable real e independiente. Por otro lado, las señales digitales están definidas para tiempos discretos, comúnmente generadas por el muestreo de una señal continua. Debido a que la señal discreta está definida para puntos de tiempo discreto, se denotan como una secuencia de números $X[n]$, donde n es un entero.

Una señal discreta puede obtenerse de variables independientes inherentemente discretas o por el muestreo de una señal continua. Es decir, existen fenómenos descritos en variables discretas, como por ejemplo la cantidad de personas por cada país, donde la variable independiente “país” no es continua. Por otro lado, existen fenómenos que provienen del muestreo de una señal continua como por ejemplo el cambio de posición en función del tiempo de una partícula que viaja desde un lugar a otro (Medina, 2010).

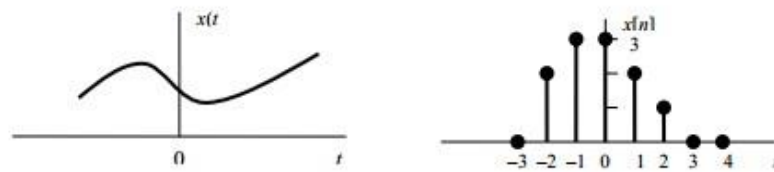


Figura 2.10. Gráficas de una señal continua y una señal discreta (Montenegro, 2009)

En la figura 2.10, se muestran las diferencias gráficas entre una función continua y otra discreta. Las señales o funciones continuas se denotan por $X(t)$, donde t es una variable independiente: el tiempo. Por otro lado, la función discreta se denota por $X[n]$, donde n es la cantidad de muestras y el lapso de tiempo se conoce como intervalo de tiempo de muestreo. Cuando estos intervalos son iguales, se dice que existe un muestreo uniforme y, por lo tanto, $X[n] = X[nT_s]$, donde T_s es el intervalo de muestreo.

2.3.2 Señales determinísticas y aleatorias

Según su modelo o descripción matemática, las señales se clasifican como deterministas o aleatorias. Las señales que son descritas de forma única mediante una función o expresión matemática, tabla de datos o regla bien definida se conocen como deterministas. En este caso, los valores pasados, presentes y futuros de la señal se conocen de forma precisa sin incertidumbre.

Las señales aleatorias, por otro lado, evolucionan en el tiempo de manera impredecible y su formulación matemática resulta compleja e imprecisa. El análisis matemático de estas señales lo proporciona la teoría de la probabilidad y los procesos estocásticos (Proakis et al, 2007).

2.3.4. Procesamiento de Señales

El procesamiento de señales consiste en la representación, transformación y manipulación de señales. Se ha demostrado que su ausencia influye en los resultados obtenidos (Rosales, 2001).

2.3.4.1. Muestreo

El muestreo es una operación que consiste en tomar muestras periódicas de una señal continua en intervalos regulares de tiempo, conocidos como periodo o frecuencia de muestreo (Medina, 2010). Es el primer paso en la conversión analógico-digital de una señal, seguido por la cuantificación y codificación de la misma.

El teorema del muestreo establece que para representar de manera óptima la señal, la frecuencia de muestreo debe de ser mayor o igual al doble de la máxima frecuencia a evaluar. Esta frecuencia de muestreo también se conoce como frecuencia de Nyquist.

2.3.4.2. Filtrado

Es un proceso en el cual una señal es transformada provocando que responda de manera distinta. La señal de salida resulta de convolver la señal de entrada con el impulso de respuesta de la función $h(t)$ del filtro (Sandoval et al, 2013). En el dominio de la frecuencia, equivale a la multiplicación del espectro de Fourier de la señal de entrada por la función espectral de respuesta (función de transferencia) del filtro $H(F)$ la cual discrimina un determinado rango de frecuencias de la señal de entrada.

Los filtros lineales, es decir aquellos que aplican un operador lineal a la señal de entrada (Sandoval et al, 2013), se clasifican según su función de transferencia por su Respuesta en Amplitud y Frecuencia. Los primeros se dividen en filtros de respuesta infinita (IIR, siglas en inglés) y filtros de respuesta finita (FIR, siglas en inglés). Los filtros lineales de respuesta en frecuencia pueden ser de varios tipos, entre ellos se encuentran los filtros pasabajas (discriminan altas frecuencias), pasaaltas (discriminan bajas frecuencias), pasabandas (consideran solo un rango de frecuencias), rechazabandas (rechazan un rango de frecuencias) y pasa todo.

El **filtro Butterworth** es uno de los filtros electrónicos más básicos, diseñado para producir la respuesta más plana posible hasta la frecuencia de corte. En otras palabras, la salida se mantiene constante casi hasta la frecuencia de corte, luego disminuye a razón de $20n$ dB por década, donde n es el número de polos del filtro (Castro et al, 2014). Este filtro se utilizará para el tratamiento de las señales de vibración ambiental con el software GEOPSY. Se aplicará un filtrado pasabanda de orden 4 con frecuencias de corte de 0.1 – 30 hz.

2.3.4.3. Ventaneo

El ventaneo es un proceso que consiste en segmentar una señal en elementos de tiempo más cortos, conocidos como ventanas, con el fin de obtener un espectro promedio de la señal y analizar la proximidad de los espectros de cada segmento.

La transformada de Fourier supone que la señal se repita de manera infinita en el tiempo, lo que significa que esta incluya siempre periodos completos. En la realidad, el registro de señales tiene duración finita, es decir los periodos quedan truncados, y esto hace que la FFT no sea válida y repercuta en los

resultados. El ventaneo soluciona este problema, el cual minimiza las amplitudes al inicio y al final de la señal (Rosales, 2001).

Las ventanas son funciones matemáticas usadas con frecuencia en el análisis y el procesamiento de señales para evitar las discontinuidades al principio y al final de los bloques analizados (Zamorano, 2010). Estas actúan moviéndose a lo largo del eje temporal de la señal truncando su longitud con el lapso de la ventana. Entre las ventanas más utilizadas se encuentran la ventana rectangular, la ventana Hanning, la ventana Hamming y la ventana Blackman.

2.3.2 Suavizado

El suavizado permite obtener curvas más limpias, libres de frecuencias superpuestas a las frecuencias dominantes (Rosales, 2011). Esta herramienta aclara el aspecto global de la curva. Para el cálculo del espectro final, el espectro de cada ventana de tiempo seleccionada se alisa y se calcula la curva promediada (Sandoval, 2013).

El tipo de suavizado utilizado en este trabajo es el de Konno y Ohmachi, bastante recomendado en tratamiento de señales como la vibración ambiental. Esta función es del tipo trigonométrico-logarítmico y es controlado por una constante de suavizado que varía entre 0 a 100. Una constante de 0 implica un suavizado muy fuerte y una de 100, uno muy suave. La constante utilizada en este trabajo es de 85.

2.4. Análisis Espectral

El Análisis espectral transforma una señal ondulatoria de tiempo al dominio de la frecuencia. Si bien se trata de la misma información, este análisis permite observar la señal en sus componentes sinusoidales: frecuencia y amplitud. Las funciones de frecuencia ofrecen una perspectiva diferente de

la información, ya que frecuencias más significativas pueden explicar ciclos o características importantes de un proceso aleatorio determinado (Montenegro, 2009).

Para descomponer una señal en las ondas armónicas que la conforman, se utiliza la Transformada de Fourier (FT), que es la herramienta matemática para señales o funciones continuas. En la realidad, las señales se obtienen de muestreos y discretizaciones, lo que hace que la descomposición se realice con la Transformada Discreta de Fourier (FDT).

La complejidad y gran cantidad de información que opera la FDT incentivó la aparición algoritmos, entre los más extendidos la Transformada Rápida de Fourier (FFT), que procesan rápidamente los datos y operaciones para facilitar el control y lectura de la señal en softwares de computador.

2.4.2. Transformada de Fourier (FT)

La descomposición de una señal de tiempo continua y no periódica en armónicos o señales sinusoidales se realiza mediante la Transformada de Fourier (FT) con la siguiente expresión,

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \dots (2.1)$$

Donde w es la frecuencia angular, t , el tiempo y $F(w)$, la transformada de Fourier de $f(t)$ que es una función integrable en todo su dominio y que no presenta discontinuidades infinitas.

Si $F(w)$ es una función integrable a lo largo de todo su dominio frecuencial, entonces

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w) e^{i\omega t} dw \dots (2.2)$$

Donde $f(t)$ es la transformada inversa de Fourier de $F(w)$. En conclusión, la información de la señal en el tiempo puede recuperarse íntegramente desde el dominio de la frecuencia.

2.4.2.1. Transformada discreta de Fourier (FDT)

Para señales discretas, el equivalente de la FT es la Transformada Discreta de Fourier (FDT) que se define de la siguiente manera:

$$f_k = \sum_{n=0}^{N-1} f_n e^{-\frac{2\pi i}{N}kn} \quad \text{para } 0 \leq k \leq N \dots(2.3)$$

Donde f_n es la señal discreta en el dominio del tiempo de N valores

Y su transformada inversa se expresa por

$$f_n = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} f_k e^{\frac{-2\pi i}{N}kn} \dots(2.4)$$

2.4.2.1. Transformada Rápida de Fourier (FFT)

La FFT es un algoritmo presentado por Cooley y Thurkay en 1965 que calcula de forma eficiente la Transformada Discreta de Fourier (DFT) y su inversa. Por ejemplo, para una muestra $N=1024$, el tiempo de cálculo del algoritmo puede ser 100 veces más pequeño que el cálculo al utilizar la FDT (Medina, 2010).

La FFT descompone la FDT en transformadas más pequeñas, donde $N=2^x$. Primero, la transformada discreta es dividida en dos de $N/2$ puntos cada una. Luego, cada DFT de $N/2$ es dividida en dos FDTs de $N/4$, así

sucesivamente hasta obtener DFTs de 2 puntos. Cada punto toma los valores 0 o 1. De inmediato, se resuelven estas transformadas y se agrupan en otras de un nivel superior, las cuales son resueltas nuevamente hasta llegar al nivel más alto. Una vez terminado el proceso los resultados obtenidos se reordenan. El proceso es el mismo para el cálculo de la Transformada Inversa (Medina, 2010).

2.4.3. Espectros de Potencia

Son una herramienta matemática que permiten observar la distribución de la potencia en las frecuencias que la conforman. Las señales aleatorias no poseen energía media finita y, por tanto, la TF no existe para ellas. Sin embargo, sí tienen potencia media finita y la densidad espectral o espectro de potencia se define de la siguiente manera,

$$S(\omega) = TF \{r(k)\} = \int_{k=-\infty}^{\infty} r(k) e^{-i\omega t} \dots (2.5)$$

Donde $TF \{r(k)\}$ es la transformada de Fourier de la función de autocorrelación de la señal.

La función de autocorrelación para una señal aleatoria estacionaria $x(t)$ se define como,

$$r(k) = E\{x(t)x^*(t - k)\} \dots (2.6)$$

Donde $E\{\cdot\}$ es la esperanza, k el desfase o desplazamiento temporal considerado y $(\cdot)^*$ el complejo conjugado de la señal.

Otra forma de expresar el espectro de potencia se da con la siguiente expresión:

$$S(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi T} E \{|X(\omega)|^2\} \dots (2.7)$$

Donde $X(\omega)$ es la transformada de Fourier de la señal aleatoria estacionaria $x(t)$ y que ahora existe por estar restringida al intervalo $[0, T]$ y normalizada por $1/T$.

Considerando que $|X(\omega)|^2 = X(\omega)X^*(\omega)$ y $\omega = 2\pi f$, el espectro de potencia puede escribirse de la siguiente forma,

$$S(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} E \{|X(f)X^*(f)|\} \dots (2.8)$$

Donde T es el intervalo de tiempo, $X(f)$, la transformada de Fourier y $X^*(f)$, la transformada conjugada de la señal.

Por otro lado, para dos señales de tiempo, $x(t)$ y $h(t)$, la correlación cruzada se establece como,

$$r(k) = E\{x(t)h^*(t - k)\} \dots (2.9)$$

Por lo tanto, el espectro cruzado de potencia se define de la siguiente manera

$$S(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} E \{|H(f)X^*(f)|\} \dots (2.10)$$

Donde $H(f)$ es el espectro de Fourier de $h(t)$ y $X^*(f)$, la transformada conjugada de $x(t)$.

2.4.4. Función de Transferencia

En sismología, la función de transferencia expresa el comportamiento dinámico del suelo en el dominio de la frecuencia y se obtiene mediante el cociente espectral de las ondas sísmicas que llegan a la superficie y las que arriban a la interface suelo-basamento desde el hipocentro.

Las figuras 2.12 y 2.13 muestran las funciones de transferencia de un suelo homogéneo con y sin amortiguamiento. Como se señaló en la sección 3.1, se observan los picos en las frecuencias de resonancia que caracterizan los

modos de vibración del suelo. La figura 2.13 muestra la amplificación máxima en la frecuencia fundamental que caracterizará el comportamiento sísmico del suelo.

Si existiese un alto contraste de impedancias entre suelo-roca, el periodo fundamental del suelo se visualizaría claramente en la gráfica espectral. Por otro lado, los suelos que no son homogéneos y que contienen tipologías variadas o más de un estrato superficial poseen funciones de transferencia menos definidas, las cuales deben de interpretarse con mayor detenimiento y de forma integral. La figura 2.11 muestra las funciones de transferencia para tres puntos de registro en el lago de México durante los sismos de 1985 y 1989. La diferencia entre gráficas se debe a que cada una se tomó en zonas con diferentes tipos de suelo.

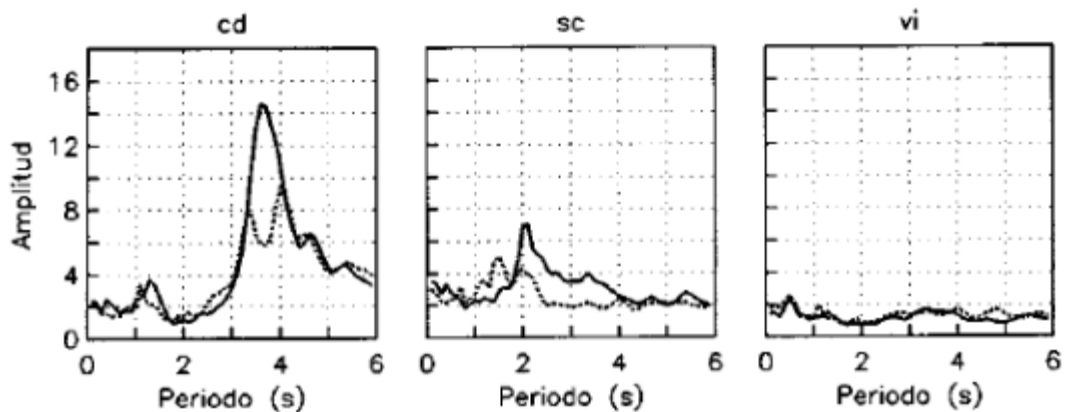


Figura 2.11. Funciones de Transferencia para tres sitios de la zona de lago de la Ciudad de México durante dos sismos: el del 19 de septiembre de 1985 (línea continua) y el del 25 de abril de 1989. (Fuente: Diario Oficial de la Federación, 2014)

2.5 Propiedades dinámicas de los suelos

Los suelos en términos sísmicos se definen mediante propiedades dinámicas. Estas propiedades manifiestan el comportamiento del suelo ante la acción de ondas sísmicas y proporcionan el grado de amplificación y, por tanto, de destrucción de los efectos de sitio.

La rigidez y el amortiguamiento del suelo constituyen las principales propiedades dinámicas. La rigidez se expresa en términos del módulo de corte (G) y de la profundidad al sustrato rocoso (H) (Muñoz, 2004), y cuantifica la relación cortante esfuerzo-deformación del suelo; mientras que el amortiguamiento representa la capacidad del suelo de disipar energía, siendo su obtención más compleja.

El valor de G decrece con la deformación y con el ingreso del suelo al rango no lineal, pero para términos prácticos se toma el valor inicial elástico. Este valor está directamente relacionado con la velocidad de onda S (V_s) y la densidad del material, según lo indica la ecuación 2.11. Por lo tanto, la **velocidad de onda S** es la propiedad dinámica que cuantifica –junto al espesor de los estratos sedimentarios, H – la rigidez del suelo y, por ende, su amplificación sísmica.

$$G = \rho V_s^2 \dots(2.11)$$

Si se considera una capa de suelo horizontal de espesor H , uniforme e isotrópica y con comportamiento lineal elástico sobre un sustrato rocoso también horizontal sometido a un campo de ondas S propagándose verticalmente, la función de transferencia del suelo con amortiguamiento nulo sería como la mostrada en la Figura 2.12.

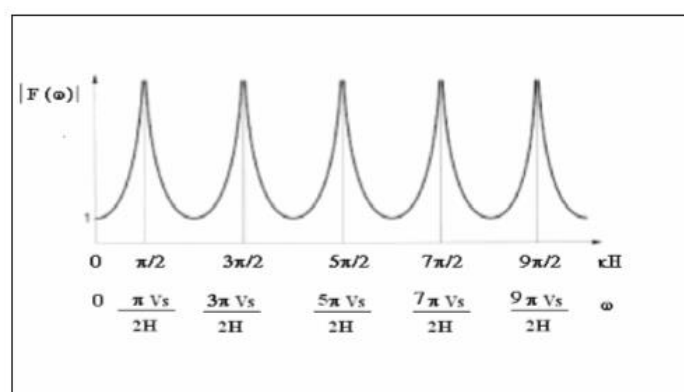


Figura 2.12. Función de Transferencia de un suelo uniforme sobre sustrato rocoso sin amortiguamiento. (Fuente: Trigo, 2007)

Debido a que en este caso el suelo es incapaz de amortiguar el movimiento, la función de transferencia posee amplificaciones infinitas (resonancia) para frecuencias que tienden a $\pi/2 + n\pi$. Sin embargo, dado que en realidad el suelo sí amortigua el movimiento, estas amplificaciones no son infinitas, sino máximas para dichas frecuencias (Véase Figura 2.13).

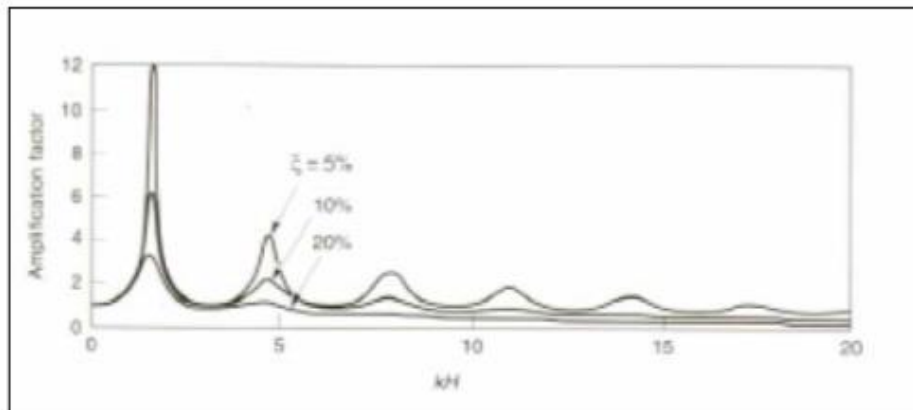


Figura 2.13. Función de transferencia de un suelo uniforme sobre sustrato rocoso para porcentajes diferentes de amortiguamiento. (Fuente: Trigo, 2007)

Las frecuencias a las que se dan estos máximos locales se conocen como frecuencias naturales del suelo y dependen de la velocidad de onda S y del espesor de la capa de sedimentos H , según,

$$\omega_n = \frac{\pi}{2} \frac{V_s}{H} + n\pi \quad \text{con } n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (2.12)$$

La frecuencia fundamental es la frecuencia más baja, $\omega_0 = \pi V_s / 2H$, cuyo periodo asociado se conoce como **periodo fundamental del suelo**, según la ecuación

$$T_o = \frac{2\pi}{\omega_0} = \frac{4H}{V_s} \dots (2.13)$$

En la figura 2.14, se muestra los movimientos del suelo para distintas frecuencias naturales o modos de vibración.

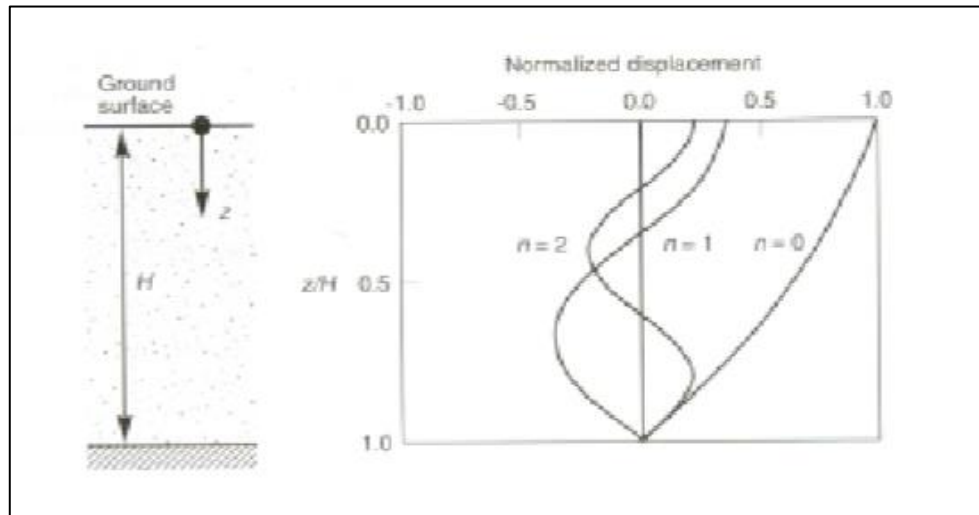


Figura 2.14. Movimiento del suelo para distintos modos de vibración ($n=0$, $n=1$, $n=2$) (Fuente: Trigo, 2007)

Como puede observarse en el modo fundamental de vibración ($n=0$), todos los desplazamientos están en fase; es decir apuntan a la misma dirección de movimiento. Lo mismo no sucede para los modos superiores. Como se mostró en la figura 2.13, independientemente del nivel de amortiguamiento, el periodo fundamental predomina en el movimiento del suelo.

Por lo tanto, el **periodo fundamental del suelo** es la propiedad dinámica que proporciona el armónico predominante en el movimiento del suelo y su amplificación máxima.

2.6 Amplificación Sísmica

La amplificación del movimiento sísmico depende de la amplificación geométrica y dinámica del suelo.

2.6.1 Amplificación Geométrica

La amplificación geométrica es causada por el contraste de impedancias que existe entre dos medios en contacto. Para la capa sedimentaria que

suprayace sobre el sustrato rocoso, el contraste de impedancias se expresa de la siguiente manera:

$$I_C = \frac{\rho_B \cdot V_B}{\rho_S \cdot V_S} \quad \text{con } V_B > V_S \dots(2.14)$$

Donde B representa al sustrato rocoso (Bedrock), S la capa de sedimentos. V, la velocidad de onda S y ρ , la densidad.

Para capas sedimentarias con materiales más jóvenes y menos consolidados, el contraste de impedancias es mayor y, por ende, mayor la amplificación geométrica de la señal sísmica. Además, debido a que el material sedimentario tiene baja impedancia, las ondas sísmicas quedan atrapadas provocando la amplificación de la frecuencia característica del suelo.

2.6.2. Amplificación Dinámica

Esta amplificación está asociada al efecto de resonancia y considera la diferencia entre la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia fundamental del depósito sedimentario. Si la frecuencia de la señal sísmica se asemeja a la frecuencia fundamental del suelo, la amplificación se incrementa significativamente.

La frecuencia fundamental del suelo depende de la velocidad de ondas S y del espesor de la capa sedimentaria H, según la ecuación 2.15.

$$f_o = \frac{V_s}{4H} \dots(2.15)$$

O en términos del periodo fundamental, como lo muestra la ecuación 2.13.

Si se tiene un medio con varias capas, el periodo se obtiene según,

$$T_o = \sum_{i=1}^n \frac{4h_i}{V_{s_i}} \dots(2.16)$$

Donde h_i es el espesor de cada estrato y V_{s_i} la velocidad de onda S de cada estrato.

CAPÍTULO 3: CARACTERIZACIÓN DE EFECTOS DE SITIO MEDIANTE EL ANÁLISIS DE REGISTROS SÍSMICOS

Los efectos de sitio se caracterizan según las características sísmicas del suelo; es decir, a partir de sus propiedades dinámicas. En ese sentido, los códigos de diseño sismo resistente se basan en estas propiedades para establecer la caracterización en distintos casos. Entre las más usadas están la velocidad de onda de Corte (V_s), el espesor de sedimentos (H) y el periodo fundamental (T). Este trabajo se enfocará en la estimación del periodo fundamental T del suelo.

Para la determinación de las propiedades dinámicas del suelo se utilizan métodos teóricos (numéricos y analíticos) y experimentales. Debido a su practicidad, los métodos experimentales son los más populares y extendidos. Estos pueden basarse en registros sísmicos (fuertes o débiles) o en registros de vibración ambiental (Chavez–García, 2014).

Dentro de los métodos experimentales que usan registros sísmicos, se encuentra el Método Razón Espectral Estándar (SSR) (Borcherdt, 1970) y el Método de Cociente Espectral H/V (HVSr) (Lermo y Chavez-García, 1994). Estos métodos son más confiables que los de vibración ambiental por trabajar directamente con registros sísmicos y contener información de efectos no lineales. Sin embargo, su aplicación se ve limitada a lugares con alta sismicidad y con una abundante cantidad de estaciones de registro, situación que comúnmente es escasa. En ese sentido, y en respuesta a estas limitaciones, se extendió el uso de los métodos de vibración ambiental, donde destacan el Método del Cociente Espectral H/V (Nakamura, 1989) y el Método de Autocorrelación Espacial SPAC (Aki, 1957). Estos tienen además la ventaja de ser de aplicación práctica, flexible y económica.

La información de los efectos de sitio proporcionada por los métodos mencionados es a cerca del comportamiento lineal del suelo, situación que no sucede en sismos severos. Sin embargo, las características lineales del suelo

no son inútiles, pues son la primera condición para abordar el problema de la no linealidad (Chávez-García y Montalva, 2014). En las funciones de transferencia, por ejemplo, la no linealidad repercute en el valor de la amplitud, mas no en el contenido frecuencial (F. Lermo, comunicación personal, 4 de Agosto del 2015).

A continuación se realizará una descripción de los métodos que utilizan sismos para la caracterización de los efectos de sitio. Estos al ser de mayor confiabilidad, servirán de referencia para verificar los resultados que se obtendrán más adelante con métodos de vibración ambiental.

3.1. Método Razón Espectral Estándar (SSR)

Este método introducido por Borchardt (1970) es de los más confiables para estudios de efectos de sitio, pues determina la función de transferencia de manera empírica con un procedimiento que se ajusta bastante a su definición. El método consiste en estimar el cociente espectral del movimiento sísmico observado en un sitio con respecto al registrado en una estación de referencia. La estación de referencia y el sitio ubican a una distancia corta con respecto a la distancia a la fuente sísmica. Entonces,

$$FT = \frac{H_{1(f)}}{H_{2(f)}} \dots (3.1)$$

donde $H_{1(f)}$ es la transformada de Fourier de la componente horizontal del registro en el sitio sobre sedimentos y $H_{2(f)}$, la transformada de Fourier de la componente horizontal del registro sobre roca.

La estación de referencia debe cumplir con que las amplitudes espectrales registradas no estén amplificadas debido al efecto local (Álvarez, 1999).

El periodo fundamental del sitio será el valor de mayor amplitud de la función de transferencia.

3.2. Método de Cociente Espectral H/V

El método de cociente espectral H/V (Lermo y Chavez-García, 1994) consiste en calcular la función de transferencia del suelo mediante el cociente de las componentes horizontal y vertical de registros sísmicos en una sola estación.

$$T = \frac{H(f)}{V(f)} \dots (3.2)$$

donde T es la función de transferencia y H (f) y V (f), las componentes horizontal y vertical de un registro sísmico en el dominio de la frecuencia. Según Langston (1979), si la incidencia de las ondas en los sedimentos superficiales es aproximadamente vertical, el movimiento horizontal en la superficie contendrá fundamentalmente ondas S y el vertical, ondas P. Debido a que en los estratos superficiales del suelo comúnmente no existe contraste de impedancias para ondas P, el movimiento vertical en la superficie se amplifica por efectos de sitio y, por tanto, contiene información de la fuente sísmica y la trayectoria de ondas. (Chávez-García y Montalva, 2014). Por otro lado, si consideramos que el emplazamiento se ubica a distancias grandes del foco sísmico puntual, se puede realizar la hipótesis de que las ondas sísmicas son ondas planas. (Martínez et al, 1994).

Sin embargo, si existiese amplificación en la componente vertical por presencia de contraste de velocidades de onda P, esta tendría frecuencias de resonancia mayores a las de las ondas S. Por lo tanto, el método solo sería útil para frecuencias menores a la frecuencia de resonancia de ondas P y permitiría identificar el máximo de resonancia fundamental para ondas S. (Chávez-García y Montalva, 2014)

Para sismos locales en los que la incidencia de las ondas sísmicas no es vertical, aparecen ondas superficiales que alteran el registro en la componente vertical. En este caso, el cociente espectral H/V sigue siendo válido para la estimación de la función de transferencia porque se considera una elipticidad casi unitaria de ondas Rayleigh (Nakamura, 1989).

3.3. Método de Haskell-Thompson

El método desarrollado por Thompson (1950) y Haskell (1953) calcula la respuesta sísmica de suelos estratificados modelados como capas homogéneas mediante la propagación unidimensional de ondas elásticas.

Las propiedades elásticas que constituyen cada una de las capas del suelo (V_s , ρ , ξ) son constantes y las características dinámicas se definen mediante la función de respuesta de impulso unitario $h(t)$ o función de transferencia en el dominio de la frecuencia $FT(w)$. Si la capa inferior de la columna estratigráfica se somete a la señal de entrada $e(t)$, la señal de salida $s(t)$ resulta de la convolución de $e(t)$ y $h(t)$. La señal se convoluciona a través de todos los estratos de suelo para obtener la señal o registro en la superficie.

El método consiste en convolucionar una señal sísmica de una estación de referencia (en roca) y comparar el registro obtenido en la superficie con la señal sísmica del mismo evento registrada en el lugar de interés. Se estima que la señal de salida $s(t)$ luego de las convoluciones se aproxime a la de un registro sísmico en la superficie. Si ambas señales se ajustan adecuadamente, las características del suelo establecidas inicialmente, entre ellas la velocidad de onda S , representan las características sísmicas del sitio.

CAPÍTULO 4: MÉTODOS DE VIBRACIÓN AMBIENTAL PARA LA CARACTERIZACIÓN DE EFECTOS DE SITIO

Las vibraciones ambientales, conocidas también como microtemores, microtrepidaciones o ruido sísmico, son ondas de baja energía con amplitudes máximas de alrededor 10^{-3} y 10^{-4} milímetros y un rango de frecuencias de 0.01 a 30 Hz propagadas en el suelo a causa de acciones humanas y naturales. Las fuentes naturales, provenientes de acciones como el oleaje oceánico, las depresiones barométricas, los vientos y tormentas, producen ondas con frecuencias menores a 1 Hz (o mayores a 1 s); y las fuentes culturales, como el tráfico, el funcionamiento de las industrias y otras actividades humanas, generan ondas de frecuencias mayores a 1 Hz (o menores a 1 s).

Aunque no hay un consenso definitivo, muchos investigadores coinciden en que estas vibraciones contienen predominantemente ondas Rayleigh (Bard, 1998). Para Ohmachi y Umezono (1998), la proporción de ondas Rayleigh en la vibración ambiental varía entre el 10 y 90 por ciento según el sitio y la hora del día. La proporción más frecuente es del 40% y recomiendan que antes del registro se realice una medición para establecer este porcentaje.

El estudio de las vibraciones ambientales como fuente de información útil de las características del suelo se inició en los años 50 con las investigaciones de Kanai (1954) y Aki (1957) en Japón. Sin embargo, su uso no se popularizó hasta fines de los años 80 con la aparición del método del Cociente Espectral H/V propuesto por Nakamura en 1989 que haría que el interés por las vibraciones ambientales se incremente y traslade a otras partes del mundo como EEUU, China y México.

Kanai y Tanaka (1961), encontraron una correlación entre los periodos predominantes obtenidos con vibraciones ambientales y los obtenidos con sismos (Véase Figura 4.1). Por lo tanto, propusieron la utilización de los microtemores en la caracterización de las condiciones del suelo.

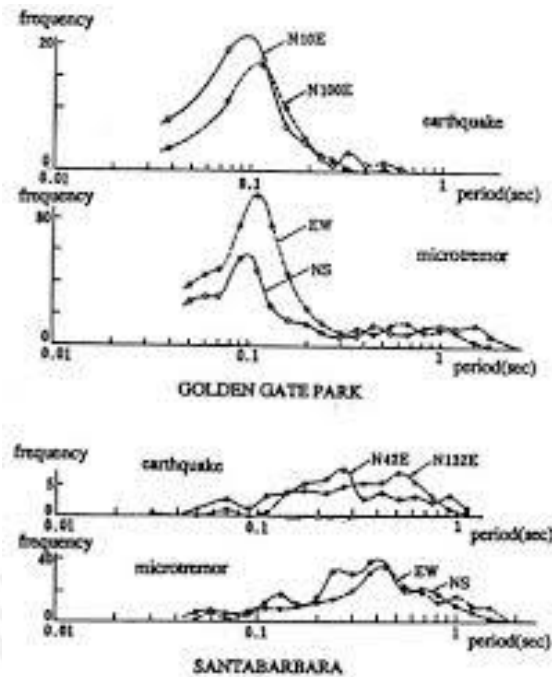


Figura 4.1. Comparación de la relación Frecuencia-Periodo entre sismos y microtremores (Kanai y Tanaka, 1961)

Muchos investigadores han corroborado posteriormente la utilidad de los microtremores en la caracterización de efectos de sitio y han propuesto metodologías de aplicación (Aki, 1957; Horike, 1985; Nakamura, 1989). Estos métodos se han extendido y popularizado gracias a su practicidad, flexibilidad y bajo costo.

Sin embargo, existen factores que limitan el uso de la vibración ambiental y generan imprecisiones en los resultados como lugares con bajas profundidades al sustrato rocoso, variaciones laterales y heterogeneidades en la composición del suelo. Lo ideal es que estos métodos se utilicen en lugares con una estratigrafía horizontal, plana y con alto contraste de impedancia. Algunos autores también recomiendan evitar perturbaciones directas (paso de peatones, vehicular, etc) a pocos metros de la zona de registros.

Para la ingeniería sísmica, el rango de frecuencias de interés de los microtremores es 0.1 - 10 Hz, pues este intervalo concentra las frecuencias fundamentales de la mayoría de edificaciones. A continuación, se presenta el Método del Cociente Espectral H/V y el de Autocorrelación Espacial (SPAC),

métodos de mediciones de vibración ambiental que cuentan con gran difusión en estudios de microzonificación sísmica y caracterización de efectos de sitio.

4.1 Método del Cociente Espectral H/V

El método desarrollado por Nakamura en 1989 permite encontrar la función de transferencia del suelo utilizando vibraciones ambientales en una sola estación de registro con el fin de establecer el periodo fundamental del sitio.

4.1.1 Fundamento Teórico

Nakamura (1989) considera que las vibraciones ambientales contienen ondas internas y superficiales (principalmente ondas Rayleigh). Debido a que las capas superficiales del suelo no amplifican la componente vertical (Véase Capítulo 3), los efectos del suelo se expresan mediante el cociente espectral de las componentes horizontales,

$$FT_H = \frac{H_f}{H_b} \dots (4.1)$$

Donde H_f es el espectro de Fourier horizontal en la superficie y H_b , el espectro de Fourier horizontal en el sustrato o basamento rocoso.

Debido a que H_f contiene ondas superficiales Rayleigh, la función de transferencia de la expresión 4.1 no representa adecuadamente los efectos del suelo. Los efectos de sitio no amplifican la componente vertical, por tanto, se utiliza su cociente espectral para evaluar la presencia de las ondas Rayleigh con la siguiente expresión,

$$FT_v = \frac{V_s}{V_b} \dots (4.2)$$

Donde V_s es el espectro vertical en la superficie y V_b , el espectro vertical en el basamento rocoso. Si no hubiese presencia de ondas Rayleigh, T_v sería igual a 1.

Asumiendo que en las ondas Rayleigh la componente vertical y horizontal tienen el mismo valor, se utiliza el cociente (4.1)/ (4.2) para eliminar el efecto de estas ondas en la función de transferencia. Por lo tanto, la amplificación del suelo queda expresada de la siguiente manera:

$$FT = \frac{T_H}{T_V} \dots (4.3)$$

Donde FT_h y FT_v son las funciones de transferencia horizontal y vertical, respectivamente. Reemplazando las ecuaciones (4.1) y (4.2) en (4.3), se obtiene:

$$FT = \frac{FT_H}{FT_V} = \frac{H_s/H_b}{V_s/V_b} = \frac{H_s}{V_s} \cdot \frac{1}{H_b/V_b} \dots (4.4)$$

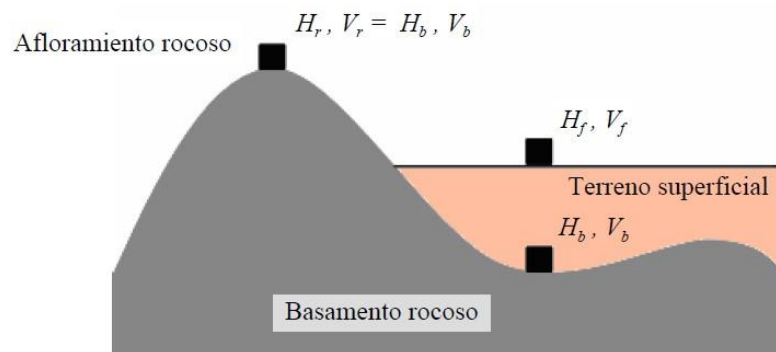


Figura 4.2. Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria (Fuente: Cuadra, 2007)

Nakamura sustentó con resultados de métodos borehole con vibración ambiental en afloramientos rocosos (Figura 4.2) que la relación entre el espectro horizontal y vertical en el basamento, H_b y V_b , era

aproximadamente 1. Por lo tanto, de la ecuación 4.4 la función de transferencia del suelo se obtiene del cociente espectral H y V en la superficie,

$$FT = \frac{H_S}{V_S} \dots (4.5)$$

Finalmente, el periodo del suelo es el valor pico de esta función espectral.

En resumen, el procedimiento de aplicación del Método del Cociente espectral H/V se presenta a continuación,

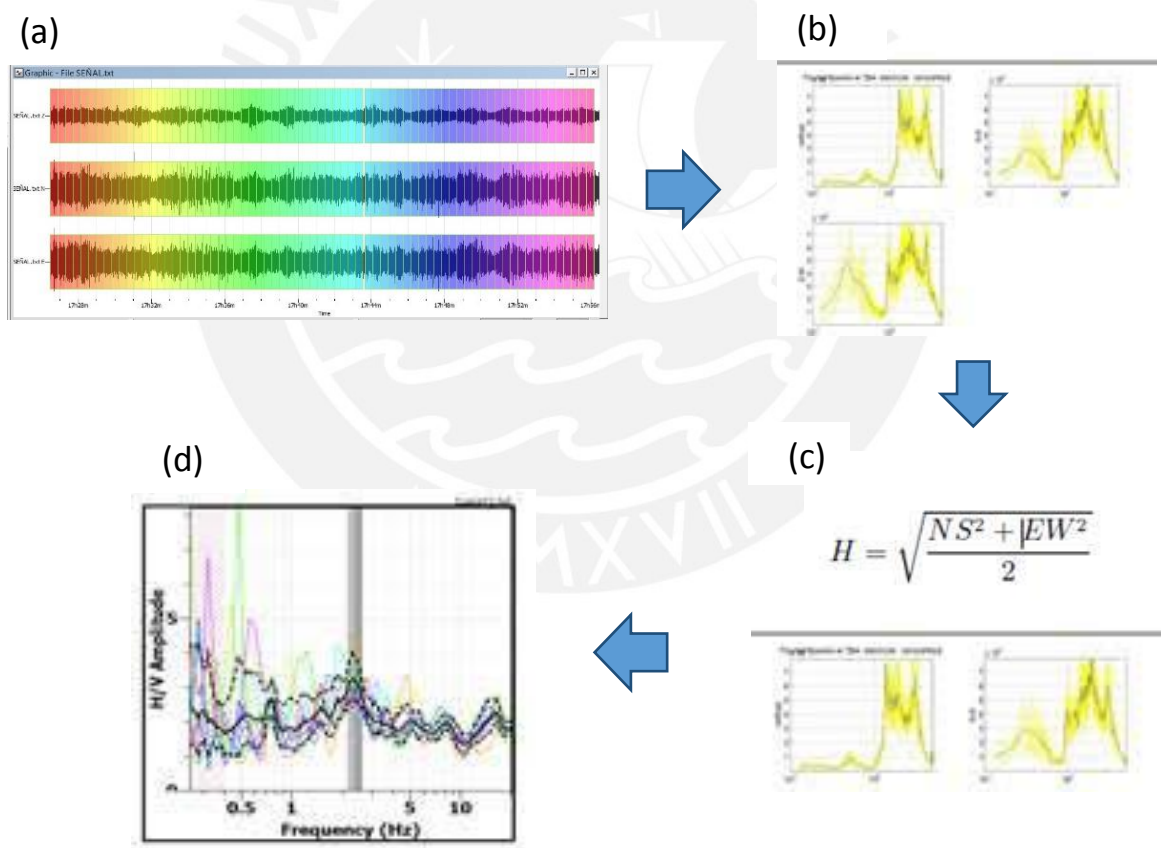


Figura 4.3. Método de cociente espectral H/V (a) Visualización y ventaneo de la señal en sus tres componentes (H_{NS}, H_{EO}, V) (b) Calculo de espectros suavizados (c) Calculo de H con el promedio de los espectros horizontales NS y EO. (d) Cálculo del cociente espectral H/V.

4.1.2 Ventajas y Limitaciones

El método ofrece buenos resultados en la estimación de la función de transferencia del suelo, principalmente en el contenido de frecuencias. Su bajo costo y practicidad, lo han hecho muy popular en estudios de microzonificación sísmica, ya que basta con solo una estación de registro para obtener resultados. También es versátil y flexible, pues los registros pueden realizarse a cualquier hora y lugar. Algunos ejemplos de su utilización para estudios de microzonificación sísmica los encontramos en diversos lugares de Latinoamérica como Lima Metropolitana, Perú (CISMID, 2004), Zamora Michoacán, México DF (Vásquez et al, 2005), Caracas, Venezuela (Cuadra, 2007), entre otras.

Para algunos investigadores el método no ofrece resultados confiables en términos de la amplificación sísmica (Lachet y Bard, 1994; Lermo y Chavez-García, 1994). Además, no proporciona información precisa sobre el Periodo fundamental del suelo cuando existe un bajo contraste de impedancias entre suelo y roca y hay una fuerte heterogeneidad en la composición del suelo. Finalmente, investigadores como Konno y Ohmachi (1998) han remarcado los vacíos teóricos del método que hace que funcione para algunos casos y para otros no.

4.2 Método de Autocorrelación Espacial (SPAC)

El método de Autocorrelación Espacial SPAC (por sus siglas en inglés) desarrollado por Aki en 1957 permite estimar el perfil de velocidad de onda S del suelo, a partir de la curva de dispersión obtenida mediante la correlación espacial y temporal de registros de vibraciones ambientales.

3.3.1 Fundamento Teórico

Aki (1957) considera que las vibraciones ambientales se componen principalmente de ondas planas Rayleigh aleatorias y estacionarias en el tiempo y espacio. Su modo fundamental predomina en la componente vertical del registro.

Para un arreglo instrumental circular de radio r , la posición central $C (0,0)$ y la posición circundante $X(r, \theta)$ registran de forma simultánea en la componente vertical ondas armónicas $u(0,0,w,t)$ y $u(r, \theta ,w,t)$ respectivamente.

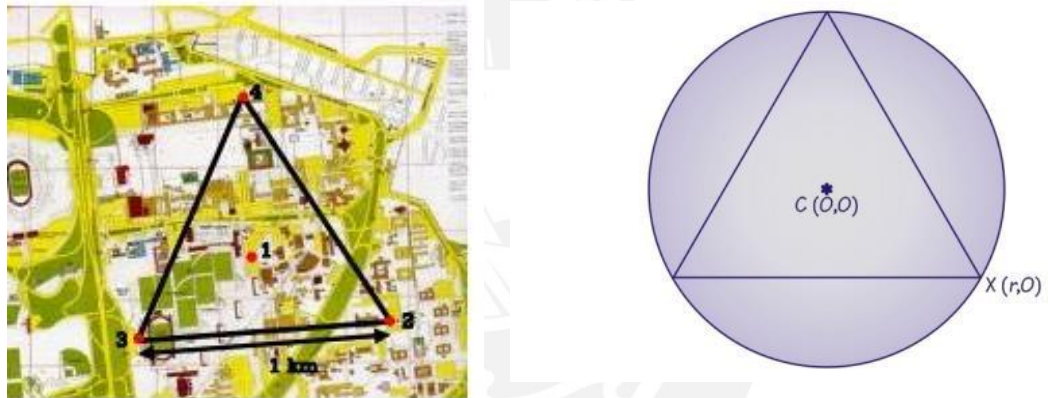


Figura 4.4. Distribución de sensores en el Método SPAC. Arreglo circular Método SPAC (Fuente Flores Estrella, 2000)

La función de autocorrelación espacial se define como,

$$\phi(r, \theta, \omega) = E\{u(0,0, \omega, t) \cdot u(r, \theta, \omega, t)\} \dots (4.6)$$

Donde $E \{ \}$ es la esperanza.

El coeficiente de autocorrelación espacial resulta el promedio de ϕ (Ec. 4.6) en todas las direcciones del arreglo circular, es decir,

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi \cdot \phi(0, \omega)} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega) d\theta \dots (4.7)$$

Donde $\phi(0, \omega)$ es la función de autocorrelación espacial en $C (0,0)$. El cálculo de la ecuación 4.7, resulta

$$\rho(r, \omega) = J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) \dots (4.8)$$

Donde $J_0()$ es la función de Bessel de primera especie y orden cero, $c(\omega)$, la velocidad de fase a la frecuencia ω y r , el radio de separación entre estaciones de registro.

Por otro lado, el coeficiente de autocorrelación espacial $\rho(r, \omega)$ puede también hallarse a partir del promedio normalizado de las funciones de coherencia de los registros del arreglo circular, con lo cual se obtiene,

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{real}[S_{cx}(\omega, r, \theta)]}{\sqrt{S_c(\omega, 0, 0) \cdot S_x(\omega, r, \theta)}} \dots (4.9)$$

Donde $\text{real} []$ es la parte real del complejo, $S_c(\omega, 0, 0)$ y $S_x(\omega, r, \theta)$ son los espectros de potencia de los registros de microtemores en C (0,0) y X(r, θ), respectivamente, y $S_{cx}(\omega, r, \theta)$, el espectro cruzado de potencia.

En resumen,

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{real}[S_{cx}(\omega, r, \theta)]}{\sqrt{S_c(\omega, 0, 0) \cdot S_x(\omega, r, \theta)}} \cong J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) \dots (4.10)$$

Donde el coeficiente de autorrelación espacial SPAC, $\rho(r, \omega)$, puede obtenerse del registro de vibración ambiental en los puntos del arreglo circular con la ecuación 4.9 y ajustarse a la función de Bessel de primera especie y orden cero (Ecuación 4.8) (Véase Figura 4.5). De esta manera, se obtiene la velocidad de fase $c(\omega)$ para cada frecuencia ω y se consigue la Curva de Dispersión, como la mostrada en la figura 4.6.

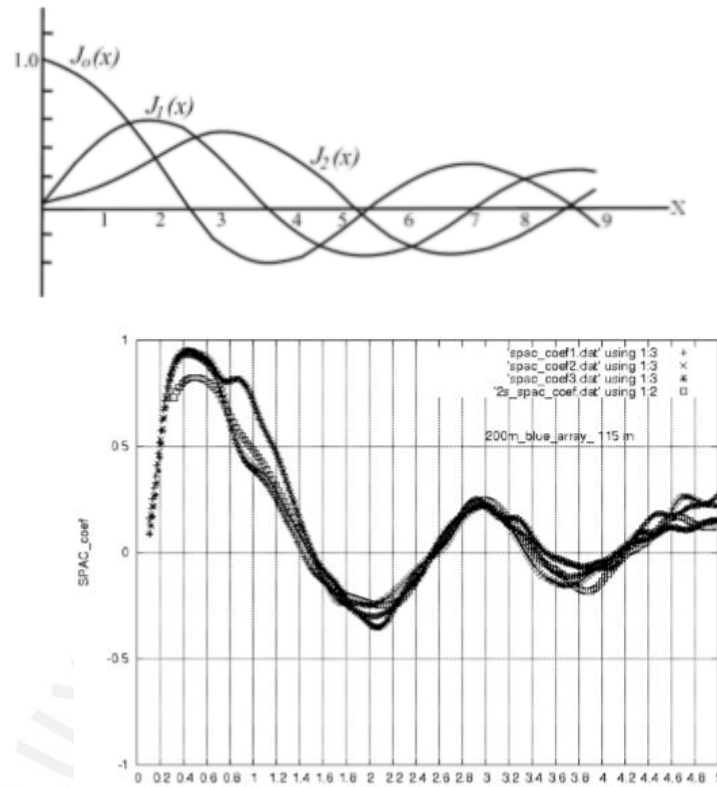


Figura 4.5. En la imagen superior, se muestra la Función de Bessel de orden cero ($J_0(x)$), junto a la de primer orden ($J_1(x)$) y segundo orden ($J_2(x)$) (Fuente: Galindo, 2010). En la inferior, los coeficientes SPAC obtenidos a partir del registro de vibración ambiental. Véase la similitud de las gráficas $J_0(x)$ y SPAC_coef.

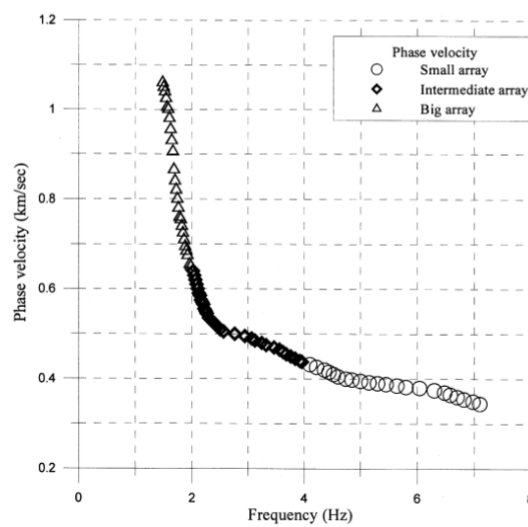


Figura 4.6. Curva de Dispersión de Ondas Rayleigh (Fuente: Apostolidis et al, 2003)

Para obtener el perfil de velocidades de onda S, se utilizan métodos de inversión que parten de modelos de suelo con estratificaciones hipotéticas y que obtienen el perfil final mediante iteraciones que ajustan la curva de dispersión teórica (del modelo) a la curva experimental. Para ello se utilizan métodos de optimización como la Técnica Genética del Algoritmo Recocido Simulado (Yamanaka 2007), donde la función ϕ (Ec. 4.11) busca ajustar el modelo observado $U_o(f_i)$, con los valores calculados de la velocidad de fase para el modo fundamental de ondas Rayleigh, $U_c(f_i)$,

$$\phi_j = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N [U_o(f_i) - U_c(f_i)]^2 \dots (4.11)$$

N es el número de datos y f_i la frecuencia. En la técnica los modelos con menor desajuste al modelo observado (curva de dispersión experimental) son considerados para la siguiente iteración y los modelos pobres son reemplazados. Los parámetros desconocidos a ser determinados son V_s y la profundidad (Quispe et al, 2014). De esta manera se obtiene el modelo que mejor se ajusta a la curva de dispersión experimental y, por tanto, se obtiene el perfil de velocidad de onda S deseado. (Véanse Figuras 4.7 y 4.8). Además puede obtenerse el perfil de velocidades de onda P, mediante alguna relación con V_s como la propuesta por Kitsunezaki et al. (1990).

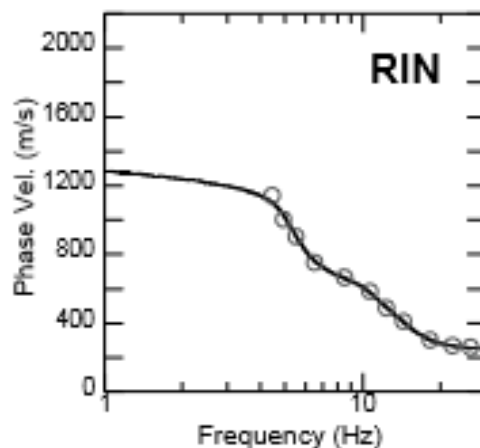


Figura 4.7. Curva de dispersión del modelo (línea continua) ajustada a la curva de dispersión experimental (línea discontinua). (Quispe et al, 2014)

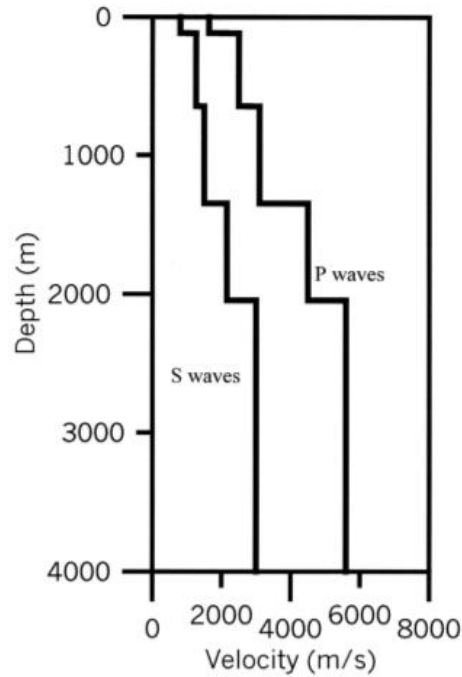


Figura 4.8. Perfil de velocidades obtenido con métodos de inversión (Fuente: Flores et al, 2002)

En resumen, el procedimiento de aplicación del Método SPAC se presenta a continuación

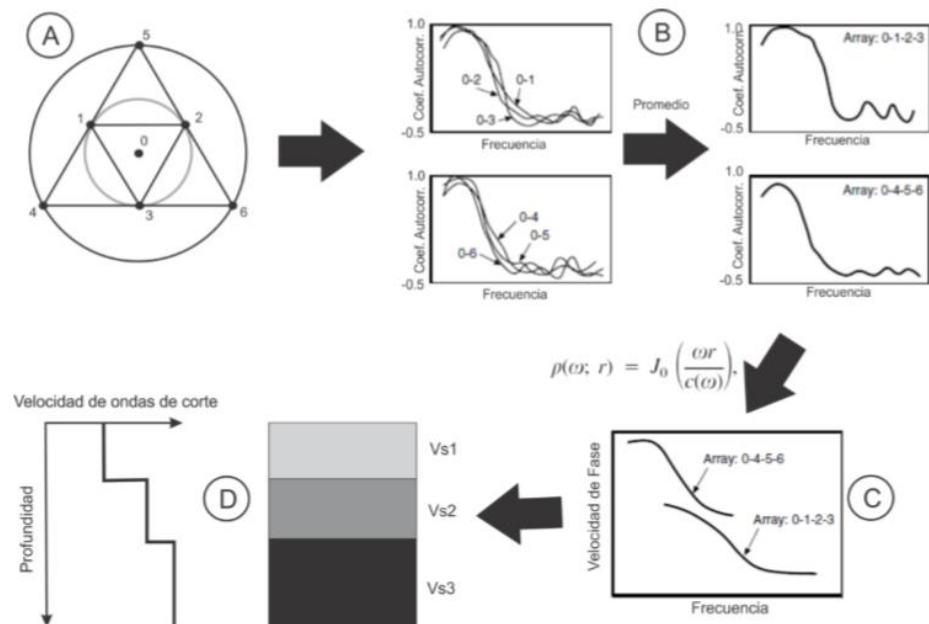


Figura 4.9. Método SPAC (a) Arreglo circular y registro de VA (b) Obtención de curvas de coeficientes SPAC (c) Cálculo de Curva de Dispersión (d) Estimación del Perfil de Velocidades de onda S. (Fuente: Lozano, 2013)

4.1.2 Ventajas y Limitaciones

El método SPAC, en comparación a otros métodos que obtienen perfiles de velocidad de onda S, utiliza un arreglo instrumental más eficiente y con menor cantidad de estaciones de registro. Además, consigue mejores resultados (Flores y González, 2003).

La disposición del arreglo instrumental (Véase Figura 2.10) permite la equidistancia necesaria entre las estaciones de registro para obtener curvas de coeficientes de autocorrelación SPAC más precisas, y por tanto, mayor claridad en las curvas de dispersión. Por otro lado, el arreglo facilita la manipulación de las estaciones concéntricas para constantemente modificar el radio del arreglo.

El método supone que las vibraciones ambientales son ondas aleatorias estacionarias; por ello, es necesario comprobarlo mediante registros previos y comparar en el tiempo y espacio los espectros de potencia del sitio verificando que no varíen significativamente (Apostolidis et al, 2004). Esto establece también el rango de frecuencias útil para estimar las velocidades de fase en la curva de dispersión.

La profundidad de exploración alcanzada por el método está relacionada directamente con la distancia del arreglo instrumental R ($4R \leq H \leq 6R$ (Apostolidis et al, 2004)). En ese sentido, mayores R , registrarán ondas de mayor longitud y periodo (bajas frecuencias) que alcanzarán mayores profundidades y, por tanto, describirán el comportamiento de estratos más profundos. Por el contrario, arreglos con menores R , registrarán ondas de menor longitud y periodo (altas frecuencias) y tendrán un menor alcance en profundidad.

A pesar de que el arreglo instrumental cuenta con pocas estaciones de registro, este número aún es significativo, ya que impacta en el costo, equipamiento y ejecución del método. En ciudades grandes muchas veces

no es posible encontrar espacios con la apertura suficiente para ejecutar adecuadamente este tipo de arreglos. Sin embargo, hay propuestas para simplificar el método y trabajar con un arreglo de dos estaciones (Flores y González, 2004). Esto se basa en el hecho de que los coeficientes SPAC se obtienen por cada par de estaciones.

A continuación, la tabla 4.1 resume las principales características mencionadas de los métodos descritos,

Tabla 4.1. Cuadro comparativo de los métodos descritos.

Método	Fuente	Propiedad dinámica obtenida	# Equipos
Cociente Espectral H/V	Ondas Internas	Periodo fundamental del suelo	1
SPAC	Ondas Rayleigh	Velocidad de onda S	4

CAPÍTULO 5: CARACTERIZACIÓN DE EFECTOS DE SITIO EN LA PUCP

Con el objetivo de caracterizar el suelo de la PUCP se aplicó el Método del Cociente Espectral H/V (Nakamura, 1989), debido a su practicidad, flexibilidad y extensa utilización en microzonificación sísmica y efectos de sitio. Las mediciones se realizaron en 4 zonas de la universidad próximas a la estación sísmica PUCP “Hipólito Unanue”, el CETAM, el comedor central y coliseo Polideportivo.

Se aplicó, además, el Método Razón Espectral Estándar (SSR) (Borchdeat, 1970) y el Método de Cocientes espectrales H/V (Lermo y Chávez-García, 1994) para verificar la validez de los resultados obtenidos con vibraciones ambientales. Por otro lado, se aplicó el Método de Haskell-Thompson para obtener funciones de transferencia teóricas que se comparen con las experimentales modelando el perfil de suelo según los resultados de los Ing. Repetto y Arango (1974), el conseguido con el Método SPAC (Quispe et al., 2014) y el estimado por el Laboratorio de Mecánica de Suelos (M. Olcese, comunicación personal, 2 de diciembre del 2015).

5.1 Descripción del área de estudio

5.1.1 Ubicación

El Campus PUCP se encuentra ubicado en el distrito de San Miguel, perteneciente a la Provincia Metropolitana de Lima, departamento de Lima, Perú. El distrito de San Miguel se ubica al oeste de la ciudad y delimita con el Océano Pacífico y los distritos de Magdalena del Mar, Pueblo Libre, Cercado de Lima y la Provincia Constitucional del Callao.

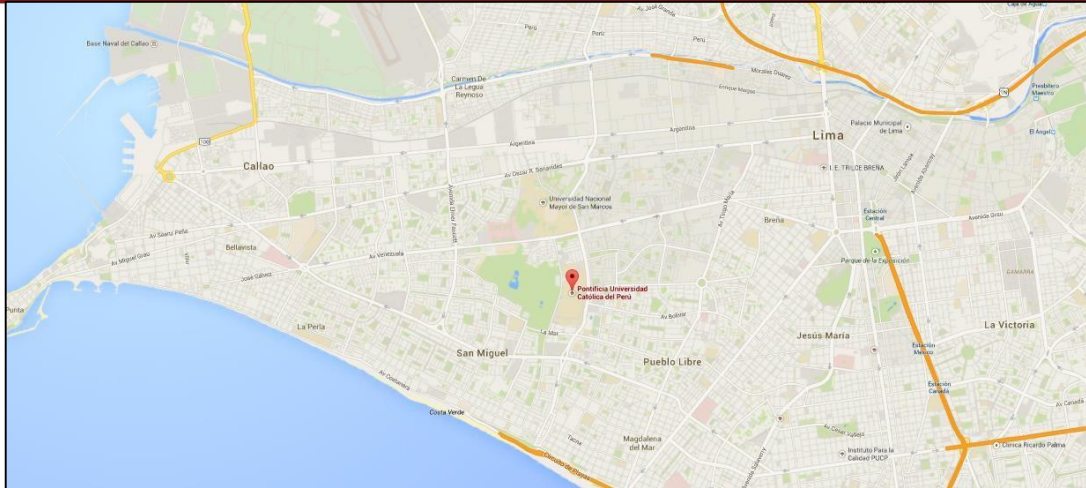


Figura 5.1. Ubicación del campus PUCP. (Fuente: Google Maps, 2016)

El Campus PUCP cuenta con un área aproximada de 0.41 km² y está delimitado por las Avenidas Universitaria y Riva Agüero, y los jirones Urumbamba y Tulipanes.

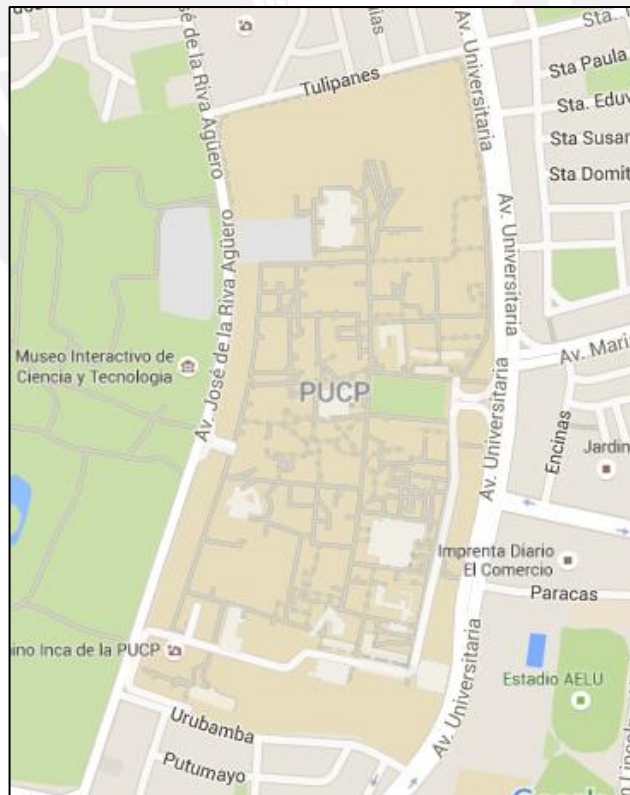


Figura 5.2. Campus PUCP. (Fuente: Google Maps, 2016)

5.1.2 Geotecnia del Lugar

Los tipos de suelo en Lima Metropolitana se distribuyen por su composición según el mapa mostrado en la Figura 5.3, resultado de un trabajo de recopilación de información, estudios de campo y laboratorio hechos por el Ing. Martínez Vargas en 1975 y completados por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) en el año 2004.

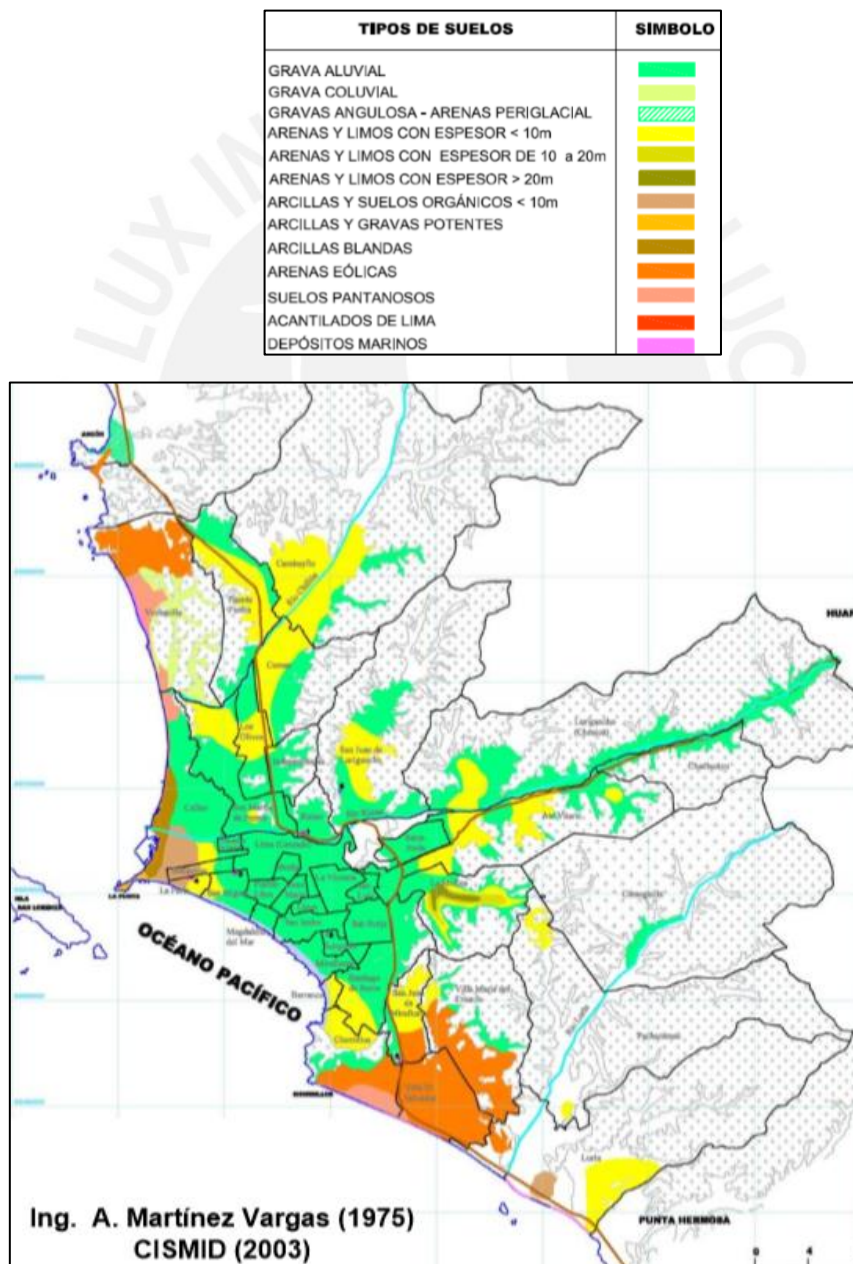


Figura 5.3. Mapa de distribución de suelos en Lima. (CISMID, 2004)

Se puede observar que para la zona concerniente a la PUCP, es decir, al distrito de San Miguel, el suelo es del tipo Grava Aluvial, característico en gran parte de la ciudad y conocido también como cascajo o grava de Lima. Según Geotécnica de Suelos, este es un material granular grueso sedimentario de aspecto uniforme, que puede clasificarse como conglomerado de canto rodado, gravas, arenas y limos íntimamente mezclados, en su totalidad ígneos, que pertenecen al gran cono de deyección del río Rímac, formado por material de acarreo en un tiempo geológico muy largo, perteneciente al cuaternario. Estos materiales son altamente resistentes, tienen muy poca capacidad de deformación y sólo presentan problemas en grandes excavaciones o en los acantilados, por problemas de estabilidad de taludes.

El perfil de suelo característico en la universidad está compuesto por una capa superficial de 0.90 a 1 m de arcilla limosa y de más de 280 metros de grava arenosa mal graduada; es decir, el denominado cascajo o grava de Lima (Kuroiwa, 1977; Repetto, 1980). Lissón (1907) estimó que este estrato gravoso llegaría hasta los 600 u 800 metros de profundidad. Inmediatamente debajo de este estrato se encuentra el basamento o sustrato rocoso. En la figura 5.4, se observa un bosquejo del perfil descrito.

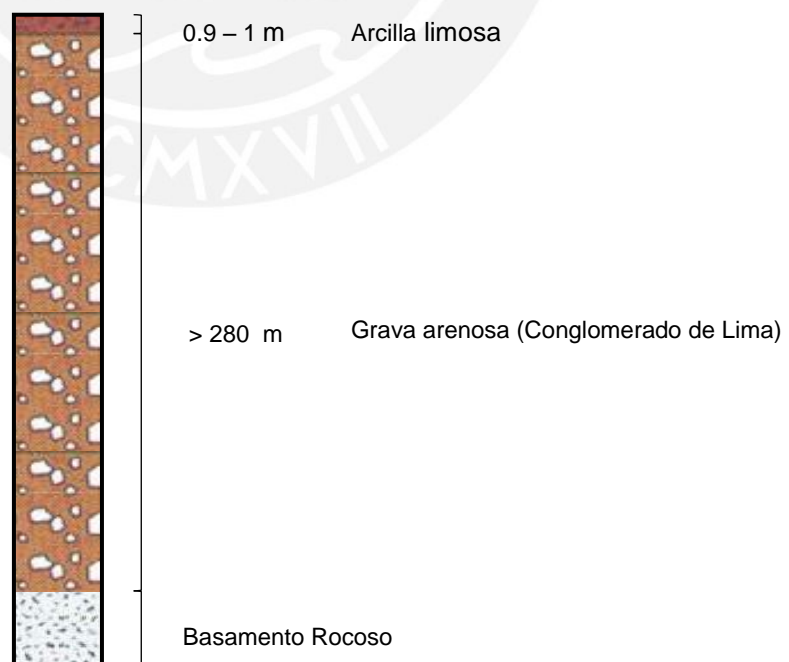


Figura 5.4. Perfil de Suelo de la PUCP.

5.1.3. Estudios Previos

5.1.3.1. CISMID – APESEG

En el año 2004, se realizó una microzonificación sísmica en Lima Metropolitana y Callao ejecutada por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) para el “Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo de Sismo en 42 Distritos de Lima y Callao” fomentado por la Asociación Peruana de Empresas de Seguros (APESEG). En la Figura 5.5 se muestra el mapa de zonificación resultante.

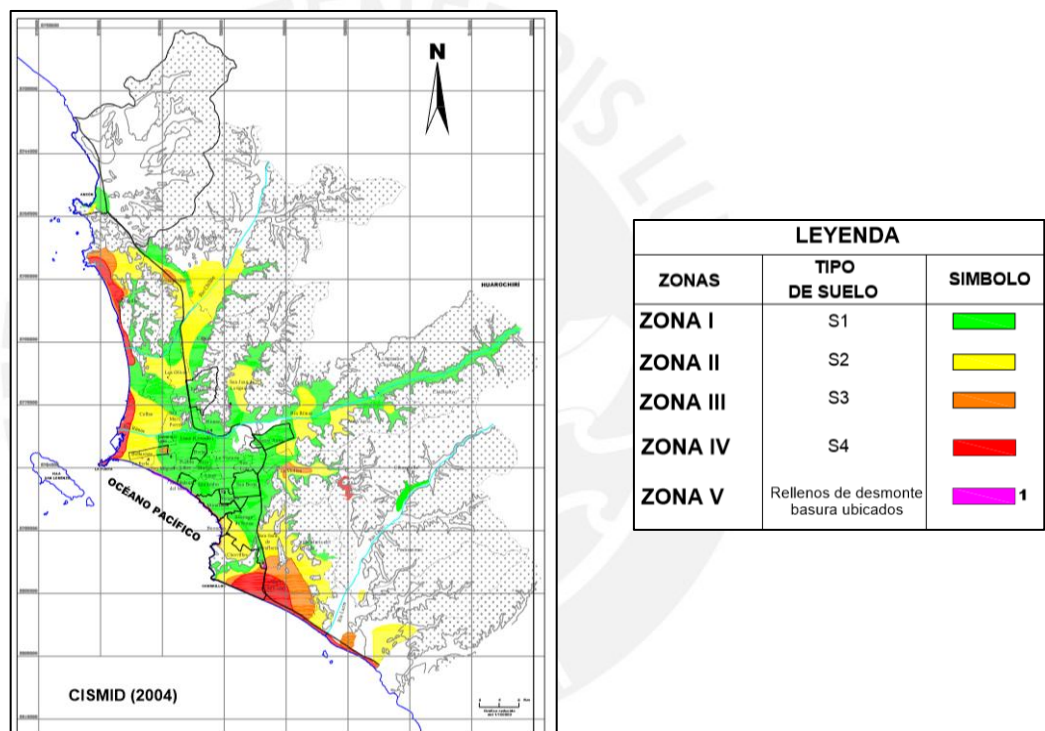


Figura 5.5. Mapa de microzonificación sísmica de Lima. (Fuente: CISMID, 2004)

La figura 5.6 presenta el mapa de isoperiodos del estudio. Según esta figura, se observa que la zona perteneciente a la universidad posee un periodo predominante entre 0.2 y 0.3 segundos.

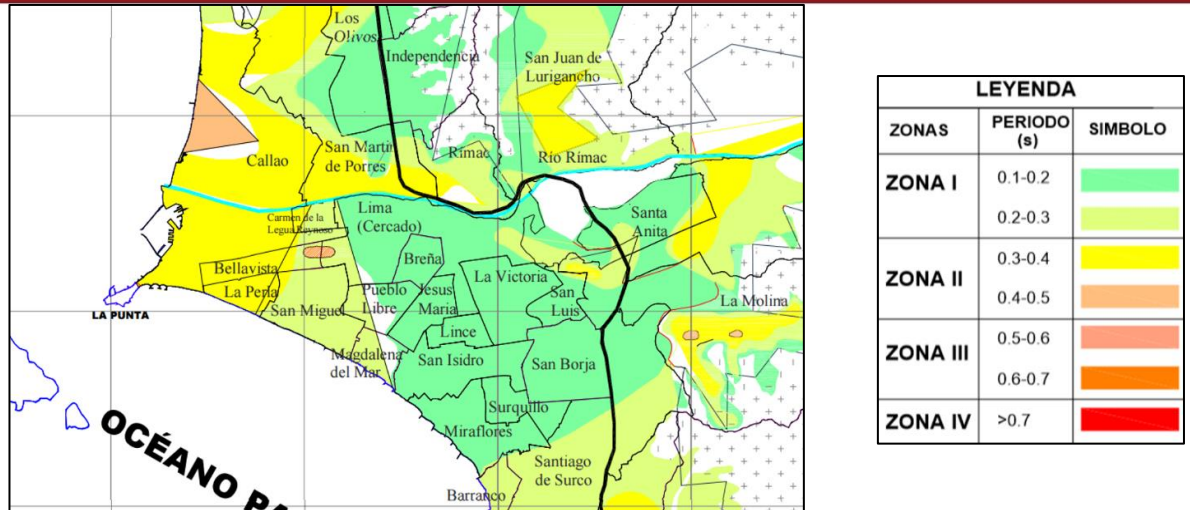


Figura 5.6. Mapa de Isoperiodos (Fuente: CISMID, 2004)

5.1.3.2. Paper: Estimation of S-Wave Velocity Profiles at Lima City, Peru Using Microtremor Arrays (Quispe et al, 2014)

En Enero del 2014, un equipo de investigadores del Department of Environmental Science and Technology, Tokyo Institute of Technology y del Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) de la Universidad Nacional de Ingeniería realizaron en la PUCP, cerca de la estación sísmica, registros de vibraciones ambientales como parte de una evaluación de los efectos de sitio en Lima utilizando el método de Autocorrelación Espacial (SPAC). Este estudio se realizó en 5 puntos estratégicos de la ciudad coincidentes con 5 de las 15 estaciones de registro sísmico existentes en Lima Metropolitana controladas por CISMID y el Instituto Geofísico del Perú.

Una de estos puntos se ubicó en el campus PUCP, en la estación sísmica “Hipólito Unanue”. Los investigadores realizaron 4 arreglos instrumentales, según la configuración mostrada en la Figura 5.7.

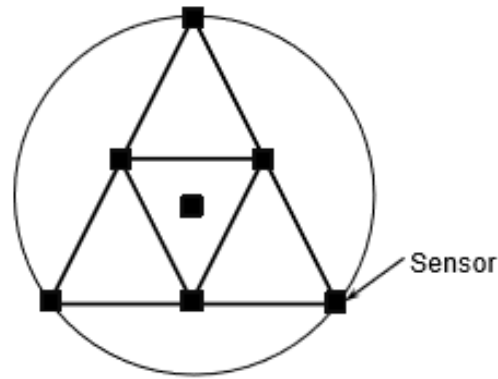


Figura 5.7. Geometría usada en el arreglo de microtremores (Fuente: Quispe et al, 2014).

La configuración del arreglo contaba con sensores de 3 componentes, uno concéntrico y seis ubicados en los vértices de dos triángulos equiláteros inscritos en dos circunferencias de distinto radio. El tamaño del arreglo; es decir, la longitud del lado del triángulo equilátero, varió entre 1,5 y 346.4 m.

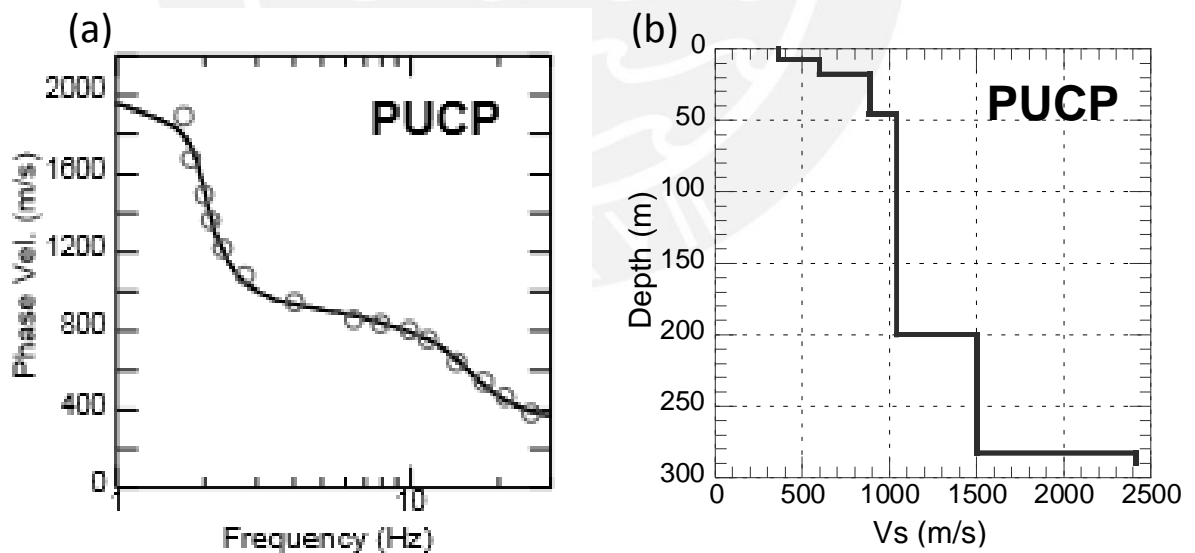


Figura 5.8. (a) Curva de dispersión. (b) Perfil de velocidad de Onda S (Fuente: Quispe et al, 2014).

En la Figura 5.8a, puede observarse la curva de dispersión experimental obtenida luego de aplicar el Método SPAC; en línea continua, la curva de dispersión teórica que se ajusta perfectamente a la experimental y que resulta para el perfil de velocidades mostrado en la Figura 5.8b.

La tabla 5.1 muestra los valores de la velocidad de onda S (V_s) para el perfil resultante mostrado en la Figura 5.8b. Se muestra que V_s varía entre los 350 y 900 m/s en los primeros 50 metros, posteriormente obtiene un valor de 1038 m/s para los siguientes 153.8 metros, 1503 m/s para los próximos 82.5 metros y 2412 m/s para los metros siguientes. Asimismo, utilizando la expresión 5.1, se muestra el valor de la velocidad promedio en los primeros 30 y 10 metros de suelo respectivamente. Estos valores promedio se ajustan a parámetros dinámicos establecidos en las normas sismorresistentes que estiman el comportamiento dinámico del suelo en función a los metros superficiales.

$$AV_s = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{\sum_{i=1}^N \frac{d_i}{V_{s_i}}} \dots (5.1)$$

En la expresión 5.1, AV_s es la velocidad promedio, de la profundidad de cada estrato, V_{s_i} la velocidad de onda de corte para cada estrato y N el número de estratos.

Tabla 5.1. Velocidades de onda S en diferentes profundidades y estimación de V_{s30} y V_{s10} (Fuente: Quispe et al, 2014)

#	V_s (m/s)	Espesor (m)	AV_{s30} (m/s)	AV_{s10} (m/s)
1	362	7.7		
2	596	9.9		
3	884	28.5		
			577.9	397.9
4	1038	153.8		
5	1503	82.9		
6	2412	-		

Como se observa en la tabla 5.1, el valor de AVs30 (577 m/s) se encuentra entre 360 y 760 m/s, lo que – según la normativa NEHRP- corresponde a suelos muy densos (Tipo C). Asimismo, clasifica como suelo tipo S1 (Suelo muy rígido) según la norma NT E.030 “Diseño Sismorresistente” (2016). Estas clasificaciones concuerdan con las características geotécnicas del lugar: suelo gravoso.

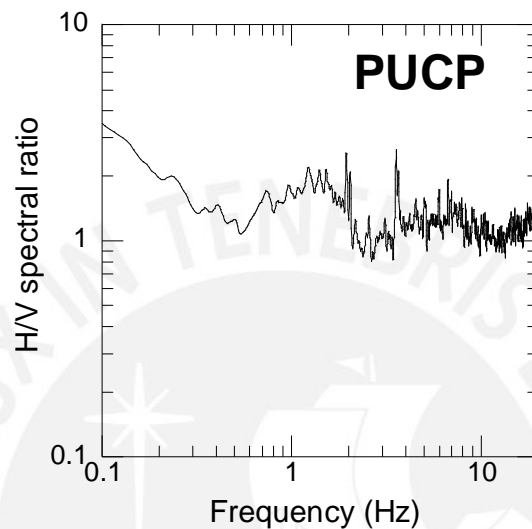


Figura 5.9. Cociente Espectral H/V (Fuente: Quispe et al, 2014)

En el estudio se aprovechó el registro del sensor central para aplicar el Método de Cociente Espectral H/V y obtener la función de transferencia del sitio (Figura 5.9). Este resultado se comparó con la función de transferencia teórica proveniente de la elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh para el perfil de suelo obtenido según se muestra en la Figura 5.10. Se observa que ambas funciones de transferencia muestran un predominio frecuencial entre 1 y 2 Hz. Esto se explica por la profundidad del perfil de suelo que supera los 200 metros (Quispe et al, 2014).

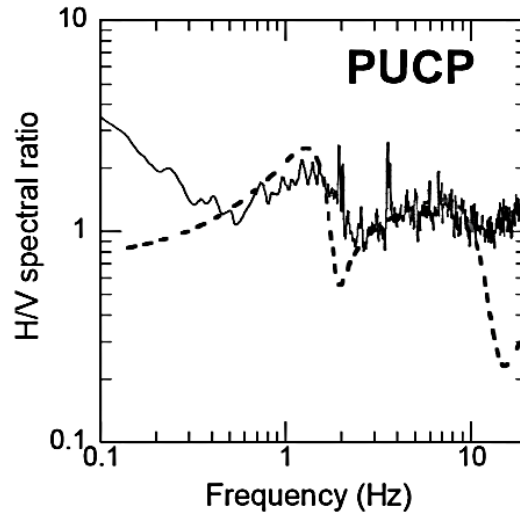


Figura 5.10. Comparación de las funciones de transferencia experimental (línea continua) y teórica (línea discontinua). (Fuente: Quispe et al, 2014).

5.2 Estudio de vibraciones ambientales en la PUCP: Aplicación del Método de Cociente Espectral H/V

El registro de vibraciones ambientales se realizó el día Jueves, 06 de agosto del 2015 desde las 11:30 hasta las 16:30 horas en 4 puntos representativos del campus y próximos a la Estación Meteorológica PUCP, el CETAM, el Comedor Central y el Coliseo Polideportivo. Estos puntos de registro se ubicaron estratégicamente para obtener resultados que permitan estudiar y caracterizar el comportamiento dinámico del suelo del campus de la universidad. La Figura 5.11 resume la información sobre los puntos de registro.

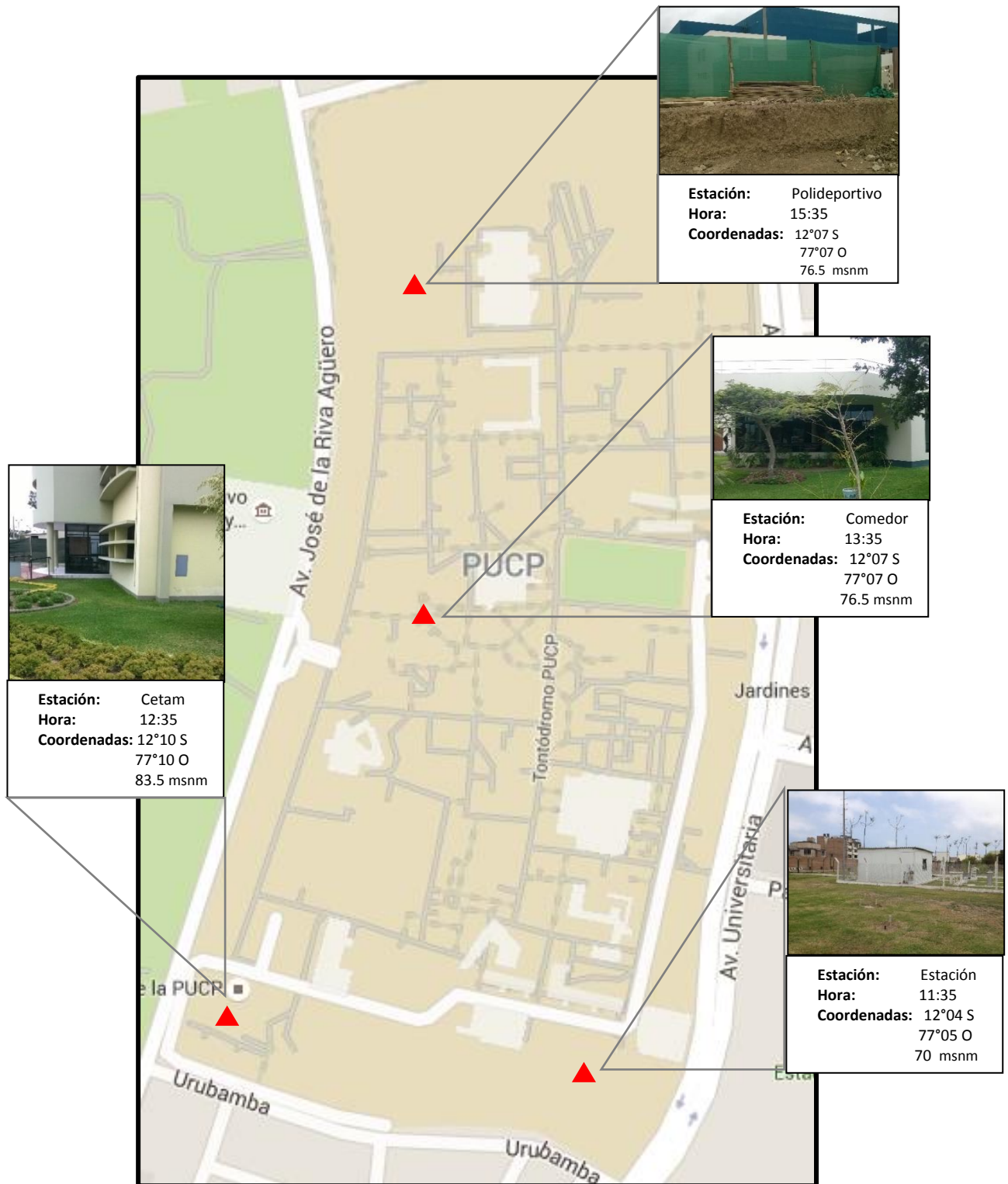


Figura 5.11. Estaciones de registro de vibración ambiental en la PUCP.

5.2.1. Equipo utilizado

Se utilizó un sismómetro GURALP de tres componentes, modelo CMG-6TD-001, serial TG517/A841 de sensibilidad 2×1200 V/m/s con sensor y digitalizador integrados en un solo dispositivo, diseñado para operación autónoma. El equipo registra una banda de frecuencias de 0.01 a 30 Hz con frecuencia de muestreo de 100 Hz y resolución de 16 bits, e incluye brújula, ojo de pollo y GPS.

El sismómetro se conectó a un computador para visualizar el registro en el software SCREAM. Posteriormente, la señal fue procesada en Geopsy® (disponible libremente en www.geopsy.org), software desarrollado por el proyecto SESAME (2003) enfocado en el tratamiento de señales de vibraciones ambientales.



Figura 5.12. Sismómetro GURALP para registrar vibraciones ambientales.

5.2.2. Descripción del Trabajo de Campo

En las estaciones de registro, el sismómetro se intentó colocar en contacto directo con suelo firme, evitando el césped. Sin embargo, para el registro en el comedor central, el equipo se colocó sobre el piso terminado de la primera planta de la edificación.

En los 4 puntos, se tomaron las coordenadas del lugar, la hora de inicio del registro y el norte para posicionar el equipo en esa dirección.



Figura 5.13. Procedimiento de Registro de la Señal (Fuente: National Instruments, 2016).

El sismómetro utilizado contuvo el sensor y el digitalizador integrados; por ello no fue necesario utilizar un dispositivo DAQ como lo muestra el procedimiento de registro de señales de la Figura 5.13. El registro de vibraciones ambientales se realizó por 30 minutos aproximadamente, verificando que el área estuviera libre de cualquier fuente de alteración directa.

5.2.3. Tratamiento y procesamiento de la señal

La señal obtenida en cada estación de registro se cargó en GEOPSY en sus tres componentes. En la Figura 5.14 se muestran, a manera de ejemplo, los registros en la estación CETAM

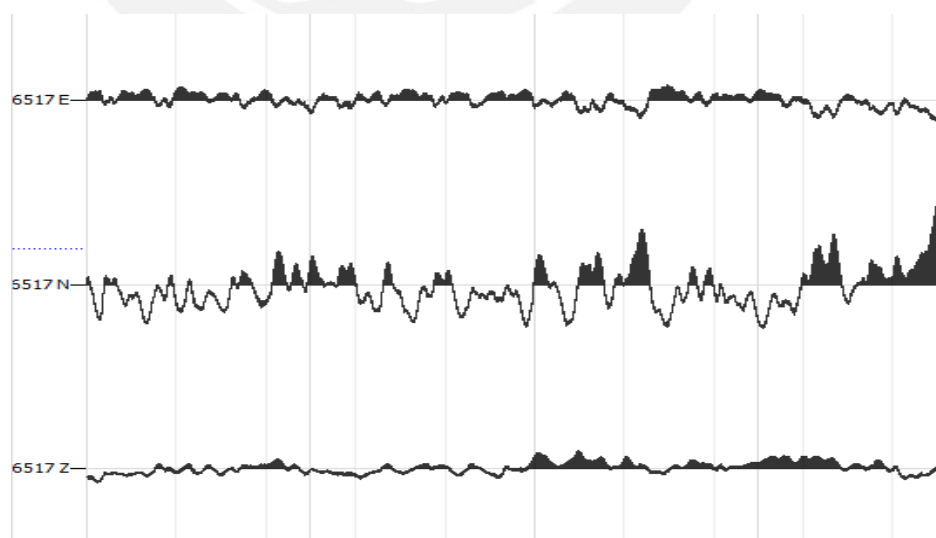


Figura 5.14. Señal en sus tres componentes (Estación CETAM)

Debido a que la vibración ambiental se concentra en las frecuencias 0.1 – 30 hz, se aplicó un filtrado pasabanda en este intervalo con butterworth filter de orden 4. La Figura 5.15 muestra la señal filtrada CETAM con los parámetros mencionados. Pueden observarse las diferencias en amplitud con respecto a la figura 5.14.

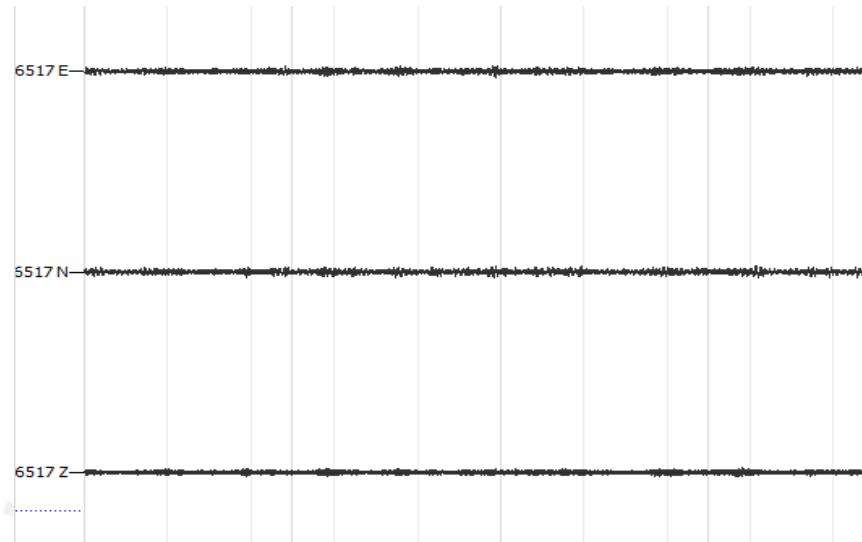


Figura 5.15. Señal filtrada en pasabanda 0.1-30 Hz (Estación CETAM).

Finalmente, se configuró la señal con un ventaneo de 20.48 segundos sin traslape y un suavizado tipo Konno & Ohmachi 85.

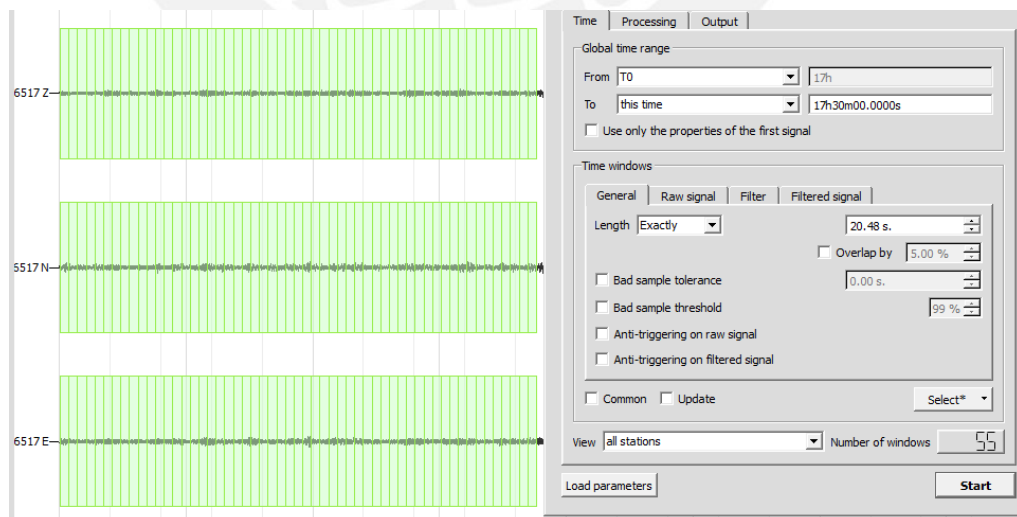
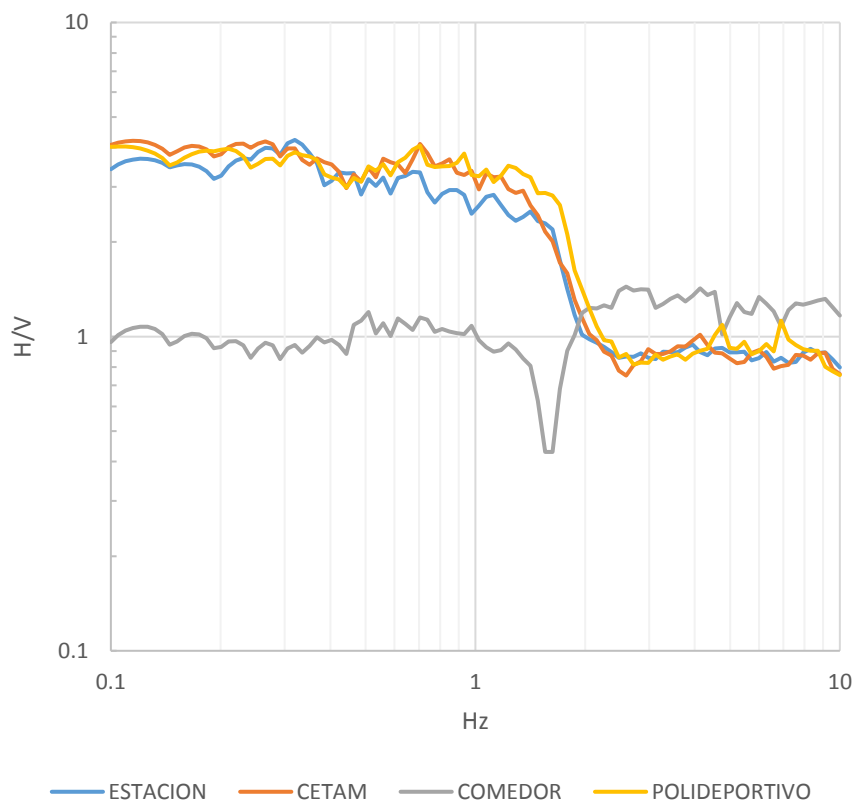


Figura 5.16. Configuración del ventaneo y suavizado de la señal.

El software utiliza el Método de la media cuadrática para la obtención del Cociente Espectral H/V.

5.2.4. Resultados

Los cocientes espectrales H/V obtenidos en todos los sitios de registro se muestran en el Gráfica 5.1.



Gráfica 5.1. Cocientes Espectrales H/V en las 4 estaciones PUCP de registro.

Puede observarse que existe la misma tendencia en las gráficas ESTACIÓN, CETAM y POLIDEPORTIVO. Estas funciones de transferencia contienen una amplificación constante entre 3 y 4 para frecuencias menores a 1.5 Hz y de 1 para frecuencias superiores a 2 Hz.

En la estación de registro COMEDOR, el cociente espectral presenta una meseta alrededor de 1 hasta la frecuencia 1.5 Hz y luego puede notarse una leve deamplificación y posterior amplificación a partir de los 2 Hz. Cabe recordar que la medición en este punto se hizo sobre el piso terminado de la primera planta de la edificación y las cimentaciones subyacentes parecen influir y alterar los resultados.

Es importante recalcar la semejanza en los puntos de inflexión de las gráficas. En todos los casos, se observa que alrededor de 1.5 Hz existe una deamplificación y, posteriormente, una constante alrededor de 1.

5.3 Aplicación de métodos de caracterización de efectos de sitio que utilizan sismo

Para validar los resultados obtenidos con vibración ambiental se aplicaron métodos que utilizan registros sísmicos. Estos métodos tienen mayor confiabilidad, porque obtienen una función de transferencia con los efectos reales del suelo.

Para el presente estudio, se aplicó el Método Razón Espectral Estándar (SSR) (Borcherdt, 1970) y el Método de Cociente Espectral H/V (Lermo y García, 1993). También, se aplicó el Método de Haskell-Thompson para obtener funciones de transferencia teóricas que corroboren los resultados experimentales de los métodos mencionados.

La señal sísmica utilizada en los tres métodos fue la del sismo del 25 de Noviembre del 2013, (Magnitud: 5.8 ML. Epicentro: 19 km al norte de San Vicente de Cañete. Profundidad: 56 km) registrada en la estación sísmica “Hipólito Unanue” de la PUCP (Anexo 1). Como estación de referencia se tomó la estación UNI, ubicada sobre roca y considerada como tal por estudios hechos por el Ing. Lermo y el CISMID (Anexo 2).

Las señales se procesaron en el software DEGTRA A4, desarrollado por la Universidad Autónoma de México (UNAM). A continuación se presenta el desarrollo de los métodos mencionados.

5.3.1 Método Razón Espectral Estándar (SSR)

5.3.1.1 Recursos Utilizados

Como se mencionó, se utilizó el registro sísmico del 25 de Noviembre del 2013 en la estación sísmica PUCP como emplazamiento de interés. La estación UNI, ubicada sobre un cerro rocoso, se consideró como sitio representativo del sustrato rocoso y, por tanto, idóneo para utilizarse como estación de referencia. En ese sentido, la función de transferencia obtenida mostrará las características del efecto de sitio en la PUCP.

La fuente sísmica se ubicó a 103.57 km de la estación UNI y a 101.26 km de la estación PUCP. La distancia entre estaciones UNI y PUCP es de 6.42 km. Por lo tanto, se cumple la condición de distancia corta entre estaciones con respecto a la distancia de la fuente. La tabla 5.2 y 5.3 muestran las coordenadas geográficas de la fuente sísmica y las estaciones de registro, así como las distancias mencionadas.

Tabla 5.2. Coordenadas geográficas y UTM de la fuente sísmica y las estaciones de registro.

	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM	
	Longitud (°)	Latitud (°)	X (m)	Y (m)
Fuente	-76.48	-12.77	339344.05	8587840.17
Estación UNI	-77.05	-12.02	276811.54	8670403.04
Estación PUCP	-77.08	-12.07	273585.99	8664846.23

Tabla 5.3. Distancias entre las estaciones de registro y la fuente sísmica.

Fuente-UNI	103.57 Km
Fuente-PUCP	101.26 Km
UNI-PUCP	6.43 Km

Por otro lado, ambas estaciones registran sismos con acelerómetros en tres direcciones: Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical. Sin embargo, el cálculo de las funciones de transferencia se realizará únicamente con las componentes horizontales (E-O y N-S).

5.3.1.2 Procesamiento y tratamiento de la señal

Las señales se cargaron en DEGTRA, separando ordenadamente los registros PUCP y UNI en las direcciones E-O y N-S. Se utilizó la señal a partir de la llegada de las ondas S, debido a su influencia en los efectos de sitio (Figura 5.17).

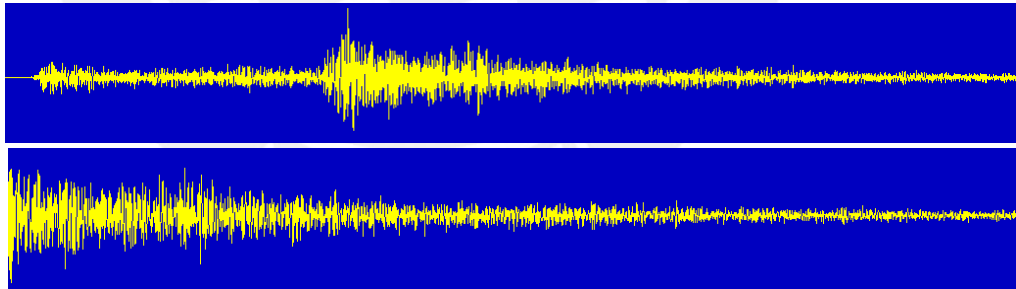


Figura 5.17. Señal E-O de la estación de referencia UNI perteneciente al sismo del 25 de Noviembre del 2013 (Anexo 3), antes y después de ser cortada desde la llegada de las ondas S.

Posteriormente, a cada señal se le calculó el espectro de Fourier (Figura 5.18).

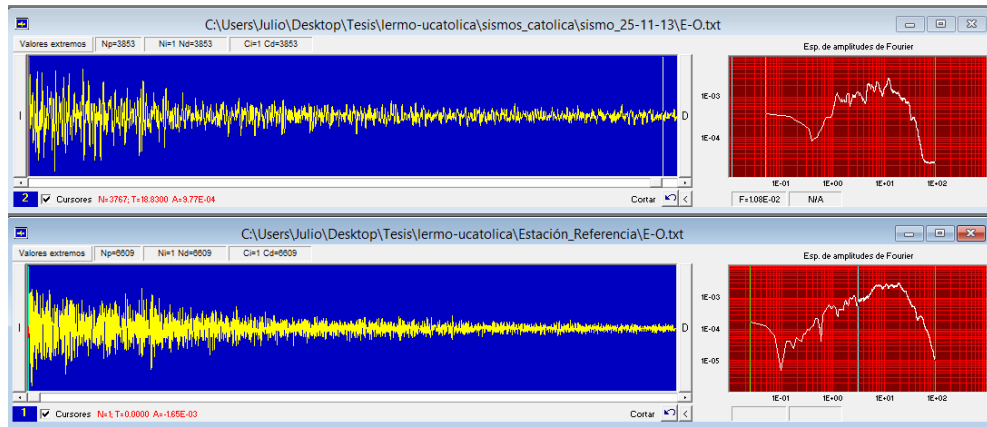
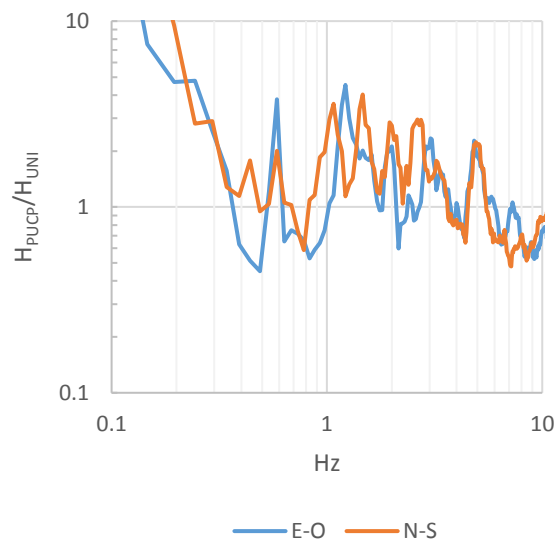


Figura 5.18. Cálculo de los espectros de Fourier de las señales E-O de la estación PUCP y UNI.

Finalmente, se calculó la razón espectral (PUCP/UNI) en ambas direcciones.

5.3.1.3 Resultados

Las funciones de transferencia obtenidas se muestran a continuación,



Gráfica 5.2 Funciones de transferencia resultantes en las direcciones E-O y N-S.

Se aprecian ligeras diferencias en los picos y amplificaciones de cada dirección; sin embargo, puede evidenciarse una similitud en el contenido frecuencial. Esto denota la homogeneidad del suelo en ambas direcciones y, por tanto, características sísmicas semejantes en sus dos componentes. A continuación se muestran tablas con el detalle de los máximos representativos en ambas gráficas.

Tabla 5.3. Valores máximos en la función de transferencia E-O.

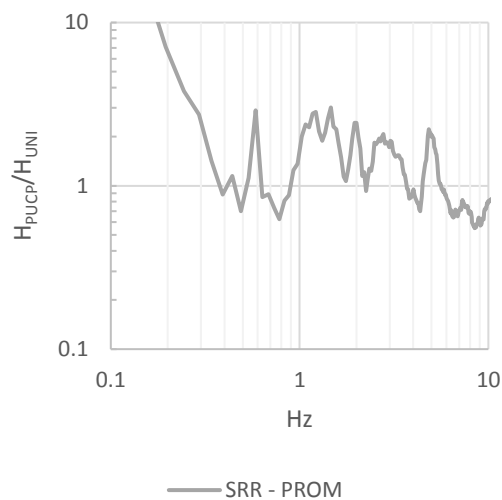
Amplitud	3.8	4.5	2.1	2.3	2.1
Frecuencia(Hz)	0.6	1.2	2	3.1	4.9

Tabla 5.4. Valores máximos en la función de transferencia N-S.

Amplitud	2	3.6	4	2.7	2.7	2.1
Frecuencia(Hz)	0.6	1.1	1.5	2	2.8	5.1

Como se observa, existe una correspondencia en las frecuencias pico en ambas direcciones. Se aprecia, además, la aproximación en amplitud y frecuencia del pico máximo (en rojo), siendo de 4 a 1.5 Hz en la dirección N-S y de 4.5 a 1.2 Hz en la dirección E-O.

La gráfica 5.3 promedia las funciones de transferencia de ambas direcciones y la tabla 6 detalla sus valores picos.



Gráfica 5.3. Función de Transferencia promedio.

Tabla 5.5. Valores máximos en la función de transferencia promedio.

Amplitud	2.9	2.8	3	2.4	2	2.2
Frecuencia(Hz)	0.6	1.2	1.5	2	2.7	4.9

En la tabla 5.5, se resaltan los valores máximos en rojo. Estos se sitúan en 0.6 y en el intervalo 1- 1.5 Hz con amplificaciones cercanas a 3. Además, se advierten picos en las frecuencias 2, 2,7 y 4.9 Hz con amplitudes entre 2 y 2.5.

5.3.2 Método de Cociente Espectral H/V

5.3.2.1 Recursos Utilizados

Se utilizó la estación meteorológica PUCP como emplazamiento de interés para obtener la función de transferencia en el sitio. Esta estación registra sismos con acelerómetros en tres direcciones: Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical, las cuales serán utilizadas para calcular el cociente espectral H/V.

5.3.2.2 Procesamiento y tratamiento de la señal

Las señales (E-O, N-S, Z) fueron cargadas al DEGTRA. Se recortaron las componentes horizontales de la señal con el fin de trabajar con el registro desde la llegada de las ondas S y con el registro completo para la componente vertical.

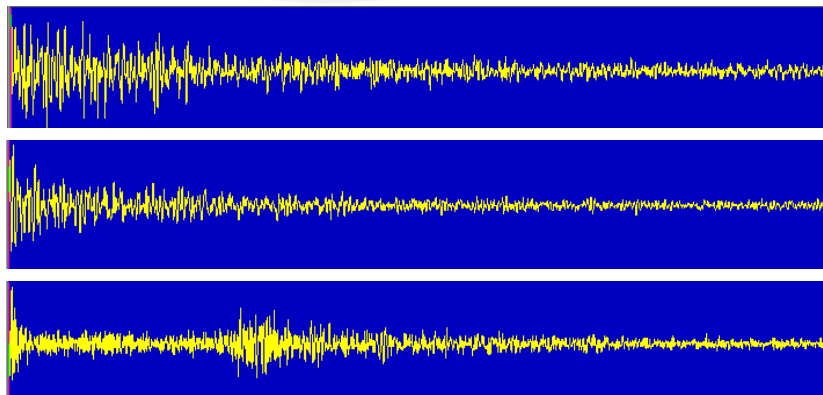


Figura 5.19. Componentes E-O, N-S y Z de la señal sísmica del 25 de Noviembre del 2013.

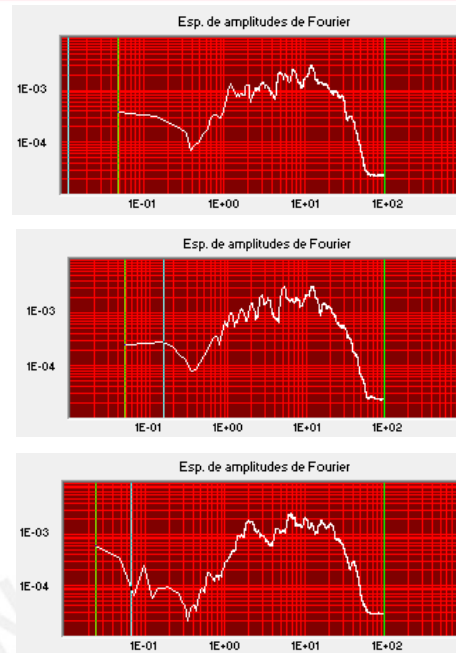
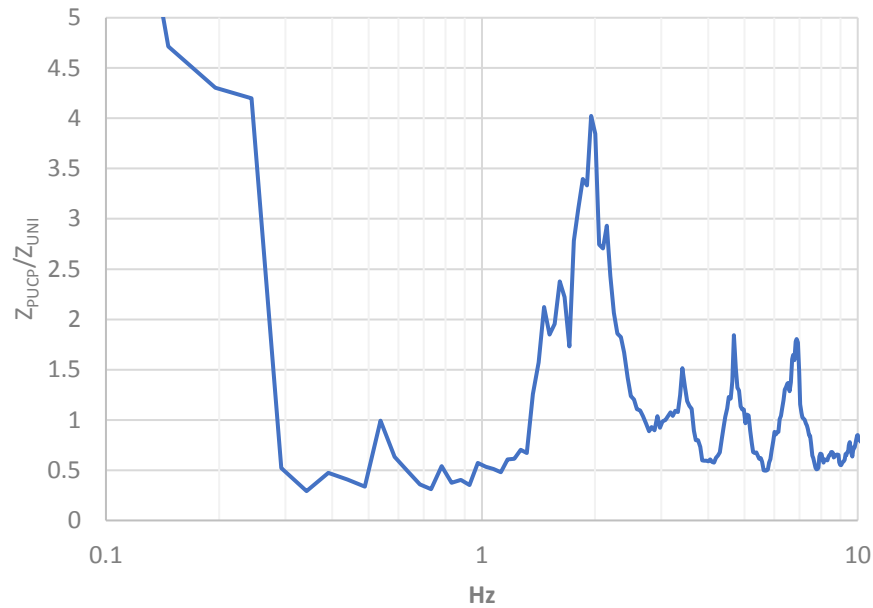


Figura 5.20. Espectros de Fourier de las componentes E-O, N-S y Z, respectivamente.

Luego, se obtuvieron las transformadas de Fourier de cada componente (Figura 5.20) para, finalmente, calcular los cocientes espectrales H/V.

5.3.2.3 Resultados

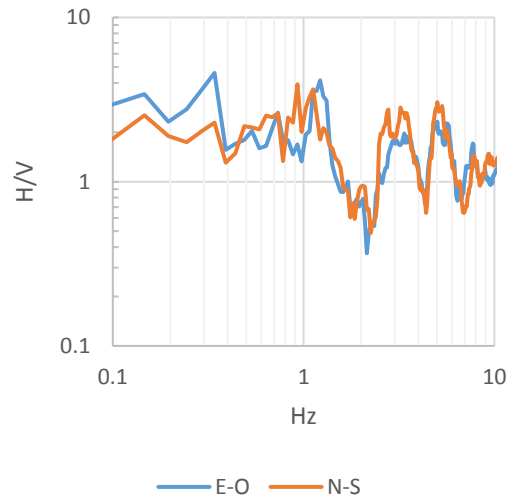
En un inicio se determinó si la componente vertical contenía únicamente información de la fuente y del trayecto de ondas, requisito necesario del método. Para ello, se utilizó la componente vertical del registro en la estación de referencia UNI (Método SRR) y se comparó, mediante un cociente espectral, con la componente vertical del registro PUCP. Si esta última solo contuviese información de la fuente y del trayecto de ondas, la amplificación del cociente (Z_{PUCP}/Z_{UNI}) tendría que aproximarse a la unidad. A continuación, se presenta la gráfica del cociente descrito,



Gráfica 5.7. Cociente espectral de las componentes verticales de la estación PUCP y UNI.

Como se observa en la gráfica 5.7 la función Z_{PUCP}/Z_{UNI} mantiene un valor alrededor de 1 en el intervalo $[0,1; 10]$ Hz, con excepción del pico presentado en 2 Hz de amplitud 4. Este valor máximo se debe probablemente a la contribución de las ondas superficiales, debido a que el registro sísmico utilizado pertenece a un sismo local (Profundidad: 56 km). Aún con este pico, el cociente espectral H/V es válido, según se explicó en la sección 3.2.

Se calcularon los cocientes espectrales H/V en las direcciones E-O y N-S y las funciones de transferencia obtenidas se muestran a continuación,



Gráfica 5.10. Funciones de transferencia resultantes E-O y N-S.

Ambas gráficas presentan similitudes en el contenido frecuencial con ciertas diferencias en amplitud. Se puede concluir que el suelo presenta el mismo comportamiento sísmico en ambas direcciones. A continuación, se muestran tablas con el detalle de los máximos representativos de ambas direcciones.

Tabla 5.6. Valores máximos en la función de transferencia E-O.

Amplitud	4.6	2.6	4.1	1.9	2	2.3	2
Frecuencia(Hz)	0.35	0.7	1.2	3	3.4	5.4	5.6

Tabla 5.7. Valores máximos en la función de transferencia N-S.

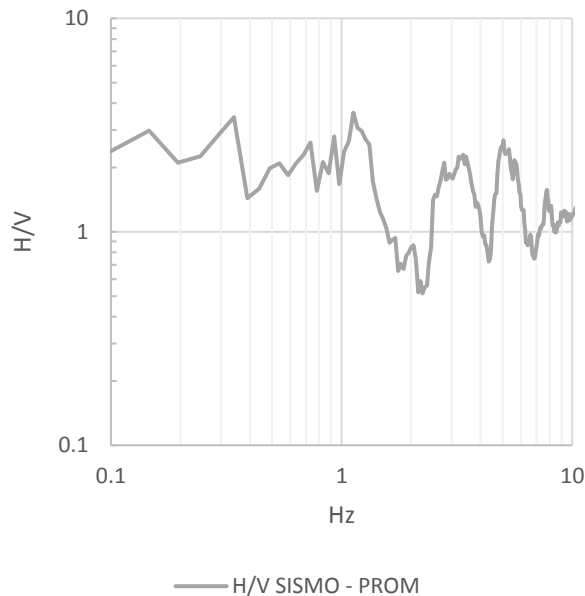
Amplitud	2.3	2.6	3.9	3.7	2.6	2.8	3
Frecuencia(Hz)	0.35	0.7	0.9	1.1	2.8	3.3	5.3

Como se puede observar, en la dirección N-S destacan las frecuencias 0.9 y 1.1 Hz, las cuales amplifican cerca de 4 (3.9 y 3.7 respectivamente). En la dirección E-O, predominan las frecuencias 0.35 y 1,2 Hz que amplifican a más de 4.

Se aprecia que, a excepción de la amplificación en 0.35 Hz, los picos de mayor valor se concentran entre 0.9 y 1.2 Hz, en donde destacan las frecuencias 0.9 y 1.1 Hz en la dirección N-S y 1.2 hz en E-O con valores de amplificación cercanos a 4.

Es importante destacar de igual manera, los picos que se presentan en 3.3 y 5.3 Hz en la dirección N-S, que se visualizan también en la dirección E-O con frecuencias de 3.4 y 5.4 Hz.

En la siguiente gráfica se presenta el promedio de los cocientes espectrales H/V en las dos direcciones mencionadas.



Gráfica 5.11. Función de Transferencia promedio.

El cuadro mostrado a continuación detalla los valores pico de la gráfica 5.11.

Tabla 5.8. Valores máximos en la función de transferencia promedio.

Amplitud	3.4	2.6	2.8	3.6	2.3	2.7
Frecuencia	0.3	0.7	0.93	1.1	3.5	5

Los valores máximos se resaltan en rojo, siendo 1.1 Hz la frecuencia con la amplificación máxima (3.6). Este valor está dentro del intervalo de frecuencias (0.9-1.2 Hz) mencionado anteriormente.

5.3.3 Método de Haskell-Thompson

5.3.3.1 Recursos Utilizados

Para aplicar el método se utilizó como emplazamiento de interés la estación sísmica “Hipólito Unanue” de la PUCP con el fin de obtener la función de transferencia teórica del lugar. Para ello, se trabajó con el software DEGTRA. El registro sísmico utilizado para la propagación de onda unidimensional en los estratos de suelo corresponde al del 25 de Noviembre del 2013 de la estación de referencia UNI. Las convoluciones se realizaron para perfiles de V_s provenientes de tres estudios previos: el realizado por los Ing. Reppeto y Arango (1974) (Anexo 4), el obtenido por Quispe et al (2014) con el método SPAC (Figuras 5.8 b) y el proveniente de la estimación del perfil de suelo del sitio por el Ing. Olcese (M. Olcese, comunicación personal, 2 de diciembre del 2015) (Figura 5.4). La tabla 5.9 muestra los valores del perfil de velocidades de onda S de los tres casos mencionados.

Tabla 5.9. Perfiles de Velocidad de onda S utilizados para las convoluciones con el Método de Haskell-Thompson.

Perfil	H (m)	Vs (m/s)
Reppeto y Arango (1974)	10	500
	30	850
	60	1063
	100	1223
	100	1455
	Basamento	2400
Quispe et al. (2014)	7.7	362
	9.9	596
	28.5	884
	153.8	1038
	82.9	1503
	Basamento	2412
Olcese (2015)	270	1500
	Basamento	2412

5.3.3.2 Procesamiento y tratamiento de la señal

La señal de la estación UNI (E-O y N-S) fue cargada al DEGTRA. Ambas componentes se recortaron para trabajar con el registro desde la llegada de las ondas S.

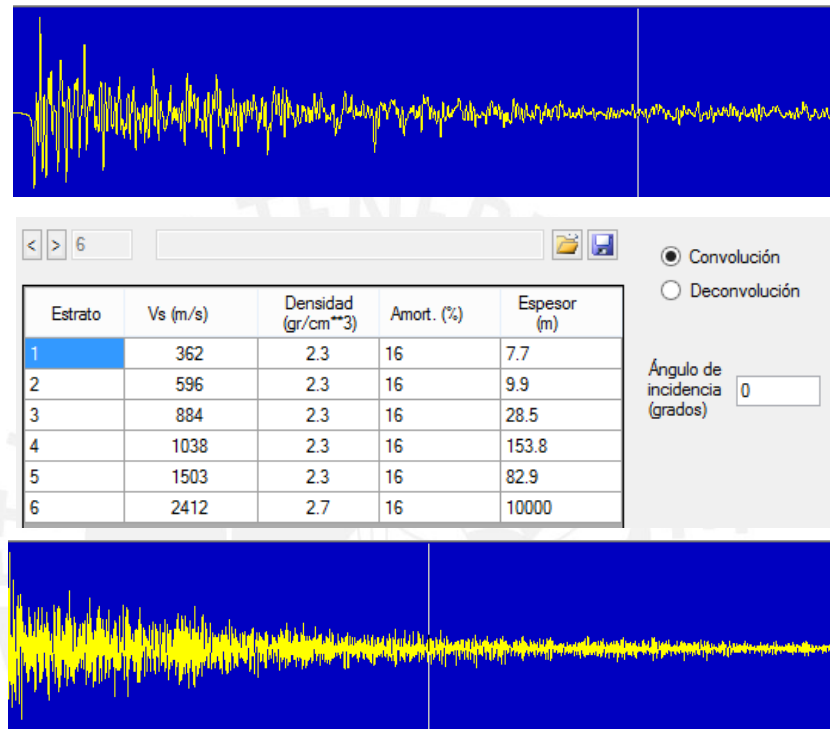
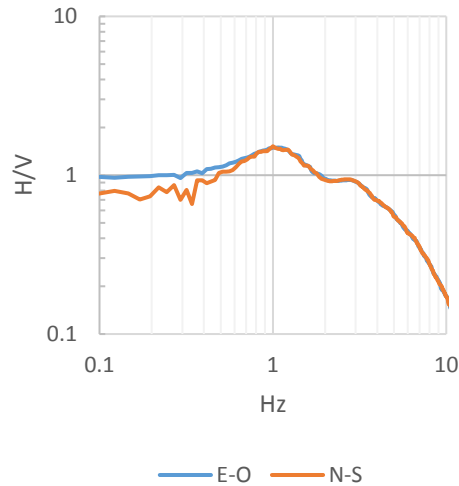


Figura 5.21. Convolución de la señal sísmica en DEGTRA para el perfil Vs obtenido por Quispe et al (2014).

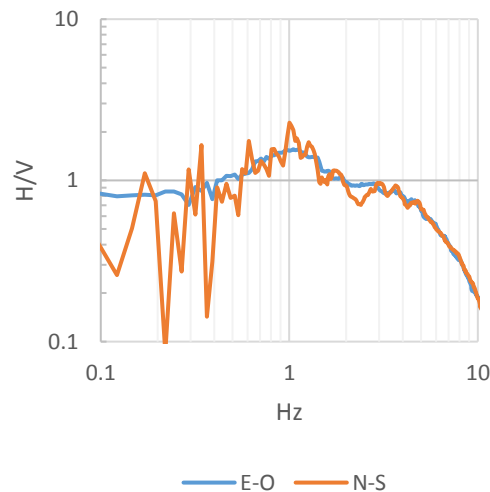
En la figura 5.21, se muestra la configuración del perfil de velocidades de onda S según los resultados del método SPAC. Una vez definidos los parámetros requeridos por el software (Vs, densidad, amortiguamiento y espesor de estratos), se ejecutó la convolución y se obtuvo la señal sintética que representa el registro en la superficie. El cociente espectral de esta con la señal inicial determina la función de transferencia teórica del sitio.

5.3.3.3 Resultados

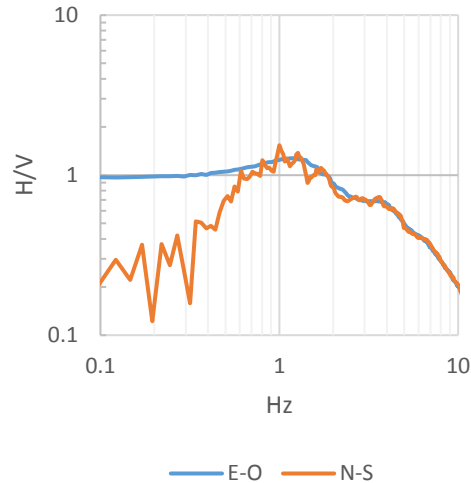
Las funciones de transferencia teóricas obtenidas en las direcciones E-O y N-S para los perfiles mencionados se muestran a continuación.



Gráfica 5.12. Funciones de Tranferencia teóricas E-O, N-S obtenidas para el perfil de Vs según Reppeto y Arango, (1974)

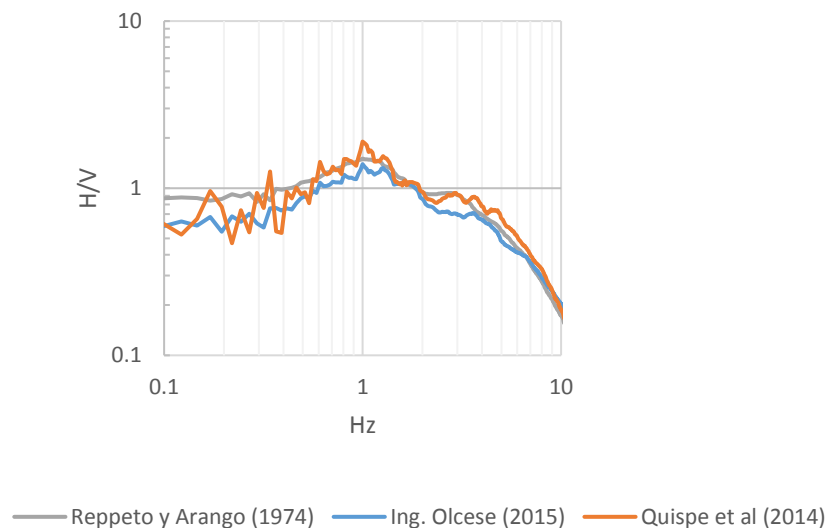


Gráfica 5.13. Funciones de Tranferencia teóricas E-O, N-S obtenidas para el perfil de Vs según Quispe et al, (2015)



Gráfica 5.14. Funciones de Transferencia teóricas E-O, N-S obtenidas para el perfil de Vs según Olcese, (2015)

Se puede apreciar que en cada uno de los casos existe una clara compatibilidad en las componentes E-O y N-S a partir de los 0.6 Hz, con alteraciones en la componente N-S para frecuencias menores. A pesar de ello, se evidencia una tendencia en ambas direcciones que verifica una semejanza en el comportamiento sísmico del suelo en sus dos componentes.

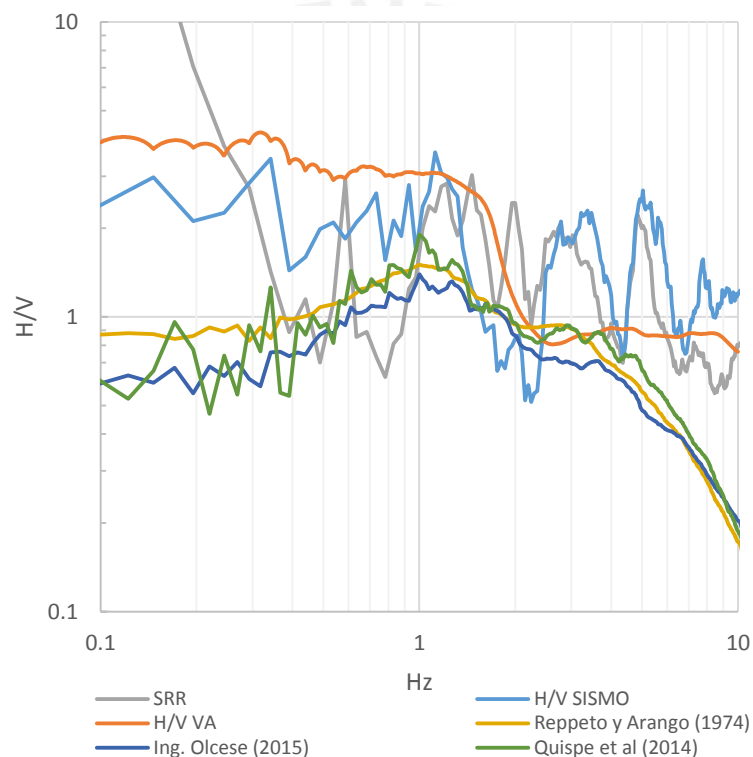


Gráfica 5.15. Funciones de Transferencia teóricas promedios para los perfiles Vs según Repetto y Arango, Olcese y Quispe.

La gráfica 5.15 presenta las funciones de transferencia promedio (N-S y E-O) para los tres casos expuestos. Puede observarse la misma tendencia en todas las gráficas con un valor pico de 1.1 Hz aproximadamente.

5.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS

A continuación, la gráfica 5.16 muestra todas las funciones de transferencia obtenidas con los métodos aplicados en este trabajo.



Gráfica 5.16. Funciones de transferencia obtenidas en el campus PUCP.

En todos los casos se utilizó el promedio de las componentes E-O y N-S. En la gráfica obtenida de los registros de vibración ambiental “H/V VA”, se realizó el promedio con 3 de las 4 estaciones de registro (Gráfica 5.1), debido a que una de ellas (COMEDOR) resultó alterada por factores particulares del sitio. Las frecuencias menores a 0.3 Hz no se tomarán en cuenta en el análisis, ya que su amplificación se ve alterada por causa de oleaje oceánico.

Al comparar las gráficas “H/V VA” y “SSR”, se observa que los picos en 0.6 Hz, 1.2 Hz y 1.5 Hz de “SSR” corresponden con las amplificaciones de “H/V VA” en el rango de 0.4-1.5Hz, relacionándose particularmente con las frecuencias 0.7 y 1.5 Hz. La progresiva reducción de la amplificación a partir de este valor se aprecia en ambas gráficas hasta 1.85 Hz. En “SSR”, se evidencian picos posteriores en las frecuencias 2, 2.7 y 4.9 Hz con amplificaciones de 2.4, 2 y 2.2, respectivamente, que no se observaron en los registros de vibración ambiental.

Algo similar sucede al comparar “H/V VA” y “H/V SISMO”. Puede observarse que –aunque con diferencias en los valores de amplificación- las gráficas tienen similitudes en máximos y en el contenido frecuencial hasta los 2.5 Hz aproximadamente. En las dos gráficas se observa el decremento progresivo de la amplificación desde aproximadamente 1.5 Hz hasta los 2.5 Hz. A partir de este valor, en “H/V SISMO” -como en “SSR”- aparecen 2 picos: 3.5 y 5 Hz con amplificaciones de 2.3 y 2.7 respectivamente, que no se evidencian en “H/V VA”.

Si se compara “SSR” y “H/V SISMO”, no solo se observa -como se mencionó- la proximidad de sus picos en las frecuencias superiores a los 2 Hz (en 3 y 5 Hz aproximadamente), sino que se aprecia que sus frecuencias predominantes se encuentran entre 1 y 2 Hz: 1.2 Hz para “H/V SISMO” y 1.5 Hz para “SSR”.

Las funciones de transferencia teóricas obtenidas con el Método de Haskell-Thompson “Repetto y Arango (1974)”, “Quispe et al (2014)” y “Olcese (2015)” no difieren de este valor pico. En todas las gráficas el máximo se presenta en 1.1 Hz aproximadamente. Se observa también el decremento sostenido de la amplitud hasta los 2 Hz, situación semejante en todas las gráficas expuestas.

De los resultados obtenidos, se puede concluir que la función de transferencia del suelo posee una frecuencia predominante entre 1 y 2 Hz. El mismo resultado fue presentado por Quispe et al (2014), expuesto en la sección 5.1.3 *Estudios Previos* de este trabajo. El pico en este intervalo – según lo afirma Quispe- se debe a la profundidad del basamento rocoso que supera los 200

metros. Si se compara la figura 5.22 (función de transferencia teórica en líneas punteadas) y las gráficas 5.15 (funciones de transferencia teóricas obtenidas), se observa la similitud en forma de las curvas para ambos casos a lo largo de todo el contenido de frecuencias.

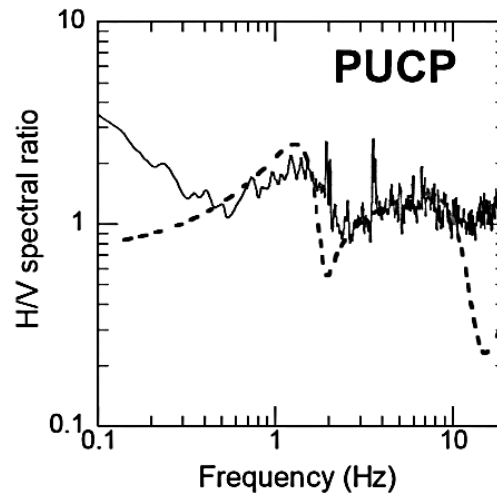
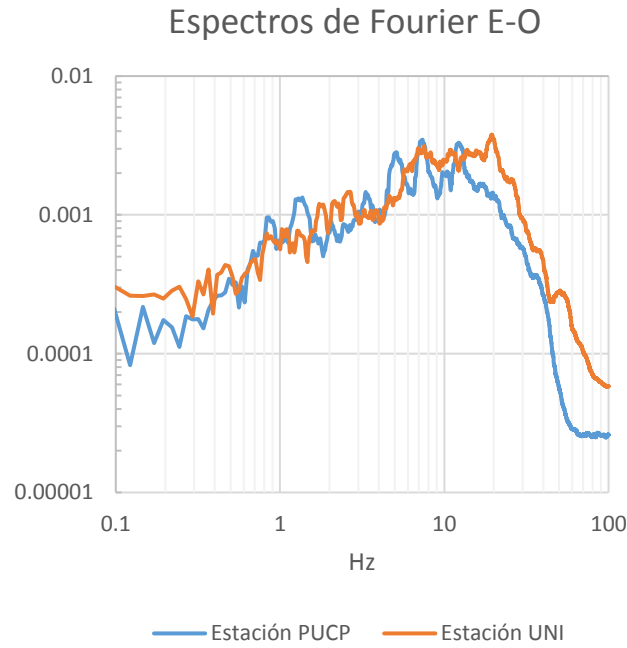


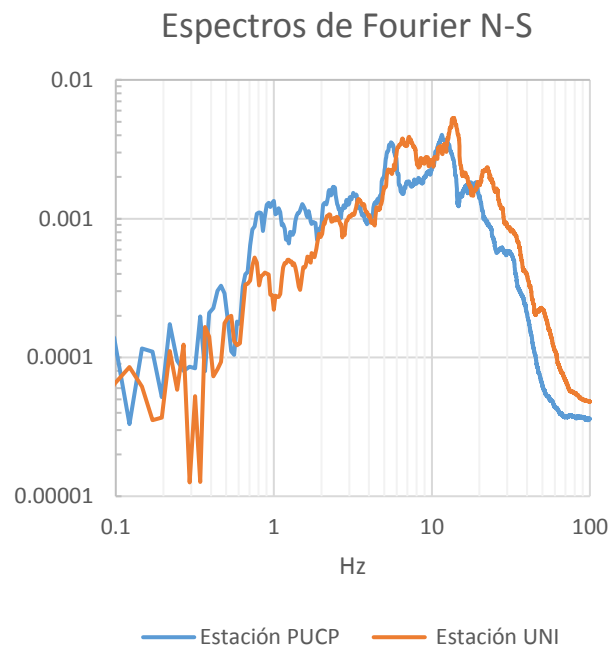
Figura 5.22. Función de Transferencia del suelo de la PUCP obtenido por Quispe et al (2014).

La microzonificación sísmica realizada por CISMID (2004) (Sección 5.1.3 *Estudios Previos*) propone para el suelo de la PUCP un periodo fundamental entre 0.2 y 0.3 s (3.3 Hz y 5 Hz). Sin embargo, los resultados obtenidos en este trabajo muestran que el periodo se encuentra entre 0.5 y 1 s (1 y 2 Hz). Por lo tanto, el valor obtenido contradice al propuesto en el estudio de microzonificación mencionado.

Sin embargo, si se compara los espectros de Fourier de las señales sísmicas registradas en el basamento rocoso (“Estación UNI”) y el sitio de interés (“Estación PUCP”) puede observarse que los efectos de sitio para el caso PUCP no son significativos. Las gráficas 5.24 y 5.25 muestran esta comparación en las direcciones E-O y N-S, información que fue utilizada en el método SSR para el cálculo de la función de transferencia. Se observa que, en ambos casos, las dos curvas (PUCP y UNI) poseen la misma tendencia, con similitudes en el contenido frecuencial y diferencias poco significativas en amplitud.



Gráfica 5.24. Espectros de Fourier de las señales sísmicas registradas en la estación PUCP y estación de referencia UNI en la dirección E-O.



Gráfica 5.25. Espectros de Fourier de las señales sísmicas registradas en la estación PUCP y estación de referencia UNI en la dirección N-S.

El espectro “Estacion UNI” que representa el contenido frecuencial de las ondas sísmicas que arriban al sustrato rocoso desde el foco posee picos en el intervalo de 7 a 11 Hz. Según lo considerado en este estudio, la frecuencia fundamental del suelo se encuentra entre 1 y 2 Hz, rango alejado de los picos mencionados y que, por tanto, no generan amplificación dinámica; es decir, resonancia. Esto se observa en el espectro “Estacion PUCP”, donde el intervalo de 1-2 Hz no presenta la amplitud dominante en la curva.

Por otro lado, la tabla 5.1 muestra los valores promedio de V_s , calculados a partir de la ecuación 5.1 (Sección 2.1.3 *Estudios Previos*), a las profundidades indicadas según los perfiles de suelo utilizados en este trabajo. Estos valores evidencian la alta rigidez del suelo del sitio que generan un bajo contraste de impedancias provocando una amplificación geométrica menor en la señal (Véase Gráficas 5.24 y 5.25). Esto impide el atrapamiento de las ondas sísmicas en el suelo y la amplificación en su frecuencia predominante.

Tabla 5.1. Valores promedio para los perfiles utilizados en este trabajo

	H (m)	V_s (m/s)	T_0 (s)	F_0 (Hz)
Repetto y Arango (1974)	300	1144.02	1.05	0.95
Quispe et al (2014)	282.8	1034.2	1.09	0.92
Olcese (2015)	270	1500	0.72	1.38

Por lo tanto, la frecuencia o periodo fundamental del suelo no domina el movimiento superficial. Es decir, los efectos de sitio en este caso no tienen impacto en la intensidad sísmica del lugar, quedando controlada por la fuente y la atenuación por el trayecto de las ondas sísmicas. En la tabla 5.1, también se puede observar la frecuencia fundamental del suelo calculada de acuerdo a la ecuación 2.16 (Sección 2.6.2 *Amplificación Dinámica*) para cada caso. Como se aprecia, dos de estos valores se aproximan y uno pertenece al intervalo 1-2 Hz, rango de la frecuencia predominante del suelo obtenida en este trabajo.

CAPITULO6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

La descripción de los métodos del Cociente Espectral H/V y el de Autocorrelación espacial (SPAC) se realizó debido a que -según la revisión bibliográfica- son los métodos de vibración ambiental más utilizados en la caracterización de efectos de sitio alrededor del mundo. Esta descripción mostró su sustento teórico, metodología y procedimiento de trabajo, además de comprobar su eficiencia y aplicabilidad mediante un trabajo de campo e información de estudios previos. Las propiedades dinámicas obtenidas por estos métodos -periodo fundamental (Cociente H/V) y velocidad de onda S (SPAC)- son parámetros referentes en los códigos sismoresistentes del Perú (NTE.030, 2003; NTE.030, 2016) y el resto del mundo (NEHRP, EC8, NSR-10).

La aplicación del método del Cociente Espectral H/V en el campus PUCP obtuvo que el periodo predominante del suelo se encuentra entre 0.5 y 1 s (1 y 2 Hz). Este resultado se comparó con resultados obtenidos con métodos teóricos y experimentales que utilizan registros sísmicos (SSR, Cociente espectral H/V y Método Haskell-Thompson), los cuales coincidieron en el mismo intervalo.

Por otro lado, los métodos experimentales con sismo coincidieron en dos picos secundarios ubicados en 3 y 5 Hz (0.2 y 0.3 s) que no se visualizaron en los resultados con vibración ambiental.

El resultado obtenido para el periodo fundamental del suelo en este trabajo (0.5 – 1s) y el publicado en el mapa de isoperiodos perteneciente a la microzonificación sísmica realiza por CISMID en el 2004 (0.2-0.3 s) son incompatibles. Por otro lado, el resultado para el periodo fundamental proveniente del estudio realizado por Quispe *et al.* (2014) en el campus PUCP (0.5-1 s), coincidió con el intervalo de valores obtenido en este trabajo.

Si bien el resultado del periodo fundamental del suelo en la PUCP obtenido en este trabajo no coincide con el proveniente del mapa de isoperiodos (CISMID, 2004), esto no involucra un cambio en el riesgo sísmico de la zona. El movimiento superficial no está controlado por los efectos de sitio, debido a su alta rigidez como se mostró en las gráficas 5.24, 5.25 y la tabla 5.1.

Los métodos de vibración ambiental descritos demostraron ser prácticos y de aplicación sencilla. El registro no tomó más de 30 minutos para cada estación y el procesamiento se facilitó con el uso del software Geopsy® (disponible libremente en www.geopsy.org). Los resultados obtenidos fueron comparados con métodos de mayor confiabilidad (SSR, cociente H/V con sismo y Haskell-Thompson) encontrando correspondencias. En ese sentido, la vibración ambiental provee información importante sobre las características dinámicas del suelo que puede utilizarse para la estimación de efectos de sitio.

6.2 RECOMENDACIONES

El registro de vibraciones ambientales en superficies de concreto pertenecientes a una edificación como la realizada en la estación “COMEDOR” (Gráfica 5.1) no es recomendable. La función de transferencia se altera, atenuando amplificaciones y modificando el contenido frecuencial de la señal. Por lo tanto, es preferible, según lo evidencia la congruencia entre las gráficas restantes, que el registro se realice sobre tierra firme.

REFERENCIAS

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- Alarcón Álvarez, E. (1989). Respuesta dinámica de suelos. *Física de la Tierra*, 1, 309-356.
- Alfaro, A., & Yokoi, T. (2005). Determinación de la estructura de velocidades de ondas de corte mediante arreglos de microtemblores de largo período. XIII Jornadas Geotécnicas de la Ingeniería Colombiana.
- Alva Hurtado, J. E., Meneses, J. F., Chang, L., Lara, J. L., & Nishimura, T. (1992). Efectos en el terreno ocasionados por los sismos del Alto Mayo de Perú. In *Conferencia nacional de ingeniería civil*, 9 (pp. 1-9). Perú. Universidad Nacional de Ingeniería. Facultad de Ingeniería Civil; Perú. Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres.
- Alva, J., Meneses, J. y Huamán, C. (2011). *Microzonificación sísmica de La Punta y Callao*. Lima: Guzlop editoras.
- Álvarez, S. (1999). El Efecto Local sobre el Movimiento Sísmico del Suelo: Fenomenología y Resultados Recientes. *Física de la Tierra*, (11), 141.
- Apostolidis, P., Raptakis, D. y Ptilakis, K. (2004). The use of microtremors for the definition of soil properties and bedrock depth in an urban área. *13th World Conference on Earthquake Engineering*, I, 14.
- Apostolidis, P., Raptakis, D., Roumelioti, Z. y Ptilakis, K. (2004). Determination of S-wave velocity structure using microtremors and spac method applied in Thessaloniki (Greece). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24(1), 49-67.
- Arribas, J. (2015). Ondas Sísmicas. [Figura 2.8 y 2.9]. Recuperado de https://www.lpi.tel.uva.es/~nacho/docencia/ing_ond_1/trabajos_06_07/io3/public_html/Ondas/Ondas.html
- Bard, P.-Y., 1998. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan, pp. 1251–1279.
- Bernal, G., Cardona, O. D., Barbat, A. H., & Salgado, M. (2013). Enfoque integral para la evaluación de efectos de sitio en ciudades y su aplicación en Bogotá. In *Memorias del VI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*.
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America* 60(1), 29-61

Bran, J., Gonzalez, R y Ortiz, H. (2009). Métodos de ensayo para la determinación de las principales propiedades dinámicas de los suelos de El Salvador. (Tesis de Licenciatura). Universidad de El Salvador, El Salvador.

Cara, F. (2012). Análisis de procesos estocásticos en el dominio de la frecuencia. [diapositivas de PowerPoint]. Recuperado de: http://www.etsii.upm.es/ingor/estadistica/fjcara/mme_construccion/04_pe_st_frecuencia.pdf

Carabali, D. (2014). Determinación del potencial de licuación en suelos a partir de vibraciones ambientales. (Tesis de Pregrado). Universidad del Valle, Colombia.

Cárdenas-Soto, M. y Reyes, T. (2007). Sismicidad y efectos de sitio en la delegación Álvaro Obregón. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.

Castro, P. S., & Cantón, I. C. (2014). Filtros No Lineales. Tlatemoani, (17).

Chávez-García, F. J., & Montalva, G. A. (2014). Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway. Obras y proyectos, (16), 6-30.

Cuadra, P. (2007). Aplicación de técnicas de vibraciones ambientales: análisis de microtemores y vibraciones naturales, para la caracterización de sitio. Proyecto de Grado, Universidad Simón Bolívar.

Correig, A. y Colombo, F.. (1991). Caracterización sísmica de una cuenca sedimentaria. Acta Geológica Hispánica, 26, 77-89.

CISMID (2004). Microzonificación Sísmica de Lima [diapositivas de PowerPoint]. Recuperado de: http://www.cismid.uni.edu.pe/descargas/redacis/redacis32_p.pdf.

Estrada, L. (2008). Prospección Sísmica. Catedra de Geofísica de la Facultad de Ciencias exactas y tecnología de la Universidad Nacional de Tucuman, Argentina.

Diario Oficial de la Federación (2014). [Figura 2.11] Recuperado de http://dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5385045&fecha=11/03/2015

Flores, H. & González, J. A. (2003). SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City. GEOFISICA INTERNACIONAL-MEXICO-, 42(2), 227-236.

Franklin, R., Caselles Magallón, J. O., Canas Torres, J. A., Clapes Boixader, J., Pujades Beneit, L., Navarro, M., ... & Pérez Gracia, M. D. L. V. (2006). Estimación de la respuesta de sitio mediante el metodo del cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat Vella de Valencia. Revista internacional de métodos numéricos.

Foti, S. (2000). Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves (Doctoral dissertation, Politecnico di Torino).

Galindo, R. (2010). Aplicación de la técnica SPAC en la ciudad de Xalapa. (Tesis de Pregrado). Universidad Veracruzana, México.

García, J. (2010). Análisis Espectral de ondas superficiales (SAWS). [Figura 2.15]. Recuperado de <https://prezi.com/b54bfonzgpk7/analisis-espectral-de-ondas-superficiales-sasw/>

Gómez, V. H. S., & Catalán, M. J. V. Estudio de la robustez de la estimación espectral de la técnica H/V de Nakamura para estudios de caracterización dinámica de suelos.

Guerrero, R. (2008). Estudio de la dispersión de las ondas superficiales con fines geotécnicos. (Tesis de Licenciatura). Universidad de los Andes, Colombia.

Grigioni, L., Jardon, A. y Vettotel, S. (2012). Fenómenos de Ondas. [Figura 2.7]. Recuperado de <http://rephip.unr.edu.ar/bitstream/handle/2133/3257/7503-4%20FISICA%20-%20Fen%C3%B3menos%20de%20Ondas.pdf?sequence=1>

Haskell, N. A. 1953. The Dispersion of Surface Waves in Multilayered Media. Bulletin of the Seismological Society of America, 43, pp. 17-34

Herrera, D. (2013). Caracterización de sitio para el área urbana de Chosica utilizando métodos sísmicos. (Tesis de Pregrado). Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, Perú.

Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. Journal of Physics of the Earth, 33(2), 59-96.

IGP (2010). Zonificación sísmico-geotécnica para siete distritos de Lima Metropolitana (Comportamiento Dinámico del Suelo).

Kanai, K. and Tanaka, T. (1954). Measurement of the microtremor. Bulletin of the Earthquake Research Institute 32, 199-209

Kanai, K., Tanaka, T., (1961). On microtremors VIII. Bulletin of the Earthquake Research Institute 39, 97-114.

Kitsunezaki, C., Goto, N., Kobayashi, Y., Ikawa, T., Horike, M., Saito, T., ... & Okuzumi, K. (1990). Estimation of P-and S-wave velocities in deep soil deposits for evaluating ground vibrations in earthquake. J. JSNDS, 9, 1-17.

Konno, K., Ohmachi, T., (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (1), 228–241.

Kuroiwa, J. (1977). *Protección de Lima Metropolitana ante sismos destructivos, Homenaje al Centenario de la Universidad Nacional de Ingeniería, Comité Nacional de Defensa Civil, Lima.*

Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR (2011). Efectos de sitio. [Figura 6]. Recuperado de <http://www.lis.ucr.ac.cr/index.php?id=239>

Lachet C., Bard P.-Y. (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. *J. Phys. Earth*, 42, 377-397.

Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal Geophysical Research* 84 (B9), 4749-4762.

Lermo, J., & Chávez-García, F. J. (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13(6), 413-423.

Linares, G. (2005). *Introducción y Aplicación del Método de Sísmica de Microtremores en áreas urbanas. (Tesis de Licenciatura). Universidad Simón Bolívar, Venezuela.*

Lissón, C. I. (1907). *Contribución a la Geología de Lima y sus alrededores. Librería é imprenta Gil.*

López, V. (2010). *Conceptos Básicos sobre Ondas. [Figura 2.4].* Recuperado de <http://varinia.es/blog/2010/12/07/conceptos-basicos-sobre-ondas/>

Lozano, C. (2013). *Uso de registros de microtemblores para la determinación de modelos de velocidad de ondas de corte y respuesta dinámica del suelo en la ciudad de Cúcuta, Colombia. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Colombia, Colombia.*

Malischewsky Auning, P. (2008). The ellipticity of Rayleigh waves at infinite depth. *Geofísica internacional*, 47(1), 77-79.

Martín, T. y Serrano, A. (s.f.). *Movimiento ondulatorio. [Figuras 2.2 y 2.3].* Recuperado de <http://acer.forestales.upm.es/basicas/udfisica/asignaturas/fisica/ondas/armonicas.html>

Martínez, F. L., Soto, J. M., de la Blanca, G. A., Romero, M. J. R., & García, J. M. G. (1994). *Respuesta sísmica de la provincia de Almería. In El estudio de los terremotos en Almería (pp. 219-232). Instituto de Estudios Almerienses.*

Medina, J. (2010). Análisis de Fourier para el tratamiento de señales. XII Encuentro de Matemáticas y sus aplicaciones, I, 30.

Miller, M. (2013). Sismología Aplicada y de Exploración. 15 Noviembre 2015, de Matthew Miller Sitio web: http://www.mttmlr.com/sismologia_files/513430_sae2014.pdf

Moncca, G. (2006). Revisión de la Teoría de las ondas superficiales y sus propiedades de dispersión. Informe de Prácticas Preprofesionales, Instituto Geofísico del Perú.

Montenegro, Á. (2009). Análisis espectral (No. 007752). UNIVERSIDAD JAVERIANA-BOGOTÁ.

Moreno, L. & Alfaro, A. (2006) De los microsismos a los microtremores. VII CCG-Sociedad Colombiana de Geotecnia, Colombia.

Muñoz, F., Valerio, J., & Cuéllar, V. (1995). Evaluación de la mejora del terreno en ingeniería civil mediante el análisis de ondas superficiales. Física de la Tierra, (7), 259.

Muñoz, A. (2004) Ingeniería Sismorresistente. PERÚ: Editorial PUCP

Nakamura, Y. (2008). On the H/V spectrum. In The 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), 30-I, 25 – 33.

National Instruments (2016) ¿Qué es Adquisición de Datos? [Figura 5.27]. Recuperado de <http://www.ni.com/data-acquisition/what-is/esa/>

Ochoa, F. (s.f.) Análisis espectral de ondas Rayleigh caracterización geotécnica no intrusiva.

Ojeda, A. (1999). Evaluación de Efectos de Sitio para la Microzonificación Sísmica de Pereira. Revista de la Red Sismológica Regional del Eje Cafetero Viejo Caldas y Tolima, 2-15.

Ohmachi, T., Umezono, T., (1998). Rate of Rayleigh waves in microtremors. Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, pp. 587–592.

Ondas Planas. (2007). [Figura 2.1] Recuperado de http://luz.izt.uam.mx/mediawiki/index.php/Ondas:_planas

Pachón, S., Martínez, S., Bermúdez, M. L., Ojeda, A., & de Quindío, C. O. S. (2000). Estimación del Ts. en el área metropolitana de Bucaramanga. In Memoria (p. 15). Colombia. Universidad Nacional de Colombia; Colombia. Observatorio Sismológico de Quindío; Colombia. INGEOMINAS.

Proakis, J y Manolakis, D. (2007) Tratamiento digital de señales, Madrid, España: Pearson Prentice Hall.

Quispe, S., Chimoto, K., Yamanaka, H., Tavera, H., Lazares, F., & Aguilar, Z. (2014). Estimation of S-Wave Velocity Profiles at Lima City, Peru Using Microtremor Arrays. Journal ref: Journal of Disaster Research, 9(6), 931-938.

Ramírez, E. (2013). Ondas Sísmicas. [Figura 2.9]. Recuperado de <http://estarenondasismica.blogspot.pe/>

Reglamento Nacional de Edificaciones, NTE E.030 Diseño Sismorresistente, 2016.

Reglamento Nacional de Edificaciones, NTE E.030 Diseño Sismorresistente, 2006.

Repetto, P., Arango, I. y Seed, H.B. (1980). Influence of site characteristics on building damage during the October 3, 1974 Lima Earthquake: Earthquake Engineering Research Center University of California-Berkeley, Report UCB/EERC-80/41, Berkeley, CA, 77 p.

Ritta, R. J., Suárez, L. E., & Pando, M. A. Mecánica Computacional, Volume XXXI. Number 8. Structural Analysis (B).

Romero, C. (2005). Estudio del efecto de sitio en área urbana de la ciudad Catarina. Informe de Investigación. Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, Nicaragua.

Rosales, C. (2001). Sobre el comportamiento sísmico de los depósitos de suelos del área de Cañaveralejo, Cali, Colombia. (Tesis de Pregrado). Universidad del Valle, Colombia.

Saldivia, J. (2014). Determinación del periodo fundamental de vibración del suelo aplicando el criterio SESAME. (Tesis de Pregrado). Universidad del Bio-Bio, Chile.

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(1), 221-225.

Sánchez, M. (2012). Onda Estacionaria. [Figura 2.6]. Recuperado de <http://guiasdeonda-sanchez.blogspot.pe/2012/12/onda-estacionaria.html>

Sandoval, V. (2013). Estudio de la robustez de la estimación espectral de la técnica H/V de Nakamura para estudios de caracterización dinámica de suelos. (Tesis de Licenciatura). Universidad Austral de Chile, Chile.

Servicio Geológico Colombiano (s.f.). Microzonificación sísmica por microtemores. En Zonificación integral por amenazas naturales para la ciudad de Villavicencio-Meta. (Cap. 6). Recuperado el 15 de Julio de 2015, de http://seisan.sgc.gov.co/RNAC/images/stories/rnac/pdfs/Vibracion_Ambiental/mzs_microtemores_villavicencio.pdf

SESAME Project (2003) Deliverable D09.03. Multiplatform H/V processing software J-sesame-WP03 H/V technique: data processing, available from the web site: http://sesame.geopsy.org/Delivrables/D09-03_Texte.pdf

Sheriff, R y Geldart, LI. (1995). Exploration seismology. EEUU: Cambrigde University Press.

Schmidt, V. (2011). Clasificación de suelos basada en el cálculo de razones espectrales en sitios donde se ubican estaciones acelerográficas de América Central, casos de: El Salvador, Nicaragua y Costa Rica. Rev. Geol. Amér. Central, 44.

Stoica, P. y Moses, R. (2005). Spectral analysis of signals. EEUU: Prentice Hall.

Tavera, H. y Bernal, I. (2008). Microzonificación sísmica en los AAHH 7 y 9 de Octubre, Vicentelo Bajo en El Agustino y ribera izquierda del río rimac en Lima a partir de registros de vibración ambiental. Dirección de Sismología-CNDG, Instituto Geofísico del Perú.

Thompson, W. T. 1950. Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid. Journal of Applied Physics, 21, pp. 89-93

Trigo, T. (2007). Influencia de la amplificación local de las ondas sísmicas y la interacción suelo-fundación en el puente Marga-Marga. (Tesis de Pregrado). Universidad de Chile, Chile.

Tsige, M., & Flórez, I. G. (2006). Propuesta de clasificación geotécnica del "Efecto Sitio"(Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia. Geogaceta, (40), 39-42.

Vasquez, R., González, J. A., & Mijares, H . (2005) Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Zamora Michoacán. XV CNIS México 2005. Artículo III-02.

Vergara, F. (2015). Modelo de velocidad sísmica en la subcuenca de Chalco, Edo. De México, mediante análisis de cocientes H/V de vibraciones ambientales. (Tesis de Maestría). UNAM, México.

Velasco, G. (2013). Modelado de la respuesta dinámica del suelo en Granada con datos de métodos pasivos SPAC y HSRV. (Tesis de Maestría). Universidad de Granada, España.

Vila, S. F., Roig, A. M., Belvaux, M., Tarres, M. P., Moreno, B. B., Gasa, A. G. & Suriñach, X. G. (2012). Caracterización de efectos sísmicos locales en la ciudad de Lorca. Física de la Tierra, 24, 235-254.

Yamanaka, H (2007) "Inversion of surface-wave phase velocity using hybrid heuristic search method," Butsuri Tansa (Geophysical exploration), Vol.60, pp. 265-75, 2007.

Zamorano, M. (2010). Análisis de señales mediante STFT y Wavelet. Aplicación a defectología en rodamientos. (Tesis de Pregrado). Universidad Carlos III de Madrid, España.

Zaineh, H. E., Yamanaka, H., Dakkak, R., Khalil, A., & Daoud, M. (2012). Estimation of shallow s-wave velocity structure in damascus city, Syria, using microtremor exploration. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 39, 88-99.

