

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**EVALUACIÓN DEL EFECTO DE SITIO EN
ESTACIONES DE BANDA ANCHA DEL SERVICIO
SISMOLÓGICO NACIONAL**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERA GEOFÍSICA

P r e s e n t a

Ericka Alinne Solano Hernández

Directora de Tesis: Dra. Xyoli Pérez Campos

Noviembre 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Gracias al Creador por brindarme la vida y a mis Padres.

A mi Mamá, porque con tu amor, fuerza, sacrificio y entrega incondicional me has dado todo lo necesario para llegar aquí.

A mi Papá, mi colega. Tu ejemplo ha sido mi camino y mi guía. Gracias por tu amor y apoyo a cada momento.

A Alffie y Walter, mis hermanos y amigos desde siempre. Gracias por su amor, compañía y apoyo. Gracias por su comprensión, consejos, los buenos momentos y la ayuda que siempre me brindaron para salir adelante.

Gracias a Magali y a Edgar, mis hermanos mayores, que me muestran que en los momentos de adversidad lo más importante es la familia.

A la Dra. Xyoli Pérez-Campos, por su dedicación, apoyo y conocimientos brindados durante la realización de esta tesis y del Servicio Social. Por las charlas amenas y por enseñarme que hay muchas oportunidades para un desarrollo profesional integral.

Gracias al Dr. Javier Pacheco, al Dr. Carlos Valdés, al Dr. Jorge Aguirre y al Dr. Martín Cárdenas por darse tiempo para revisar esta tesis y dar sus comentarios que enriquecieron grandemente este trabajo.

A mis maestros del módulo de Sismología, de Geofísica y Geología, que me brindaron sus conocimientos y experiencias a lo largo de mi vida de estudiante.

A mis tíos y familiares, por su cariño y apoyo.

Gracias a mis amigos: Virgilio, César y Quetzalcóatl. Los quiero mucho.

Gracias a mis compañeros de Ciencias de la Tierra: Juan, Daniel, Héctor (Pato), Luis Rodríguez, Tania, Agni, Elsa, Rhamid, Daisy, Jesús Rojas, Noé[†], Fernando Green, Lizbeth, Tahí, Omar Glez., Omar Pacheco, Juan Carlos (Panther), Thalia, Israel (Mandrake), Xóchitl, Zuly, Ana, Erick, Paola, Esmeralda, Paco de la Vega, Emilio (Hulk), Sergio Gámez, Iván Morales, Iván Rufino, Jesús Rasilla, Gerardo Bravo, Gerardo Arrieta, Adrián Vargas, David, Jonathan Mayo, Lupita (Lab. Mineralogía).

Para la realización de esta tesis se tuvo el apoyo del proyecto interno S113 del Instituto de Geofísica.

ÍNDICE

RESUMEN.....	<i>iii</i>
AGRADECIMIENTOS.....	<i>viii</i>
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.....	1
Capítulo 2. ANTECEDENTES.....	3
2.1 ONDAS SÍSMICAS.....	3
2.1.1 TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS.....	3
2.1.1.1 ONDAS DE CUERPO.....	4
2.1.1.2 ONDAS SUPERFICIALES.....	6
2.1.2 PROPAGACIÓN Y ATENUACIÓN DE ONDAS.....	8
2.2 SISMOS.....	10
2.2.1 DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN DE SISMOS.....	10
2.2.2 MICROTREMORES.....	11
2.2.3 INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN Y REGISTRO.....	13
2.2.3.1 PRINCIPIO DE FUNCIONAMIENTO.....	16
2.2.3.2 TIPOS DE SISMÓGRAFOS.....	17
2.2.4 SISMÓMETRO DE BANDA ANCHA.....	18
2.3 SERVICIO SISMOLÓGICO NACIONAL.....	20
2.3.1 REDES SISMOLÓGICAS DEL SSN.....	21
2.3.1.1 RED DE BANDA ANCHA DEL SSN.....	22

Capítulo 3. EFECTOS DE SITIO.....	25
3.1 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE EFECTOS DE SITIO.....	28
3.1.1 ESPECTROS DE AMPLITUD.....	29
3.1.2 COCIENTES ESPECTRALES.....	29
3.1.3 MÉTODO H/V.....	30
3.2 OBTENCIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES A PARTIR DEL EFECTO DE SITIO.....	32
3.2.1 MÉTODOS DETERMINÍSTICOS DE INVERSIÓN.....	34
3.2.2 MÉTODOS ESTOCÁSTICOS DE INVERSIÓN.....	34
3.2.2.1 REDES NEURONALES.....	35
3.2.2.2 ALGORITMOS GENÉTICOS.....	35
3.2.2.3 CRISTALIZACIÓN SIMULADA.....	37
 Capítulo 4. EVALUACIÓN DEL EFECTO DE SITIO EN ESTACIONES DE BANDA ANCHA DEL SSN.....	 40
4.1 PARTICULARIDADES DE ESTACIONES ESTUDIADAS.....	40
4.2 REGISTROS UTILIZADOS.....	41
4.3 METODOLOGÍA.....	43
4.3.1 ESPECTROS DE RUIDO EN ESTACIONES.....	43
4.3.2 COCIENTES ESPECTRALES H/V.....	46
4.3.3 MODELOS DE VELOCIDADES.....	48
4.4 ANÁLISIS ESPECTRAL E INTERPRETACIÓN.....	52
4.4.1 ANÁLISIS DE RUIDO EN ESTACIONES.....	52
4.4.2 COCIENTES ESPECTRALES H/V.....	56
4.5 MODELOS DE VELOCIDADES.....	71

Capítulo 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	83
BIBLIOGRAFÍA.....	88
APÉNDICE A: REGISTROS DE ESTACIONES.....	94
APÉNDICE B: PROGRAMAS GENERADOS EN MATLAB.....	103
APÉNDICE C: ESPECTROS DE RUIDO DE ESTACIONES.....	111
APÉNDICE D: VENTANAS EMPLEADAS EN ESTACIONES.....	120
APÉNDICE E: COCIENTES H/V DE VENTANAS.....	129

RESUMEN

Evaluación del Efecto de Sitio en Estaciones de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional

*Ericka Alinne Solano Hernández
Asesora: Dra. Xyoli Pérez Campos*

El objetivo de esta tesis es hacer una estimación del efecto de sitio en estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN) mediante el método H/V (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989) con registros de microtemores.

El efecto de sitio se puede explicar como la respuesta del terreno en cada lugar ante un evento sísmico debido, principalmente, a las condiciones geológicas y topográficas de cada área y, en gran medida, las existentes en las primeras decenas de metros de la superficie terrestre. En esta tesis me voy a enfocar al efecto de sitio en las estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional, pues su determinación nos ayudará a eliminar este efecto eficientemente de los registros para poder hacer análisis de fuente y de trayectoria con mayor precisión.

El método H/V ha tenido bastante aceptación por ser un método sencillo y de fácil aplicación; no obstante algunos autores coinciden en que los cocientes H/V dan una estimación aceptable de la frecuencia fundamental del sitio, reconocen que la amplitud de la frecuencia pico es menor que la calculada con funciones de transferencia.

Como primer paso, obtuve las curvas de ruido de cada una de las estaciones analizadas para evaluar la calidad de sus registros y poder seleccionar los registros de microtemores. Estos son tomados de las estaciones de banda ancha del SSN, de lapsos de tiempo en los cuales no se haya registrado sismo alguno. La longitud de las ventanas empleadas es de 60 s. Para la estimación de cocientes H/V, se calcula el promedio geométrico de los cocientes espectrales de las ventanas de cada una de las componentes horizontales con la componente vertical, calculándose su desviación estándar. Estos cocientes espectrales representan el efecto de sitio, siendo una combinación de amplificación y atenuación. A partir de ellos, se invierte un modelo de velocidades

para cada estación, el cual es sólo una aproximación.

Las curvas de ruido, los efectos de sitio y los modelos de velocidades obtenidos para las estaciones analizadas en esta tesis constituyen un primer paso para formar un catálogo de las características de las estaciones del SSN. Además, lo obtenido permitirá una evaluación continua de la calidad de la señal de las estaciones del SSN, así como la corrección por efecto de sitio en el cálculo de parámetros de fuente con datos del SSN.

Palabras clave: microtemores, efecto de sitio, cocientes H/V.

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de esta tesis es la estimación de efecto de sitio asociado a las condiciones geológicas locales en estaciones sismológicas de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN), por medio del análisis de microtemores, ya que hasta el momento no se tiene una evaluación del efecto de sitio en cada una de las estaciones que componen esta red. Diversos autores mencionan las implicaciones que el efecto de sitio en estaciones sismológicas pueden tener al modificar la señal procedente de la fuente, afectando los parámetros estimados de la misma (e.g. Castro, et al., 1990; Humprey, et al., 1992; Beroza, et al., 2002; Pérez-Campos, et al., 2003). Otro de los propósitos es dejar establecida una metodología y recomendaciones que sean aplicables a cualquier red sismológica de banda ancha y, con ella, evaluar los efectos de sitio de forma confiable. Así, la principal aportación de esta tesis es dar a conocer un catálogo con los efectos de sitio observados en cada una de las estaciones que componen la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional.

En la primera parte se presentan los antecedentes teóricos sobre ondas sísmicas, sismos y más detalladamente sobre los microtemores. Además se habla sobre los instrumentos de medición y registro, así como del Servicio Sismológico Nacional y las redes que lo componen, abundando en lo que respecta a la red de banda ancha.

En el capítulo 3 se explica el método utilizado para la obtención de las curvas de ruido de las estaciones del SSN, además, se muestran los métodos para la evaluación del efecto de sitio, como lo son los espectros de amplitud, el método de cocientes espectrales y el método H/V; este último propuesto primeramente por Nogoshi, et al. (1971), enfatizado más adelante por Nakamura (1989 y 2000), empleando microtemores o vibraciones ambientales. Como se describe en este capítulo, decidimos utilizar el método H/V por ser un método sencillo, de bajo costo y rápido en cuanto a la obtención de resultados para la estimación de este efecto. Sin embargo, por sí sólo, este método no es suficiente para una caracterización de los efectos de sitio, por lo que se recomienda llevar a cabo otros métodos complementarios a este trabajo. Hacia el final, se mencionan los métodos para la obtención del modelo de velocidades a partir del efecto de sitio observado, basado en el

método de cuarto de longitud de onda, descrito por Boore y Joyner (1997). La inversión puede realizarse utilizando métodos determinísticos o estocásticos. En este trabajo se emplean los últimos pues tienen la ventaja, que a diferencia de los primeros, se asume que el proceso físico a simular puede ser representado con una función de densidad de probabilidad; asimismo, el problema puede no ser lineal, se puede encontrar el valor mínimo global; además, la introducción de restricciones en la inversión para obtener el modelo es fácil. Por lo anterior, en este trabajo se utiliza el método de cristalización simulada para realizar el proceso de inversión de los datos.

Las estaciones empleadas, los datos digitales analizados, así como la metodología que se siguió para el procesamiento y análisis de datos, se presentan en el capítulo 4. De igual forma, se presenta aquí un resumen de los niveles de ruido en las estaciones de banda ancha del SSN y se explica como fue aplicado el método H/V y la inversión de los cocientes para obtener los modelos de velocidades. Por último, se detalla la interpretación de los resultados obtenidos para cada estación.

Finalmente, en el capítulo 5 discutimos los resultados obtenidos a partir del procedimiento llevado a cabo. Aunque el uso de registros de microtemores analizados con la técnica de Nakamura, no siempre garantiza que se pueda determinar la amplificación, pero si el período fundamental del suelo, es recomendable comparar resultados con otros métodos y resultados de otros trabajos. Tal es el caso de la estación en Ciudad Universitaria, D.F., donde se pudo corroborar la respuesta de la capa de arcilla subyacente a la colada de lava debajo de la estación, la cual se ha mencionado en estudios geológicos y de efectos de sitio previos (Singh, et al., 1995; Vázquez-Sánchez, et al., 1989).

Así, esta tesis muestra, por un lado, un primer catálogo de los niveles de ruido de las estaciones de banda ancha del SSN y por el otro, una primera aproximación del efecto de sitio en las mismas estaciones, dependiente de la frecuencia, correlacionándolo con un modelo de velocidades debajo de cada estación. El primero ayudará al SSN a llevar a cabo una evaluación continua de sus registros y el segundo contribuirá a que otro tipo de estudios (e.g. cálculo de energía sísmica) puedan corregir por efecto de sitio, sin necesidad suponer un modelo, y así sus estimaciones puedan ser más precisas.

Capítulo 2. ANTECEDENTES

La evaluación del efecto de sitio, objeto de esta tesis, implica el conocimiento de las señales que se están analizando; en este caso se trata de ondas sísmicas, las cuales son producto de la liberación de energía de un sismo, o bien producto de la actividad humana y fenómenos naturales.

2.1 ONDAS SÍSMICAS

Una onda sísmica es una onda elástica que se propaga a través de la Tierra, la cual se considera un medio elástico. Dependiendo del tipo de roca por el que se propague la onda y de las condiciones ambientales de temperatura y presión, el medio se comportará en forma elástica o plástica. Ahora bien, una roca se comporta elásticamente mientras las deformaciones producidas por el esfuerzo aplicado sean relativamente pequeñas. Si el esfuerzo aplicado es tan grande que produce deformaciones demasiado grandes, la roca se rompe porque se comporta de manera plástica y no elástica; esta ruptura es súbita y ocurre a lo largo de planos llamados planos de falla. Lo anterior está relacionado con la "Ley de Hooke" que dice que las deformaciones serán proporcionales a los esfuerzos aplicados. Por lo cual, la onda sísmica deforma el medio por el que viaja, indicando que se realiza trabajo, y, por lo tanto, corresponde a energía elástica que se desplaza. En el caso de ondas generadas por explosiones, la energía es producto de las reacciones químicas o nucleares que causaron la explosión; en el caso de ondas generadas por sismos, es la energía almacenada como energía de deformación en las rocas, o por actividad volcánica. Este modelo de acumulación de esfuerzo, falla y liberación de esfuerzo (seguidos de nueva acumulación, etc.) se llama modelo de rebote elástico.

2.1.1 Tipos de ondas sísmicas

En general, existen dos tipos de ondas sísmicas: las ondas de cuerpo y las ondas superficiales. Las ondas de cuerpo, ondas *P* y ondas *S*, son las que se propagan en el interior de la Tierra entre la

fuente y el punto en que son detectadas. En cambio, las ondas superficiales viajan paralelamente a las interfaces, la más obvia es la interfaz aire-corteza terrestre; es decir, estas ondas se propagan en la superficie o muy cerca de ella. En este caso se tienen las ondas Love, las ondas Rayleigh y las ondas Stoneley.

2.1.1.1 Ondas de cuerpo

La onda P es una onda elástica en la cual el movimiento de la partícula es perpendicular al frente de onda y es paralelo a la dirección de propagación, como se muestra en la figura 2.1. El movimiento de la onda P es compresivo si es en la dirección de propagación, y expansivo si es opuesto a la dirección de propagación. Es llamada onda primaria porque es la primera en llegar a cualquier punto, en ser sentida y en ser registrada en los sismogramas. Es una onda compresional, longitudinal, de presión, dilatacional e irrotacional.

En un medio homogéneo e isótropo, la velocidad de la onda P , V_p , puede ser obtenida a partir de las ecuaciones de movimiento que relacionan los esfuerzos con las deformaciones, los desplazamientos o deformaciones longitudinales, generadas por esfuerzos normales longitudinales, se pueden expresar en términos de las constantes elásticas, llegando a

$$V_p = [(\lambda + 2\mu) / \rho]^{1/2} = \left[\frac{E(1 - \sigma)}{\rho(1 - 2\sigma)(1 + \sigma)} \right]^{1/2}, \quad (2.1)$$

donde λ y μ son las constantes de Lamé, E , el módulo de Young, σ , la constante de Poisson y ρ , la densidad del medio.

Para el caso de las ondas S , las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas con deformaciones de cizalla (Fig. 2.1). También son llamadas ondas secundarias, ondas de corte, ondas transversales y ondas rotacionales debido a que los esfuerzos tangenciales no son iguales.

En un medio homogéneo e isótropo, la velocidad de la onda S , V_S , estará definida por la ecuación:

$$V_S = (\mu / \rho)^{1/2} = \{E / [2\rho(1 + \sigma)]\}^{1/2}. \quad (2.2)$$

Como en los líquidos $\mu = 0$, el valor de V_S es nulo, por lo que las ondas S no se propagan a través de ellos. Además, su velocidad es menor que de las ondas P . En un sólido de Poisson ($\lambda = \mu$) se cumple la relación de velocidades $V_S = \sqrt{3} V_P$.

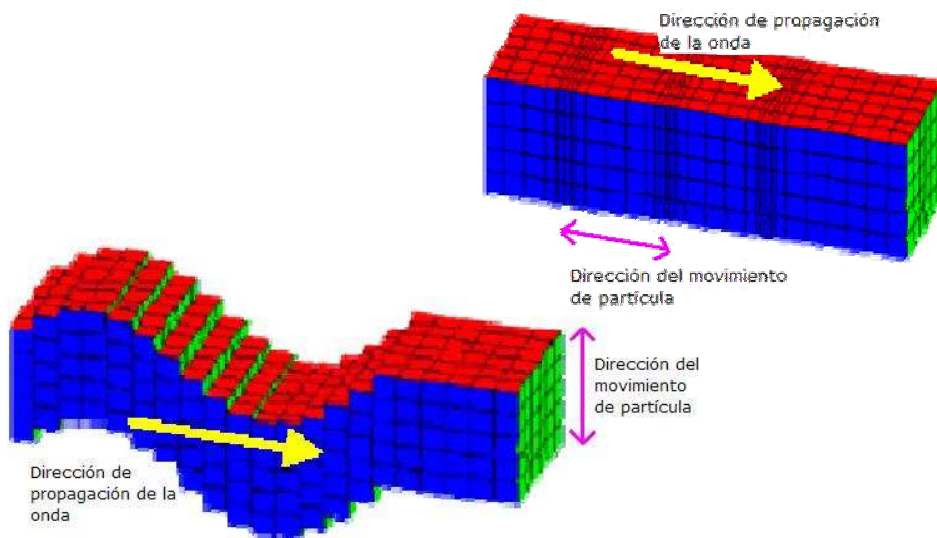


Figura 2.1. Representación de la propagación de las ondas P (arriba) y ondas S (abajo) (Modificada de Stein y Wysession, 2003)

Las ondas S tienen dos grados de libertad y pueden ser polarizadas de varias formas. La componente vertical de la onda S es denotada como SV , mientras que la componente horizontal se indica por SH . En la figura 2.2, la componente SV está contenida en el plano x_1x_3 y la componente SH está en la misma dirección del eje x_2 .

Las velocidades de las ondas P y S son independientes de la frecuencia o de la longitud de onda, dependiendo solamente de las propiedades del material por el que se propagan.

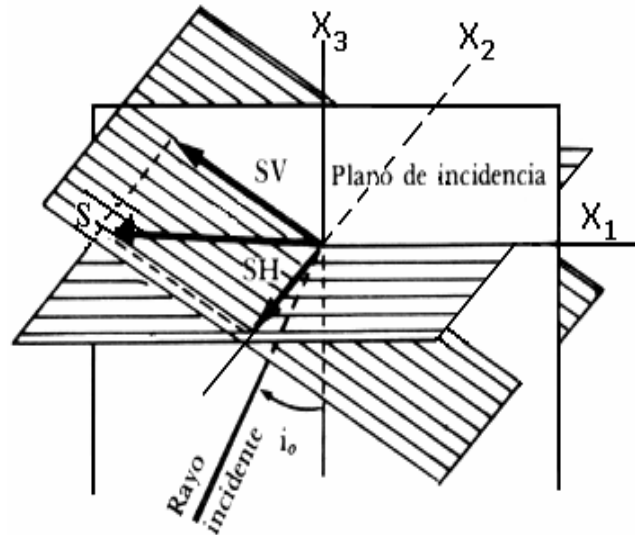


Figura 2.2. La onda S y sus componentes: SH en el plano x_1x_3 y SV en la dirección del eje x_2 (Modificada de Udias, 1999).

2.1.1.2 Ondas Superficiales

Las ondas superficiales son generadas por la interferencia constructiva de ondas de cuerpo con la superficie libre, propagándose en direcciones paralelas a la superficie terrestre, su amplitud decrece con la profundidad pero es estacionaria respecto a la superficie libre.

En la figura 2.3, la dirección de propagación de las ondas superficiales va de izquierda a derecha, pudiéndose apreciar los movimientos de las partículas al paso de las ondas Rayleigh y las ondas Love.

Las ondas Love son el resultado de la interacción de ondas SH , es por esto que producen deformaciones tangenciales en el plano horizontal de la superficie libre.

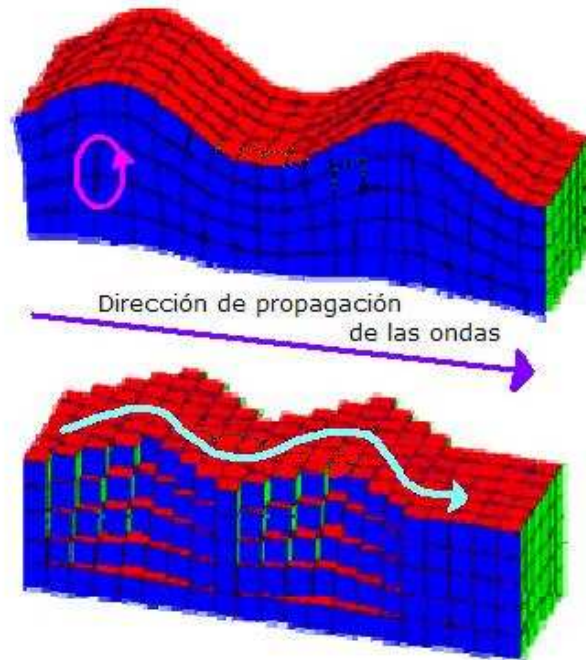


Figura 2.3. Movimientos de partícula generados por ondas Rayleigh (arriba, en color rosa) y ondas Love (abajo, en color azul). (Modificada de Stein y Wysession, 2003)

Las ondas Rayleigh contienen tanto ondas longitudinales como ondas transversales. La trayectoria de partículas de ondas Rayleigh es elíptica retrógrada a lo largo de la superficie. Para profundidades mayores a la longitud de onda λ , las velocidades de las partículas son prácticamente nulas debido a que están en función de la profundidad, como se puede ver en la figura 2.4. Entre sus características se pueden mencionar la velocidad de fase, la velocidad de grupo, la atenuación y la dispersión.

Para un medio elástico estratificado, en que la rigidez aumenta con la profundidad, mientras más grande es la longitud de onda λ también la velocidad de fase c es más grande, definiéndose en función de λ y la frecuencia, f :

$$c = f \lambda. \quad (2.3)$$

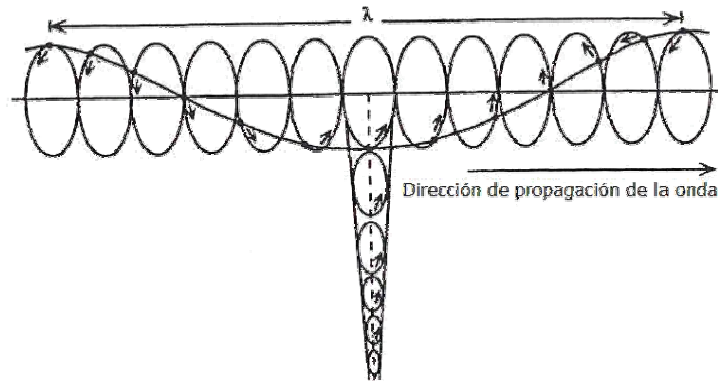


Figura 2.4. Trayectoria de partículas en una onda Rayleigh.
(Figura tomada de Lay y Wallace, 1995)

A partir de la ecuación 2.3 se puede definir el fenómeno de dispersión. La dispersión es cuando la velocidad de fase varía con respecto a la frecuencia. La gráfica que muestra el cambio de la velocidad de fase respecto a la frecuencia se conoce como curva de dispersión.

2.1.2 Propagación y atenuación de ondas

Para explicar la propagación de las ondas sísmicas se puede hacer uso del principio de Huygens. Este principio supone que cada punto del frente de onda primario da origen a nuevos frentes de onda secundarios que producen ondas esféricas, en donde todos los puntos de esa superficie de onda tienen la misma fase y se propagan en todas las direcciones alejándose de la fuente con la misma velocidad que la onda primaria en cada uno de dichos puntos, como se ilustra en la figura 2.5.

Supongamos que conocemos la forma del frente de ondas inicial AB . Sobre el frente situamos varias fuentes de ondas secundarias. Sea v la velocidad de propagación en el punto donde está situada la fuente secundaria de ondas, para determinar la forma del frente de ondas $A'B'$ en el instante t , se traza una circunferencia de radio $v \cdot t$ centrada en cada una de las fuentes. La envolvente de todas las circunferencias es el nuevo frente de ondas en el instante t .

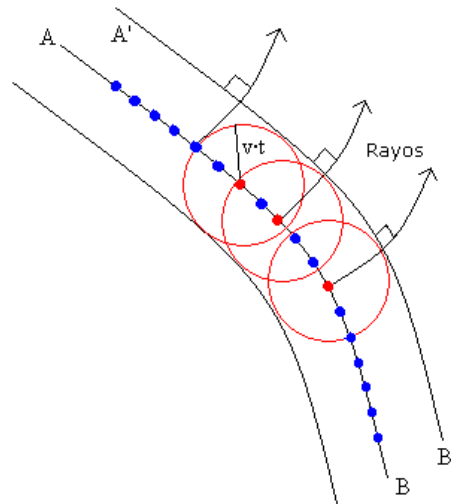


Figura. 2.5 Principio de Huygens. El nuevo frente de onda $A'B'$, en un instante dado, es la envolvente de todas las ondas secundarias que son réplicas del frente de onda inicial, AB (v es la velocidad de propagación y t , tiempo)
(Modificada de <http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica/ondas/snell/snell.htm>).

El radio de las circunferencias será el mismo si el medio es homogéneo e isótropo, es decir, tiene las mismas propiedades en todos los puntos y en todas las direcciones. Las trayectorias perpendiculares a los frentes de onda, que indican la dirección en la que viajan las ondas, se llaman rayos.

Ahora bien, considerando una onda esférica a una distancia pequeña de la fuente sísmica en una región de velocidad uniforme, la energía disipada por la fuente está distribuida uniformemente en el frente de onda. Como el frente de onda se expande con el tiempo, la energía total en la superficie será constante pero la energía por unidad de superficie disminuirá. En general, la amplitud de la onda decae a razón de R^{-1} , donde R es la distancia recorrida desde la fuente; esto es conocido como dispersión geométrica.

Como la Tierra no es perfectamente elástica, la amplitud de una señal sísmica decrece exponencialmente con la distancia y depende de la frecuencia o el periodo. La variación de la amplitud, A , de una señal sísmica en función de la distancia epicentral, R , tiene la forma

$$\log A = a - n \log R - x R \log e, \quad (2.4)$$

donde A está dada en micrones y R en kilómetros. Los parámetros n y x son el factor de expansión geométrica del modo de propagación para determinadas frecuencias y el promedio del factor de atenuación elástica, respectivamente. Se debe considerar que el parámetro x depende únicamente del periodo de la señal sísmica (Bath et al., 1976).

Existen otros mecanismos de pérdida de energía además de la dispersión geométrica y la atenuación, la reflexión y la refracción de la onda en una frontera, fricción interna entre las partículas, esparcimiento y absorción.

2.2 SISMOS

Hasta este punto se ha explicado el tipo de ondas sísmicas y sus características, ahora se describirá el origen y clasificación de los sismos que transmiten su energía liberada a través de la Tierra como ondas sísmicas. Posteriormente se abundará en el tipo de sismos llamados microtemores, que son el tipo de vibraciones que se emplea en esta tesis.

2.2.1 Definición y clasificación

Los sismos son perturbaciones súbitas en el interior de la Tierra que dan origen a vibraciones o movimientos del suelo; la causa principal y responsable de la mayoría de los sismos es la liberación abrupta de energía debido a la ruptura y fracturamiento de las rocas en las capas más exteriores de la Tierra.

En el interior de la Tierra ocurre un fracturamiento súbito cuando la energía acumulada excede la resistencia de las rocas. Al ocurrir la ruptura, se propagan una serie de ondas sísmicas en el interior de la Tierra que al llegar a la superficie se manifiestan como un sismo.

El sitio donde se inicia la ruptura se llama foco o hipocentro, y su proyección en la superficie de la Tierra, es el epicentro.

De acuerdo al tipo de fuente que origina los sismos, se clasifican en:

- Sismos de colapso: son poco energéticos y las ondas que producen no son peligrosas, aunque el colapso en sí pueda serlo (por ejemplo en el caso de colapsos en túneles o cavernas).
- Sismos de impacto, generados por el impacto de un meteorito. Su efecto es parecido al de una fuente explosiva en la superficie terrestre, produciendo ondas de aire.
- Sismos de origen volcánico, donde su poder de destrucción es debido más bien a las ondas de aire y a los productos que arrojan. A este tipo fuente se le asocian series de sismos llamados "enjambres sísmicos", aunque dichos eventos ocurren también en regiones no asociadas a la actividad volcánica.
- Sismos tectónicos, los cuales ocurren en zonas de debilidad de la corteza terrestre, como es el caso de los límites de placas tectónicas y en las fallas geológicas.
- Sismos inducidos, que se asocian a esfuerzos generados artificialmente por actividad humana.

Otra clasificación de los sismos es acorde a su distancia epicentral, Δ , y se dividen en sismos locales ($\Delta < 5^\circ$), sismos regionales ($5^\circ < \Delta < 30^\circ$) y telesismos ($\Delta > 30^\circ$). También, los sismos se clasifican en términos de su profundidad: a menos de 70 km de profundidad son superficiales, entre 70 - 300 Km son intermedios, y a más de 300 km de profundidad son profundos.

Por otro lado, existen otro tipo de señales sísmicas en un intervalo de frecuencias de 0.01 a 30 Hz, llamados microtremores, descritos con mayor detalle en la siguiente sección.

2.2.2 Microtremores

Los microtremores son vibraciones en superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo, que se propagan en todas direcciones con la misma energía, como una superposición de ondas superficiales, que constituyen un campo estacionario y

homogéneo. El campo de microtemores se compone principalmente de ondas superficiales, por lo que el movimiento vertical de los microtemores consiste básicamente en ondas Rayleigh, mientras que la componente horizontal son ondas Love y ondas Rayleigh.

Los microtemores han sido estudiados desde inicios del siglo XIX. En 1872, Bertelli instaló un péndulo y observó durante varios años que el péndulo se movía continuamente por horas o días. Hasta la mitad del siglo XX, los estudios ya fueron más cuantitativos que cualitativos debido al progreso en el conocimiento en las técnicas instrumentales.

La tabla 2.1, muestra las fuentes que producen los microtemores conforme a la frecuencia, de acuerdo con estudios de Gutenberg (1954) y Asten (1984).

Tabla 2.1 Síntesis de fuentes de microtemores conforme a la frecuencia, según Gutenberg (1958) y Asten (1984) (Tomada de http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/D13.08_finalreport_new.pdf).

FUENTE	Gutenberg (1958)	Asten (1984)
Olas golpeando en la costa	0.05 – 0.1 Hz	0.5 – 1.2 Hz
Perturbaciones meteorológicas a gran escala	0.1 – 0.25 Hz	0.16 – 0.5 Hz
Ciclones / huracanes	0.3 – 1 Hz	0.5 – 3 Hz
Condiciones meteorológicas locales	1.4 – 5 Hz	
Tremores volcánicos	2 -10 Hz	
Actividad humana / urbana	1 – 100 Hz	1.4 – 30 Hz

Algunos estudios muestran que los microtemores de periodo corto consisten en ondas Rayleigh, producidas localmente por efectos cercanos a los instrumentos (e.g., Aki, 1957; Omote, 1973; Irikura y Kawanaka, 1980; Horike, et al., 1985; Hough, 1992).

Con los microtremores de periodo corto es posible estimar el periodo dominante y el periodo de amplificación de sedimentos blandos por medio de la medición directa en el registro; aunque hay dificultad en separar los efectos de fuentes locales de los efectos de sitio. También se puede calcular la velocidad de fase de ondas Rayleigh y proveer un perfil de velocidades, a partir del cual se puede obtener una estimación de los efectos de sitio. La aplicación más importante de los microtremores es la microzonificación sísmica en ciudades.

Se han realizado varios estudios haciendo uso de los microtremores para distintos propósitos gracias al mejoramiento de los instrumentos de registro (e.g. Malagnini, et. al., 1993; Horike, 1996; Tokimatsu, et. al., 1996; Flores Estrella y Aguirre-González, 2003).

En muchos de los estudios, los autores asumen que el origen y la naturaleza de las vibraciones ambientales son conocidos. Aunque lo anterior obedecerá a las propiedades de las fuentes generadoras, los trayectos de las ondas y a que los microtremores dependen del tiempo y del sitio donde se registran. Pese a esto, los microtremores son una herramienta útil para la evaluación de efectos de sitio, porque el proceso es rápido y de bajo costo, además de la simplicidad en el análisis.

2.2.3 Instrumentos de medición y registro

Al llegar las ondas sísmicas al sitio, son detectadas por un sismómetro y registradas por un sismógrafo, existiendo en cada caso diferentes tipos, por lo que es necesario describir el principio de funcionamiento y características.

El sismógrafo es el instrumento que registra el movimiento del suelo causado por el paso de las ondas sísmicas producidas por un sismo. El sismómetro es el componente principal de un sismógrafo, siendo el sensor que responde al movimiento del suelo y convierte dichos movimientos en señal; mientras que el sismograma es el registro continuo en papel o formato digital.

Durante los últimos 120 años, los sismógrafos han sido desarrollados bajo el mismo principio básico: el péndulo inercial,

alcanzado un alto grado de perfeccionamiento electrónico. Aunque, en realidad, la existencia de los sismógrafos data de los siglos VIII-XI. El filósofo chino Chang Heng desarrolló el primer sismoscopio (Fig. 2.6), que registra el movimiento del terreno. Éste consistía básicamente de 8 cabezas de dragón, en cuyas bocas se colocaban bolas metálicas en equilibrio inestable. Al producirse un sismo, a la llegada de las ondas sísmicas, la bola correspondiente a la dirección de arribo caía, indicando así la ocurrencia del sismo y la dirección de la cual procedía.



Figura 2.6. Sismoscopio Chino.
(Imágen tomada de: Science Museum/Science & Society
Picture Library UK)

No fue hasta el siglo XVIII que los italianos empezaron a desarrollar varios sismoscopios. En 1751, Andrea Bina construyó un sismoscopio, el cual consistía en un péndulo sobre una base de arena. En 1784, A. Cavalli diseñó un sismoscopio, en el que de cierta manera se pudiera tener un registro en tiempo en función del movimiento. La plataforma central tenía unos orificios por los cuales se derramara el mercurio contenido en la vasija, y de ahí se vaciaría a los contenedores y así al final del día, coleccionar el mercurio vaciado en los recipientes (Fig. 2.7).

El primer sismógrafo capaz de registrar el movimiento relativo de un péndulo y la Tierra en función del tiempo, fue desarrollado por Filippo Cecchi en 1875. Consistía en comenzar a medir con un reloj al primer indicio de movimiento o sacudida. En general, estos

péndulos eran de oscilación vertical, como en la figura 2.8. Consistían en una masa pendiente de un muelle que registra su movimiento usando un estilete pegado a la masa y que dejaba una huella sobre una placa de cristal ahumado o papel ahumado, pudiendo obtener registros continuos en función del tiempo.



Figura 2.7. Sismoscopio creado por A. Bina (izquierda) y sismoscopio diseñado por A. Cavalli (derecha) (Imágen tomada de : Science Museum/Science & Society Picture Library UK).

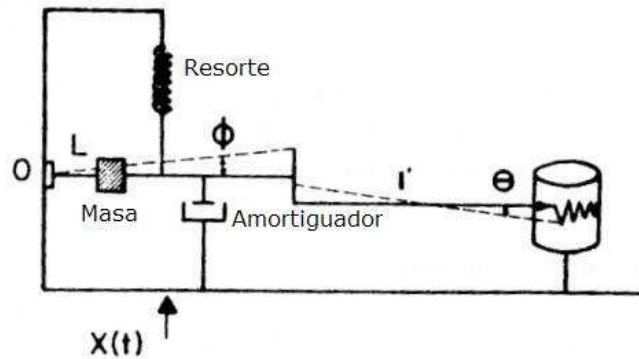


Figura 2.8. Péndulo de oscilación vertical con amortiguamiento. (Imágen tomada de: www.ssn.unam.mx)

En 1890, John Milne introdujo el concepto de péndulo inclinado en el cual los periodos de oscilación se incrementaban considerablemente para longitudes de péndulo reducidos. Hacia el año 1900, E. Wiechert desarrolló un sismógrafo de respuesta horizontal con un péndulo invertido que registraba las dos componentes, permitiendo alcanzar amplificaciones de 1000 veces

para un periodo de 12 segundos. En 1922, J. Anderson construyó un sismógrafo de menores dimensiones que considera una masa que oscila por torsión de una fibra metálica; siendo éste dotado de un registro fotográfico que alcanzaba amplificaciones de 2,800 veces para un periodo de 0.8 segundos.

Estos modelos de sismógrafos son puramente mecánicos y su amplificación se logra mediante un sistema de palancas o por deflexión de un haz de luz. En 1906, B. Galitzin desarrolló el sismógrafo electromagnético, el mismo que añade a la masa una bobina que se mueve en el campo magnético creado por un imán. La corriente generada por esta bobina pasa a un galvanómetro para registrarse en papel fotográfico mediante un haz de luz, llegándose a obtener amplificaciones de 1000 para periodos de 12 segundos.

En los años 30, Hugo Benioff desarrolló un sismógrafo basado en la variación de la reluctancia del sistema; es decir, variar el espacio existente entre un imán permanente y una armadura metálica provista de una bobina que rodea al imán. Este tipo de sismógrafo alcanza un periodo de 1 segundo y una amplificación de 100,000.

Finalmente, para periodos largos, M. Ewing desarrolló un sismógrafo de 15-30 segundos de periodo para el sismómetro y de 100 segundos para el galvanómetro. El sistema de amplificación resultante fue de 750 y 6000 para periodos entre 10-20 segundos. Estos dos últimos tipos de sismógrafos constituyeron la World Wide Seismological Station Network (WWSSN).

2.2.3.1 Principio de funcionamiento

El movimiento del suelo puede ser medido en función de una masa suspendida por algún elemento que le permita mantenerse en reposo con respecto al suelo. Si se adhiere a la masa suspendida un pincel o lápiz a fin de que inscriba en un papel sobre un cilindro que gira a tiempo constante, se registraría una componente del movimiento del suelo. En este caso, puede ser un sismógrafo de componente vertical o de componente horizontal.

Cuando el resorte se agita al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo punto de reposo y cuando sale del mismo, tiende a oscilar. Cada

péndulo tiene un sistema que equilibra o amortigua la oscilación posterior de la masa. En los sismógrafos antiguos el amortiguamiento era realizado utilizando aceite y hoy en día se logra con el uso de bobinas o imanes que amortiguan la oscilación libre de la masa.

Debido a que el movimiento del suelo se realiza en tres dimensiones, es necesario registrarlo además de la componente vertical, en componentes horizontales con péndulos que oscilan en dirección similar al giro de una puerta con el eje ligeramente inclinado a fin de lograr mayor estabilidad en su movimiento.

Tal como se indicó, el movimiento del suelo con respecto a la masa suspendida se registraba inicialmente por medio de una pluma que inscribía en un tambor giratorio. Luego se implementó el registro en papel fotográfico o sobre película.

Actualmente, el registro de los datos se realiza en cintas magnéticas, discos compactos, o son enviados a servidores vía satélite o Internet; mejorando la calidad y haciendo el análisis por computadora. Asimismo, el control de tiempo es realizado mediante relojes satelitales y GPS, dando precisión a las lecturas en tiempos de llegada de las ondas.

2.2.3.2 Tipos de sismógrafos

Los tipos de sismógrafos se dividen en función del tipo de movimiento al cual son sensibles (velocidad, desplazamiento o aceleración) y de su sistema de funcionamiento. Por lo que existen sismógrafos mecánicos, sismógrafos electromagnéticos, medidores de deformación y acelerógrafos.

Debido a que un solo sismógrafo no puede registrar toda la banda de frecuencias que se presenta durante un movimiento sísmico, se han diseñado distintos sismógrafos con distintos rangos dinámicos y rangos de frecuencias de las ondas sísmicas que registran.

El rango dinámico se mide en decibeles (dB) y se incrementa 20 veces por cada incremento en magnitud de la amplitud. Por ejemplo, si una señal A_1 es 5 veces más grande en magnitud que la señal A_2 , entonces, $A_1/A_2 = 105$, y el rango dinámico serán 100

dB. El rango dinámico en sismometría es de por lo menos 180 dB. Análogamente, el rango de frecuencias de los sismómetros abarcan desde 0.000023 Hz, para el caso de las mareas, hasta altas frecuencias, de más de 200 Hz, para investigaciones de estructuras someras; y de 1000 Hz en minas y exploración.

La señal registrada en los instrumentos es una contribución de cuatro factores: fuente, trayecto, instrumento y sitio, de aquí que sea necesario que a la señal se le haga una corrección por instrumento para tener solo la respuesta del fenómeno físico. La corrección por instrumento se hace por medio de filtros diseñados con polos y ceros, que dependen del tipo de aparato.

2.2.4 Sismómetro de banda ancha

Los sismómetros de banda ancha integran señales de periodo corto y periodo largo. Su ancho de banda es de 0.02-120 segundos. Este tipo de sensores sofisticados observan sismos ocurridos a miles de kilómetros. También permiten investigar microsismicidad ($M < 2$ Richter) y determinar tensores de momento y grado de sedimentación del terreno (amplificación del sismo). Sin embargo, son sensibles a la inclinación, la temperatura y la presión; ya que éstas afectan grandemente la componente de la fuerza de gravedad y la del resorte.

La mayoría de los sensores sísmicos actuales utilizan el sistema de fuerza de retroalimentación o sistemas de fuerza balanceada. Este sistema consiste de un circuito de retroalimentación negativo, el cual ejerce una fuerza proporcional al desplazamiento de la masa inercial para cancelar el movimiento relativo. Un transductor eléctrico convierte el movimiento de la masa en una señal eléctrica, la cual es una estimación de la fuerza de retroalimentación que debe ejercerse para anular el movimiento. La cantidad de fuerza que se debe ejercer para anular el movimiento del péndulo corresponde a la aceleración del suelo. Con lo que este sistema permite extender el ancho de banda y la linealidad de los sismómetros, porque no permite grandes movimientos de la masa que doblen los resortes o los niveles. La señal de salida de estos sistemas posee un gran rango dinámico debido a que los transductores electromagnéticos tienen un amplio rango dinámico.

Este adelanto en la sismometría se logró gracias a los progresos conseguidos en el modo de registro (registros magnéticos digitales) y en el desarrollo del sismómetro de balance de fuerzas de Wieland y Strekeisen (1983). A fin de registrar esta información digital, se hace uso de convertidores analógico-digital de 12, 16 y 24 bits que permiten cubrir rangos dinámicos del orden de 140 dB ($1/10000000$).

Esta característica permite que el instrumento únicamente se sature con sismos de $M > 5$ para el campo cercano (10 km de distancia epicentral) o por un telesismo a 30° de distancia con $M > 9$. A fin de solucionar el problema de almacenamiento de información, ya que si la señal se muestrea a 20 Hz en una semana se tendrían 100 Mbytes, anteriormente se contaba con cintas magnéticas. En la actualidad el almacenamiento es en discos ópticos y memorias compactas.

Para observar el movimiento del suelo en todas direcciones, estos sismómetros cuentan con tres componentes, como el que se muestra en la figura 2.9, orientadas en direcciones Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical (Z). Entre los sismómetros de este tipo, en la actualidad, se encuentran el Streckheisen STS-1, STS-2 y el Guralp-3T, que hacen uso de la tecnología de fuerza retroalimentadora y con esto, permiten amplios rangos de frecuencia y rangos dinámicos.

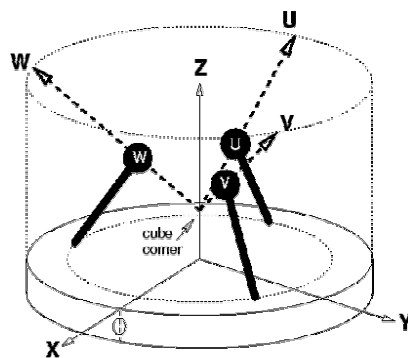


Figura 2.9. Geometría de un sismómetro STS2 con tres ejes
(Figura tomada de <http://www.geophys.uni-stuttgart.de/seismometry/>)

2.3 SERVICIO SISMOLÓGICO NACIONAL

El Servicio Sismológico Nacional (SSN) tiene como propósito proporcionar información oportuna sobre la ocurrencia de sismos en el territorio nacional y determinar sus principales parámetros como son la magnitud y el epicentro, así como proporcionar la información necesaria para evaluar y prevenir el riesgo sísmico y volcánico a nivel nacional. También, mantiene una base de datos, conformada por registros de sismos o registros continuos, la cual es la fuente de información para diversos estudios de la estructura de la corteza en México, las características de los sismos, etc., en nuestro país; es por ello, además de que utilizo datos del SSN, que se mencionaran las características de las estaciones que conforman la red de banda ancha del SSN.

El 5 de septiembre de 1910 se decretó la fundación del Servicio Sismológico Nacional. En ese momento el SSN quedó bajo el cargo del Instituto Geológico Nacional dependiente de la Secretaría de Minería y Fomento. En sus primeros trece años de funcionamiento, se instalaron 9 estaciones sismológicas mecánicas autónomas. La central fue instalada en Tacubaya, D.F. y las foráneas en las ciudades de Oaxaca, Oax., Mérida, Yuc., Chihuahua, Chih., Veracruz, Ver., Guadalajara, Jal., Monterrey, N.L., y Zacatecas, Zac. En ese momento se eligieron sismógrafos "Wiechert" de fabricación alemana.

El SSN pasó a ser parte de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) en 1929 y desde 1948 quedó adscrito al Instituto de Geofísica de la UNAM. En los años setenta se instauró la Red Sísmica de Apertura Continental (RESMARC), con el fin de contar con estaciones telemétricas digitales en todo el territorio nacional. En agosto de 1986, RESMARC pasó a formar parte del SSN. Así, se integraron las dos redes de cobertura nacional. Esto mejoró el monitoreo sísmico en el país, y por primera vez, permitió al SSN contar con registros en tiempo real desde diferentes puntos de la República Mexicana. En 1988 se amplió la Red Telemétrica del SSN con el apoyo de Petróleos Mexicanos (PEMEX). En el inicio de la década de los noventa, el Departamento de Instrumentación del Instituto de Geofísica comenzó a desarrollar un sistema de adquisición y procesamiento automático de datos y a instrumentar estaciones telemétricas digitales.

En 1992, se inició la modernización de la Red Sismológica Nacional, surgiendo así la red de Observatorios Sismológicos de Banda Ancha. Hoy, en el 2006, el SSN cuenta con 25 observatorios sísmicos de este tipo en todo el país y tiene planeado aumentar la red a 33 observatorios para el 2007 (fuente: SSN)

2.3.1 Redes sismológicas del SSN

Actualmente, el Servicio Sismológico Nacional está organizado en diferentes subredes:

- Red Sismológica Convencional
- Red de Banda Ancha
- Red del Valle de México

Esta división se tiene en función del área de cubrimiento y el tipo de estaciones sismológicas que las componen, éstas a su vez, se pueden clasificar de acuerdo al número de componentes (ejes) que tiene el instrumento y también por el tipo de sensores, como se muestra en el listado siguiente.

➤ Por el número de componentes

Una Componente: Indica monitoreo del movimiento del suelo en su componente vertical.

Tres Componentes: Indica monitoreo del movimiento del suelo en su componente Vertical, Norte-Sur y Este-Oeste.

➤ Por el tipo de Sensores

- ◆ De periodo corto
- ◆ De periodo largo
- ◆ De banda ancha
- ◆ Acelerométrica

Dado que los registros que se utilizan en este trabajo para calcular el efecto de sitio provienen de estaciones de banda ancha del SSN, se mencionan en el siguiente subtema algunas generalidades de esta red.

2.3.1.1 Red de Banda Ancha del SSN

El propósito de la instauración de la red sismológica de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional fue monitorear la sismicidad en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana.

La red se constituye actualmente de 25 estaciones que se localizan distribuidas en varios puntos del territorio nacional como se muestra en la figura 2.10, y se listan en la tabla 2.2.

Las estaciones constan de los siguientes instrumentos:

- Un sismómetro STS-2.
- Un acelerómetro FBA-23.
- Un registrador Quanterra con digitizador de 24 bits
- Un GPS.

Las señales del sensor de velocidad son muestreadas en forma continua a 20, 1 y 0.1 muestras por segundo (mps), son convertidas a un formato digital y almacenadas en el disco duro del registrador Quanterra. En el caso de temblores moderados a grandes, desde $M > 4.5$, las señales de velocidad y aceleración se muestrean a 80 mps. Los datos almacenados se transmiten a la Estación Central en Ciudad Universitaria mediante un programa de interrogación y extracción automática a través de satélite, Internet o por teléfono.

Todas las estaciones cuentan además con un reloj GPS que permite obtener una referencia de tiempo de alta precisión, el cual es almacenado junto con la información sísmica.

Los equipos se encuentran alojados en casetas especialmente construidas para minimizar el ruido. Las instalaciones cuentan con doble pared y aislamiento de aire para minimizar los cambios de temperatura en el interior. Además, los sensores se cubren con material aislante de temperatura, los cuales se encuentran dentro de cajas de aluminio para evitar inducciones eléctricas. Para registrar con una buena relación señal a ruido y minimizar los efectos de sitio, se construyó un pilar sobre la roca, independiente de la estructura de la caseta.



Figura 2.10. Mapa de distribución de las estaciones sismológicas de banda ancha del SSN, denotadas por los cuadros azules. Las estaciones propuestas están marcadas con banderas amarillas. El nombre correspondiente al código de las estaciones, se encuentra listado en la tabla 2.2

Tabla 2.2 Estaciones existentes y propuestas de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (Fuente: Servicio Sismológico Nacional).

	CÓDIGO	ESTACIÓN	INSTALACIÓN	LAT [°]	LONG [°]
1	CAIG	Cayaco, Gro.	2-XII-1993	17.0335	-100.266
2	CCIG	Comitán, Chis.	6-III-2000	16.2669	-92.1333
3	CJIG	Chamela, Jal.	19-III-1996	19.4836	-105.2627
4	CMIG	Cuahtémoc, Oax.	26-VIII-2000	17.1	-94.9
5	COIG	Colima, Col.	2-XI-1996	19.1669	-103.6834
6	CUIG	Cd. Univ., D.F.	7-VII-1994	19.329	-99.178
7	DHIG	Demacú, Hgo.	28-VI-2003	20.3001	-99.0333
8	HUIG	Huatulco, Oax.	4-III-1994	15.7667	-96.1001
9	LNIG	Linares, N.L.	2-II-2006	24.8981	-99.4657
10	LPIG	La Paz, B.C.S.	6-IX-1996	24.1001	-110.1855
11	LVIG	Laguna Verde, Ver.	6-IV-1996	19.7232	-96.4177
12	MAIG	Mazatlán, Sin.	25-II-1996	23.1883	-106.4244
13	MOIG	Morelia, Mich.	6-IX-1996 y 2-VI-2000	19.6779	-101.1889
14	OXIG	Oaxaca, Oax.	2-III-1994	17.0723	-96.7332
15	PLIG	Iguala, Gro.	23-X-1993	18.3923	-99.5023
16	PNIG	Pinotepa Nal., Oax.	28-III-1994	16.3923	-98.1271
17	PPIG	Popocatepetl, Edo. Méx.	7-V-1996	19.067	-98.627
18	SCIG	Sabancuy, Cam.	1º -X-2001	18.9667	-91.1833
19	TAIG	Tacubaya, D.F.			
20	TEIG	Tepich, Q. Roo	8-XI-1996 y 28-IX-2003	20.2263	-88.2764
21	TPIG	Tehuacán, Pue.	10-X-2002	18.4167	-97.3502
22	TUIG	Tuzandepetl, Ver.	6-II-1992	18.0339	-94.4227
23	YAIG	Yautepec, Mor.	15-VII-1995	18.862	-99.0667
24	ZAIG	Zacatecas, Zac.	3-II-1997 y 3-VI-2000	22.769	-102.567
25	ZIIG	Zihuatanejo, Gro.	5-XII-1993	17.6067	-101.465
26		Hermosillo, Son.	propuesta	29.0194	-110.9490
27		Pijijiapan, Chis.	propuesta	15.6980	-93.2092
28		Mulegé, B.C.S.	propuesta	26.8850	-111.9864
29		Maruata, Mich.	propuesta	18.2885	-103.3456
30		Ahuacatlán, Nay.	propuesta	21.0530	-104.5182
31		Hgo. del Parral, Chih.	propuesta	26.9351	-105.6654
32		Nvo. Casas Grandes, Chih.	propuesta	30.3651	-107.9773
33		Guanajuato, Gto.	propuesta	21.0894	-101.1852

3. EFECTOS DE SITIO

El registro de eventos sísmicos en una estación se ve afectado por los términos de fuente, trayecto, respuesta instrumental y sitio. El movimiento registrado en la estación i -ésima debido al evento j -ésimo, E_{ij} , en el dominio de las frecuencias está dado por:

$$E_{ij}(f) = F_j(f) T_{ij}(f) S_i(f) I_i(f) Q_{ij}(f), \quad (3.1)$$

donde $F_j(f)$ es el término de fuente, $T_{ij}(f)$, el término de trayecto, $S_i(f)$, el término de efecto de sitio, $I_i(f)$, el término correspondiente a la respuesta del instrumento y, $Q_{ij}(f)$ es la atenuación. En el dominio del tiempo la ecuación 3.1 es una convolución.

El objetivo de los métodos de obtención de efectos de sitio es remover los términos de fuente y trayecto. Para encontrar el efecto de sitio se deben cancelar los demás términos y además corregir la señal por respuesta instrumental en cada estación dependiendo del tipo de instrumento. Los parámetros que comúnmente se obtienen para cuantificar el efecto de sitio son: la amplificación relativa y el periodo natural de vibración del suelo.

El efecto de sitio se puede explicar como la respuesta que tiene cada lugar ante un evento sísmico, o bien: como el fenómeno por el cual se observa que para áreas relativamente pequeñas y cercanas entre sí, la intensidad del sismo es muy diferente entre una y otra, aún cuando los parámetros del sismo como magnitud, mecanismos de fuente, distancia epicentral, profundidad focal y medio a través del cual viajan las ondas tengan los mismos valores. Se ha llegado a la conclusión que las propiedades geotécnicas, geológicas y topográficas de los estratos más superficiales de la corteza terrestre, cuyos espesores son de decenas o centenas de metros, tienen gran influencia en las características de los movimientos sísmicos esperados para un sitio. Estos estratos determinan, en gran medida, la amplitud, contenido de frecuencias y duración del movimiento (Chávez et al., 1987).

Aunque también se ha visto que para algunas zonas, los efectos de sitio son el resultado de varios factores como: las propiedades de los materiales, la estructura subterránea, la profundidad del nivel

freático, y la amplitud y duración del movimiento sísmico incidente en el basamento; asimismo, la naturaleza de los contactos entre los estratos, y de los contrastes de impedancia, pueden llevar a una amplificación o a una deamplificación del movimiento, a efectos de límites de una cuenca y a una pérdida de coherencia espacial en el movimiento del terreno en superficie.

El efecto local más común es el de amplificación de las ondas sísmicas; cuando una onda sísmica pasa de un medio a otro con diferentes propiedades elásticas, su energía se divide, en general, en ondas transmitidas y reflejadas, cuya amplitud depende del ángulo con el cual llegó la onda incidente y de la diferencia entre las propiedades elásticas de los medios. Si una onda pasa de cierto medio a otro con menor rigidez, podrá producir, con la misma energía, ondas de mayor amplitud, pues cuesta menos trabajo deformar el nuevo medio. Al considerar los efectos sísmicos locales es necesario distinguir entre dos tipos de amplificación: (1) La ley de conservación de la energía exige que el desplazamiento de las partículas asociado con ondas sísmicas que se propagan en un cuerpo sólido, debe incrementarse al pasar de un medio de alta velocidad de propagación de las ondas (por ejemplo roca) a un medio de baja velocidad de propagación (por ejemplo suelo). Se ha demostrado teóricamente (e.g. Sauter, Tomado de Dobry et al, 2000.) que la amplitud asociada con las ondas sísmicas aumenta – se amplifica - al pasar de un lecho rocoso (alta velocidad) a través de un estrato de sedimentos blandos (baja velocidad); el aumento depende de la relación de las velocidades de propagación en los dos medios. (2) El otro tipo de amplificación, reconocida ampliamente en la literatura, es la amplificación por resonancia, resultado de la multi-reflexión de las ondas dentro de capas de velocidades bajas cerca de la superficie que junto con el fenómeno de interferencia constructiva de las ondas contribuyen a que se presenten mayores amplificaciones en superficie (p. ej. Joyner & Boore, 1988).

Las variables básicas que describen y contribuyen a la determinación del efecto de sitio reconocidas en la literatura, se pueden clasificar en las siguientes dos categorías (e.g. Sauter, 1989; Aki, 1988; Field, 2001):

(1) Conformación del subsuelo. Densidad de los suelos, velocidad de la onda S , amortiguamiento, espesor de los depósitos no consolidados, profundidad a basamento y geometría (geometría de

las cuencas), contraste de velocidades entre basamento y el paquete de suelos, periodo de vibración.

(2) Forma del terreno, geometría de las asperezas topográficas, posición del sitio en el valle, ancho del valle. Estas variables se relacionan directamente con características de la fuente: ángulo de incidencia, tipo de ondas sísmica, longitud de onda.

Según sus características, todos estos factores pueden contribuir o no a la amplificación selectiva de las ondas en los depósitos sedimentarios con respecto al basamento.

En la primera categoría, conformación del subsuelo, existe una diversidad de parámetros y factores que pueden influir en los movimientos del terreno en superficie y en la definición del efecto de sitio, pero los costos y tiempos que implicaría tener información suficiente y confiable de cada uno de ellos, hace necesario la selección de parámetros que mejor describan la física del efecto de sitio y caractericen el subsuelo.

Según presentó Aki (1988), el parámetro que más contribuye al efecto de sitio es la velocidad superficial de la onda S . Recientemente algunos autores (e.g. Borchardt, et al, 1994); han encontrado que los primeros 30 metros de profundidad de suelo, son suficientes para estudiar el movimiento de terreno en superficie a través de la medición de la velocidad de onda S (ver discusión en Field et al, 2001), de tal manera que las diferentes zonas con igual respuesta sísmica son definidas con base en este parámetro, es decir, la velocidad promedio en los primeros 30 metros, C_{30} .

La forma del basamento en los valles puede hacer efecto de lente, enfocando las ondas sísmicas en determinados puntos o líneas llamados cáusticas, a donde llegará, por lo tanto, gran cantidad de energía; y pueden presentarse otros efectos de amplificación debidos a la topografía o a una composición compleja del suelo. Como el efecto de sitio se manifiesta en los estratos superficiales de la corteza terrestre, para cuantificarlo es necesario determinar la respuesta dinámica de la estratigrafía de suelo en el lugar de interés. Cuando ocurre un terremoto, la señal sísmica llega a la formación rocosa basal, se filtra a través del medio estratificado y finalmente se manifiesta en la superficie libre. Si la amplitud de la señal sísmica en superficie libre es mayor que la correspondiente en

el basamento rocoso, ocurre una amplificación del movimiento respecto a la base rocosa.

Finalmente, en lugares donde hay sedimentos confinados, como en los valles, si la alimentación de energía sísmica se prolonga durante un tiempo largo (del orden de minutos), con ondas de periodo cercano al de los modos propios de los sedimentos, éstos pueden comenzar a resonar, es decir, vibrar en sus modos propios, de manera que el movimiento aumenta cada vez más, como un columpio al que empujamos siguiendo el ritmo de sus oscilaciones. Éste es uno de los efectos que causaron grandes daños en la ciudad de México en septiembre de 1985.

Este trabajo se va a enfocar al efecto de sitio en las estaciones del Servicio Sismológico Nacional, pues su determinación ayudará a eliminar este efecto eficientemente de los registros para poder hacer análisis de fuente con mayor precisión. En general, se supone que las estaciones de una red permanente se encuentran ubicadas en sitios "duros" donde el efecto de sitio es mínimo; sin embargo, como lo mencionan Singh, et al. (1995), aun estos sitios presentan un efecto de sitio, el cual afecta la estimación de parámetros de fuente como la energía sísmica (Pérez-Campos et al., 2003). Para hacer la estimación de efecto de sitio en dichas estaciones empleamos el método H/V por su bajo costo, rapidez y eficiencia; además, no siempre es posible obtener registros simultáneos en estaciones de suelo blando y en estaciones de referencia en roca dura como para emplear cocientes espectrales respecto a una estación de referencia, la cual debe ser cuidadosamente escogida.

3.1 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE EFECTOS DE SITIO

Existen varias técnicas para la estimación del efecto de sitio, aunque las técnicas principales utilizadas son: espectros de amplitud, cocientes espectrales respecto a una estación de referencia y cocientes H/V. A los cocientes espectrales también se les conoce como funciones de transferencia.

3.1.1 Espectros de Amplitud

Una de las técnicas empleadas para realizar análisis de microtemores es por medio de la interpretación directa del espectro de amplitud o de densidad de potencia de Fourier de las señales empleadas y así obtener una estimación del efecto de sitio. Esto es por medio de la estimación del periodo dominante y el nivel de amplificación de sedimentos blandos medido directamente de los microtemores (e.g. Kanai y Tanaka, 1954; Kobayashi et al., 1986). El método se basa en las siguientes suposiciones: (1) los microtemores se componen de ondas *S* que se propagan verticalmente, y (2) el espectro de fuente de un microtemor se caracteriza por ruido blanco. Gutiérrez y Singh (1992) utilizaron directamente el espectro de Fourier de los sitios en suelo blando y luego los corrigieron con el nivel de amplitud medido en la estación de referencia para estimar las funciones de transferencia. También observaron que el espectro de Fourier de los microtemores en el sitio sobre roca dura era plano en el rango de frecuencias de su interés. Algunos autores (e.g. Lermo, 1992 y Gutiérrez y Singh, 1992) mencionan que es frecuente que los espectros no muestren un solo máximo sino que los espectros de microtemores dan una estimación de la banda en la cual podría encontrarse la frecuencia fundamental de vibración de las capas superficiales, además de no considerar la separación de los términos de fuente, dando así una estimación poco confiable de la amplificación.

3.1.2 Cocientes Espectrales

El método de cocientes espectrales respecto a una estación de referencia fue introducido por Borchardt en 1970. Consiste en calcular un cociente de amplitudes espectrales, donde el numerador corresponde al espectro de amplitud de la señal sísmica registrada en el sitio de interés, y el denominador es el espectro de amplitud de la señal sísmica registrada en un sitio de referencia, de preferencia localizada en una formación rocosa o basamento o en un sitio en el que sus niveles de amplificación sean los mínimos, de tal forma que el registro en roca sea representativo del campo de ondas incidente en la interfaz de la formación rocosa y el medio estratificado, como se observa en la figura 3.1.



Figura 3.1. El movimiento en una estación de referencia es característico del movimiento de la interfaz roca-sedimento debajo de la estación de interés.

Si el cociente anterior tiene un valor cercano a la unidad, se concluye que no hay amplificación significativa del movimiento sísmico del suelo en el sitio de interés respecto a la del sitio de referencia. Si el valor del cociente es mayor o menor que uno, se concluye que hay una amplificación o una deamplificación, respectivamente, de dicho movimiento.

Para utilizar esta técnica es necesario contar con dos registros sísmicos simultáneos: uno en el sitio de interés y el otro en el sitio de referencia. En ocasiones esto no es posible, ya sea por una falla instrumental en alguna de las estaciones, o por la escasa instrumentación sísmica que impide la obtención de registros en los sitios de interés. Al mismo tiempo que se dificulta identificar un tren de ondas común a las dos estaciones.

3.1.3 Método H/V

El método que a continuación se describe se basa en los cocientes espectrales de las componentes horizontales con las verticales, que a diferencia del método de cocientes espectrales, no requiere de dos estaciones (una de ellas, la estación de referencia). Con este método es posible estimar el periodo dominante y el nivel de amplificación local (esta última se obtiene a partir de las

aceleraciones pico de cada una de las componentes) usando registros de una sola estación. El método de cocientes H/V fue propuesto primeramente por Nogoshi e Igarashi (1971), y después fue enfatizado por Nakamura (1989, 2000). A partir de esa fecha, diversos autores han publicado artículos sobre microzonificación utilizando cocientes H/V. Aunque pocos son los autores (Lermo y Chávez-García, 1993, Delgado et al., 2000, Rodríguez et al., 2003) que han intentado encontrar explicaciones cualitativas sobre el método de cocientes HV, la mayoría de los autores asume que los fundamentos del método son correctos.

La hipótesis de partida al utilizar microtremores en este método es que la energía en éstos se compone principalmente de ondas Rayleigh, y que la amplificación de efecto de sitio se debe a la presencia de una capa de material blando que suprayace al semiespacio, como se muestra en la figura 3.2.

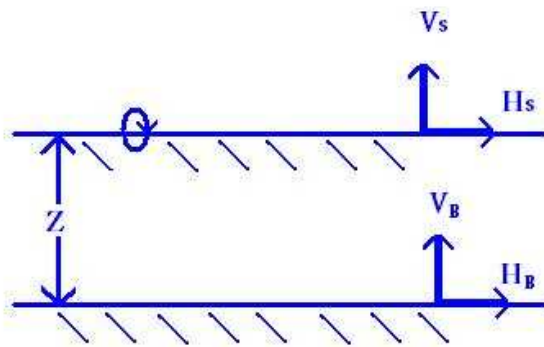


Figura 3.2. Modelo en el que se basa la teoría de cocientes H/V para interpretar mediciones de microtremores.

A continuación se tiene la deducción del método de cocientes espectrales H/V.

La función de transferencia de las capas superficiales se puede definir como el cociente

$$S_E = \frac{H_S}{H_B}, \quad (3.2)$$

donde H_S es el espectro de amplitud de la componente horizontal del movimiento en la superficie y, H_B , el espectro de amplitud de la componente horizontal del movimiento en el semiespacio.

Se asume que la componente vertical del tremor refleja el efecto de las fuentes locales, que no es amplificado por las capas superficiales, y que el efecto de las ondas Rayleigh, A_S , puede ser estimado por el cociente

$$A_S = \frac{V_S}{V_B}, \quad (3.3)$$

donde V_S es el espectro de amplitud de la componente vertical del tremor en la superficie y V_B , el espectro de amplitud de la componente vertical del tremor en el semiespacio.

Entonces, la función de efecto de sitio quedará definida como

$$S_m = \frac{S_E}{A_S}. \quad (3.4)$$

Pero como el cociente H_B/V_B es igual a la unidad, la función de efecto de sitio corregida por el término de la fuente, puede ser escrito como

$$S_m = \frac{H_S}{V_S}. \quad (3.5)$$

3.2 OBTENCIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES A PARTIR DEL EFECTO DE SITIO

En este trabajo nos damos a la tarea de proponer un modelo de velocidades suavizado y simple de las capas someras debajo de cada estación utilizada, a partir de los efectos de sitio calculados. Para obtener este modelo de velocidades, se utiliza en esta tesis el método estocástico de inversión llamado cristalización simulada, en el cual se utiliza la fórmula para calcular la amplificación que sufren las ondas con respecto al tipo de suelo donde se registran.

Boore y Joyner (1997), proponen una ecuación, en donde la densidad con respecto a la profundidad está dada como una función de la velocidad de corte,

$$\rho(z) = 2.5 + [\beta(z) - 0.3] \times \frac{2.8 - 2.5}{3.5 - 0.3}, \quad (3.6)$$

con ρ en g/cm^3 y β en km/s . La ecuación 3.6 es una sencilla interpolación de los valores escogidos como referencia en varios libros y de la experiencia personal de uno de los autores (W.B. Joyner), y se emplea en el caso de que las velocidades de ondas de corte estén entre 0.3 y 3.5 km/s , asignándose una densidad máxima de 2.8 g/cm^3 y una densidad de 2.5 g/cm^3 en el caso de velocidades menores a 0.3 km/s .

Para el cálculo de la amplificación en función de la frecuencia, se utiliza la aproximación de cuarto de longitud de onda, introducida por Joyner y Boore (1981), dada por

$$A[f(z)] = \sqrt{\rho_s \beta_s / \bar{\rho}(z) \bar{\beta}(z)}, \quad (3.7)$$

donde ρ_s y β_s son la densidad y la velocidad para ondas S, respectivamente y los factores del denominador corresponden a los promedios pesados de la densidad y la velocidad en función de la profundidad. Así, para una frecuencia en particular, la amplificación está dada por la raíz cuadrada del cociente de la impedancia sísmica promediado sobre la profundidad correspondiente al cuarto de longitud de onda y la impedancia sísmica a la profundidad de la fuente. Si bien, en la ecuación 3.7, la velocidad y la densidad se obtienen por separado en lugar de obtener el promedio del producto de ambas, esto marca una diferencia en los resultados obtenidos. Esta aproximación no produce los picos y valles debidos a interferencias de múltiples ondas reflejadas, con lo que es relativamente insensible a discontinuidades en las velocidades, esto puede representar una ventaja si lo que se busca es una función de amplificación suavizada.

Además de la amplificación que puede sufrir el sitio, también se tiene el efecto de una atenuación inelástica. La estimación de ella

se hace por medio de $e^{(-\pi\kappa_0 f)}$, donde κ_0 es el parámetro de atenuación.

Ahora bien, los procedimientos que analizan distribuciones de variables aleatorias usando simulación de números aleatorios se conocen bajo el nombre de métodos de Monte Carlo o simulación Monte Carlo. Estos métodos dan solución a una gran variedad de problemas matemáticos, haciendo experimentos con muestreos estadísticos en una computadora. Este método es aplicable a cualquier tipo de problema, ya sea estocástico o determinístico. Generalmente en estadística los modelos aleatorios se usan para simular fenómenos que poseen algún componente aleatorio. Pero en el método de Monte Carlo, por otro lado, el objeto de la investigación es el objeto en sí mismo, un suceso aleatorio o pseudo-aleatorio se usa para estudiar el modelo.

3.2.1 Métodos Determinísticos de Inversión

Los métodos determinísticos de inversión dan una solución precisa y rápida del fenómeno, aunque en ocasiones quedan atrapados en mínimos locales, dando así una solución errónea al problema. Existen los métodos lineales (regresión lineal) pudiendo utilizar para su solución métodos cuadráticos (mínimos cuadrados), los cuales suponen que los eventos tienen un comportamiento o tendencia de cierto tipo de funciones de probabilidad, en general asumen normalidad, suponiendo con esto un resultado.

3.2.2 Métodos Estocásticos de Inversión

En una simulación simple de Monte Carlo, se muestrean los posibles estados de un sistema, escogiendo de forma aleatoria los nuevos parámetros. Al final de la simulación, el conjunto de puntos escogidos en el espacio de búsqueda dan información sobre el mismo. Es decir, una simulación Monte Carlo selecciona aleatoriamente un punto en algún lugar del espacio de búsqueda y todos los puntos son utilizados para encontrar información sobre dicho espacio.

En el caso de los métodos estocásticos no se asume ninguna distribución del fenómeno y se pueden incluir fácilmente restricciones en el modelo. Una de las mayores ventajas de estos métodos es que tienen la habilidad de no quedar atrapados en un mínimo local. Entre estos métodos se tienen: redes neuronales, algoritmos genéticos y cristalización simulada.

3.2.2.1 Redes Neuronales

La teoría y modelado de redes neuronales está inspirada en la estructura y funcionamiento de los sistemas nerviosos, donde la neurona es el elemento fundamental. Las redes neuronales artificiales (RNA) son modelos que intentan reproducir el comportamiento del cerebro. Como tal modelo, realiza una simplificación, averiguando cuáles son los elementos relevantes del sistema, bien porque la cantidad de información de que se dispone es excesiva o bien porque es redundante.

Existen cuatro aspectos que caracterizan una red neuronal: su topología (organización y disposición de las neuronas), el mecanismo de aprendizaje (proceso por el cual una red neuronal modifica sus pesos en respuesta a una información de entrada), tipo de asociación realizada entre la información de entrada y salida, y la forma de representación de esta información. Las RNA no ejecutan instrucciones, responden en paralelo a las entradas que se les presenta. El resultado no se almacena en una posición de memoria, éste es el estado de la red para el cual se logra equilibrio.

El conocimiento de una red neuronal no se almacena en instrucciones, el poder de la red está en su topología y en los valores de las conexiones (pesos) entre neuronas.

3.2.2.2 Algoritmos Genéticos

Son métodos sistemáticos para la resolución de problemas de búsqueda y optimización. Es un método estocástico que imita la evolución biológica natural, basándose en el principio de que "el más apto sobrevive". Esta selección está en función de la población, la reproducción y la mutación. El objetivo principal de los algoritmos

genéticos es recombinar los individuos con los que mejor concuerden, teniendo así grandes probabilidades de reproducción, para tener mejores soluciones.

En un algoritmo genético, tras parametrizar el problema en una serie de variables, (x_1, \dots, x_n) , se codifican éstas en un "cromosoma" o una posible solución al problema. Todos los operadores utilizados por un algoritmo genético se aplicarán sobre estos cromosomas, o sobre poblaciones de ellos. Las soluciones codificadas en un cromosoma compiten para ver cuál constituye la mejor solución (aunque no necesariamente la mejor de todas las soluciones posibles). El "ambiente", constituido por las otras soluciones posibles, ejercerá una presión selectiva sobre la población, de forma que sólo los mejor adaptados (aquellos que resuelvan mejor el problema) sobrevivan o leguen su "material genético" (parámetros) a las siguientes generaciones, igual que en la evolución de las especies. La diversidad en los parámetros se introduce mediante mutaciones o alteraciones y reproducción (intercambio de parámetros). Los cambios realizados generan o actualizan las nuevas soluciones del problema inicial, combinando y modificando los valores propios de los distintos modelos iniciales, creando nuevas soluciones en cada iteración; es decir, los valores iniciales bajos se transforman en altas soluciones concordantes con el modelo. Lo anterior se esquematiza en el diagrama de flujo de la figura 3.3.

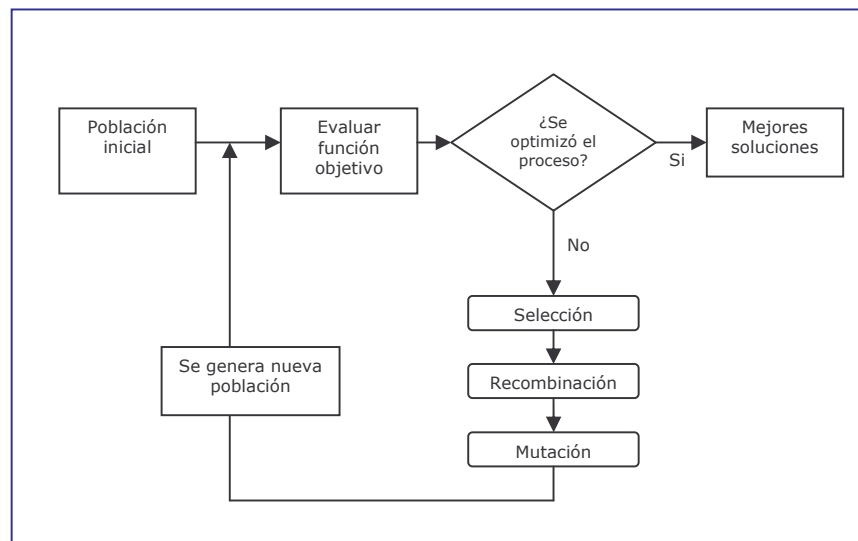


Figura 3.3. Diagrama de flujo del proceso de algoritmos genéticos.

3.2.2.3 Cristalización Simulada

Como su nombre lo indica, la cristalización simulada explota la analogía en la manera en que los cristales se enfrían y se congelan hasta un estado de mínima energía y la búsqueda de un mínimo en un sistema más general. Su mayor ventaja sobre los demás métodos es su habilidad de evitar ser atrapado en un mínimo local.

En 1983, Kirkpatrick et al., propusieron un método de simulación de Monte Carlo Metrópolis, originalmente propuesto como un medio para encontrar la configuración de equilibrio de un conjunto de átomos a una temperatura dada, para encontrar la orientación del sistema de menor energía (más estable).

Su metodología se basa en el procedimiento usado para hacer que los cristales sean más resistentes. En este proceso se calienta el cristal a altas temperaturas, haciéndolo líquido, con lo que los átomos se mueven más fácilmente. La temperatura del cristal se disminuye lentamente con lo que los átomos pueden moverse lo suficiente para comenzar a adoptar la orientación más estable. Este proceso de enfriamiento lento es conocido como cristalización.

Una optimización de la cristalización simulada comienza con una simulación Monte Carlo Metrópolis a alta temperatura (parámetro de control de la inversión). Esto significa que un porcentaje relativamente grande de procesos aleatorios que resultan en un incremento de energía (función objetivo), serán aceptados. Después de un número suficiente de pasos de Monte Carlo, la temperatura desciende, por lo cual, este proceso se repite hasta que la temperatura final buscada se ha obtenido.

La manera en que la temperatura desciende se conoce como el esquema de enfriamiento. En la práctica existen dos esquemas de enfriamiento, uno es el esquema lineal de enfriamiento:

$$T_{\text{nueva}} = T_{\text{anterior}} - \delta T, \quad (3.8)$$

donde T es el parámetro de control, que por analogía con la aplicación original es conocido como la temperatura del sistema sin tomar en cuenta la función objetivo involucrada y δT , un cambio en este parámetro. El otro es el esquema de enfriamiento proporcional:

$$T_{\text{nueva}} = C * T_{\text{anterior}}, \quad (3.9)$$

donde $C < 0.1$.

El algoritmo de cristalización simulada emplea una búsqueda aleatoria que no sólo acepta cambios que disminuyan la función objetivo, f , sino que también acepta algunos cambios que la incrementen. Lo anterior es aceptado con una probabilidad

$$P = \exp(-\delta f/T), \quad (3.10)$$

donde δf es el incremento en f .

La implementación del algoritmo de cristalización simulada (Fig. 3.4) es relativamente sencilla, para lo cual se deben proveer los siguientes elementos:

- ✚ Una representación de las posibles soluciones,
- ✚ Un generador de cambios aleatorios en las soluciones,
- ✚ Un medio de evaluación las funciones problema, y
- ✚ Un esquema de evolución de la inversión o de enfriamiento – una temperatura inicial y restricciones o reglas para disminuirla, conforme la búsqueda avance, hasta alcanzar una temperatura final preestablecida.

Cuando se intenta resolver un problema de optimización usando cristalización simulada, la representación más obvia de las variables de control es usualmente apropiada. Sin embargo, la manera en que las nuevas soluciones son generadas puede requerir ciertas consideraciones. El generador de soluciones deberá introducir pequeños cambios aleatorios y permitir todas las posibles soluciones a ser encontradas.

Así como el procedimiento que controla la generación y la aceptación de nuevas soluciones es sencillo, el costo y tiempo máquina para implementar un algoritmo de cristalización simulada es invariablemente dominado por la asociación con la evaluación de las funciones objetivo. Por ello, es esencial que estas evaluaciones sean ejecutadas de manera eficiente.

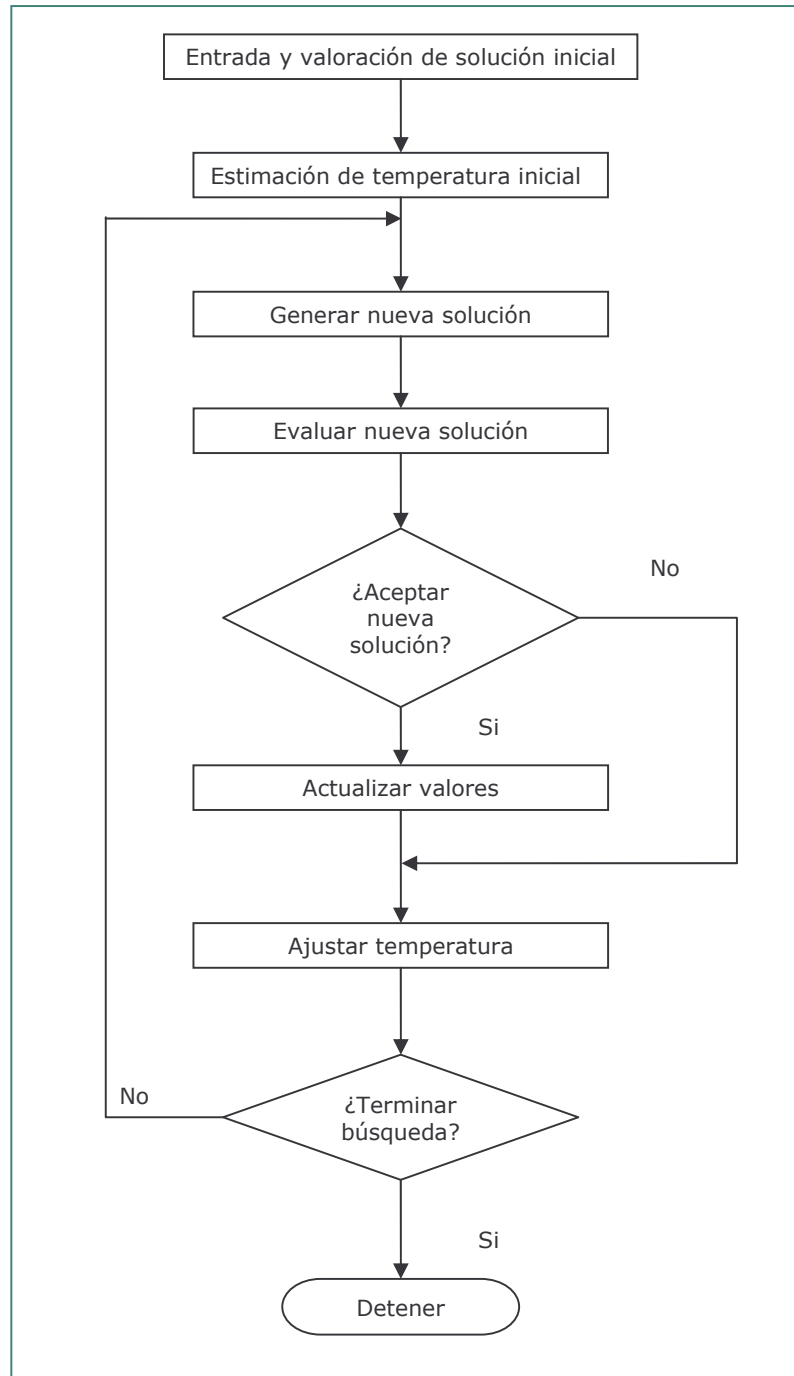


Figura 3.4. Estructura del procedimiento de cristalización simulada.

4. ANÁLISIS DE EFECTO DE SITIO EN ESTACIONES DE BANDA ANCHA DEL SSN

4.1 PARTICULARIDADES DE ESTACIONES ESTUDIADAS

En este trabajo, de las 25 estaciones listadas en la sección 2.3.1.1, sólo se analizaron 16 estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN). En la tabla 4.1 se muestran sus códigos, nombres y tipo de suelo sobre el que fueron construidas. Cabe mencionar que no se realizó el estudio para todas las estaciones debido a la falta de disponibilidad de datos de algunas de ellas o a fallas instrumentales en algunas otras, por consiguiente, las señales no eran apropiadas para el análisis. Se puede notar en la tabla 4.1 que no en todos los sitios se cuenta con información del tipo de suelo donde se encuentra la estación y que la descripción del sitio es muy general, no permitiendo seleccionar un efecto de sitio adecuado en otros estudios.

Tabla 4.1 Estaciones estudiadas, pertenecientes a la red de banda ancha del SSN
(Fuente: Servicio Sismológico Nacional).

CÓDIGO	ESTACIÓN	TIPO DE SUELO
CAIG	Cayaco, Gro.	Diorita
CCIG	Comitán, Chis.	Calizas
CMIG	Cauhtémoc, Oax.	Caliza
CUIG	Ciudad Universitaria, D.F.	Colada de lava
DHIG	Demacú, Hidalgo	Caliza
HUIG	Huatulco, Oax.	Cuarzomonzonita
LPIG	La Paz, B.C.S.	Toba dacítica
LVIG	Laguna Verde, Ver.	Caliza
MAIG	Mazatlán, Sin.	Toba riolítica
OXIG	Oaxaca, Oax.	

Tabla 4.1 (Continuación) Estaciones estudiadas, pertenecientes a la red de banda ancha del SSN (Fuente: Servicio Sismológico Nacional).

PLIG	Iguala, Gro.	Caliza
PNIG	Pinotepa Nacional, Oax.	Diorita
SCIG	Sabancuy, Cam.	Caliza
TUIG	Tuzandepetl, Ver.	Domo salino
YAIG	Yautepec, Mor.	Caliza
ZAIG	Zacatecas, Zac.	Cuarzodiorita

4.2 REGISTROS UTILIZADOS

El análisis de efecto de sitio realizado en esta tesis utiliza datos de microtemores, de acuerdo a la metodología propuesta por Nakamura (1989) y explicado en la sección 3.1.3 de este trabajo. Así, para cada estación se seleccionó un día de registro de acuerdo con la disponibilidad de los datos para cada estación. Para dicha selección se tomaron días en que las tres componentes (Vertical, V; Norte-Sur, N; Este-Oeste, E) hayan funcionado y registrado durante el mismo intervalo de tiempo.

Los registros originales de las estaciones de banda ancha del SSN se encuentran en formato miniseed. Para este trabajo, primero se convirtieron a formato SAC (Seismic Analysis Code, desarrollado por Peter Goldstein), después, utilizando SAC, fueron corregidas por instrumento, empleando un filtro de polos y ceros del instrumento STS-2 (Tabla 4.2), además de un filtro pasabandas ($f_1=0.005$, $f_2=0.0125$, $f_3=20$, $f_4=30$ Hz), pasando de cuentas a unidades de velocidad, m/s.

Tabla 4.2 Polos y ceros del instrumento STS-2.

Polos	-0.03701	0.03701i
	-0.03701	0.03701i
	-251.3	0.0i
	-131.0	467.3i
	-131.0	-467.3i
Ceros	0.0	0.0i
Constante	3.7245e14	

De cada registro se seleccionaron cuatro ventanas con una duración de una hora (3600 s) para cada una de ellas; cabe señalar que el muestreo, Δt , en estos registros es de 0.05 s. La selección de las ventanas se hizo con base en los criterios descritos a continuación.

En algunas estaciones observamos que la diferencia entre los resultados obtenidos utilizando horas del día, contra aquéllos utilizando horas de la noche es notable. Esto puede ser explicado por la diferencia que se observa en los espectros de ruido de cada estación, lo cual será detallado más adelante. Así, se seleccionaron dos horas en el día y dos horas en la noche para evitar un sesgo producto de este efecto.

También, al momento de seleccionar las ventanas de una hora hay que descartar aquéllas que contienen sismos, para esto, se filtraron las señales utilizando filtros pasabandas, de 0.001 a 0.1 Hz para resaltar ondas superficiales, de 0.1 a 1 Hz para ondas *P* de sismos regionales y telesísmicos, y de 1 a 10 Hz para sismos locales.

En el Apéndice A se muestran los registros de los días seleccionados para cada estación, indicando las horas utilizadas en el análisis. En la tabla 4.3 se listan los registros empleados en cada estación, el número de ventana reportado en la tabla corresponde a la hora GMT.

Tabla 4.3 Registros utilizados.

CÓDIGO	FECHA	DURACIÓN [horas]	Δt [s]	VENTANAS SELECCIONADAS
CAIG	06-mayo-2006	24	0.05	3, 5, 20, 21
CCIG	08-agosto-2003	22	0.05	5, 9, 19, 22
CMIG	09-marzo-2004	24	0.05	5, 7, 17, 20
CUIG	01-abril-2003	24	0.05	7, 8, 20, 23
DHIG	06-mayo-2006	24	0.05	4, 5, 10, 22
HUIG	06-mayo-2006	24	0.05	4, 9, 21, 23
LPIG	06-mayo-2006	24	0.05	7, 8, 21, 22
LVIG	07-mayo-2006	24	0.05	5, 6, 20, 21
MAIG	09-marzo-2004	24	0.05	3, 7, 11, 21
OXIG	21 - agosto - 2006	24	0.05	5, 7, 17, 22
PLIG	21 - agosto - 2006	24	0.05	5, 7, 17, 22
PNIG	01 - junio - 2005	24	0.05	6, 9, 18, 21
SCIG	21 - agosto -2006	24	0.05	5, 6, 13, 21
TUIG	06-mayo-2006	21 (inicia 3 am)	0.05	4, 7, 10, 19
YAIG	05-julio-2004	24	0.05	2, 3, 18, 22
ZAIG	24-enero-2006	11 (inicia 3 am)	0.05	6, 9, 13, 14

4.3 METODOLOGÍA

Para el procesamiento de los datos y el análisis, se utilizó MatLab (Matrix Laboratory), versión 6.5. Los códigos creados para este trabajo se anexan en el Apéndice B.

Los archivos en SAC se pudieron leer en MatLab con ayuda de una función llamada RSAC, implementada por Michael Thorne (2004). Ésta lee el archivo en formato SAC, convirtiéndolo en un vector de 3 columnas, donde:

- La columna 1 contiene el tiempo.
- La columna 2 contiene los valores de amplitud.
- La columna 3 contiene toda la información del encabezado del archivo SAC.

El procedimiento realizado para cada estación, una vez leídas las señales de 24 horas, se describe a detalle en las siguientes secciones, tanto para la obtención de los espectros de ruido como de los efectos de sitio.

4.3.1 ESPECTROS DE RUIDO EN ESTACIONES

Los espectros de ruido son las curvas de densidad de potencia de las señales de ruido de las estaciones. Principalmente se utilizan para la selección de los sitios donde se ubicarán nuevas estaciones sismológicas, o bien, para conocer la calidad de los datos que se registran en ella; ambos en función de la relación señal-ruido en la banda de frecuencias de interés. Se utilizan los espectros de densidad de potencia (*Pds*, por sus siglas en inglés) porque se requiere de un promedio del contenido espectral de la señal independiente de la longitud de ventana. Para su cálculo, dado que tenemos señales discretas, empleamos la siguiente ecuación:

$$Pds = 2 |Fn^{FFT}|^2 \frac{\Delta t^2}{T}, \quad (4.1)$$

donde F_n es el espectro de Fourier de la señal obtenido con la transformada rápida de Fourier (FFT), Δt es el muestreo en tiempo y T es el periodo.

En este caso, las curvas de densidad de potencia presentadas, no sólo forman un primer catálogo de la calidad de los datos del SSN en sus estaciones de banda ancha, sino que también, representan una herramienta útil para la selección de ventanas que se utilizaron para los cocientes espectrales. El procedimiento seguido para calcular los espectros de ruido en las estaciones analizadas, y descrito a continuación, se presenta en el diagrama de flujo de la figura 4.1.

Para tener un estimado sobre las diferencias durante el día en cada estación, se seleccionan distintas ventanas de una hora, correspondientes al día y la noche. Éstas se dividen en ventanas de 60 segundos por medio de una ventana coseno con 0.05 de suavizamiento.

A partir de estas ventanas se calcula el espectro de densidad de potencia de Fourier de cada una de las ventanas de las componentes (E, N, Z), tanto de las ventanas con ruido alto (día) como de las de ruido bajo (noche). Dado que los registros son de velocidad, son diferenciados para tenerlos en aceleración y compararlos con las curvas de ruido bajo (NLNM) y ruido alto (NHNM) propuestas por Peterson (1993). Cabe mencionar que la diferencia entre los espectros de ruido en velocidad o en aceleración, es mínima, y el programa desarrollado en Matlab obtiene tanto espectros de ruido en velocidad como en aceleración. Los espectros de potencia son entonces promediados y el promedio suavizado con media móvil. Con esto se tienen seis espectros promedio, correspondiendo a las tres componentes y al día y la noche.

En la sección 4.4 se describen los aspectos relevantes de los espectros de ruido de las estaciones estudiadas en esta tesis; además se muestran las gráficas correspondientes a las estaciones CMIG, CUIG, MAIG y PLIG. Los espectros de las 16 estaciones con que se trabajó, se encuentran en el Apéndice C.

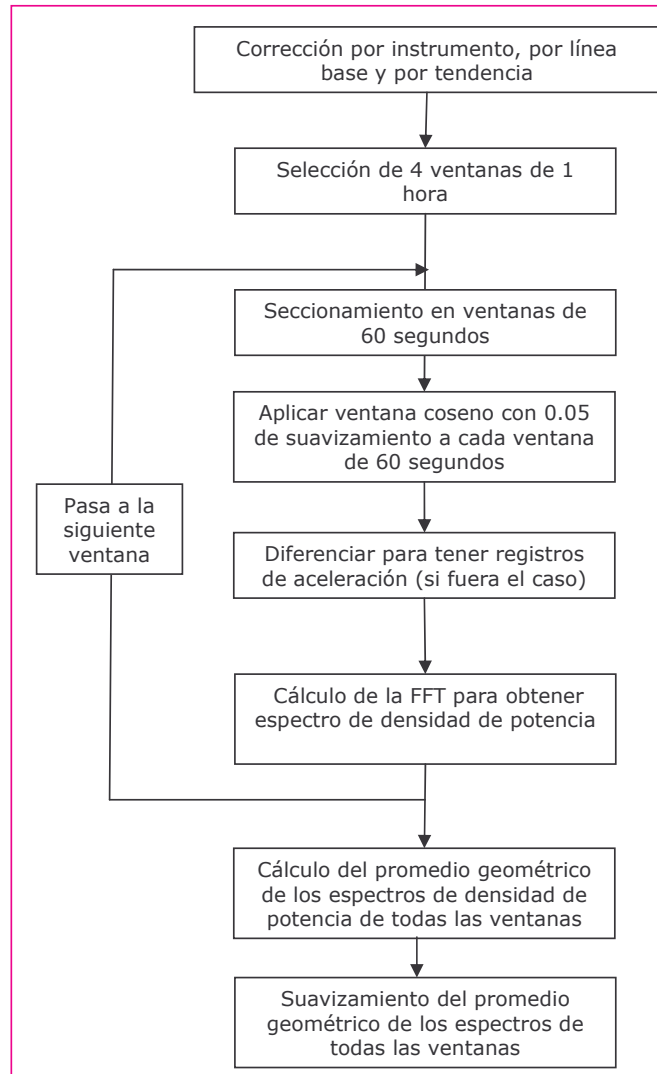


Figura 4.1 Diagrama de flujo para obtención de espectros de ruido. Este proceso se realiza para cada componente: E, N y Z.

4.3.2 COCIENTES ESPECTRALES H/V

Los cocientes espectrales H/V son obtenidos de acuerdo con el método de Nakamura (1989). La figura 4.2 muestra el diagrama de flujo del procedimiento llevado a cabo en esta tesis para cada estación analizada.

Para los cocientes espectrales H/V se emplearon cuatro horas de registro (2 de día y 2 de noche). Las horas fueron escogidas de tal manera que no hubiera sismos presentes en la señal y que no hubiera lecturas cuyos valores fueran muy altos que se debieran a actividad humana o del instrumento. Los registros fueron corregidos por línea base y por tendencia.

Las cuatro horas se dividieron en ventanas, aplicando una ventana coseno con 5% de suavizamiento. Se utilizan longitudes de ventana de 40 y 60 segundos, mostradas en el Apéndice D para cada una de las 16 estaciones estudiadas.

A partir de las ventanas de 60 s, se calculó el espectro de amplitud y se obtuvieron los cocientes espectrales H/V para cada ventana. Para cada longitud de ventana, se calculó el promedio geométrico de los cocientes de todos los cocientes, así como la desviación estándar de los datos respecto al promedio. Por último, el promedio fue suavizado mediante una media móvil.

Cabe mencionar que se obtiene un resultado similar de cocientes H/V, mostrado en la figura 4.3, haciendo primero los cocientes de cada una de las componentes horizontales con la componente vertical (Este/Vertical y Norte/Vertical) y luego obtener su promedio geométrico (línea roja continua en la figura 4.3), o bien, obteniendo el módulo de las componentes horizontales (Este y Norte), para obtener así la resultante horizontal, y después calcular el cociente H/V para cada ventana y por último el promedio geométrico de los cocientes H/V de todas las ventanas (línea azul discontinua en la figura 4.3). Se aprecia que al hacer los cocientes de la segunda forma, se tiene una amplitud un poco mayor pero no tan distinta de la amplitud de la primera forma mencionada. Esto se debe a la diferencia que existe entre la resultante horizontal y cada una de las componentes horizontales.

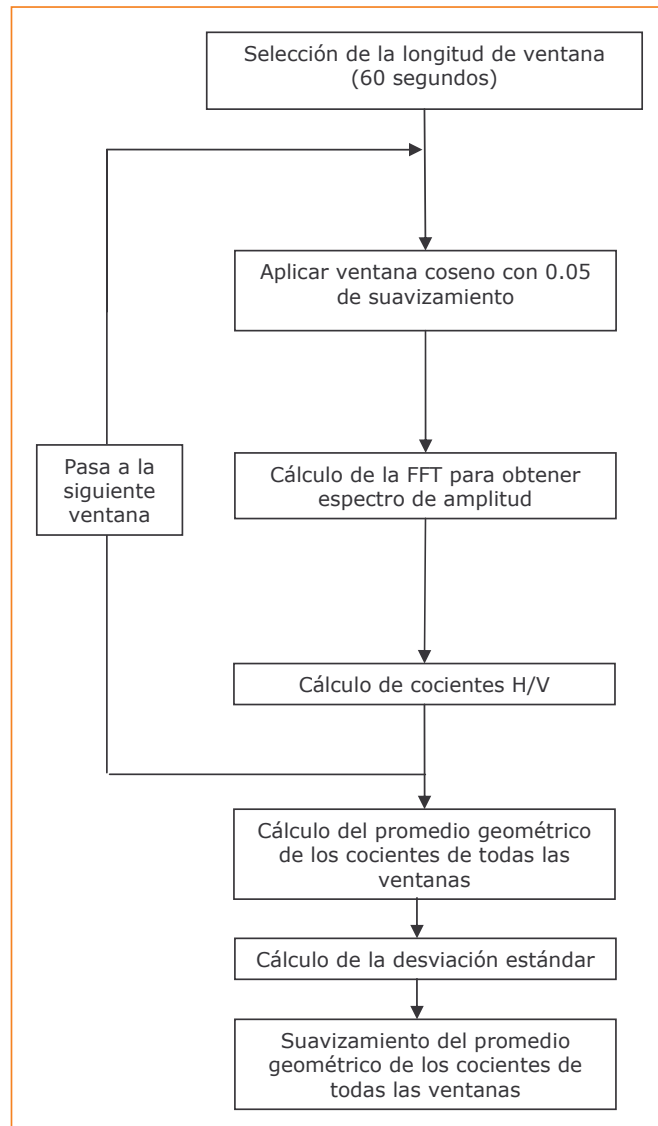


Figura 4.2. Algoritmo empleado para el cálculo de cocientes H/V. Este procedimiento es el mismo, independientemente de la longitud de ventana.

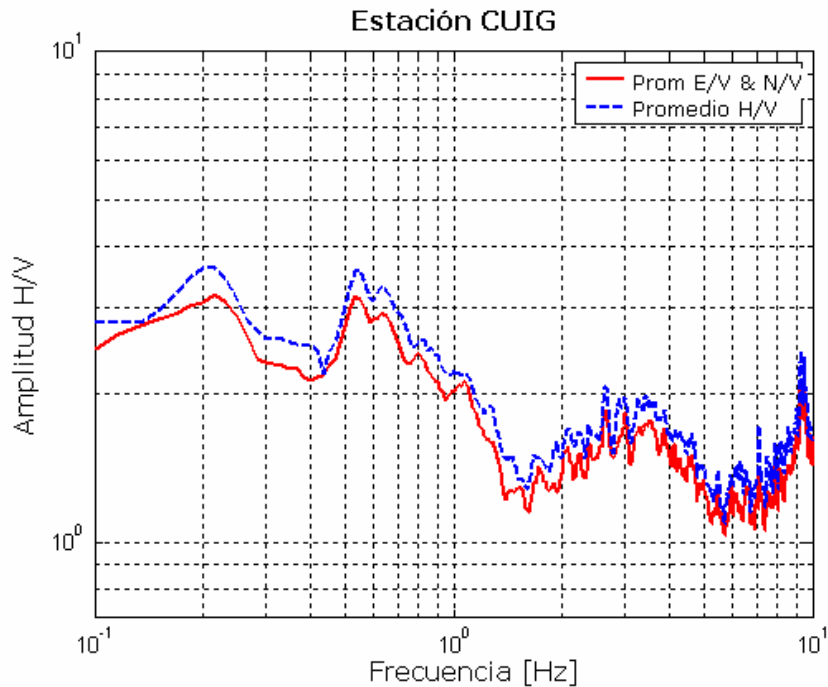


Figura 4.3. Comparación de los cocientes H/V, obtenidos a partir del promedio geométrico de los cocientes para cada una de las componentes horizontales (línea roja) y el promedio de cocientes de la resultante horizontal entre la componente vertical (línea azul). Esta gráfica corresponde a la estación CUIG.

4.3.3 MODELOS DE VELOCIDADES

Una vez obtenidos los cocientes espectrales H/V, éstos son invertidos para obtener un modelo de velocidades para cada estación, de acuerdo con las secciones 3.2 y 3.2.2.3. Para esta inversión, se emplearon los resultados de los promedios de los cocientes espectrales H/V de las ventanas de 60 segundos. Se utilizaron las ventanas de 60 segundos dada la resolución que se busca en altas y bajas frecuencias en función de la longitud de la ventana. La inversión se realizó con el método de cristalización simulada, con ayuda de un programa escrito en MatLab (Apéndice B). El diagrama de flujo del procedimiento de inversión se muestra en la figura 4.4.

La inversión requiere de un modelo inicial, para lo cual se tomó el modelo de roca genérica o el de roca muy dura, propuestos por Boore y Joyner (1997) (Tabla 4.4 y Figura 4.5), dependiendo del comportamiento mostrado por los cocientes H/V para cada estación. Esta selección hace que la convergencia al modelo final sea más rápida. Los efectos compuestos de amplificación (Fig. 4.5) y atenuación para dichos modelos se muestran en la figura 4.6.

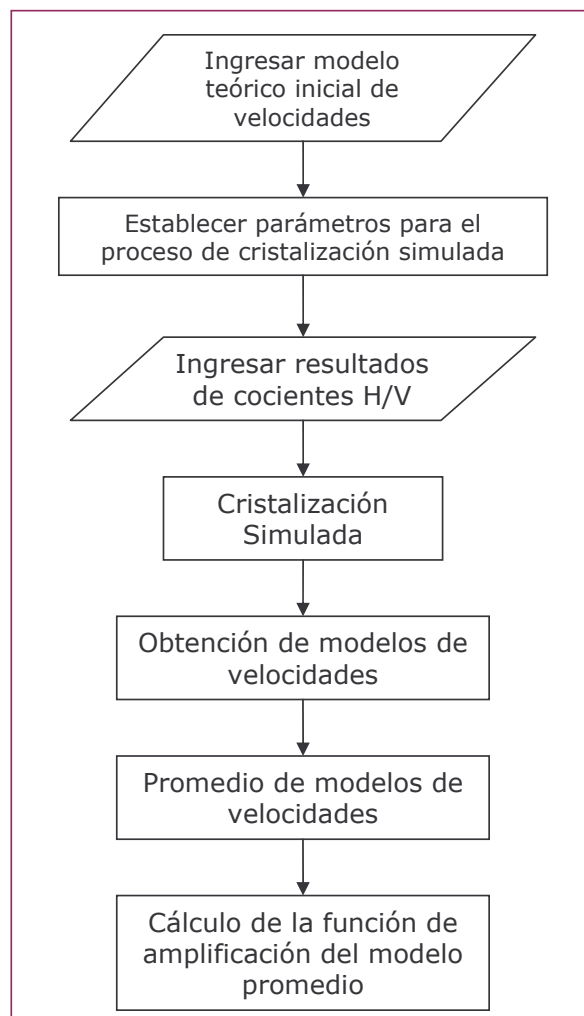


Figura 4.4. Procedimiento para obtener modelos de velocidades debajo de la estación mediante los cocientes H/V.

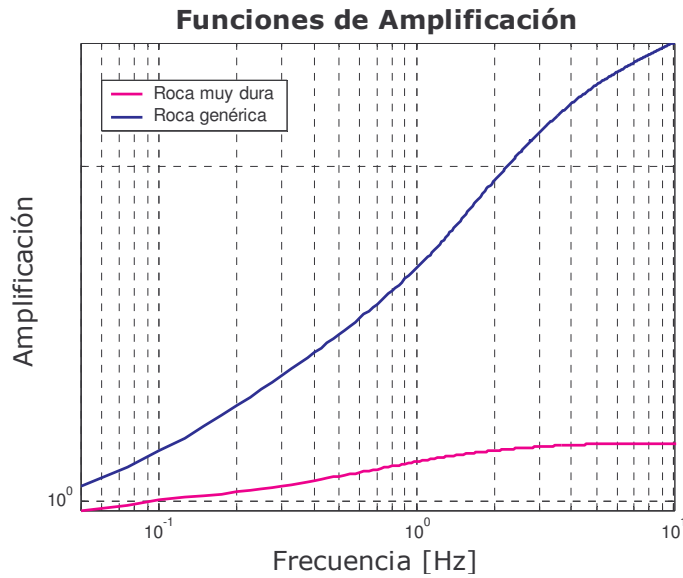


Figura 4.5. Amplificación para los modelos de roca genérica (línea azul) y roca muy dura (línea magenta) (Tabla 4.4).

Tabla 4.4. Modelos de roca genérica y de roca muy dura. (Boore y Joyner, 1997).

Profundidad z [km]	Roca genérica β [km/s]	Profundidad z [km]	Roca muy dura β [km/s]
0.001	0.245	0.05	2.768
0.001 - 0.03	$2.206 z^{0.272}$	0.05 - 0.1	2.808
0.03 - 0.19	$3.542 z^{0.407}$	0.1 - 0.15	2.847
0.19 - 4.0	$2.505 z^{0.199}$	0.15 - 0.2	2.885
4.0 - 8.0	$2.957 z^{0.086}$	0.2 - 0.25	2.922
8.0 - 13.0	3.73	0.25 - 0.3	2.958
13.0 - 18.5	3.80	0.3 - 0.35	2.993
18.5 - 35	4.61	0.35 - 0.4	3.026
		0.4 - 0.45	3.059
		0.45 - 0.5	3.091
		0.5 - 0.55	3.122
		0.55 - 0.6	3.151
		0.6 - 0.65	3.180
		0.65 - 0.7	3.208
		0.7 - 0.75	3.234
		0.75 - 2.2	$3.324 z^{0.067}$
		2.2 - 8.0	$3.447 z^{0.0209}$
		8.0 - 13.0	3.73
		13.0 - 18.5	3.80
		18.5 - 35	4.61

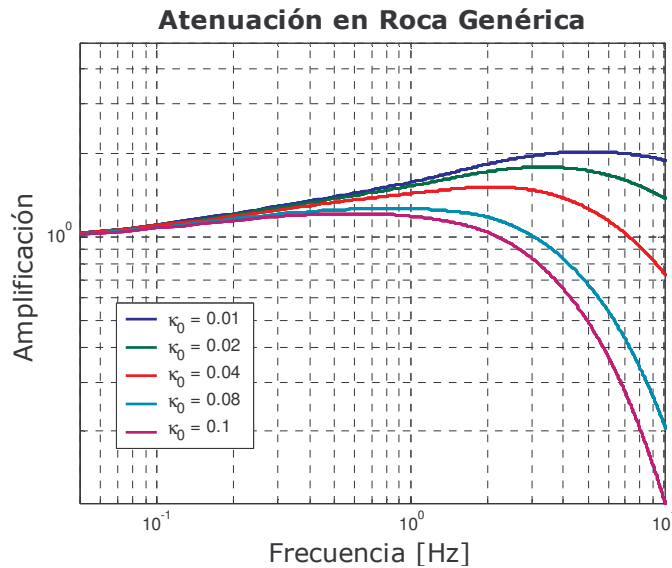


Figura 4.6. Efecto de amplificación y atenuación para diferentes valores de κ_0 para el modelo de roca genérica de la tabla 4.4 (Boore y Joyner, 1997).

Un buen resultado en la inversión depende de los valores de los parámetros para el proceso de cristalización simulada, éstos se escogieron en función de su eficiencia en tiempo y resultados, utilizándose los siguientes:

- Factor de reducción de temperatura: 0.7
- Número máximo de perturbaciones: 500
- Número de aceptaciones: 50
- Temperatura mínima permitida: 0.00001
- Tolerancia: 0.001

El modelo teórico de velocidades inicial utilizado en el procedimiento, requiere también las densidades en función de la profundidad, la cual es calculada mediante la ecuación 3.6 (Boore y Joyner, 1997).

El método de inversión utilizado también estima el parámetro de atenuación κ_0 . Así, para el cálculo de la función de amplificación, se utilizó el valor que mejor ajustara el modelo obtenido a los promedios H/V observados en cada una de las estaciones. La función de amplificación utilizada en el programa de cristalización simulada, se adecuó del programa en Fortran de Boore (2000).

4.4 ANÁLISIS ESPECTRAL E INTERPRETACIÓN

4.4.1 ANÁLISIS DE RUIDO EN ESTACIONES

A continuación se presentan las curvas de ruido para las estaciones CUIG (Cd. Universitaria, D.F.), CMIG (Cuauhtémoc, Oax.), MAIG (Mazatlán, Sin.) y PLIG (Iguala, Gro.), que bien pueden ser una generalización de las estaciones de banda ancha del SSN. Los espectros de ruido correspondientes a las 16 estaciones empleadas, se encuentran en el Apéndice C.

La estación CUIG (Fig. 4.7) presenta niveles de ruido por encima de la curva teórica de ruido alto propuesta por Peterson (1993), en el rango de 0.3 a 0.9 segundos (1 – 3.3 Hz). La variación del nivel de ruido del día respecto al de la noche es aproximadamente de 15 dB. Hay un máximo alrededor de 6 y 7 segundos (0.14 a 0.16 Hz), que bien podría corresponder al llamado pico microsísmico que se relaciona con actividad oceánica y tormentas (Gutenberg, 1958). El pico ubicado a 0.8 segundos, visible en las horas de día, corresponde a actividad antropogénica, tal como lo menciona Yamamoto (2000), constituido por ondas *P* y ondas de Rayleigh. Siendo un sitio con gran actividad de este tipo durante el día por su ubicación en el corazón de Ciudad Universitaria, UNAM (Ciudad de México, D.F.). Tokimatsu (1997), menciona que también la amplificación en altas frecuencias está relacionada con la estratificación subyacente a la estación.

En la figura 4.8, se presenta el espectro de ruido obtenido para la estación sismológica UNM de GEOSCOPE (Stutzmann et al., 2000), muy cercana a la estación CUIG de banda ancha perteneciente al SSN. El espectro obtenido para UNM es muy similar al obtenido en esta tesis para CUIG. Con esto, se puede comprobar la metodología empleada en esta tesis.

En el caso de la estación CMIG (Fig. 4.9), las tres componentes muestran un comportamiento similar. Hay una pequeña variación del día respecto a la noche (10 dB) de 0.1 a 0.4 segundos (2.5 – 10 Hz), esto puede ser causado por actividad humana durante el día y la noche, ya que para los espectros nocturnos, el nivel de ruido es menor en este rango. Se aprecia un pico en 3 segundos, que se origina por el efecto combinado de ondas *P* y ondas fundamentales de Rayleigh (Douze, 1987; Horike, 1985).

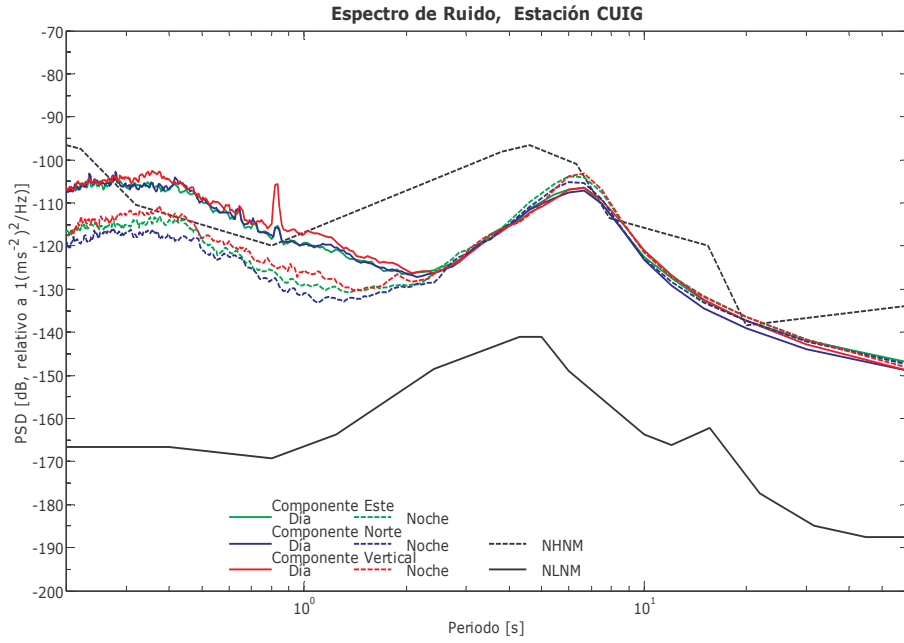


Figura 4.7. Espectro de ruido de la estación CUIG (Ciudad Universitaria, D.F.). Las líneas de color continuas son las correspondientes a horas diurnas, las líneas de color discontinuas corresponden a la noche.

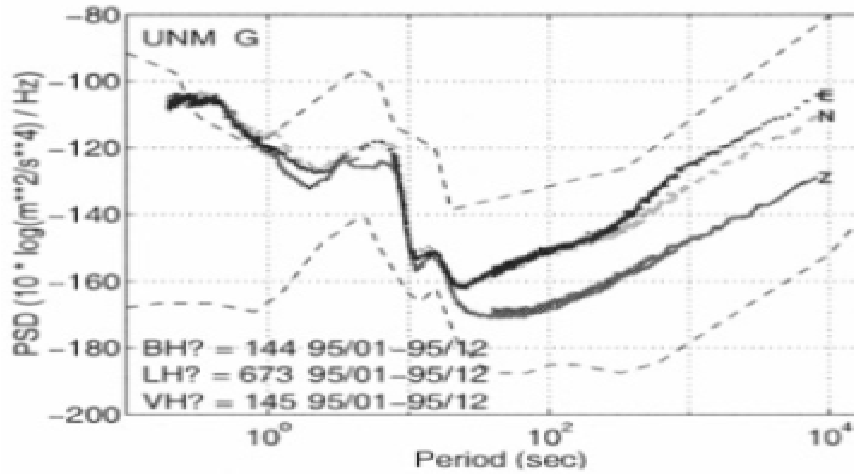


Figura 4.8. Espectro de ruido obtenido por Stutzmann, et al. (2000), para la estación UNM de GEOSCOPE en Cd. Universitaria, UNAM.

También se observa que para frecuencias mayores a 3 Hz, las curvas de ruido correspondientes al día, están por arriba de las curvas de ruido de horas nocturnas, esto es reflejo de la actividad antropogénica cercana a la estación. Esta variabilidad se presenta en las estaciones de CCIG, CMIG, CUIG, LPIG, SCIG, OXIG y ZAIG.

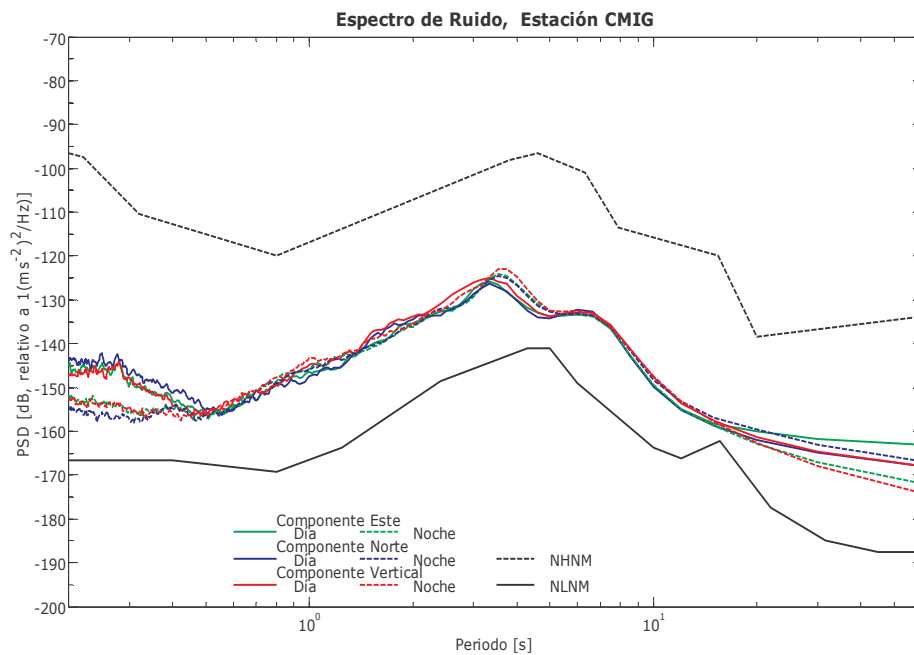


Figura 4.9. Espectro de ruido de la estación CMIG (Cuauhtemoc, Oaxaca). Las líneas de color continuas son las correspondientes a horas diurnas, las líneas de color discontinuas corresponden a la noche.

Las tres componentes correspondientes a la estación de MAIG (Fig. 4.10), se observa un pico en 7 segundos de periodo, que se correlaciona con las ondas oceánicas (ondas de viento y oleaje) asociadas con tormentas, tal como lo establecen Gutenberg (1931) y Ramírez (1940). Bernard (1938) observó que el periodo del llamado pico microsísmico en 7 segundos es la mitad de periodo de las ondas oceánicas.

Las curvas de ruido de horas diurnas, en el caso de la estación de MAIG, quedan por arriba de las curvas de ruido correspondientes a

horas de la noche, esto se debe a que las ventanas escogidas del registro para el análisis de ruido, tienen una amplitud mayor que las de la noche (ver apéndice A).

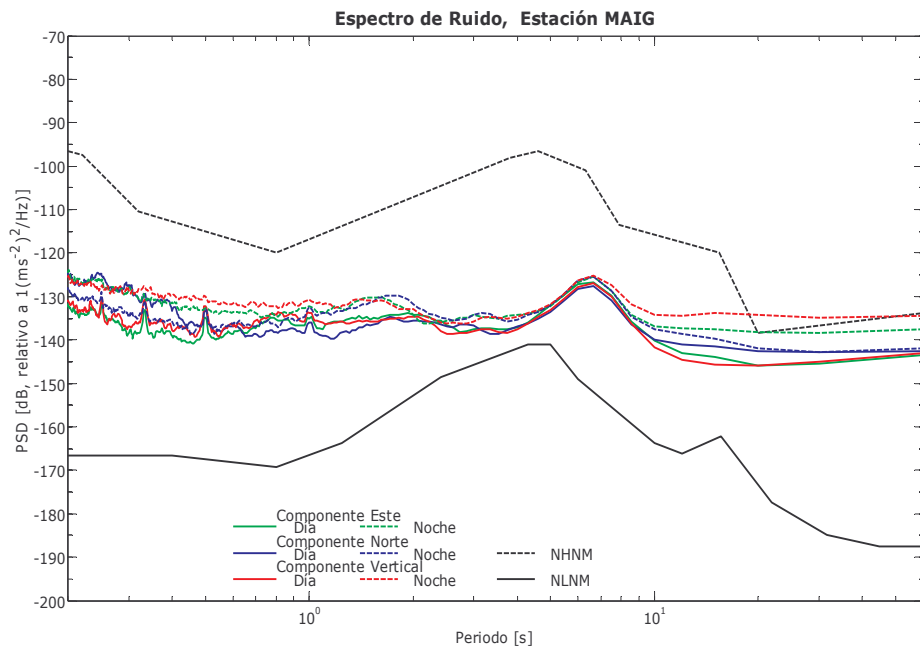


Figura 4.10. Espectro de ruido de la estación MAIG (Mazatlán, Sin.).
Las líneas continuas son las correspondientes a horas diurnas,
las líneas discontinuas corresponden a la noche.

En la estación de Iguala (PLIG) (Fig. 4.11), los picos que se aprecian pueden no ser debidos sólo a fenómenos naturales o a actividad humana, sino también a contribuciones de ruido inducidas por el sensor del instrumento o algún elemento electrónico de la estación en general, como se puede observar en los registros de las estaciones del apéndice A.

En algunas de las estaciones se observan unos picos entre 0.1 y 0.7 segundos (1.4 - 10 Hz), presentando cierta periodicidad, lo que puede ser evidencia de ruido cultural, como máquinas que trabajan a cierto ritmo o tráfico en un camino cercano.

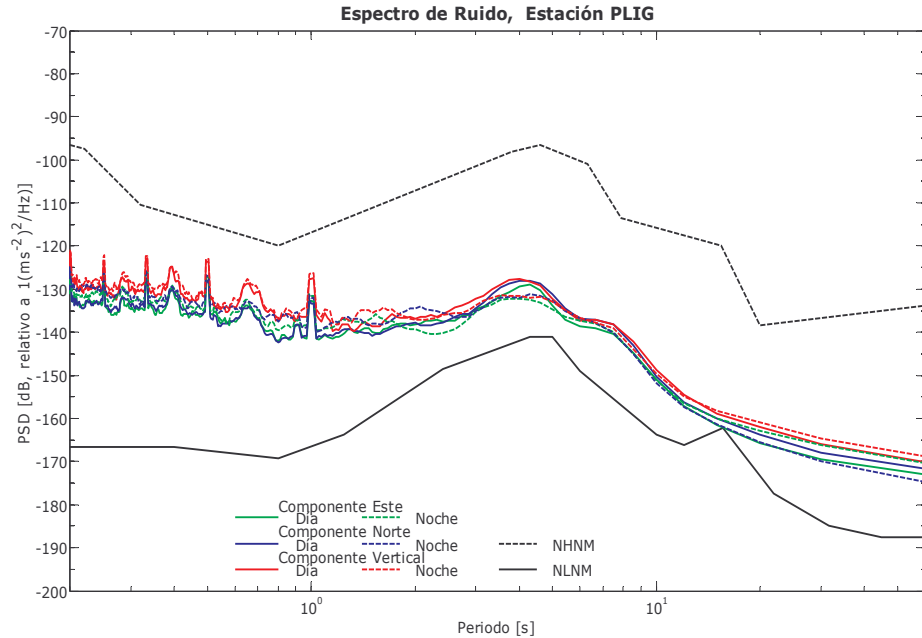


Figura 4.11. Espectro de ruido de la estación PLIG (Iguala, Gro.). Las líneas continuas son las correspondientes a horas diurnas, las líneas discontinuas corresponden a la noche.

4.4.2 COCIENTES ESPECTRALES H/V

En esta sección se presentan y analizan los cocientes espectrales de las 16 estaciones. Los promedios de los cocientes H/V; así como todos los cocientes de las ventanas se muestran en el Apéndice E. Las figuras 4.12 a 4.28 exponen el cociente H/V suavizado y las curvas que representan +/- una desviación estándar del promedio para cada estación.

Del análisis de los promedios de los cocientes N/V y E/V, en algunas estaciones (e.g. DHIG, MAIG, TUIG, LVIG, SCIG, ZAIG), podemos observar que los promedios respecto a cada una de las componentes son similares; sin embargo, en otros casos (e.g. CCIG, CMIG, LPIG, PLIG, OXIG, HUIG, YAIG), uno de los promedios está por debajo de la media y otro por arriba de ella en cierto rango de frecuencias, con lo que se puede deducir que la amplitud de una de las componentes

horizontales es mayor, dando lugar a un resultado con amplitud mayor en una de las componentes, mientras que el resultado obtenido con la otra componente es menor. Esta es una razón por la que se emplea el promedio de las dos componentes, ya que con una se tendría una sobrestimación y con la otra una subestimación. También, en algunas estaciones (e.g. CAIG, CUIG, PNIG), los picos mostrados para cada una de las componentes, para una misma frecuencia, van en sentido contrario. Esta observación en los cocientes espectrales H/V está relacionada con las curvas de ruido obtenidas, pues para estaciones como DHIG o ZAIG, las curvas de ruido para las tres componentes es muy similar; mientras para estaciones como PLIG o HUIG, las curvas de ruido son diferentes para cada componente.

Los cocientes espectrales H/V obtenidos se pueden clasificar de acuerdo a los sitios. Un primer grupo estaría conformado por las estaciones, CUIG, LPIG y SCIG (Figuras 4.12, 4.14 y 4.16). En sus cocientes, se observan picos a bajas frecuencias (menores a 1 Hz), que se deben a contrastes de impedancias en capas profundas, como es el caso de CUIG, donde por estudios geológicos previos (Vázquez-Sánchez, et al., 1989) se sabe de la existencia de una capa de arcilla que se encuentra por debajo de un medio de mayor velocidad, como lo es el basalto que se encuentra hacia la zona sur de la Ciudad de México.

Para la estación de CUIG, varios autores (Singh, et al., 1995; Lermo y Chávez-García, 1993) han encontrado que existe una amplificación entre 0.2 y 0.7 Hz, lo que es consistente con los resultados mostrados en la figura 4.12. Esta amplificación puede deberse a la capa de arcilla que suprayace a la colada de lava en Ciudad Universitaria (Singh, et. Al., 1995). En la figura 4.13 se muestran los resultados obtenidos por Lermo y Chávez-García (1993) para CUIG, quienes utilizaron cocientes H/V con registros de movimientos fuertes. Similar a lo obtenido en este trabajo y mostrado en la figura 4.12, ellos también encuentran los picos observados a 0.2 y 0.6 Hz.

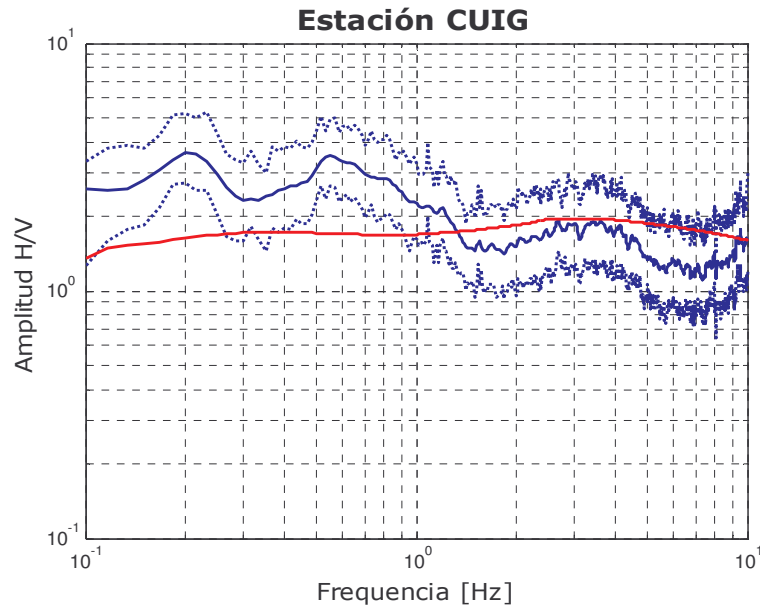


Figura 4.12. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de la estación CUIG y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997).

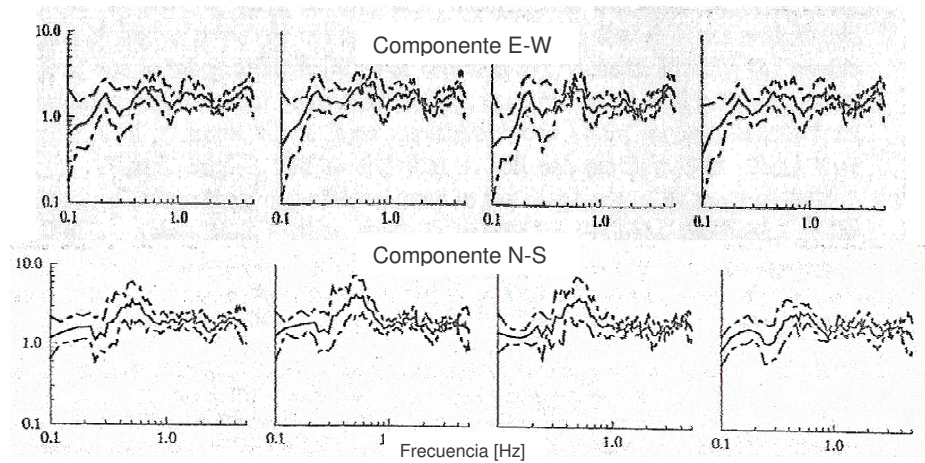


Figura 4.13. Resultados obtenidos por Lermo y Chávez-García (1993) utilizando el cocientes H/V para una estación colocada en Ciudad Universitaria, D.F., para la componente E-W (arriba) y para la componente N-S (abajo). Las líneas discontinuas denotan una desviación estándar.

Para la estación de Sabancuy, Campeche (SCIG), localizada en el bloque de Yucatán, existe una pequeña amplificación hacia altas frecuencias, posiblemente causada por una capa somera y delgada de suelo. Los resultados obtenidos en SCIG (Fig. 4.14), muestran un pico entre 0.7 y 0.8 [Hz] que también está en los resultados obtenidos por Singh, et.al. (2006) (Fig. 4.15) empleando registros de movimientos fuertes ($4.9 < M_w < 7.4$). Los autores mencionan que el nivel obtenido con relaciones espectrales para la estación de SCIG, es causado tanto por el efecto de sitio como por la ausencia de un valor bajo de Q en el manto a lo largo de la trayectoria de la onda. Aunque lo anterior no explica el efecto tan súbito de disminución de la amplificación después de 1.5 Hz, hasta llegar a un valor inferior a 1 en el resultado de los cocientes, provocando con esto que la amplificación mostrada a frecuencias posteriores a 3 Hz se ubique por debajo de 1; sin embargo, el inicio de la amplificación en altas frecuencias concuerda con los de Singh, et.al. (2006), no así en el valor de amplificación.

En la estación LPIG, el pico que se presenta entre 0.3 y 0.4 Hz es el efecto de cambios bruscos en la densidad del subsuelo en las capas profundas (600 m aproximadamente), debidos a la falla de La Paz (Fig. 4.17), ocasionando con esto contrastes de impedancia altos reflejados en los cocientes H/V obtenidos.

Sin embargo, en las estaciones de CUIG, SCIG y LPIG, los picos a bajas frecuencias no se pueden seguir por una función de amplificación modelada (Figuras 4.12, 4.14 y 4.16); esto porque la función de amplificación en el caso más simple es la propagación vertical de ondas SH de una capa de suelo sobre un semiespacio rígido. Por ello, la función de amplificación no captura el fenómeno físico antes mencionado para el caso particular de las últimas tres estaciones descritas.

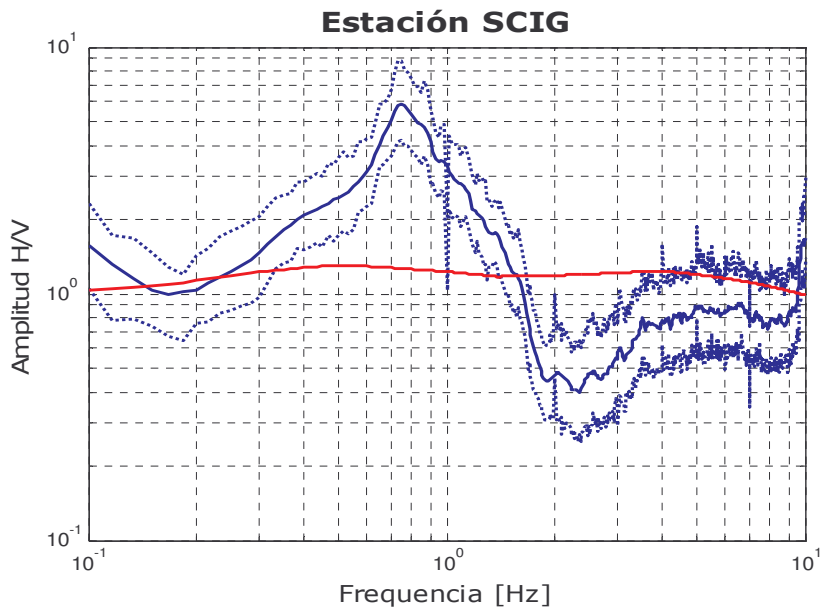


Figura 4.14. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de la estación SCIG y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

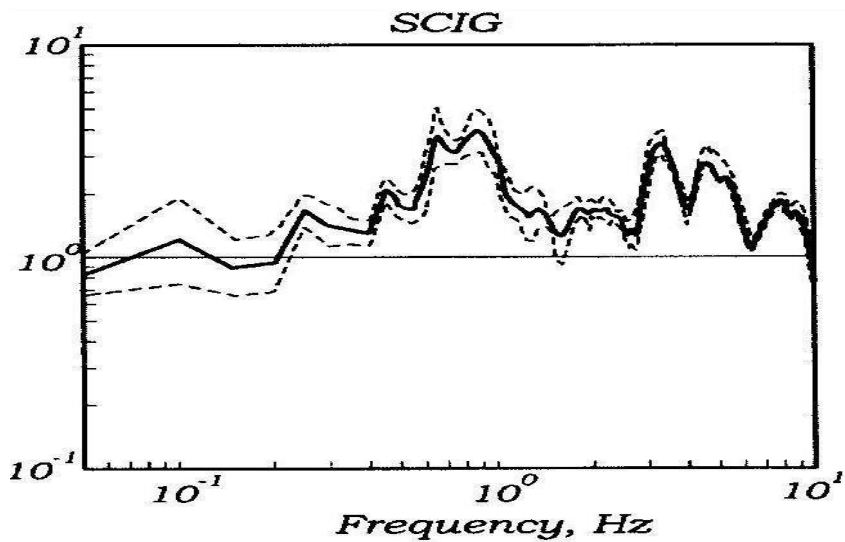


Figura 4.15. Promedio de cocientes H/V (línea continua) de ondas S de la estación SCIG obtenidos por Singh, et.al. (2006) a partir de registros de movimientos fuertes. Las líneas discontinuas son +/- una desviación estándar.

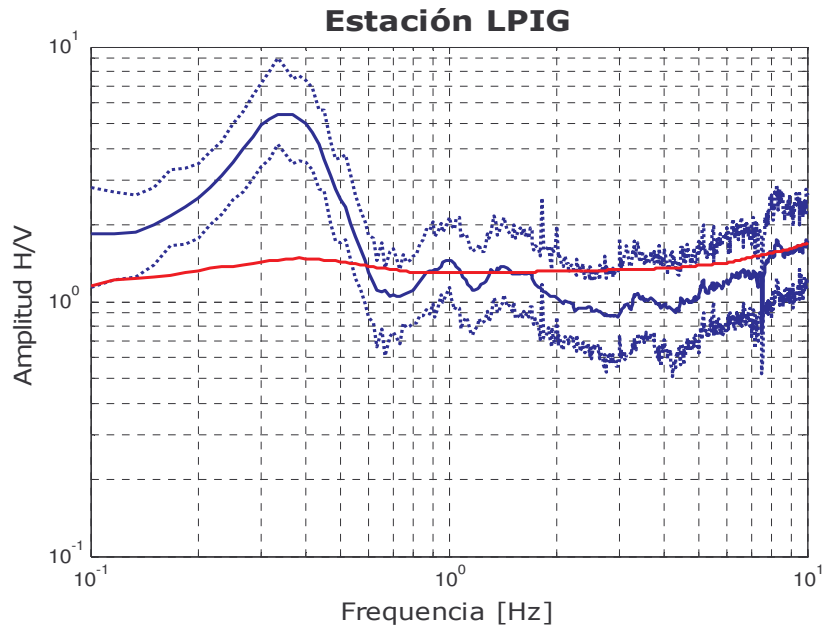


Figura 4.16. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de la estación LPIG y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

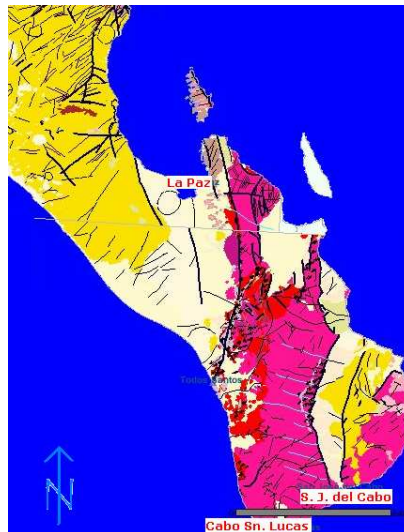


Figura 4.17. Geología de la zona de La Paz, B.C.S. Figura tomada de las cartas geológicas digitales 1:250 000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM).

El siguiente grupo de estaciones corresponde a un sitio de roca dura, donde las rocas superficiales no están intemperizadas, o bien, el suelo amplifica muy poco la señal a altas frecuencias (amplificación ≤ 2); tal es el caso de las estaciones CCIG, DHIG, HUIG, LVIG, PNIG, YAIG y ZAIG (Figuras 4.18, 4.19, 4.20, 4.22 y 4.24). Éstas tampoco presentan picos de gran amplitud, con la curva del cociente H/V cercana a 1; esto significa que no sólo la amplificación es baja sino que se tiene una deamplificación o atenuación. Por lo que el resultado obtenido en estos sitios puede significar que no hay amplificación significativa y que pueden ser considerados como sitios de referencia, además, de acuerdo con los resultados de la sección anterior, los niveles de ruido en estas estaciones están dentro del intervalo de las curvas de nivel de ruido alto y bajo (Apéndice C). Las figuras 4.21 y 4.23 son los resultados de cocientes espectrales H/V obtenidos por Singh, et.al., (2006) empleando registros de movimientos fuertes

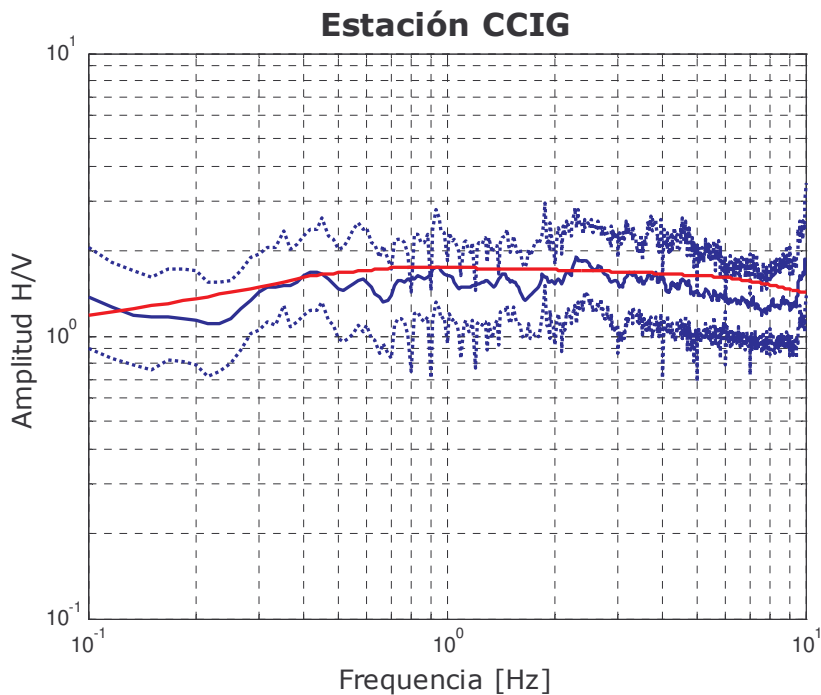


Figura 4.18. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de la estación CCIG y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

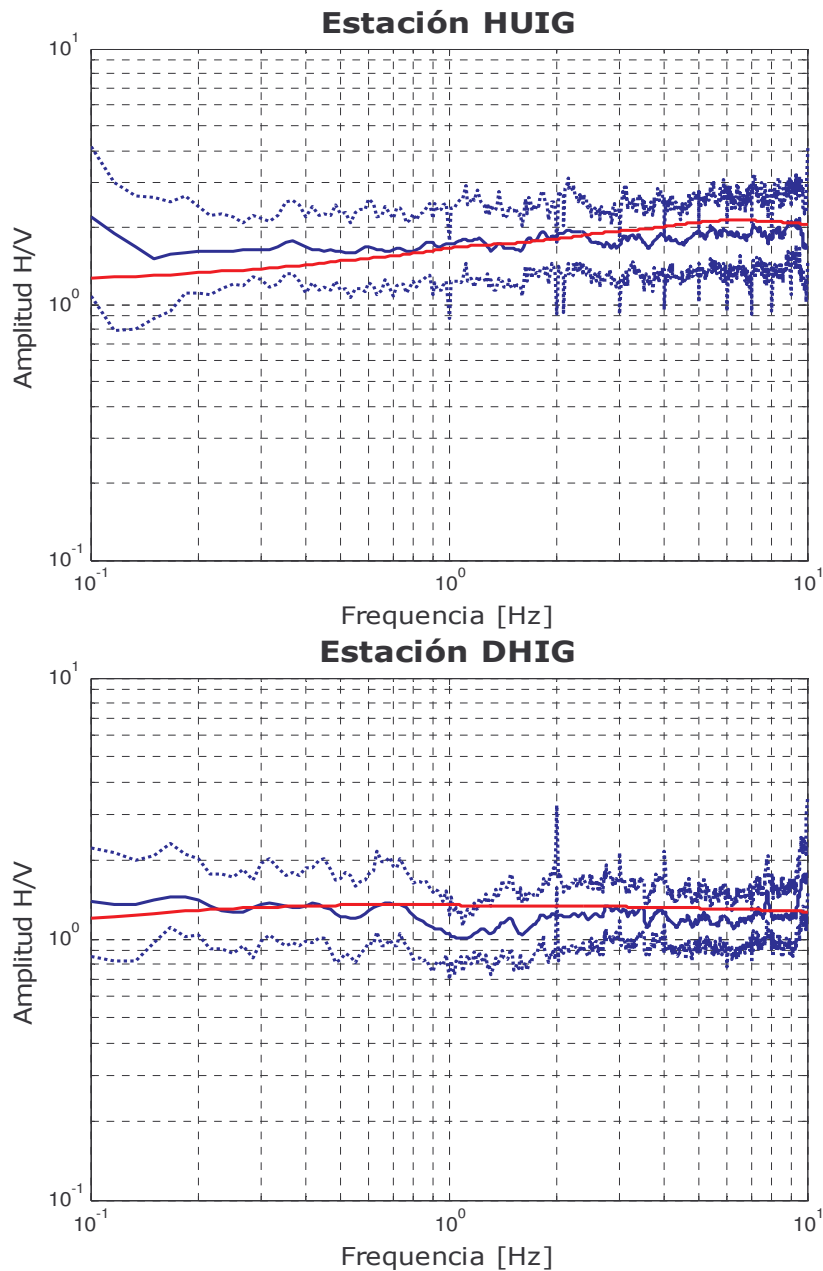


Figura 4.19. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de las estaciones HUIG (arriba) y DHIG (abajo) y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

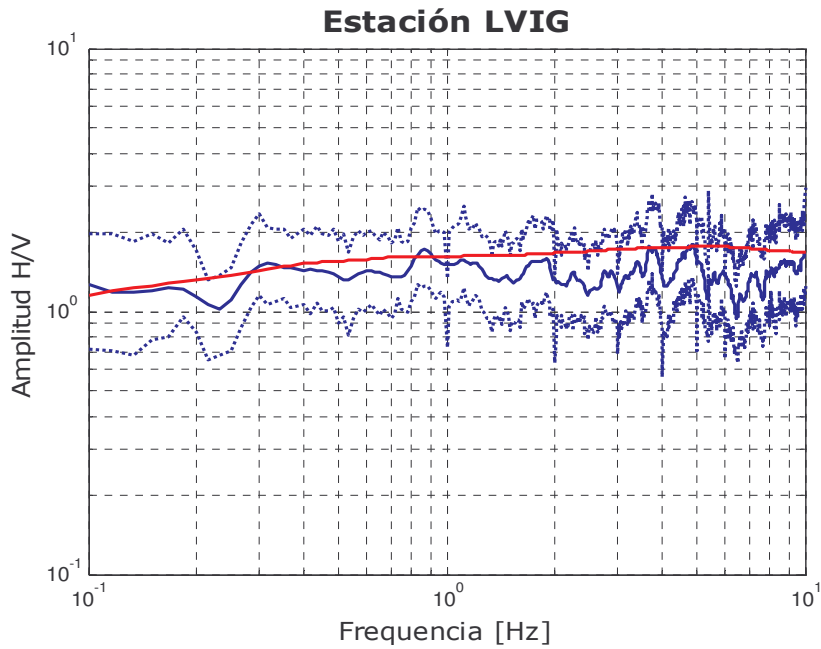


Figura 4.20. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de la estación LVIG y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

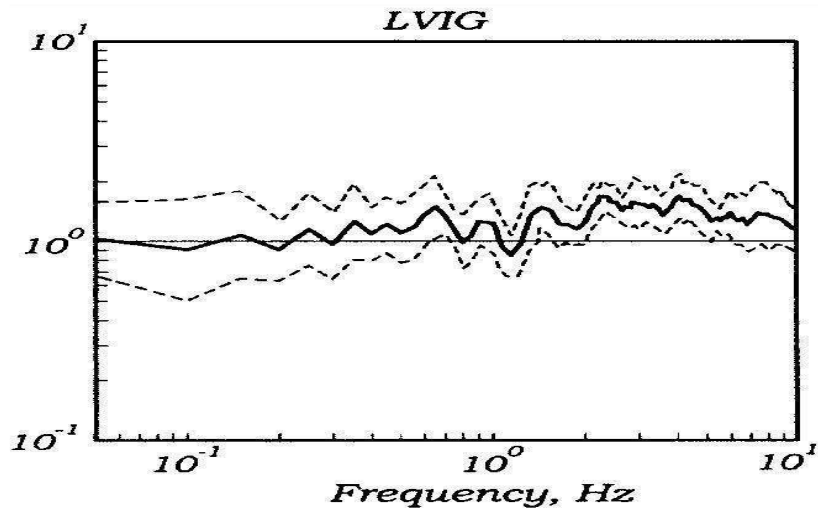


Figura 4.21. Promedio de cocientes H/V (línea continua) de ondas S de la estación LVIG obtenidos por Singh, et.al. (2006) a partir de registros de movimientos fuertes. Las líneas discontinuas son +/- una desviación estándar.

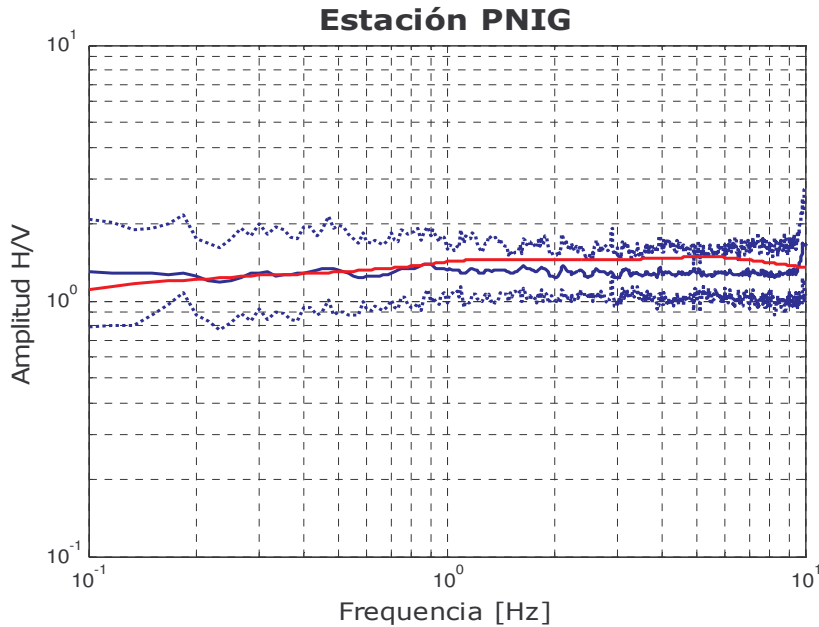


Figura 4.22. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de la estación PNIG y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

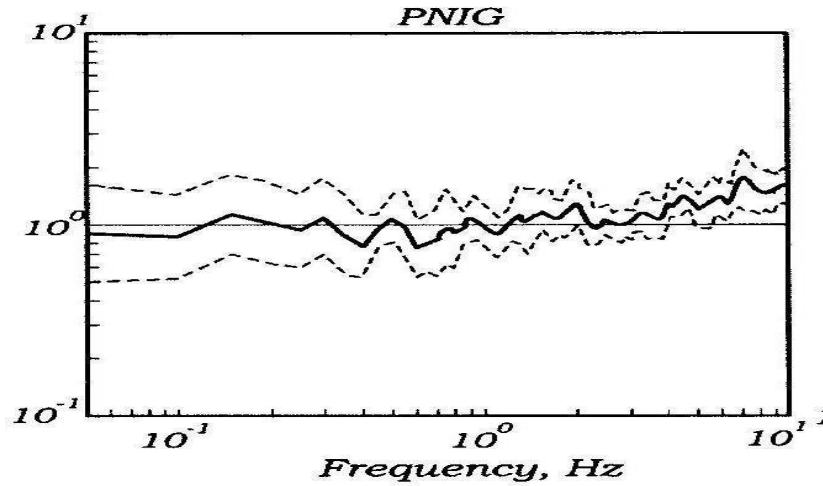


Figura 4.23. Promedio de cocientes H/V (línea continua) de ondas S de la estación PNIG obtenidos por Singh, et.al. (2006) a partir de registros de movimientos fuertes. Las líneas discontinuas son +/- una desviación estándar.

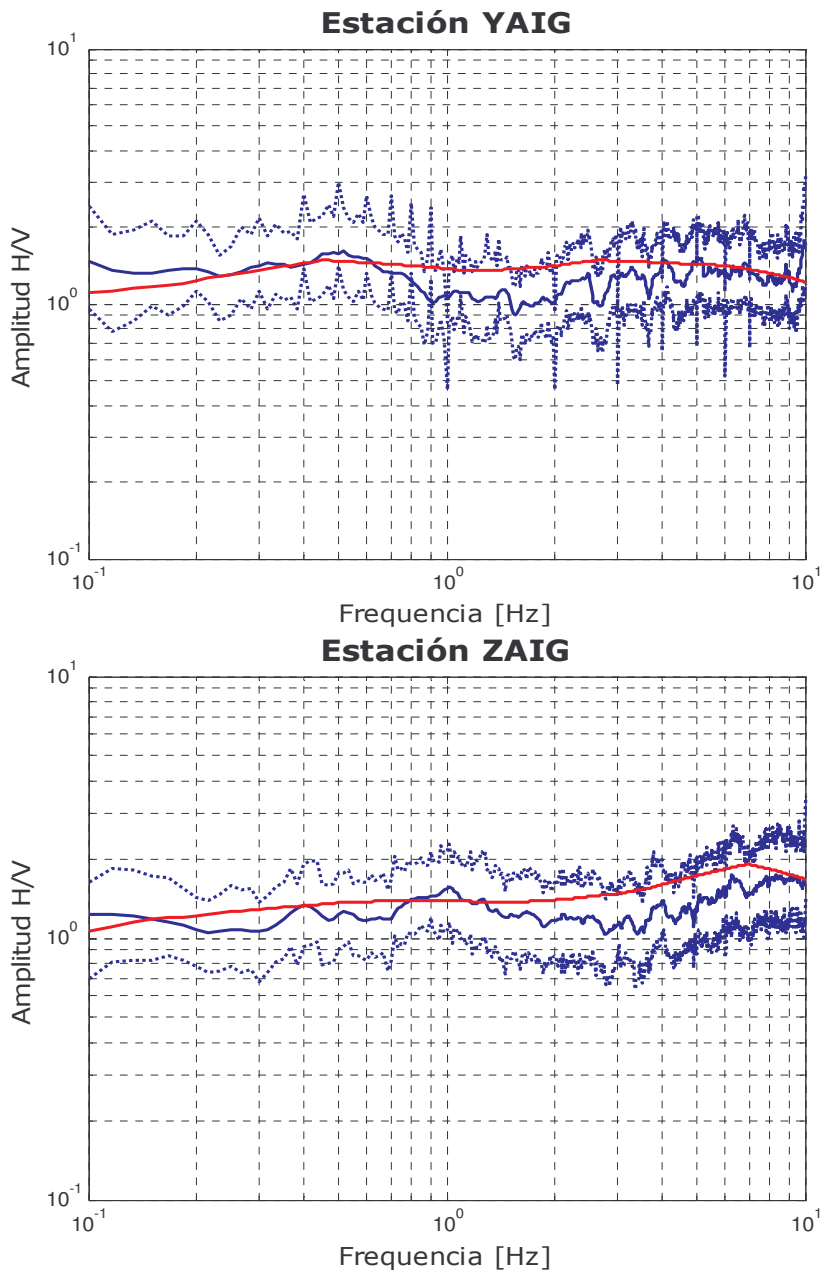


Figura 4.24. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de las estaciones YAIG (arriba) y ZAIG (abajo) y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

Otro grupo de estaciones se encuentran en un sitio que presenta una amplificación moderada ($A(f) < 3$) a cualquier frecuencia, pero en general, la tendencia de la curva de cocientes H/V es que se amplifica en un solo rango de frecuencias, tal como en las estaciones de CAIG, CMIG y PLIG (Figuras 4.25 y 4.26), por lo que se puede deducir que este efecto es debido a una sola capa, aun cuando se presenten varios picos por separado en el mismo rango de frecuencias. En bajas frecuencias, el cociente H/V está cercano a 1, mientras que en altas frecuencias no sobrepasa el valor de 2 de amplificación. Cabe mencionar que esta tendencia de las curvas es parecida a la propuesta por Boore y Joyner (1997) para roca genérica (Fig. 4.6), por lo que al utilizar estas estaciones en estudios donde se requiera corregir por efecto de sitio, éste puede ser considerado como aquél producido por una roca genérica, sin que se tenga un efecto relevante en los resultados. Además, pueden también ser consideradas como un sitio de referencia, tomando en cuenta el rango de frecuencias en que la señal se amplifica.

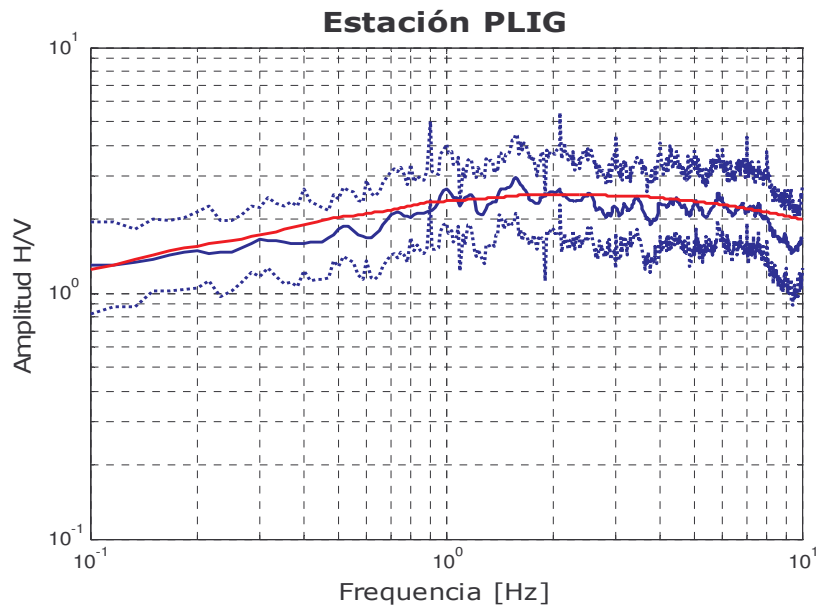


Figura 4.25. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de la estación PLIG y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

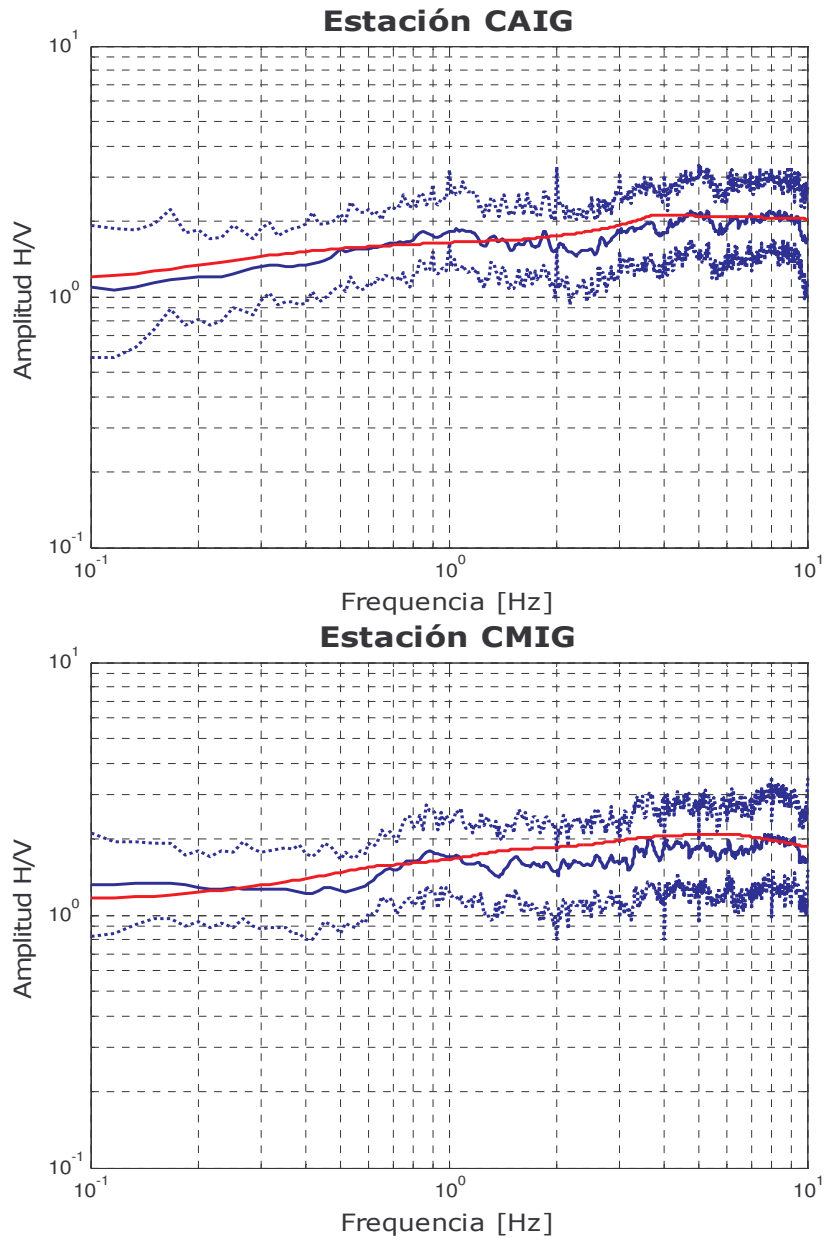


Figura 4.26. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de las estaciones CAIG (arriba) y CMIG (abajo) y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

El cuarto grupo de estaciones es aquél en el que hay un factor de amplificación de 2 a 8 en los cocientes H/V como resultado de capas someras (a partir de 3 Hz), como se muestra en las figuras 4.27 y 4.28. Lo que indica que se halla una capa de suelo o de material no consolidado, o bien, que sea el efecto de una capa de menor velocidad y densidad debajo de una más competente, lo que genera que las ondas se amplifiquen, en el caso de las capas someras la onda pasa de un medio de mayor competencia a un medio de menor competencia. Las estaciones que están en este grupo son MAIG, OXIG y TUIG.

En los cocientes espectrales H/V de la estación TUIG (Fig. 4.27), cercana la costa de Veracruz, se aprecia un pico entre 0.5 y 0.6 Hz, y otro más en 1.5 Hz, que pueden ser ocasionados por el contraste de impedancias en capas a una profundidad de 50 a 80 m, así como por el efecto del mar e intrusiones de fluidos a dichas profundidades.

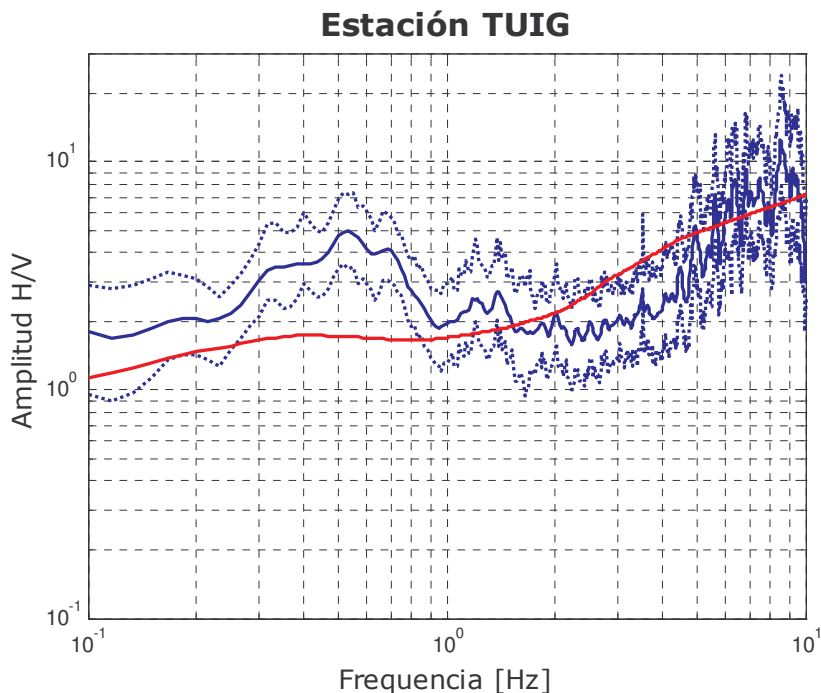


Figura 4.27. Promedio suavizado de los cocientes H/V de la estación TUIG (línea azul continua) y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua).

La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

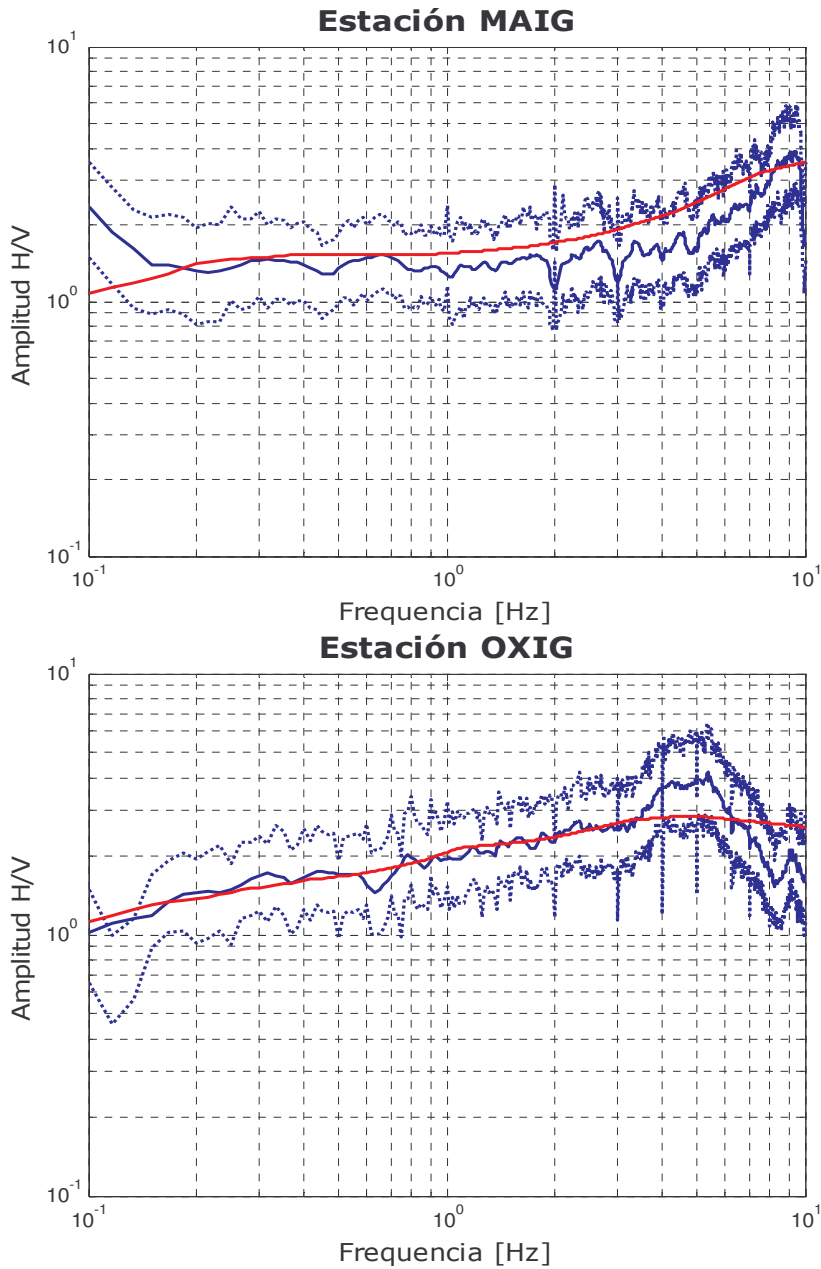


Figura 4.28. Promedio suavizado de los cocientes H/V (línea azul continua) de las estaciones MAIG (arriba) y OXIG (abajo) y +/- una desviación estándar (línea azul discontinua). La línea roja muestra el efecto de sitio, amplificación y atenuación, calculado según el método de Boore (1997) a partir del mejor modelo de velocidades obtenido de la inversión, descrito en la siguiente sección.

4.5 MODELOS DE VELOCIDADES

Los modelos de velocidades para cada sitio se obtuvieron a partir de los promedios de cocientes H/V para cada estación, utilizando el método descrito en la sección 3.2. Al calcular el efecto de amplificación y atenuación producido por los modelos de velocidades obtenidos, utilizando la ecuación 3.7, éste asemeja a la forma del cociente H/V observado, sólo reproduce los picos principales observados en ellos, pero no con la misma amplificación, aunque en los modelos de velocidades si existen capas de baja velocidad. En las figuras 4.29 a la 4.38 se muestran los modelos, con las velocidades de ondas S y las densidades para cada capa, con línea azul continua y discontinua, respectivamente. Las densidades se calcularon con la ecuación 3.6 (Boore y Joyner, 1997). Además, se muestran los 50 modelos obtenidos durante el proceso de cristalización simulada, los cuáles no presentan un rango de variación lateral mayor a 400 m/s en las capas, el mejor de los casos se presenta para la estación de PLIG y HUIG con muy poca variación en el rango de velocidades. La variación vertical de velocidades se restringió en el proceso de cristalización simulada, de aquí que se vea un cambio mínimo entre los modelos respecto a las profundidades. Los modelos de velocidad de las estaciones tienen una mayor resolución en capas someras, ya que el modelo inicial propuesto contiene mayor número de capas hacia la superficie para definir con mayor detalle los estratos que producen el efecto de sitio observado.

De igual manera que en la Sección 4.4, comenzamos con el primer grupo. La figura 4.29, muestra los resultados obtenidos por Flores-Estrella (2004) a partir del método SPAC, para Ciudad Universitaria, junto con los modelos de velocidades obtenidos a partir de cocientes H/V para la estación de CUIG. Para el modelo de CUIG obtenido a través de cocientes H/V, se observa una capa de menor velocidad entre los 400 y 1000 m.

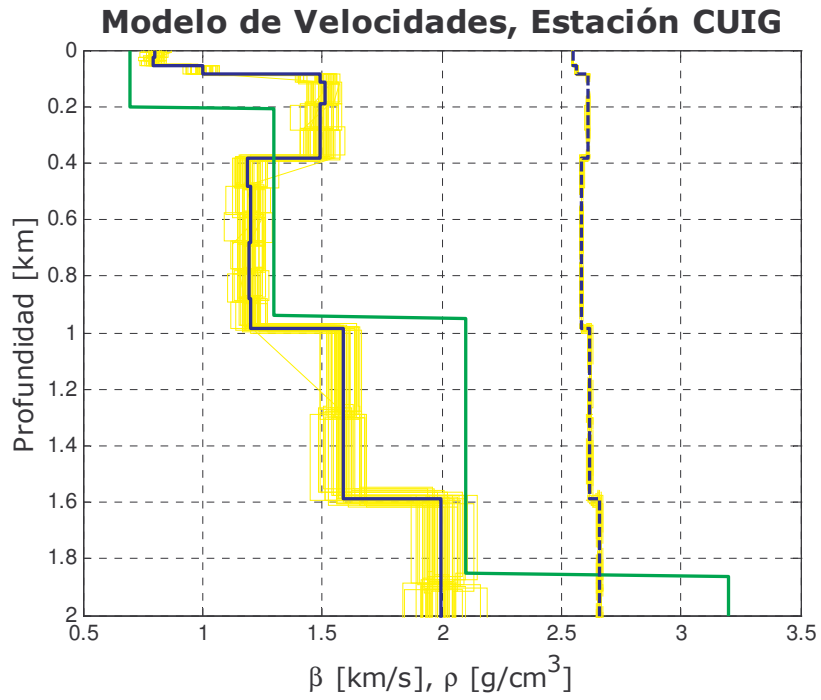


Figura 4.29. Modelos de velocidad para la estación CUIG: velocidad de onda S (línea azul continua) y densidad promedio (línea discontinua). La línea verde es el modelo de velocidad obtenido por Flores-Estrella (2004). Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

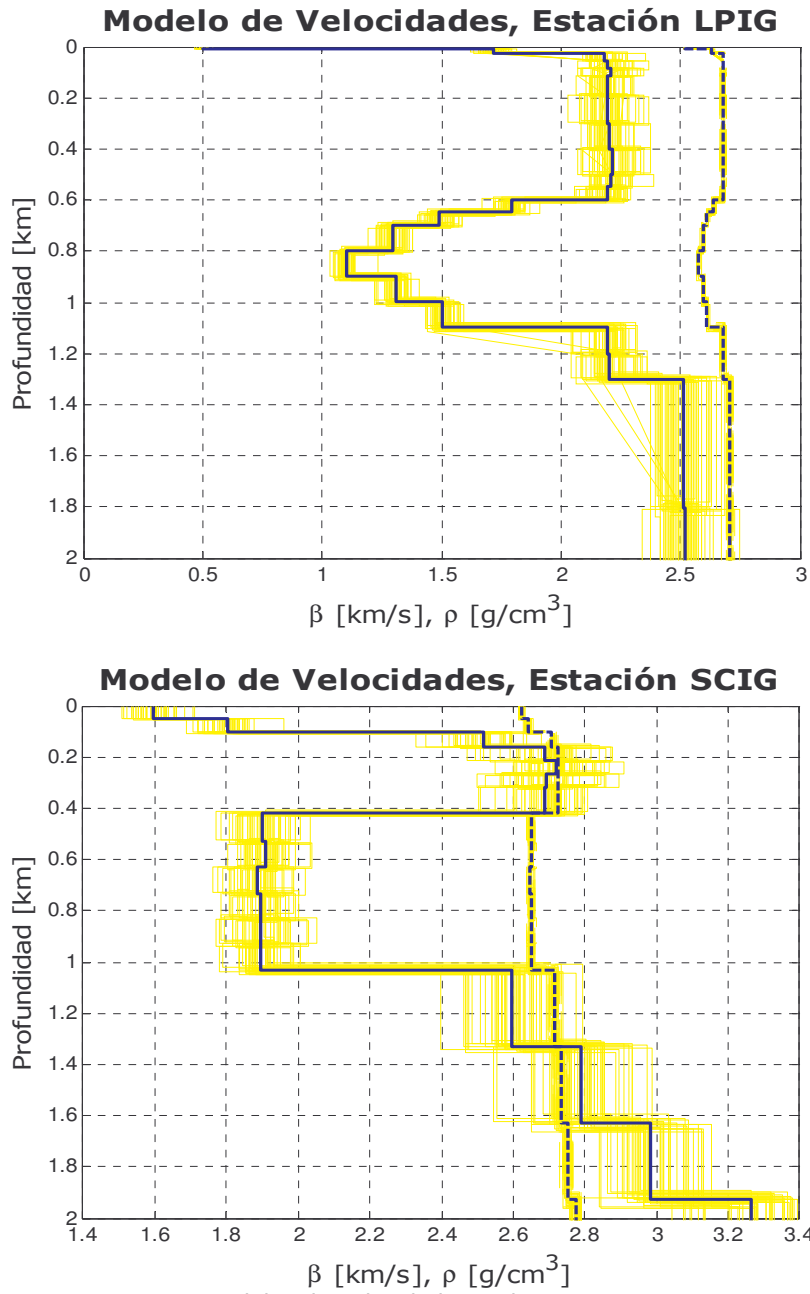


Figura 4.30. Modelos de velocidad para las estaciones LPIG y SCIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

De la figura 4.31 a 4.34 se muestran los modelos de velocidad del segundo grupo, mencionado en la Sección 4.4. El modelo de velocidad en YAIG, evidencia capas con velocidades mayores a 2 km/s después de 1000 m, además en esta estación se presenta una capa de baja velocidad entre 40 y 90 m, al igual que ZAIG. Los modelos de velocidades para CCIG y LVIG son similares tanto en velocidades como en espesor de los estratos, este mismo caso se presenta con las estaciones de HUIG y PNIG.

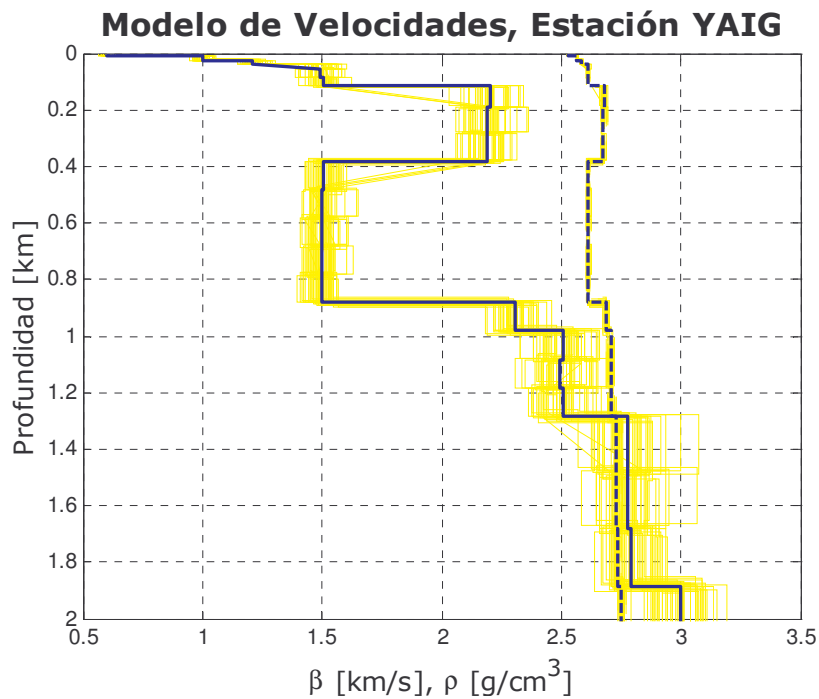


Figura 4.31. Modelos de velocidad para la estación YAIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

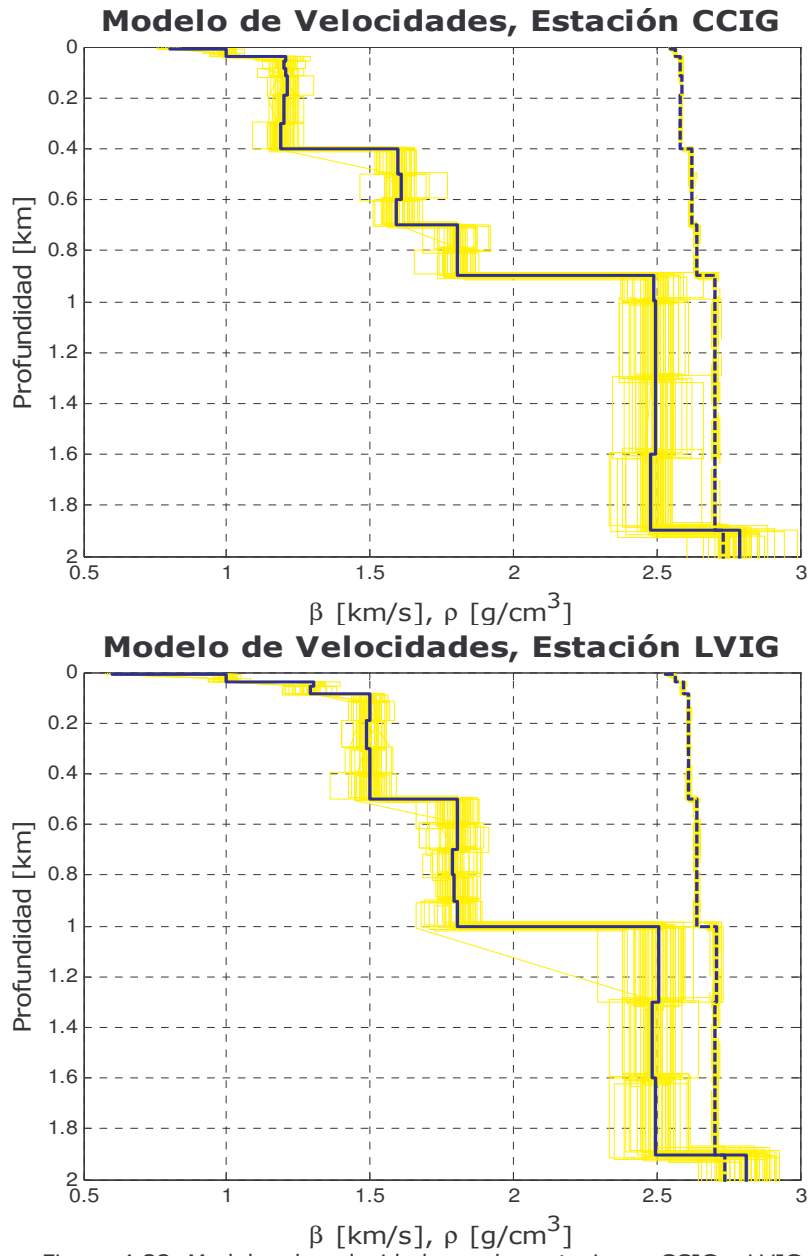


Figura 4.32. Modelos de velocidad para las estaciones CCIG y LVIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

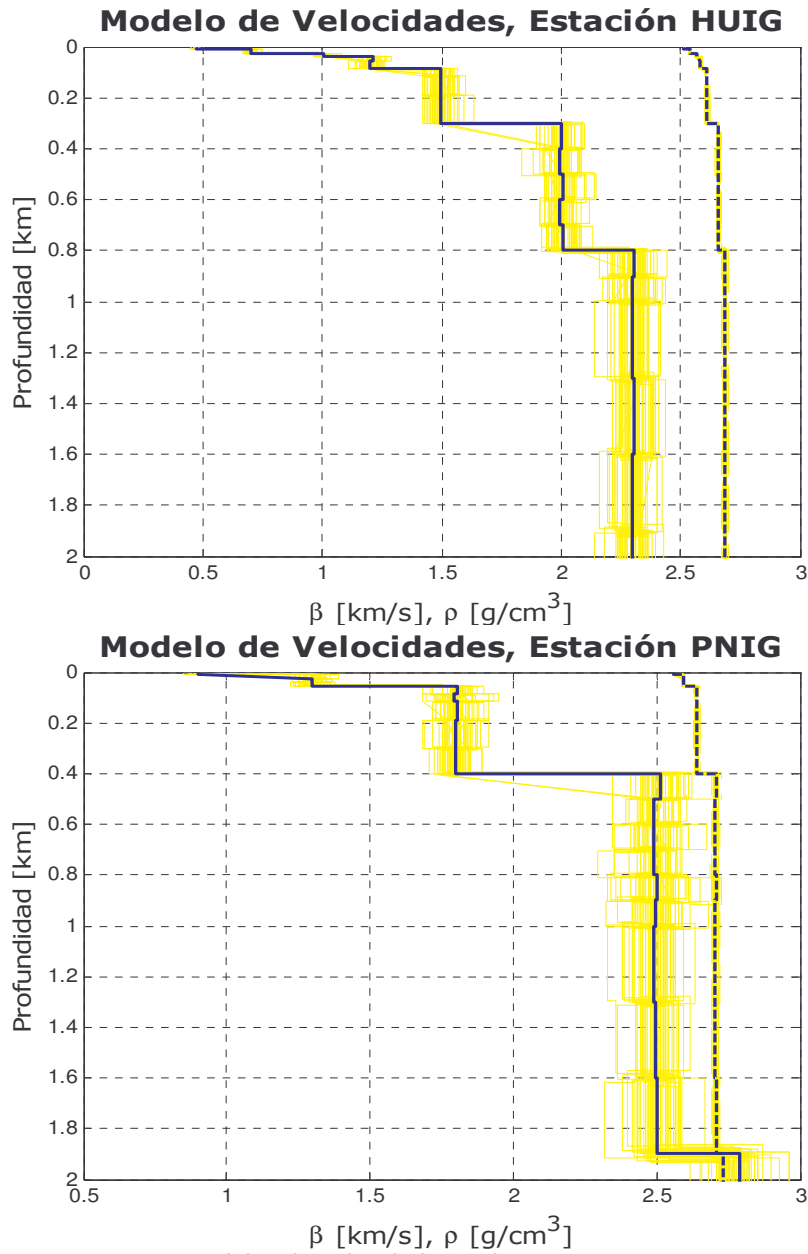


Figura 4.33. Modelos de velocidad para las estaciones HUIG y PNIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

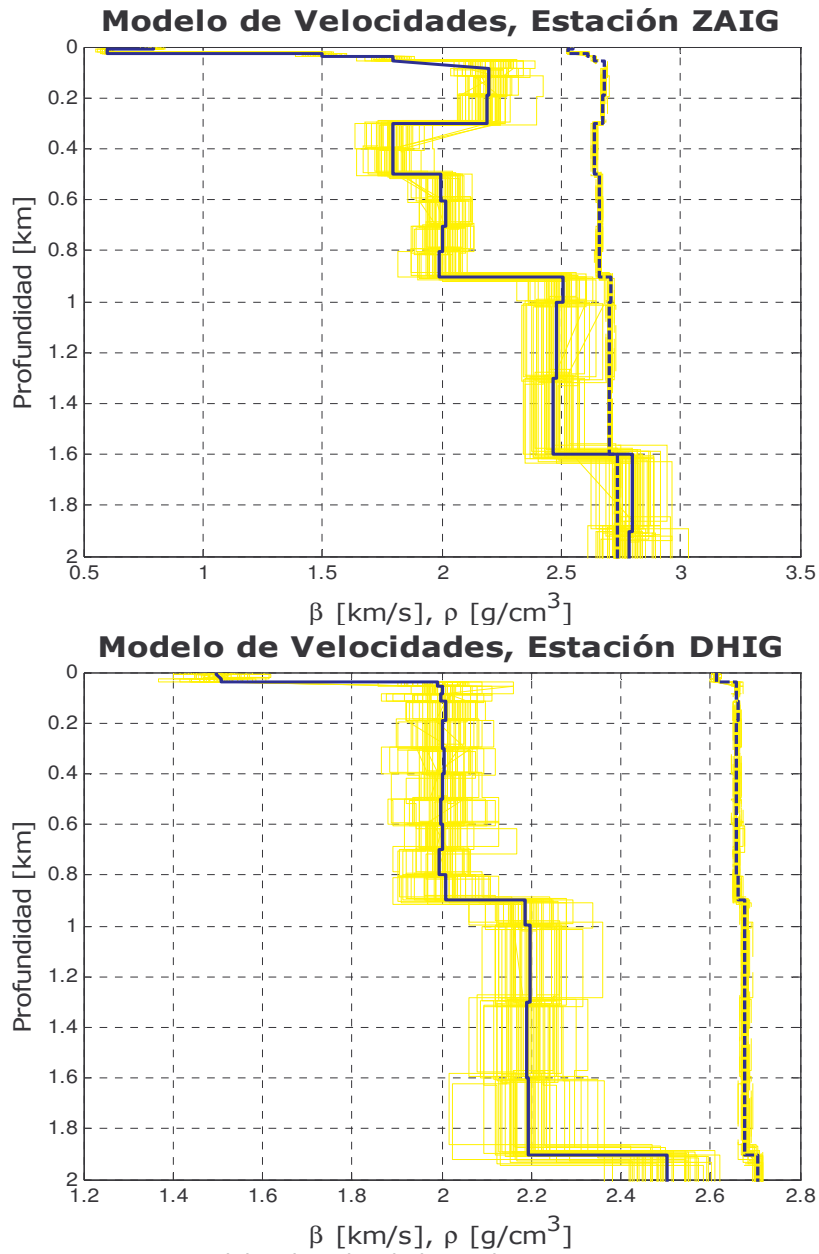


Figura 4.34. Modelos de velocidad para las estaciones ZAIG y DHIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

Las figuras 4.35 y 4.36 muestran el grupo de estaciones compuesto por PLIG, CAIG y CMIG, las cuales tienen un comportamiento como el de una roca genérica.

Para este grupo de estaciones se observa que para profundidades menores a 600 m, la velocidad de ondas S no rebasa los 2 km/s, y después de esa profundidad la velocidad aumenta gradualmente y sin cambios bruscos, reflejando con ello su tendencia de los cocientes HV obtenidos.

Para la estación PLIG, se obtuvo una capa de baja velocidad de ~5 m casi en la superficie, ésta podría incluir la capa de 1 m de la superficie pues el método no tiene tanta resolución.

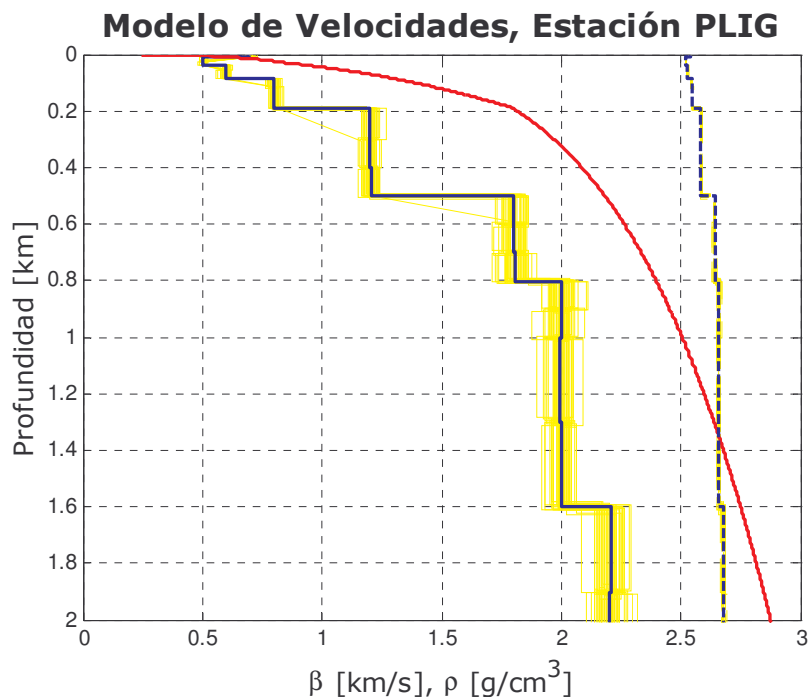


Figura 4.35. Modelos de velocidad para la estación PLIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

La línea roja muestra el modelo de velocidad para una roca genérica (Boore y Joyner, 1997)

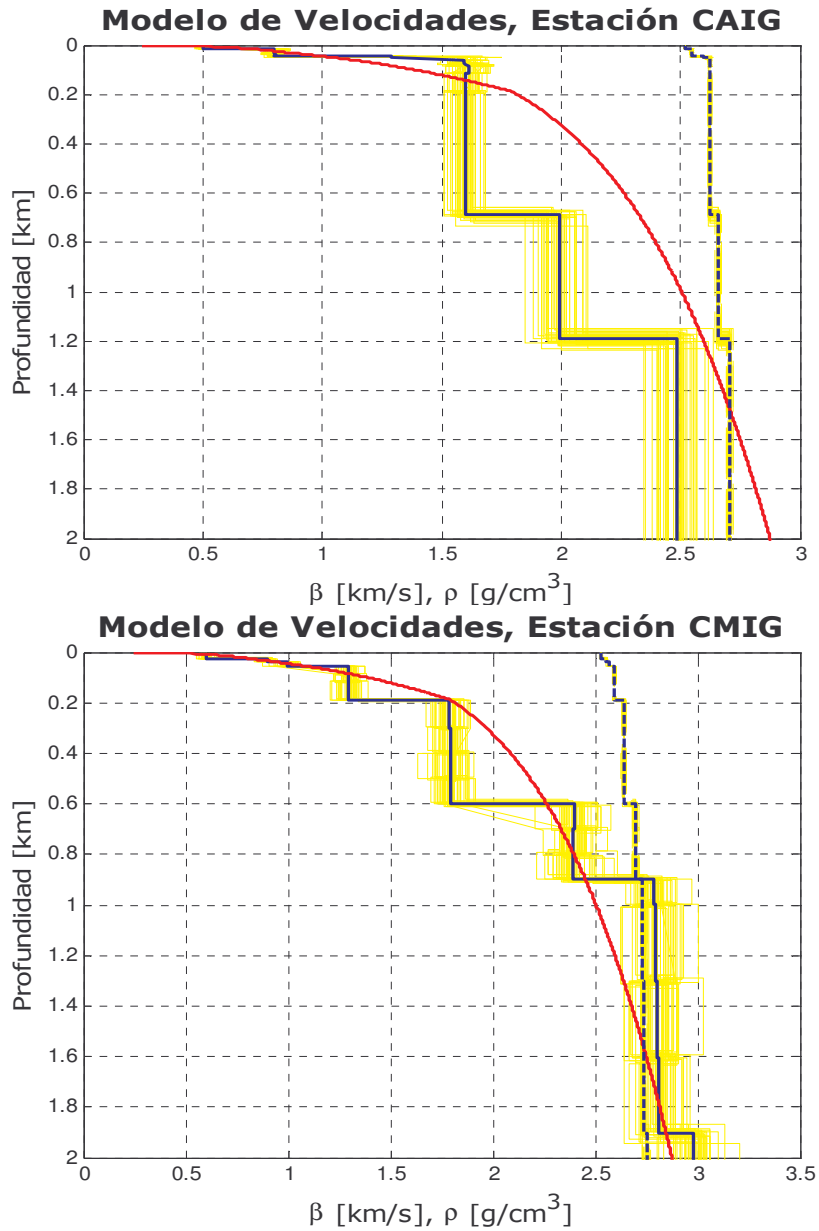


Figura 4.36. Modelos de velocidad para las estaciones CAIG y CMIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada. La línea roja muestra el modelo de velocidad para una roca genérica (Boore y Joyner, 1997)

Por último, los modelos de velocidades, correspondientes a las estaciones OXIG (Figura 4.37), TUIG y MAIG (Figura 4.38), presentan capas de baja velocidad, que pueden ser las causantes de una amplificación considerable en capas someras. Para el caso de la estación OXIG, es evidente que la velocidad de las capas superficiales (< 100 m) contribuye a la amplificación de la onda, aunque estas velocidades no son muy diferentes a las de otras estaciones y no presentan esos valores de amplificación. Para la estación de TUIG se aprecia la capa de baja velocidad que está causando el pico medio en los resultados de cocientes H/V se encuentra a una profundidad de 80 m. Para el caso de MAIG se presenta una capa de baja velocidad de 500 a 1200 m.

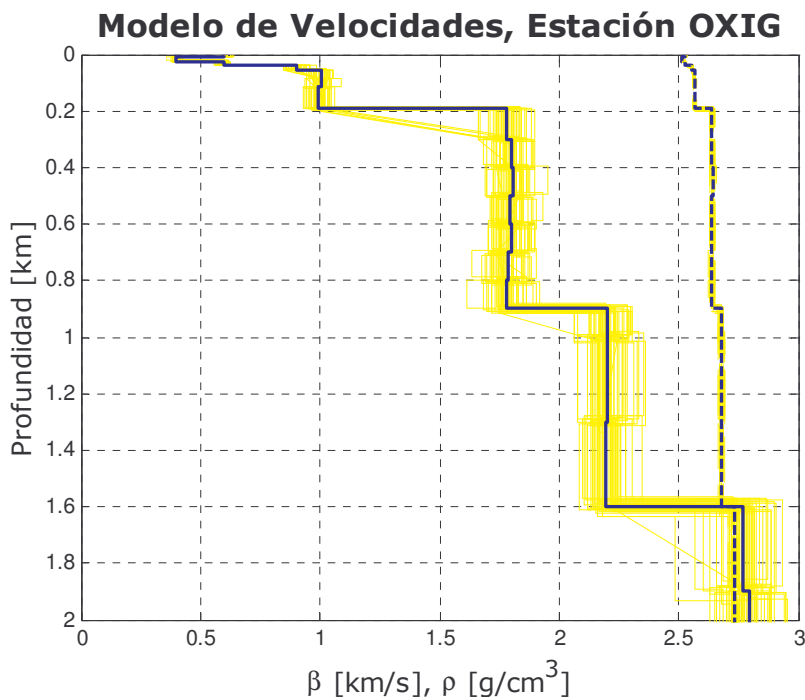


Figura 4.37. Modelos de velocidad para la estación OXIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

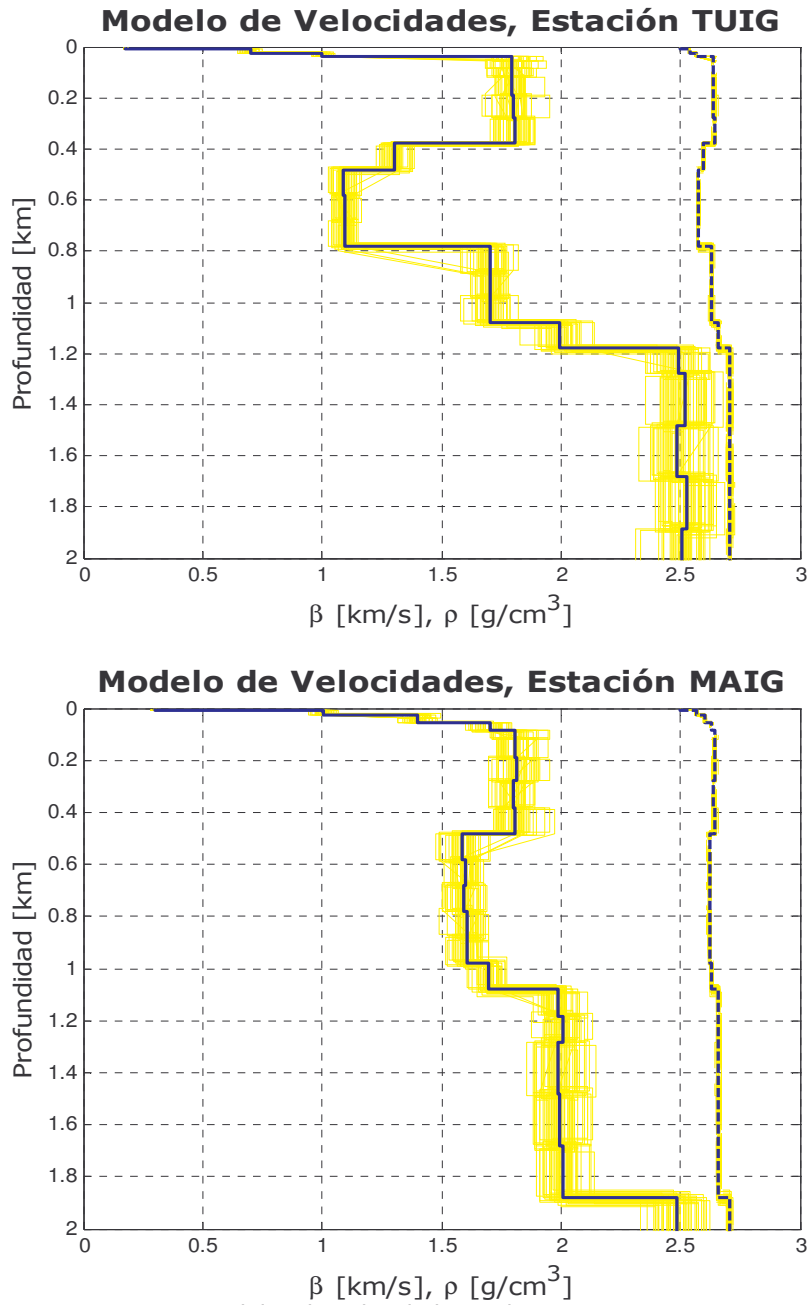


Figura 4.38. Modelos de velocidad para las estaciones TUIG y MAIG. El promedio de velocidad de onda S es la línea gruesa. La densidad promedio es la línea discontinua. Las líneas en amarillo muestran los resultados de 50 modelos diferentes obtenidos en el proceso de cristalización simulada.

De acuerdo al Programa Nacional de Reducción de Riesgo Sísmico (NEHRP, por sus siglas en inglés), los sitios se pueden definir en seis clases de acuerdo a las velocidades de ondas S en los primeros 30 m de la superficie (NEHRP, 2004):

- A. Roca muy dura: $V_s > 1500$ m/s
- B. Roca genérica: $760 \text{ m/s} < V_s \leq 1500$ m/s
- C. Suelo muy denso y roca suave: $360 \text{ m/s} < V_s \leq 760$ m/s
- D. Suelo firme $180 \text{ m/s} < V_s \leq 360$ m/s
- E. Suelo o terreno arcilloso: $V_s < 180$ m/s
- F. Suelos que requieren evaluaciones minuciosas (vulnerables a colapso o fallamiento, arenas movedizas, etc).

De lo anterior, con base en los modelos de velocidad obtenidos, se puede concluir que la estación DHIG se encuentra sobre roca muy dura y las estaciones de CUIG, YAIG, CCIG, LVIG, PNIG, ZAIG, CMIG, CAIG, PLIG corresponden a la clase B de roca genérica. Aunque SCIG tiene una velocidad, V_s , de 1600 m/s en las capas superficiales en el modelo de velocidades no se considera que esté sobre roca muy dura ya que el efecto de disminución que tiene el cociente H/V hacia altas frecuencias, provoca que el modelo tenga esta velocidad; además los resultados obtenidos por Singh et. al. (2006) muestran que las velocidades de las capas superficiales para SCIG son menores a la obtenida en el modelo de esta tesis (Fig. 4.3, abajo) por lo que el sitio de la estación SCIG tendría una clasificación C.

Las estaciones costeras de MAIG, HUIG, TUIG y LPIG presentan velocidades más bajas ($V_s = 400$ m/s) que las otras estaciones, por lo que estarían clasificados como sitios tipo C, correspondiente a suelo muy denso o roca suave.

Finalmente, la estación de OXIG, se ubicaría en la clasificación de roca suave de acuerdo con el modelo obtenido, pues presenta una $V_s = 500$ m/s; sin embargo, de acuerdo a comunicación personal con los responsables del SSN, OXIG, quedaría en la clasificación B de roca genérica.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis realizado en esta tesis se concentró en 16 de 25 de las estaciones de banda ancha operando hasta el momento en que se concluyó el análisis de esta tesis. No fue posible analizar las restantes debido a fallas en el sistema de comunicación, en el sensor, o la ausencia de registros continuos.

Como primer paso en el proceso realizado, a cada registro se le hace corrección de línea base y corrección instrumental. Esta última corrección se efectúa porque las señales registradas son la combinación de la información proveniente de la fuente, del trayecto por el que viajó, del sitio en el que se encuentra la estación y finalmente, del instrumento con el que se registró. Entonces, estas correcciones desempeñan un papel fundamental en los estudios de atenuación y amplificación, modificando la información de las amplitudes y las frecuencias de movimiento del suelo. Por lo tanto, es fundamental el conocimiento exacto de la respuesta instrumental con el objeto de recuperar el verdadero movimiento del suelo. No obstante, frecuentemente, los procedimientos y técnicas para estimar los parámetros inelásticos, se fundamentan en cambios relativos de amplitud para una misma frecuencia o introducen cocientes, para así cancelar los efectos de la instrumentación sobre las amplitudes, como lo es en el caso de la técnica de cocientes H/V. En ese caso, se supone que las tres componentes del sensor tienen la misma respuesta.

El primer punto analizado en esta tesis es el nivel de ruido en las estaciones, obtenido a partir de los espectros de potencia. Las estaciones del SSN se encuentran dentro del rango de ruido dado por las curvas de Peterson (1993), salvo la estación de CUIG, pudiéndose dividir en:

1. Estaciones donde existe diferencia entre el nivel de ruido diurno y nocturno.
2. Estaciones donde no hay dependencia del nivel de ruido respecto a la hora del día.

Otra clasificación podría ser por estaciones localizadas en la costa y las que se encuentran en el interior del territorio. Al hacer esta división, las estaciones costeras de CAIG, HUIG, LPIG, LVIG, MAIG, PNIG y TUIG, presentan el pico originado por mareas en 7

segundos. Aunque este pico también es visible en estaciones interiores como es el caso de CUIG, DHIG, YAIG y ZAIG debido a su bajo nivel de ruido en altas frecuencias; sin embargo, se aprecia que la amplitud de este pico es relativamente menor que en las estaciones costeras.

También se observa que para frecuencias mayores a 3 Hz, las curvas de ruido correspondientes al día, en las estaciones de CCIG, CMIG, CUIG, LPIG, SCIG, OXIG y ZAIG, están por arriba de las curvas de ruido de horas nocturnas, esto es reflejo de la actividad antropogénica cercana a la estación. En las otras estaciones esta diferencia no es visible. Por otro lado, en algunas estaciones se aprecian picos debidos a contribuciones de ruido inducidas por el sensor del instrumento o de la estación en general.

El SSN se encuentra en proceso de expansión, con ocho estaciones nuevas, por lo que se recomienda hacer un estudio de niveles de ruido durante el día y la noche, y de ser posible observar la variación estacional, para así tener un mejor control en la calidad de los registros en las estaciones futuras.

La segunda parte del análisis y parte central de esta tesis se enfoca a la obtención del efecto de sitio en cada una de las estaciones analizadas.

El uso de registros de microtremores para la evaluación del efecto de sitio es muy atractivo, debido a su bajo costo y a la facilidad y rapidez para obtener mucha información; además, a corto plazo y con un solo instrumento sismológico se puede tener mucha información; esto indiscutiblemente genera bajos costo de operación y la obtención de registros en cualquier momento y lugar. En general, muchos investigadores han estado de acuerdo en que los microtremores se presentan como una herramienta útil para determinar los periodos de vibración fundamentales de los suelos, pero, no recomendables para determinar con precisión factores de amplificación y funciones de transferencia de la respuesta del suelo. Lo que se ha obtenido en esta tesis es un efecto de sitio, representado con el promedio suavizado de cocientes espectrales H/V, a partir del cual se llevó a cabo un proceso de inversión para obtener el modelo de velocidades y una función de amplificación de cada estación, la cual sigue las tendencias generales de los cocientes observados en cada estación.

A pesar de que los niveles de ruido ambiental varían durante el día, Kanai y Tanaka (1954) y Nakamura (1989), encontraron que sus resultados se mantienen invariables respecto a este punto. En esta tesis, se obtuvo un promedio de ventanas a distintas horas para que así se obtuviera un resultado promedio, aunque en algunas de las estaciones la diferencia entre horas de menor y mayor ruido, varía muy poco los resultados.

Parolai y Galiana-Merino (2006), encuentran que no hay efecto en usar una señal con sólo ruido estacionario y aquella con ruido estacionario más ruido transitorio (producto de actividad humana específica o alguna otra fuente). Sin embargo, al usar sólo la parte transitoria hay una gran variabilidad. Obtienen sintéticos suponiendo fuentes horizontales, verticales y con ambas componentes, suponiendo tres modelos de velocidades con una capa superficial de sedimentos para la cual varían su espesor. A partir de ellas, estudian la dependencia de la distancia a la fuente de ruido y su consecuencia en la amplitud y contenido de frecuencias del efecto de sitio.

De lo anterior concluyen que se tiene un efecto de deamplificación en los H/V obtenidos sólo con ruido transitorio que puede ser causado por fuentes cercanas, principalmente con componente vertical. También, al tener una capa de sedimentos más gruesa, se incrementa la distancia a la cual se encontraría la fuente que provoca el pico en los cocientes H/V. Esto lo atribuyen a que se tiene una trayectoria más larga que recorrer para poder generar ondas superficiales.

Para el análisis de los registros se utilizaron cocientes H/V, propuesto primeramente por Nogoshi e Igarashi (1971), y después enfatizado por Nakamura (1989, 2000). Sin embargo, el uso exclusivo de registros de microtemores analizados con cocientes espectrales H/V, no siempre garantiza que se pueda determinar el período fundamental del suelo, por lo que es recomendable comparar estos resultados con los obtenidos con registros de sismos. Tal es el caso de las estaciones de CUIG, LVIG, PNIG y SCIG de las cuales existen estudios previos, comparables con los obtenidos con registros de movimientos fuertes.

Por otro lado, los modelos de velocidad obtenidos a partir de la función de atenuación son coherentes con las velocidades de ondas de cizalla que se tienen en la corteza, aunque en algunas estaciones, los cambios en las propiedades no son paulatinos, esto es resultado de la presencia de algunos picos marcados en los

resultados de cocientes H/V, a los que se tiene que ajustar la función de amplificación y consecuentemente hay un cambio drástico en la velocidad y la densidad de una capa respecto a otra.

La función de amplificación empleada es para modelos 1D, y puede no reflejar la complejidad de las estructuras subyacentes a cada estación, como es el caso de las estaciones de CUIG, SCIG y LPIG, que presentan picos a bajas frecuencias que son resultado de estructuras geológicas como fallas, como en el caso de LPIG; o de una combinación del efecto de sitio y el valor de Q, como en SCIG (Singh et al., 2006). Aunque la función de amplificación empleada para la inversión no sea del todo adecuada, se propone como método alternativo a los ya existentes como lo es el de funciones de Green. Además, nos permite tener una idea de la calidad del suelo sobre el que se encuentra la estación ya que se está traduciendo el efecto de sitio en un modelo de velocidad.

Resumiendo, las estaciones analizadas del SSN se pueden dividir, de acuerdo con su efecto de sitio, en tres grupos:

1. Estaciones en las cuales el efecto de sitio sólo se ve reflejado en las capas superficiales.
2. Estaciones que no tienen efecto de amplificación o que el factor de amplificación es menor o igual a dos, ya que se comportan como sitios de roca muy dura.
3. Estaciones que sufren amplificaciones considerables en capas profundas pero que en capas someras el efecto de sitio tiene un valor de amplificación alrededor de uno.

Además, de acuerdo al NEHRP, las estaciones pueden ser clasificadas en función de la velocidad promedio de ondas S en los primeros 30 m, la mayoría de las estaciones quedan dentro de la clase de roca genérica. Salvo las estaciones costeras que estarían en la clase de roca suave y la estación de DHIG que está en la clasificación de roca muy dura. Esta clasificación es correlacionable con lo obtenido en los cocientes H/V.

En conclusión, esta tesis es un primer paso en el estudio del efecto de sitio en estaciones de banda ancha del SSN, y plantea una metodología para la estimación de efectos de sitio y obtención de modelos de velocidades de las estaciones a partir de ellos. También sienta las bases para un catálogo del nivel de ruido de las estaciones del SSN y su efecto de sitio. Los códigos en Matlab

resultado de esta tesis serán puestos a disposición del SSN, con ellos se podrán realizar, entre otras cosas, análisis continuos de la calidad de la señal en las estaciones.

Finalmente, estos resultados permitirán tener una estimación de los niveles de ruido, y con estos de la calidad de las señales, y del efecto de sitio en las estaciones del SSN ya establecidas. Además, con ellos se puede hacer una corrección por efecto de sitio a las señales analizadas para otros estudios. Sin embargo, es recomendable que los resultados sean interpretados con cautela y corroborados por modelos teóricos y empíricos, así como con otros métodos como los descritos en el capítulo 3 o con métodos geofísicos como sísmica de refracción, y con ellos evaluar con más precisión la respuesta del sitio y el modelo de velocidades correspondiente. Por lo que se recomienda continuar y ampliar el estudio de los efectos de sitio en las estaciones de banda ancha del SSN haciendo uso de registros de movimientos fuertes, así como de otras técnicas de obtención de efectos de sitio.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earth. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- Aki, K., 1988, Local site effects on ground motion, *Proc. Earthquake Eng. and Soil Dynamics II, Geotech. Special Pub. Am. Soc. Civil Eng.*, **20**, New York, 103-105.
- Arai, H., K. Tokimatsu, y A. Abe, 1996, Comparison of local amplifications estimated from microtremor F-K spectrum analysis with earthquake records, *Xth World Conf. Earthq. Engng, Acapulco*, **1485**, Elsevier Science Ltd.
- Asten, M.W. y J. D. Henstridge , 1984, Array estimators and the use of microseisms for sedimentary basin reconnaissance, *Geophysics*, **49**, 1828-1838.
- Bache, T.C., P.D. Marshall, y J. B. Young, 1986, High-frequency seismic noise characteristics at the four United Kingdom-type arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 601-616.
- 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, **3**, 1251-1279.
- Bard, P.Y. y participantes del proyecto SESAME, 2004, *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation*, SESAME European research project.
- Bard, P.Y. y participantes del proyecto SESAME, 2004, *Nature of noise wavefield, Final report*, SESAME European research project. (*)
- Bath, M., Kulhanek, O., VanEck, T. y Wahlstrom, R., 1976, Engineering analysis of ground motion in Sweden, *Seismol. Inst. Uppsala*, **5(76)**, 37 pp.
- Bernard, P., 1938, L'agitation microseismique au Japon, *Ann. Phys. Globe France outre-mer*, **5(29)**, 135-136.
- Beroza, G.C., X. Pérez-Campos, A. Venkataraman, S.K. Singh, S. Prejean, S. Ide, 2002, Progress Towards More Reliable Seismic Energy Estimates, American Geophysical Union, Fall Meeting 2002. *EOS Trans. AGU*, **83(47)**, Fall. Meet. Suppl., Abstract S71E-04.
- Bettig, B., P.-Y. Bard, F. Scherbaum, J. Riepl, F. Cotton, C. Cornou y D. Hatzfeld, 2001, Analysis of dense array noise measurements using the modified Spatial Auto-Correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area, *Bollettino Di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42(3/4)**, 281-304.

- Boore, D.M. y W.B. Joyner, 1997, Site-amplifications for generic rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 327-341.
- Boore, D.M., 2000, SMSIM — Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: Version 2.0, *U.S. Geological Survey, Open-File Report, 96-80-A*.
- Borcherdt, R.D., 1994, Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra (EERI)*, Oakland, **10(4)**, 617-653.
- Castro, R.R., J.G. Anderson y S.K. Singh, 1990, Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1481-1503.
- Delgado, J., C. López-Casado, J. Giner, A. Estévez, A. Cuenca y S. Molina, 2000, Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and Limitations, *Pure appl. Geophysics*, **157**, 1445-1462.
- Dobry, R., R.D. Borcherdt, C.B. Crouse, I.M. Idriss, W.B. Joyner, G.R. Martin, M.S. Power, E.E. Rinne, and R.B. Seed, 2000, New site coefficients and site classification systems used in recent building code provisions, *Earthquake Spectra (EERI)*. **16(1)**. 41-67.
- Douze E. J., 1967. Short-period seismic noise, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57(1)**, 55-81.
- Field, E. H., 2001, Earthquake ground-motion amplification southern California: *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*. **01-164**.
- Flores-Estrella, H, y J. Aguirre-Gonzalez, 2003, SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico city, *Geofísica Internacional*, **42(2)**, 227-236.
- Flores-Estrella, H., 2004. *Método SPAC: Una Alternativa para la Estimación de Modelos de Velocidades en el Valle de México*. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 236 pp.
- Friedrich, A., F. Krüger y K. Klinge, 1998, Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array, *Journal of Seismology*, **2**, 47-64.
- Gutenberg, B., 1931, Microseisms in North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **21**, 1-24.
- Gutenberg B., 1958, Microseisms, *Advanced Geophysics*, **5**, 53-92.
- Gutiérrez, C. y S.K. Singh, 1992, A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong motion and microtremor data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 642-659.
- Horike, M., 1985, Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, *J. Phys. Earth*, **33**, 59-96.

- Horike, M., 1996, Geophysical exploration using microtremor measurements, *Xth World Conf. Earthq. Engng., Acapulco*, **2033**, Elsevier Science Ltd.
- Hough, S.E., E.H. Field y K.H. Jacob, 1991, Using microtremors to assess site specific earthquake hazard, *Proceedings of the 4th International Conference on Seismic Zonation, Stanford, CA, August, 25-29*, **3**, 585-592.
- Irikura, K. y T. Kawanaka, 1980, Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure, *Bull. Disaster Prev. Inst. Kyoto Univ.*, **30**, 81-96.
- Joyner, W.B y D.M. Boore, 1981, Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2011-2038.
- Joyner, W.B y D.M. Boore, 1988, Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion, *Geotechnical Special Publication*, **20**, 43-102.
- Kagawa, T., 1996, Estimation of velocity structures beneath Mexico city using microtremor array data, *Xth World Conf. Earthq. Engng., Acapulco*, **1179**, Elsevier Science Ltd.
- Kanai, K. y T. Tanaka, 1954, Measurement of the microtremor, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **32**, 199-209.
- Kanno, T., K. Kudo, M. Takahashi, T. Sasatani, S. Ling y H. Okada, 2000, Spatial evaluation of site effects in Ashigara valley based on S-wave velocity structures determined by array observations of microtremors, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand*.
- Kirkpatrick, S., C. D. Gerlatt Jr., y M. P. Vecchi, 1983, Optimization by simulated annealing, *Science*, **220**, 671-680.
- Kobayashi, H., Seo K., y S. Midorikawa, 1986, Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoacan, Mexico earthquake of September 19, 1985 based on characteristics of microtremors. Part 2, Report on *seismic microzoning studies of the Mexico earthquake of September 19, 1985*, The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japan.
- Kudo, K., T. Kanno, T. Sasatani, N. Morikawa, P. Apostolidis, K. Pitilakis, D. Raptakis, M. Takahashi, S. Ling, H. Nagumo, K. Irikura, S. Higashi y K. Yoshida, 2002, S-wave velocity structure at EURO-SESITES, Volvi, Greece determined by the spatial auto-correlation method applied for array records of microtremors, *Proceedings of the Mini-Symposium on Site Effects Evaluation for Strong Motion Prediction, Tokyo, Japan*.
- Lay, T. y T.C. Wallace, 1995, Modern Global Seismology, *Academic Press*. San Diego, pp. 521.

- Lermo, J., 1992, *Observaciones de microtremores y su aplicación en Ingeniería Sísmica*, Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Lermo, J. y F.J. Chávez-García, 1993, Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594.
- Lermo, J. y F.J. Chávez-García, 1994, Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1350-1364.
- Liu, H.-P., D.M. Boore, W.B. Joyner, D.H. Oppenheimer, R.E. Warrick, W. Zhang, J.C. Hamilton y L.T. Brown, 2000, Comparison of phase velocities from array measurements of rayleigh waves associated with microtremor and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90(3)**, 666-679.
- Malagnini, L., A. Rovelli, S.E. Hough y L. Seeber, 1993, Site amplification estimates in the Garigliano valley, Central Italy, based on dense arrays measurements of ambient noise, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83(6)**, 1744-1755.
- Maresca, R., E. Del Pezzo, M. La Rocca, G. Liguori, G. Milana y C. Sabbarese, 1999, Site response obtained from array techniques applied to the seismic noise: Two examples in Italy, *Journal of Seismology*, **3**, 31-43.
- Milana, G., S. Barba, E. Del Pezzo and E. Zambonelli, 1996, Site response from ambient noise measurements: New perspectives from an array study in central Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86(2)**, 320-328.
- Miyakoshi, K y H. Okada, 1996, Estimation of the site response in the Kushiro city, Hokkaido, Japan, using microtremors with seismometer arrays, *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico*.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa y S. Kinoshita, 1998, Estimation of geological structures under the Kobe area using the array recordings of microtremors, *Proceeding of the 2nd International Symposium on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan*, **2**, 691-696.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, **30(1)**, 25-30.
- Nakamura, Y, 2000, Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthq. Engng, Auckland, New Zealand*.
- Nogoshi, M. y T. Igarashi, 1971, On the amplitude characteristics of microtremors (part 2), *Journal of Seismological Society of Japan*, **24**, 26-40.
- Ohuri, M., A. Nobata y K. Wakamatsu, 2002, A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92(6)**, 2323-2332.

- Parolai, S. y J. J. Galiana-Merino, 2006, Effect of transient seismic noise on estimates of H/V spectral ratios, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96(1)**, 228-236.
- Pérez-Campos, X., S.K. Singh y G.C. Beroza, 2003, Reconciling teleseismic and regional estimates of seismic energy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 2123-2130.
- Peterson, J., 1993, Observations and Modeling of Seismic Background Noise, *U.S. Geological Survey Open-File Report*, **93-322**, pp. 94.
- Press, F. y R. Siever, 1998, *Understanding Earth*, W. H. Freeman, New York, 2^{da} Edición, pp. 682.
- Ramirez, J. E. , 1940, An experimental investigation of the nature and origin of microseisms at St. Louis, Missouri, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **30**, 35-84.
- Rodríguez, M., F. Chávez-García y B. Stephenson, 2003, Stationarity of seismic noise and SPAC. Results of a new approach, *Pacific Conference on Earthquake Engineering*.
- Satoh, T., H. Kawase y M. Shin'ichi, 2001, Estimation of S-wave velocity structures in and around the Sendai Basin, Japan, using arrays records of microtremors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91(2)**, 206-218.
- Sauter, F., 1989: *Fundamentos de Ingeniería Sísmica 1. Introducción a la Sismología*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 271 pp..
- Scherbaum, F., J. Riepl, B. Betti, M. Ohrnberger, C. Cornou, F. Cotton y P.Y. Bard, 1999, Dense array measurements of ambient vibrations in the Grenoble basin to study local site effects, *EOS, Transactions, AGU*, **80(46)**, F707.
- Scherbaum, F., K.G. Hinzen y M. Ohrnberger, 2003, Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations, *Geophysical Journal International*, **152**, 597-612.
- Singh, S.K., R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres y R. Vasquez, 1995, Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico?, *Geoph. Res. Letters*, **22(4)**, 481-484.
- Singh, S.K., J. F. Pacheco, D. García y A. Iglesias, 2006, An Estimate of Shear-Wave Q of the Mantle Wedge in Mexico, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **96(1)**, 176-187.
- Stein, S. y M. Wysession, 2003, An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, *Blackwell Publishing*, pp. 512.
- Stutzmann, E., G. Roult y L. Astiz, 2000, GEOSCOPE Station Noise Levels, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **90(3)**, 690-701.
- Thorne, M. 1994, Matlab Utilities for Seismology. (**)

- Tokimatsu, K., A. Associate Member, K. Shinzawa y S. Kuwayama, 1992, Use of short-period microtremors for Vs profiling, *Journal of Geotechnical Engineering*, **118(10)**.
- Tokimatsu, K., H. Arai y Y. Asaka, 1996, Three-dimensional soil profiling in Kobe area using microtremors, *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico, **1486**.
- Tokimatsu K., 1997, Geotechnical site characterization using surface waves, *Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, **3**, 1333-1368.
- Udías, A., 1999, *Principles of Seismology*, Cambridge University Press. Cambridge, 260 pp..
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, L.R., 1989, Geología de la cuenca de México, Simposio sobre tópicos geológicos de la cuenca del valle de México, *Sociedad Mexicana de Mecánica de suelos*, pp. 1-24.
- Yamamoto H., 2000, Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of love and rayleigh waves in microtremors, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand.

Universität Stuttgart, Institut für Geophysik:
<http://www.geophys.uni-stuttgart.de/seismometry/>

<http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica/ondas/snell/snell.htm>

Natural Resources Canada:
http://www.seismo.nrcan.gc.ca/cnsn/seismograph/index_e.php

Grenoble Observatory, Maison des géosciences, SESAME Project:
(*) http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/D13.08_finalreport_new.pdf

(**) <http://gcc.asu.edu/mthorne/saclab/index.html>

Servicio Sismológico Nacional:
<http://www.ssn.unam.mx/>

Servicio Geológico Mexicano:
<http://www.coremisgm.gob.mx/>

Selected Computational Methods, U.S. Department of Energy:
<http://www.phy.ornl.gov/csep/CSEP/MO/NODE28.html>

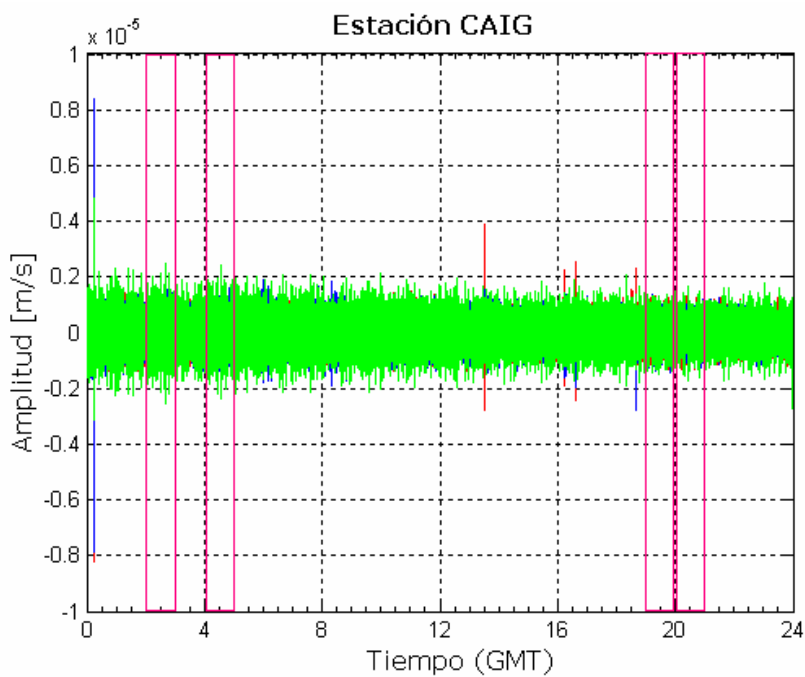
National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP), Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA 450), Part 1, Provisions, Building Seismic Safety Council, National Institute of Building Sciences, Washington D.C, 2004
www.bssconline.org

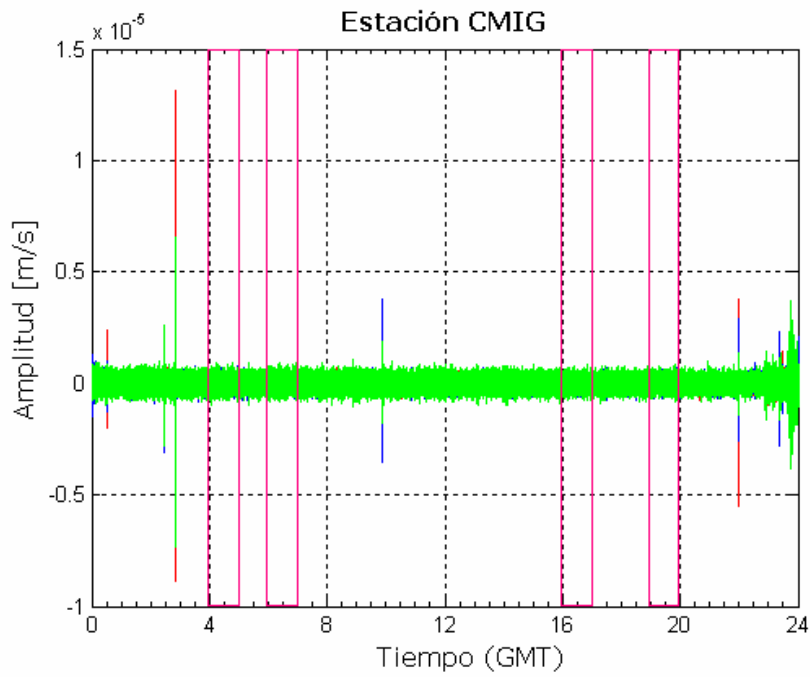
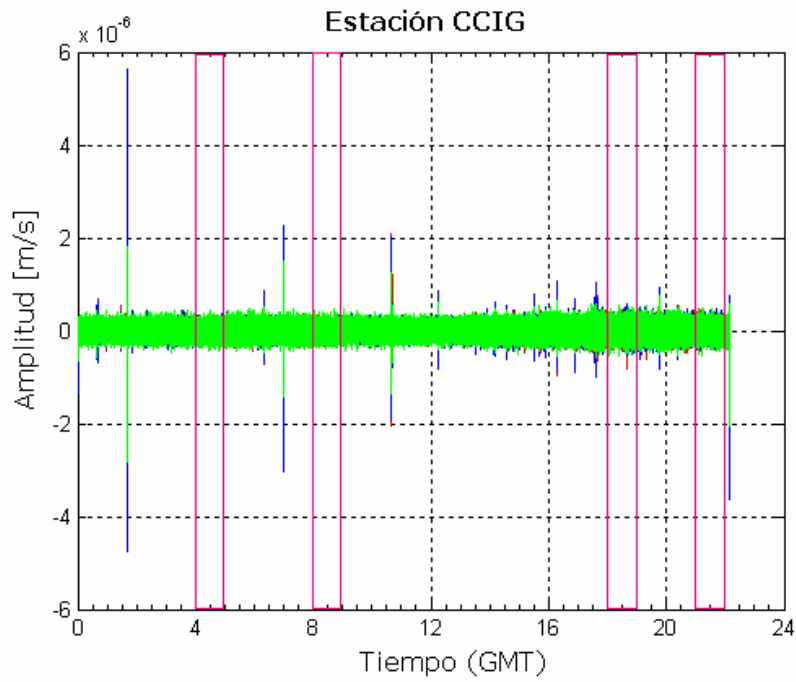
APÉNDICE A

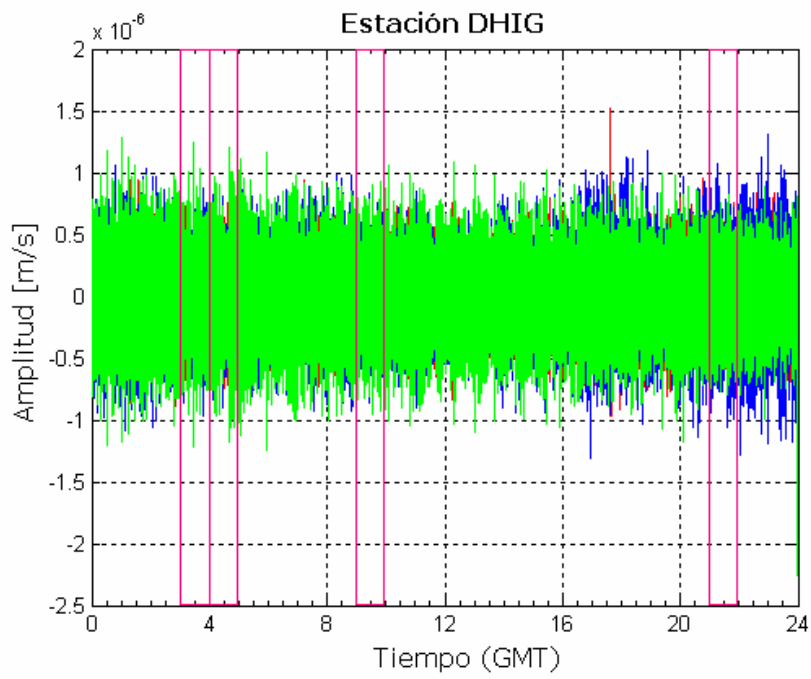
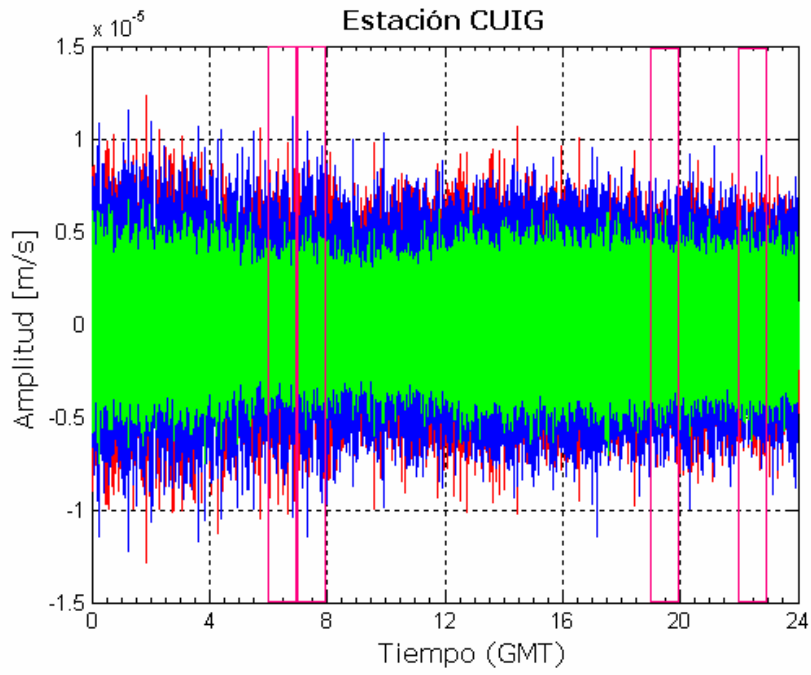
REGISTROS EMPLEADOS

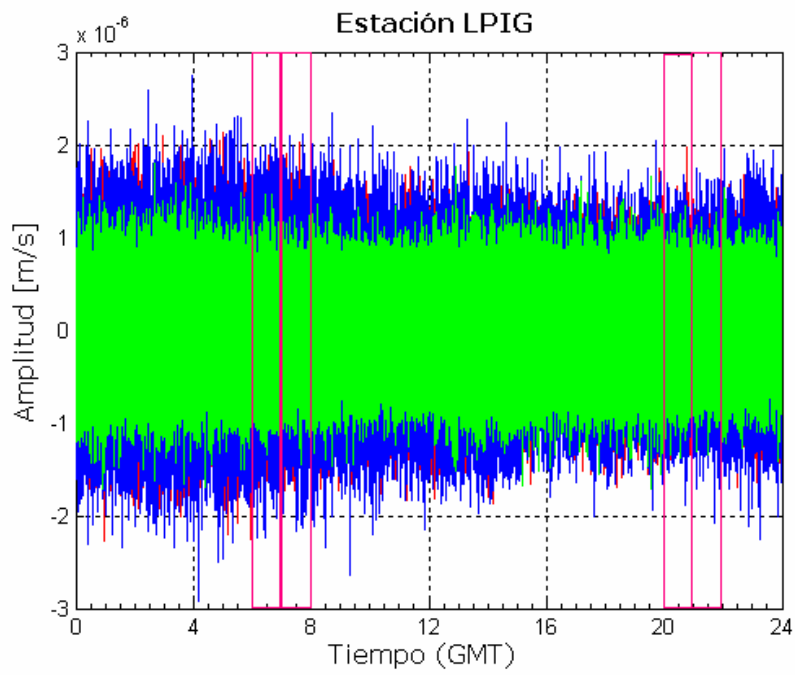
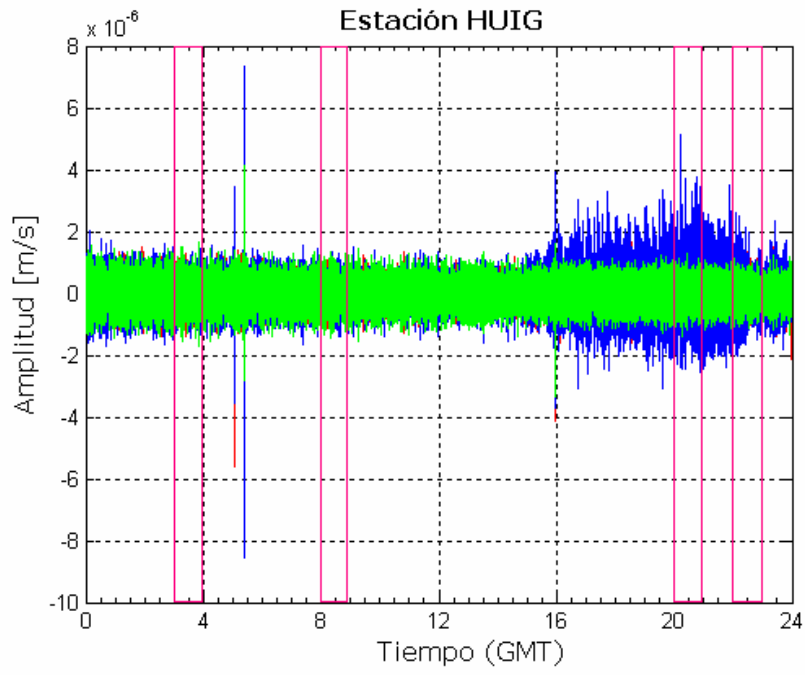
Para cada estación, se muestran juntas las tres componentes. La componente Este está en color rojo, la componente Norte en color azul y la componente vertical, Z, en color verde.

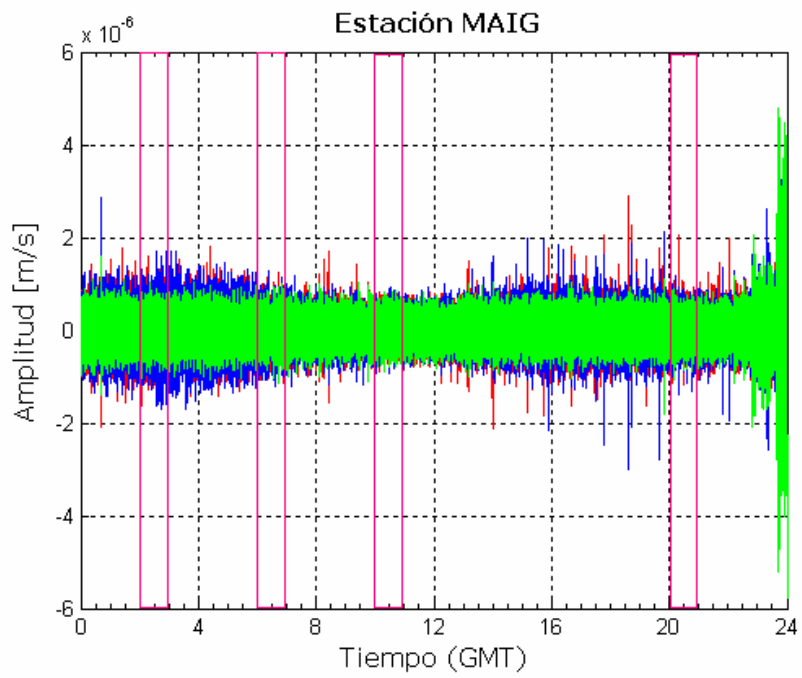
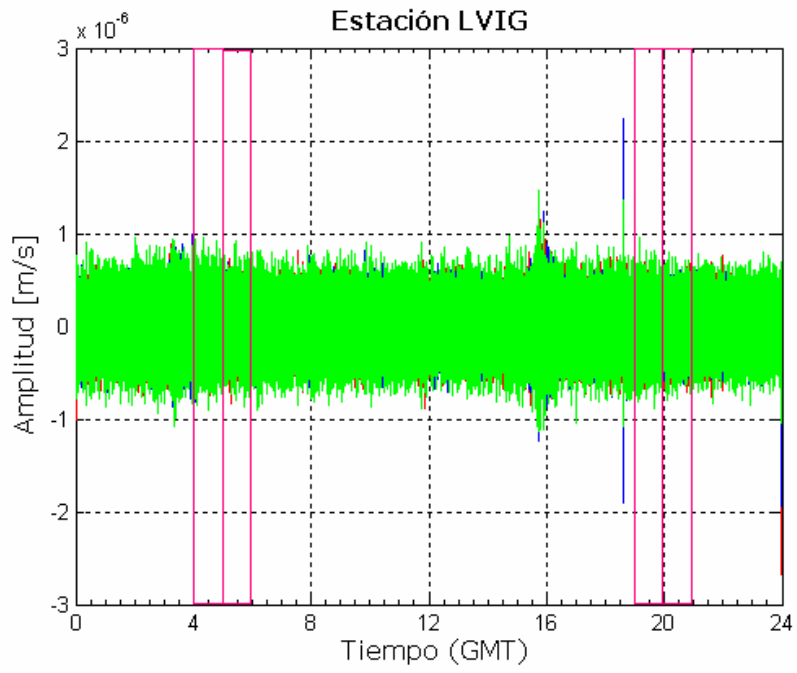
Los registros empleados (tabla 4.3) están corregidos por instrumento, línea base y tendencia. Los recuadros indican las ventanas de 1 hora, utilizadas. La clave correspondiente a la estación se encuentra en la parte superior de cada figura.

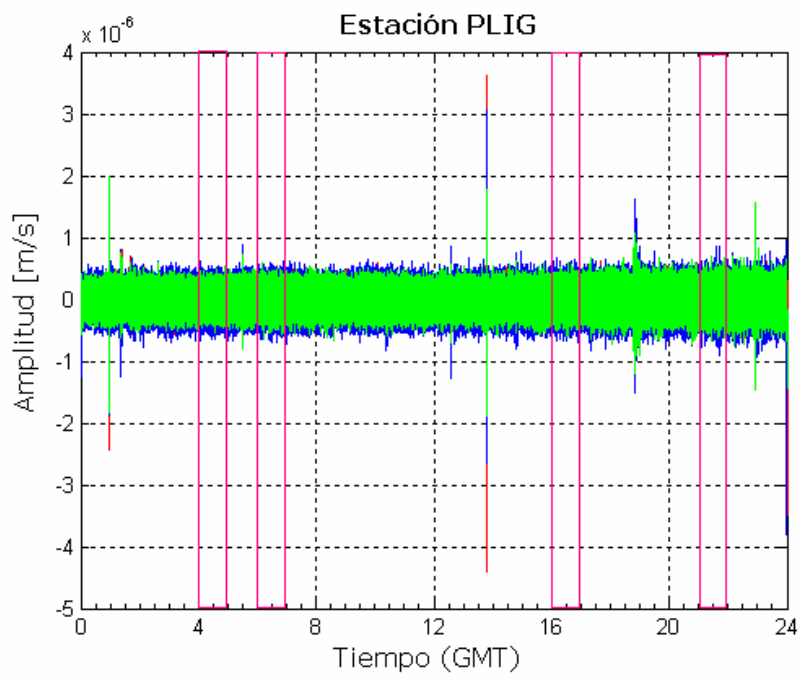
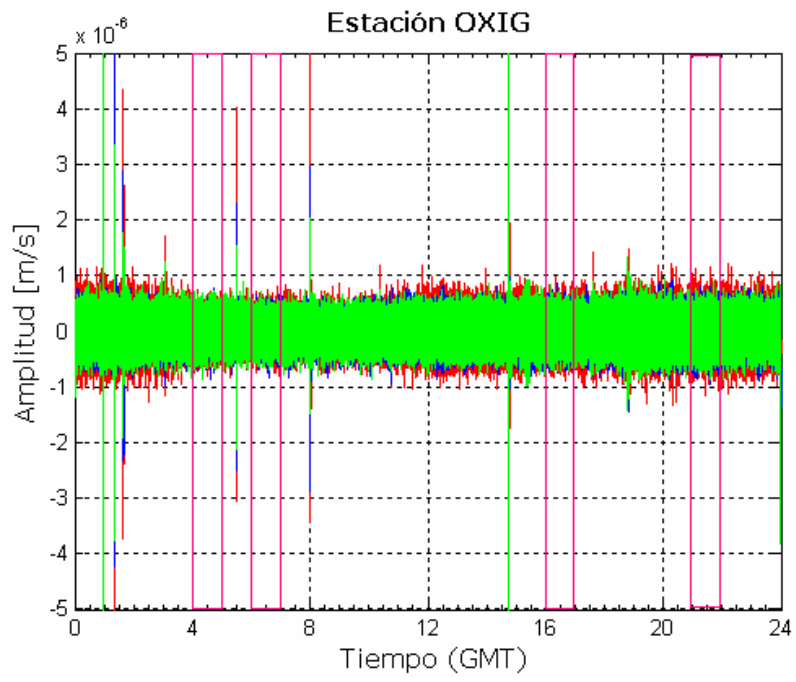


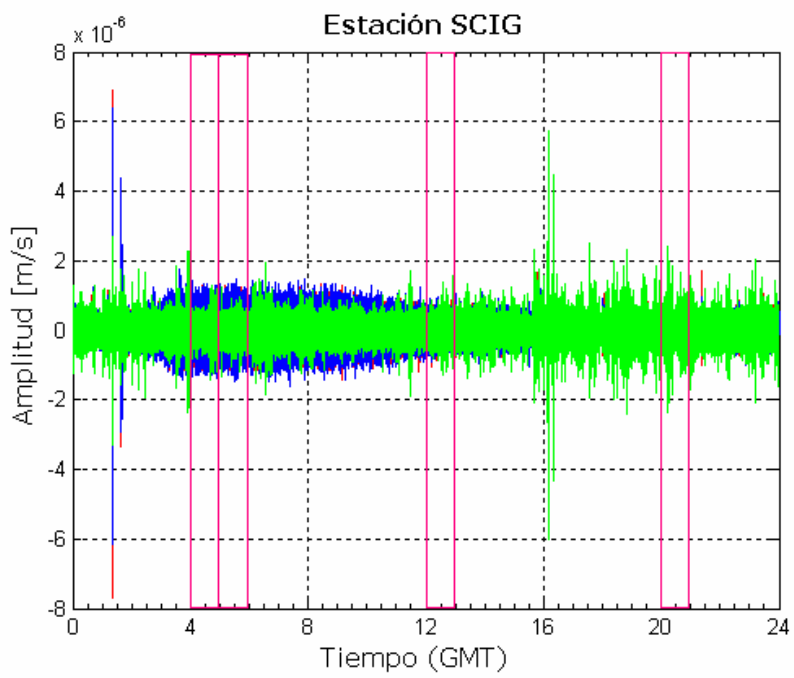
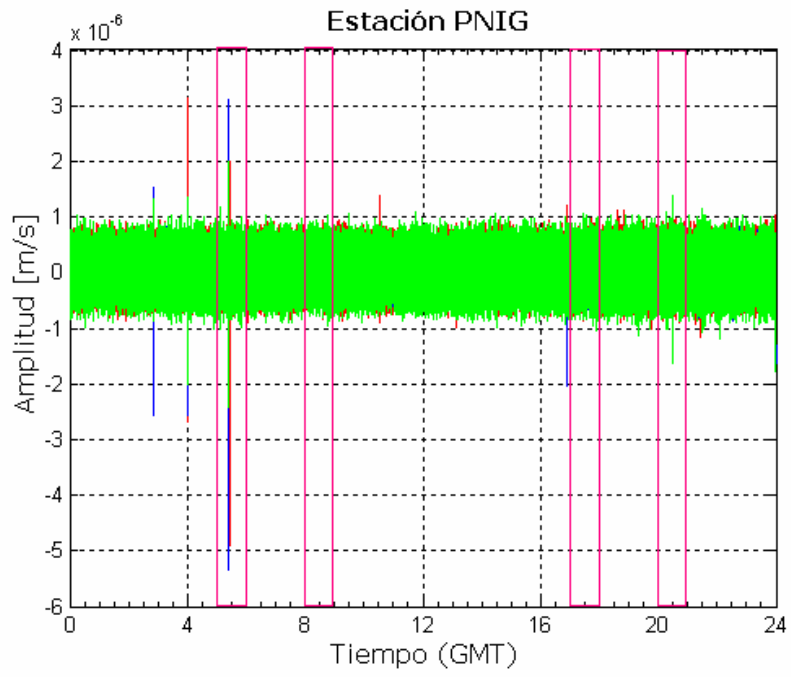


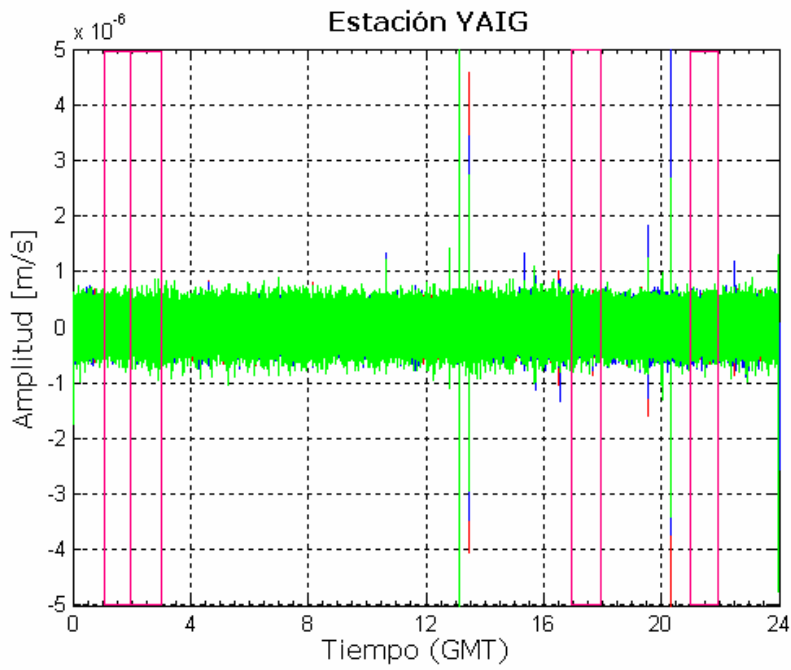
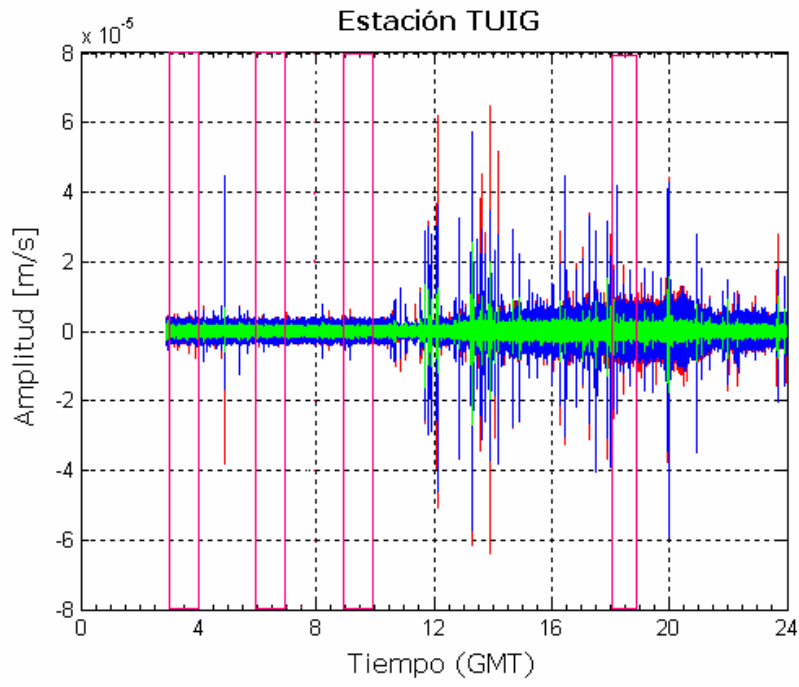


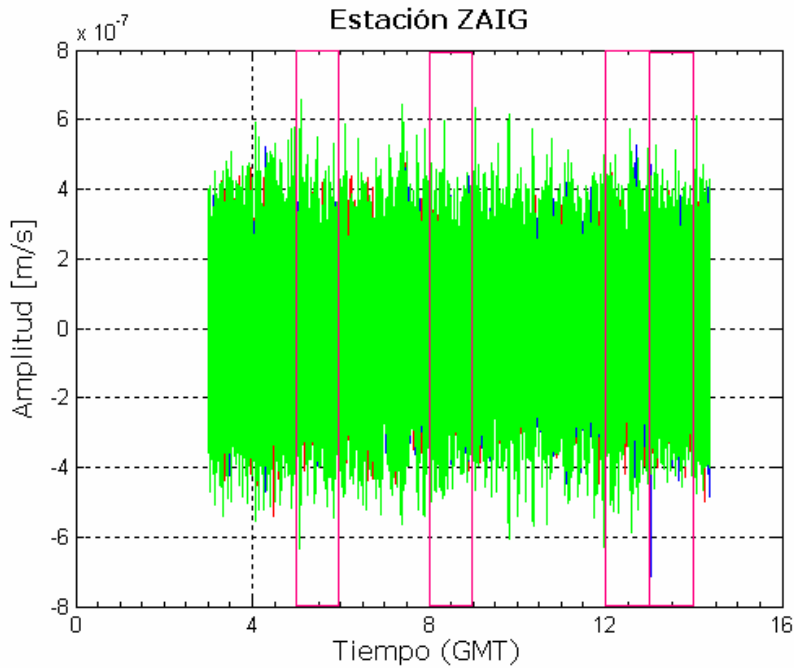












En general, de los registros analizados, se puede decir que en las estaciones de CUIG, LPIG y OXIG se puede observar la diferencia en el registro en la amplitud del registro respecto a la hora del día, lo que se corrobora con los espectros de ruido obtenidos para estas estaciones. Además de que el registro de CUIG tiene una amplitud considerable a comparación de las demás estaciones.

La estación MAIG presenta muchos picos que pueden ser consecuencia de la actividad de mareas ya que se encuentra cercana a la costa.

En el caso de estaciones como ZAIG, pueden verse sismos, que pudiera coincidir con un sismo ocurrido en el océano pacífico sur de magnitud 5 ocurrido a las 5 de la mañana (hora GMT) (fuente: USGS). Resalto también que la amplitud del registro en esta estación es la menor de todas las estaciones.

Los registros de estaciones como TUIG, MAIG, PNIG y SCIG, resultan ser muy ruidosos.

APÉNDICE B

PROGRAMAS GENERADOS EN MATLAB

A continuación se muestran los códigos hechos en MatLab para el cálculo de espectros de ruido, para los promedios H/V y para los modelos de velocidades empleando cristalización simulada.

```
%-----
% MainProgram.m
%
% Este es el programa principal empleado para obtener los espectros de ruido
% (en aceleración o velocidad) y los cocientes espectrales H/V de registros
% de sismos, o bien microtemores, en formato SAC.
%
% Subrutinas:
%   ReadStationData.- lee registros en formato SAC).
%   rsac (Michael Thorne, 2004).- lee archivos en formato
%   SAC (Seismic Análisis Code) y lo convierte en
%   un vector de 3 columnas.
%   WindowingSignal.- secciona el registro en ventanas
%   de una longitud determinada.
%   plotdata.- grafica las ventanas por separado.
%   NoiseCurves.- curvas teóricas de ruido propuestas por
%   Peterson (1993).
%   NoiseSpectra.- calcula los espectros de ruido, ya sea en
%   aceleración o velocidad.
%   CosineTaperA.- genera una ventana coseno con un alfa dado.
%   frecuencias.- genera el vector frecuencias para fft a partir del
%   número de muestras y el dt.
%   PlotNoiseCurves.- grafica las curvas teóricas de ruido junto
%   con las calculadas con NoiseSpectra.
%   SiteEffect.- calcula los cocientes espectrales H/V de las
%   ventanas.
%-----

clear, clc, close all
station = input('Estacion -> ', 's');
directory = ['C:\~\~\~\' station ];
cd(directory)
[E, N, Z, dt, recordDuration] = ReadStationData(station);

% Se pide la longitud de ventana a analizar, en este caso: 3600 segundos
tTotWin = input('Longitud de ventana para analizar [s] -> ');

% Longitud de ventana (60 segundos) para dividir la ventana anterior
tTotWinStack = input('Longitud de ventana para promediar [s] -> ');

[t, windows] = WindowingSignal(E, N, Z, dt, recordDuration*tTotWin,
tTotWin);

% Gráficos de todas las ventanas del registro por componentes
figure
plotdata(t, windows(:, :, 1), 5)
```

```

xlabel('Tiempo [s]')
ylabel('Hora del dia')
set(gca, 'ytick', 0:size(windows,2))
title('Componente Este')
figure
plotdata(t, windows(:, :, 2), 5)
xlabel('Tiempo [s]')
ylabel('Hora del dia')
set(gca, 'ytick', 0:size(windows,2))
title('Componente Norte')
figure
plotdata(t, windows(:, :, 3), 5)
xlabel('Tiempo [s]')
ylabel('Hora del dia')
set(gca, 'ytick', 0:size(windows,2))
title('Componente Vertical')

% Opción de graficar las curvas en aceleración o velocidad, en periodo o
% frecuencia
flagAccVel = input('¿Quiere las curvas de aceleracion (0) o de velocidad (1)?
-> ');
flagPerFreq = input('¿La curvas se graficaran en periodo (0) o en frecuencia
(1)? -> ');

% Calculo de las curvas teóricas de ruido y de los espectros de ruido de la
% estación, se generan los espectros de horas correspondientes al día y la
% noche. Los vectores p (para NLNM) y P (para NHHM) son los
% correspondientes al vector periodo para cada una de las curvas teóricas.
[p, P, NHHM, NLNM] = NoiseCurves(flagAccVel);
[f, noiseSpecDay, noiseSpecNight] = NoiseSpectra(station, dt, windows,
tTotWinStack, flagAccVel);
switch flagPerFreq
    case 0
        xP = P;
        xp = p;
        xf = 1./f;
        xLim = 1 ./ [fix((max(f)+min(f))/2) min(f)];
    case 1
        xP = 1./P;
        xp = 1./p;
        xf = f;
        xLim = [min(f) fix((max(f)+min(f))/2)];
end

% Grafico de las curvas de ruido teóricas junto con los espectros de ruido
% obtenidos para los promedios de cada una de las tres componentes de la
% estación, por las correspondientes horas de día y horas de la noche
figure
PlotNoiseCurves(xP, NHHM, flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'k--', 'linewidth',
2);
hold on
PlotNoiseCurves(xp, NLNM, flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'k-', 'linewidth', 2);
PlotNoiseCurves(xf, noiseSpecDay(:,1), flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'g-',
'linewidth', 2);
PlotNoiseCurves(xf, noiseSpecDay(:,2), flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'b-',
'linewidth', 2);

```



```

PlotNoiseCurves(xf, noiseSpecDay(:,3), flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'r-',
'linewidth', 2);
PlotNoiseCurves(xf, noiseSpecNight(:,1), flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'g--',
'linewidth', 2);
PlotNoiseCurves(xf, noiseSpecNight(:,2), flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'b--',
'linewidth', 2);
PlotNoiseCurves(xf, noiseSpecNight(:,3), flagPerFreq, xLim, flagAccVel, 'r--',
'linewidth', 2);
xl = [0.6 0.8 0.9 1.4 1.8 2 3.5 4.5 5];
if flagPerFreq == 1
    xl = [0.6 0.8 0.9 1.4 1.8 2 3.5 4.5 5]*1e-1;
end

text(xl(2), -180, 'Componente Este', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(1) xl(2)], [-183 -183], 'g', 'linewidth', 2)
text(xl(3), -183, 'Dia', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(4) xl(5)], [-183 -183], 'g--', 'linewidth', 2)
text(xl(6), -183, 'Noche', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
text(xl(2), -186, 'Componente Norte', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(1) xl(2)], [-189 -189], 'b', 'linewidth', 2)
text(xl(3), -189, 'Dia', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(4) xl(5)], [-189 -189], 'b--', 'linewidth', 2)
text(xl(6), -189, 'Noche', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
text(xl(2), -192, 'Componente Vertical', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(1) xl(2)], [-195 -195], 'r', 'linewidth', 2)
text(xl(3), -195, 'Dia', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(4) xl(5)], [-195 -195], 'r--', 'linewidth', 2)
text(xl(6), -195, 'Noche', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(7) xl(8)], [-189 -189], 'k--', 'linewidth', 2)
text(xl(9), -189, 'NHNM', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')
plot([xl(7) xl(8)], [-195 -195], 'k-', 'linewidth', 2)
text(xl(9), -195, 'NLNM', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')

title(['Espectro de Ruido, Estacion ' upper(station)], 'fontsize', 14,
'fontweight', 'bold')

% Calculo de los cocientes H/V y de la desviación estándar de los resultados
% de dichos cocientes. Para este apartado se pueden cambiar las
% ventanas empleadas para los espectros de ruido o pueden ser las mismas.
% Se generan las ventanas resultantes de aplicarles la ventana coseno
% (winCos), todos los cocientes H/V resultantes (HVmat) y los promedios
% (promHV).
[f, winCos, HVmat, promHV] = SiteEffect(station, dt, windows,
tTotWinStack);

% Grafico de todos los cocientes H/V resultantes, el promedio suavizado y de
% +/- una desviación estandar.
figure
loglog(f, HVmat, 'k'), hold on
loglog(f, promHV(:,2), 'b','linewidth',2), grid on;
loglog(f, promHV(:,1 3]), 'b:', 'linewidth',2), axis([1e-1 1e1 1e-1 1e1]);
xlabel('Frecuencia [Hz]', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana'),
ylabel('Amplitud H/V', 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana'),
set(gca, 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana'),
title(['Cocientes H / V, Estacion ' upper(station)], 'fontsize', 14, 'fontname',
'verdana', 'fontweight', 'bold');

```

```

% Ventanas por componentes empleadas para los cocientes H/V.
figure
lengthWin=int2str(tTotWinStack);
t = 0 : dt : tTotWinStack - dt;
winCos = reshape(winCos,1200,3,4,60);
subplot(3,1,1), plot(t,squeeze(winCos(:,1,1,:))), ylabel('Este'), grid on;
ylim([-2e-6 2e-6]);
title(['Estacion ' upper(station), ' (long. ventana = ', lengthWin,
's)'], 'fontsize', 14, 'fontweight', 'bold')
subplot(3,1,2), plot(t,squeeze(winCos(:,2,1,:))), ylabel('Norte'), grid on;
ylim([-2e-6 2e-6]);
subplot(3,1,3), plot(t,squeeze(winCos(:,3,1,:))), xlabel('Tiempo [s]');
ylabel('Vertical'), grid on; ylim([-2e-6 2e-6]);
set(gca, 'fontsize', 12, 'fontname', 'verdana')

function [f, noiseSpecDay, noiseSpecNight] = NoiseSpectra(station, dt,
windows, tTotWin, flag)
%-----
% Noise_Spectra.m
%
% Programa que calcula espectros de potencia y espectros de ruido de una
% estación dada, junto con las curvas teóricas de ruido bajo y ruido alto
% propuestas por Peterson (1993).
%
% Subrutinas: WindowingSignal, frequencies, CosineTaperA.
% -----

winDay=input('Day windows -> ');
winNight=input('Night windows -> ');

windowDay = windows(:, winDay, :);
windowNight = windows(:, winNight, :);

tTotReg = length(windows)*dt;
Fs = 1/dt;
sampWin = tTotWin / dt;
NWIN = floor(tTotReg / tTotWin);
f = [frequencies(sampWin,dt)'];
fin = floor(sampWin/2);
T = sampWin * dt;
[cosTap] = CosineTaperA(tTotWin, dt);
cosTap = reshape(repmat(repmat(cosTap', 1, NWIN), 1, 3), sampWin, NWIN,
3);
for i = 1: length(winDay)
    [t,    winday] = WindowingSignal(squeeze(windowDay(:,i,1)),
squeeze(windowDay(:,i,2)), squeeze(windowDay(:,i,3)), dt, tTotReg,
tTotWin);
    winCosDay(:, :, i) = winday .* cosTap;
end
winCosDay = reshape(permute(winCosDay, [1 2 4 3]), sampWin,
NWIN*length(winDay), 3);
for i = 1 : length(winNight)

```

```

[t, winnight] = WindowingSignal(squeeze(windowNight(:,i,1)),
squeeze(windowNight(:,i,2)), squeeze(windowNight(:,i,3)), dt, tTotReg,
tTotWin);
winCosNight(:, :, i) = winnight .* cosTap;
end
winCosNight = reshape(permute(winCosNight, [1 2 4 3]), sampWin,
NWIN*length(winNight), 3);

spWinDay = dt * fft(winCosDay, [], 1);
spWinNight = dt * fft(winCosNight, [], 1);

if flag == 0
    wDay = 2 * pi * reshape(repmat(repmat(f, 1, NWIN*length(winDay)), 1,
3), sampWin, NWIN*length(winDay), 3);
    wNight = 2 * pi * reshape(repmat(repmat(f, 1, NWIN*length(winNight)),
1, 3), sampWin, NWIN*length(winNight), 3);
    spWinDay = complex(0,1) * wDay .* spWinDay;
    spWinNight = complex(0,1) * wNight .* spWinNight;
end

promPwrSpecE = geomean(2*abs(spWinDay(:, :, 1)').^2/T);
promPwrSpecN = geomean(2*abs(spWinDay(:, :, 2)').^2/T);
promPwrSpecZ = geomean(2*abs(spWinDay(:, :, 3)').^2/T);

promPwrSpecEN = geomean(2*abs(spWinNight(:, :, 1)').^2/T);
promPwrSpecNN = geomean(2*abs(spWinNight(:, :, 2)').^2/T);
promPwrSpecZN = geomean(2*abs(spWinNight(:, :, 3)').^2/T);

%Espectro de ruido

meanSpE = smooth(10*log10(promPwrSpecE(2:fin)),3);
meanSpN = smooth(10*log10(promPwrSpecN(2:fin)),3);
meanSpZ = smooth(10*log10(promPwrSpecZ(2:fin)),3);
noiseSpecDay = [meanSpE, meanSpN, meanSpZ];

meanSpEN = smooth(10*log10(promPwrSpecEN(2:fin)),3);
meanSpNN = smooth(10*log10(promPwrSpecNN(2:fin)),3);
meanSpZN = smooth(10*log10(promPwrSpecZN(2:fin)),3);
noiseSpecNight = [meanSpEN, meanSpNN, meanSpZN];

function [f, winCos, HVmat, promHV] = SiteEffect(station, dt, windows,
tTotWin)
%-----
% SiteEffect.m
%
% Programa que calcula los cocientes H/V, a partir de una matriz que
% contenga las ventanas o el registro de las tres componentes. Además de
% +/- una desviación estándar de los resultados. Los resultados se guardan
% para emplearlos en el programa de cristalización simulada para los
% modelos de velocidades y la función de amplificación.
%
% Subrutinas: frequencies, CosineTaperA, WindowingSignal
%-----

```

```

winNum=input('Ventanas a utilizar para calculo de cocientes H/V -> ');
windows = squeeze(windows(:, winNum, :));
tTotReg = length(windows)*dt;
Fs = 1/dt;
sampWin = tTotWin / dt;
NWIN = floor(tTotReg / tTotWin);
f = [frecuencias(sampWin,dt)'];
fin = floor(sampWin/2);
T = sampWin * dt;

% Se genera la ventana coseno que se va aplicar a las ventanas.
[cosTap] = CosineTaperA(tTotWin, dt);
cosTap = reshape(repmat(repmat(cosTap, 1, NWIN),1,3),size(f,1),NWIN,3);

% Ventaneo del registro y aplicación de la ventana coseno.
for i = 1 : length(winNum)
    [t, win] = WindowingSignal(squeeze(windows(:,i,1)),
squeeze(windows(:,i,2)), squeeze(windows(:,i,3)), dt, tTotReg, tTotWin);
    for j = 1 : 3
        win(:,j) = detrend(win(:,j));
        win = win - repmat(mean(win,1),size(win,1),1);
    end
    winCos(:,j,i) = win .* cosTap;
end

% Cálculo del espectro de amplitud para los cocientes H/V.
spWin = dt * fft(winCos, [], 1);
amSpWin = abs(spWin) / T;

% Realización de cocientes H/V, primero se obtiene el modulo de las
% componentes horizontales, luego se obtiene el promedio geométrico y el
% resultado se divide entre el promedio geométrico de la componente
% vertical.
compE = squeeze(amSpWin(:,1,:));
compN = squeeze(amSpWin(:,2,:));
compH = (sqrt(compE.^2 + compN.^2));
compH = reshape(compH,length(f),NWIN*length(winNum));
promH = [geomean(compH)']';
compV = squeeze(amSpWin(:,3,:));
compV = reshape(compV,length(f),NWIN*length(winNum));
promV = [geomean(compV)']';
promH_V = promH./promV;

% Suavizamiento de los resultados empleando el método de 'rlowess'.
promHV_smooth = smooth(promH_V, 7, 'rlowess');

for i = 1 : NWIN
    compH_s = smooth(compH(:,i),7,'rlowess');
    compV_s = smooth(compV(:,i),7,'rlowess');
    HV_s(:,i) = compH_s./compV_s;
end
stdPromHV = smooth(std(log10(HV_s),0,2),7,'rlowess');
lowerLimPromHV = 10.^(log10(promH_V) - stdPromHV);
upperLimPromHV = 10.^(log10(promH_V) + stdPromHV);

```

```

% Guarda 'workspace' para utilizarlo en el programa de los modelos de
% velocidad y la funcion de amplificacion.
save ([station 'HV'])

f = f(2:fin);
HVmat = HV_s(2:fin,:);
promHV = [lowerLimPromHV(2:fin) promHV_smooth(2:fin) ...
          upperLimPromHV(2:fin)];

%-----
% BestVelAmpModel_stat.m
%
% Programa de inversión con cristalización simulada para obtener el modelo
% de velocidades debajo de una estación dada a partir de promedios HV
%
% Funciones: SimulatedAnnealing.m, DensityEstimation.m,
% SiteAmp.m, EvalE.m, thick2depth.m
%-----

% Parámetros propuestos por Boore y Joyner (1997) para cálculo
% del vector de densidades

rhoReceiver = 2800;
betaReceiver = 3500;
maxVelocity = 4610;
maxRho = 3000;

net = [[betaReceiver rhoReceiver maxVelocity maxRho 1] * 1e-3];

%Modelo inicial de velocidades de estaciones

load thicknessGR
load betaGR           % Modelo de roca genérica
                      % (Boore y Joyner, 1997)
load thicknessHR
load betaHR           % Modelo de roca muy dura
                      % (Boore y Joyner,1997)

% Otro modelo propuesto

thickness = [1 6 3 3 3 2 3 3 10 2 3 10 2 3 10 12 4 6 30 74 3810 4000 5000
5500 16500];
beta = [300 300 1400 1900 2200 2700 2700 2750 2750 2750 2750 2800
2800 2800 2800 2800 2800 2800 2840 2880 3200 3410 3700 3800 4610];

thicknessMod = thickness' * 1e-3;
velocityMod = beta' * 1e-3;
thicknessModGR = thicknessGR' * 1e-3;
velocityModGR = betaGR' * 1e-3;
thicknessModHR = thicknessHR' * 1e-3;
velocityModHR = betaHR' * 1e-3;
kappa = zeros(size(thicknessMod));
kappa(1) = 0.04;
x0 = [thicknessMod velocityMod kappa];
% Constante de atenuación

```

```

x0GR = [thicknessModGR velocityModGR kappa];
x0HR = [thicknessModHR velocityModHR kappa];
nLayers = size(thicknessMod);

% Parámetros para cristalización simulada

tred = 0.7;           % factor de reducción de temperatura
KTmax = 500;        % número máximo de perturbaciones a cualquier temp.
KTacc = 50;         % la temp. es reducida hasta que se encuentra este
                   % número de aceptaciones
Tmin = 1e-5;        % temperatura mínima permitida
Omin = 1e-3;        % tolerancia para la función objetivo

% Cristalización simulada

load f
fV = f(2:floor(length(f)/2)+1);           % Vector de frecuencias

load promHV                               % Promedios HV de una estación dada
promHV = promHV(2:floor(length(promHV)/2)+1);

par = [fV' promHV']; % par: parámetros a ser usados por la función objetivo

% Modelo estimado

for i = 1 : 50
    [x, Ecurr(i), iter(i)] = SimulatedAnnealing(x0, tred, KTmax, ...
                                                KTacc, Tmin, Omin, par, net);
    xMod(1:length(x),:,i) = x;
end

% Modelo promedio

xMean = mean(xMod, 3);

[depthModFin, betaDepthModFin] = ...
    thick2depth(xMean(:,1), xMean(:,2), net(5));

% Cálculo de las densidades y de amplificaciones del modelo estimado

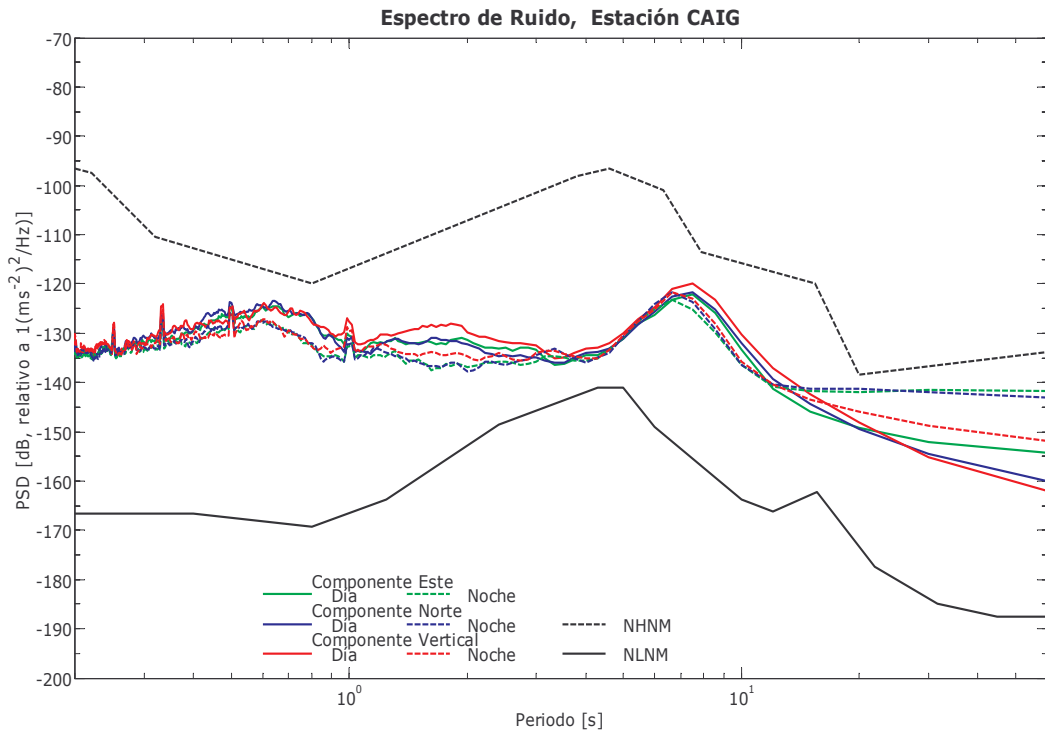
rhoDepthModFin = (DensityEstimation(betaDepthModFin*1e3))*1e-3;
mod = SiteAmp(depthModFin, betaDepthModFin, rhoDepthModFin,
betaReceiver*1e-3, rhoReceiver*1e-3, fV).* exp(- x(1, 3) * pi * fV);

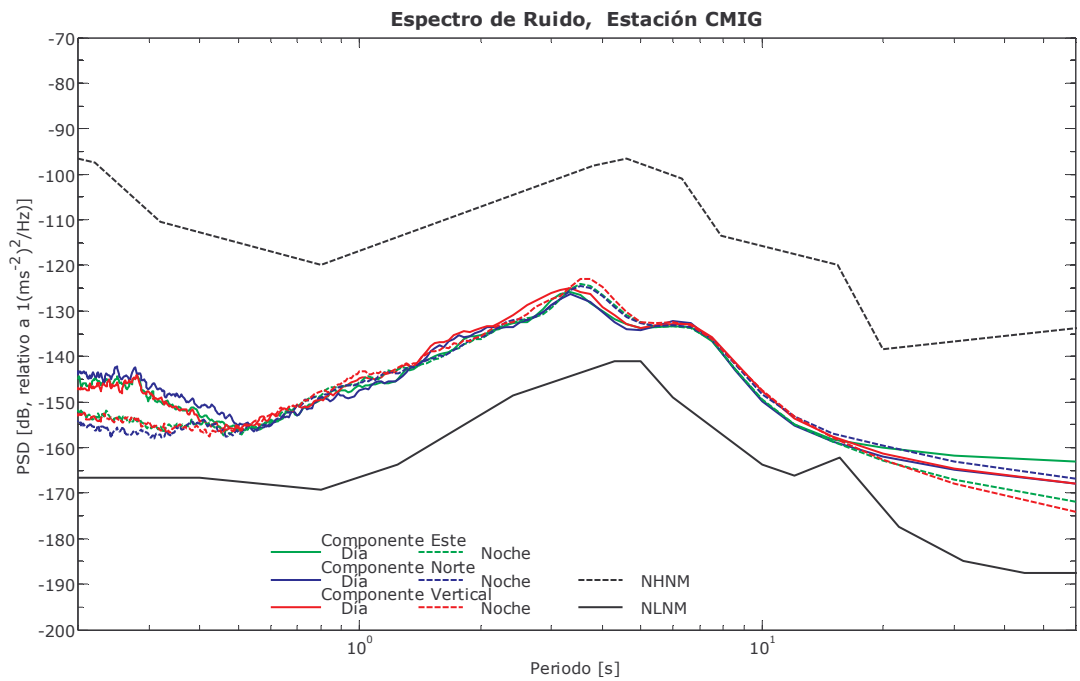
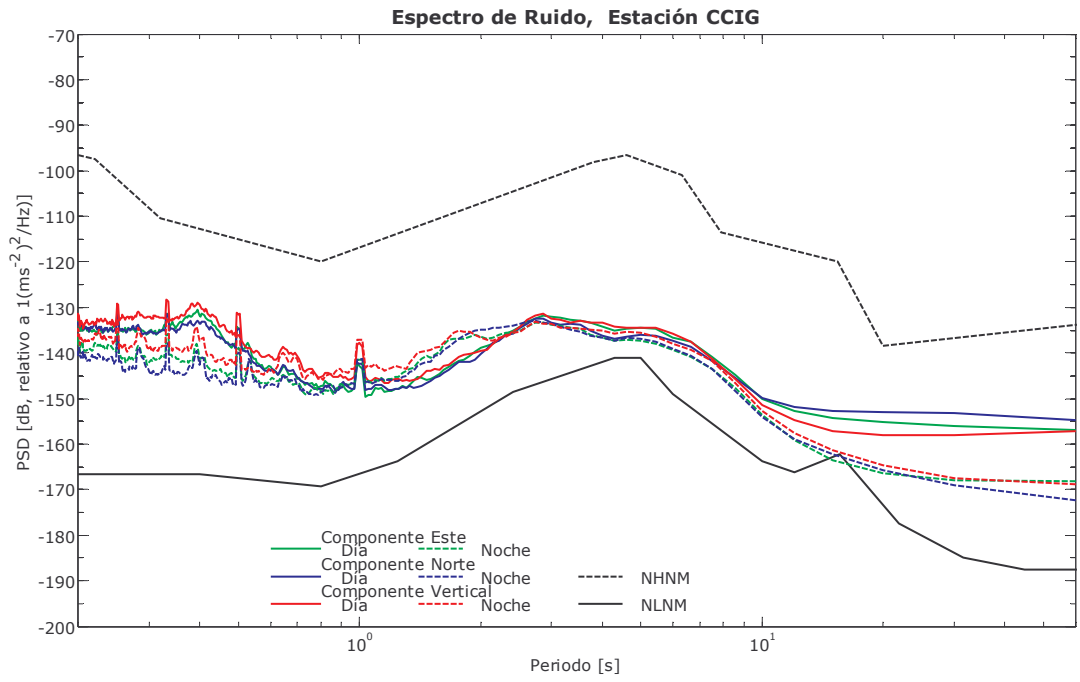
```

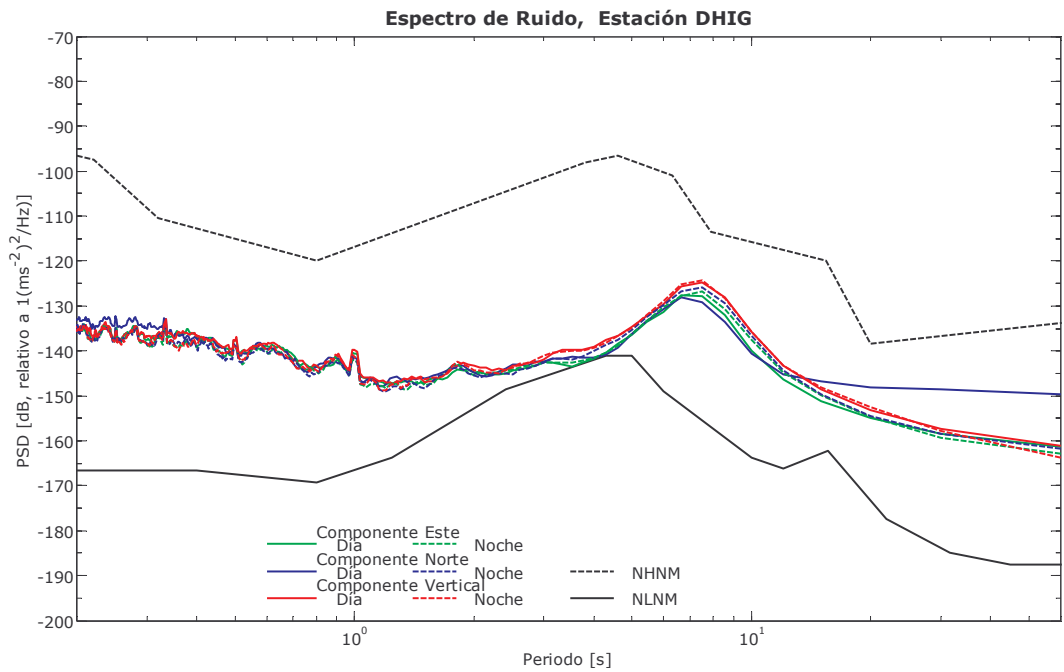
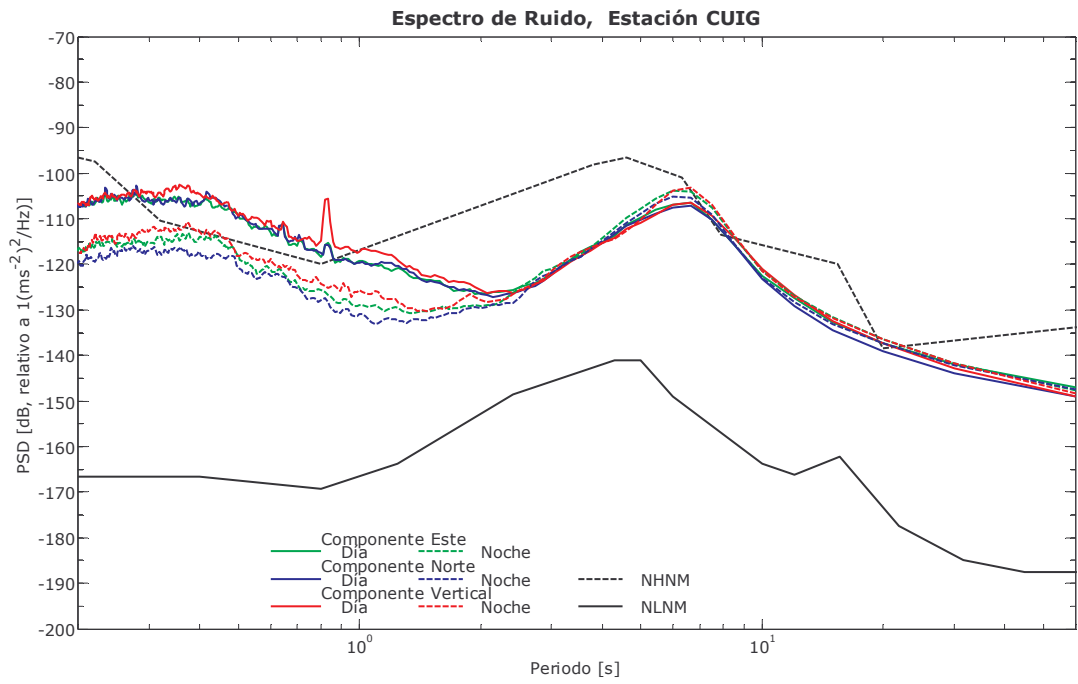
APÉNDICE C

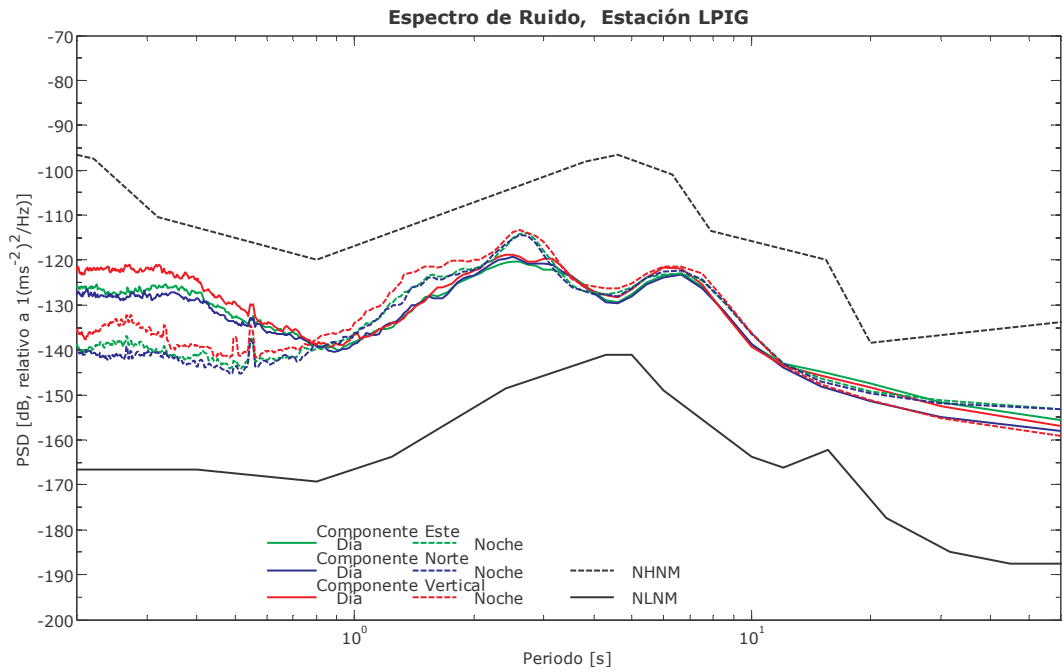
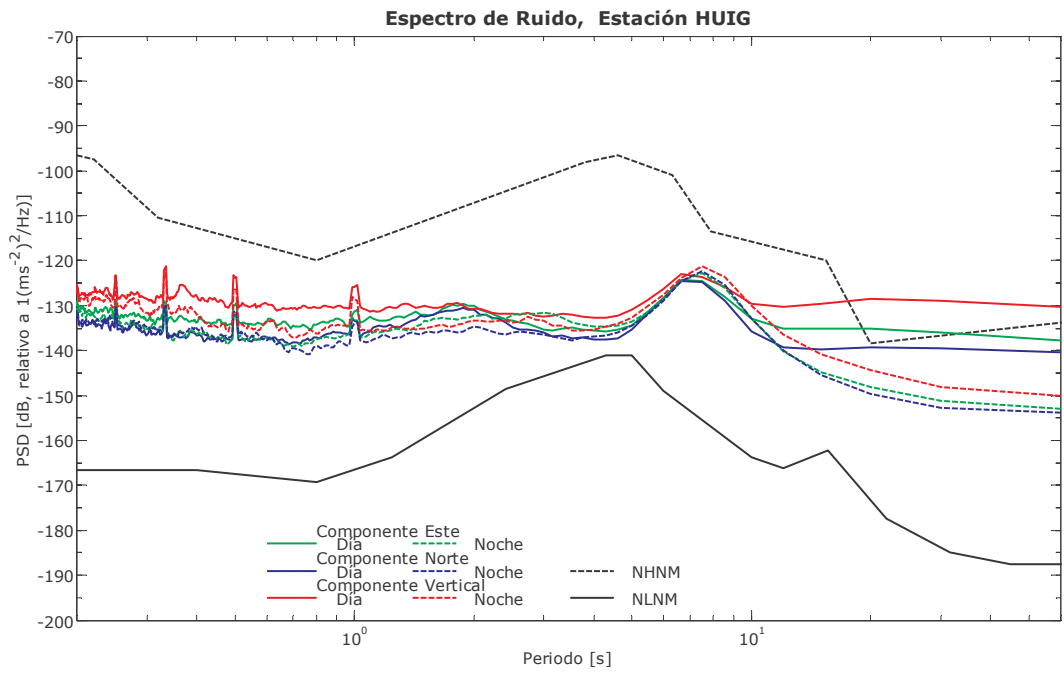
ESPECTROS DE RUIDO

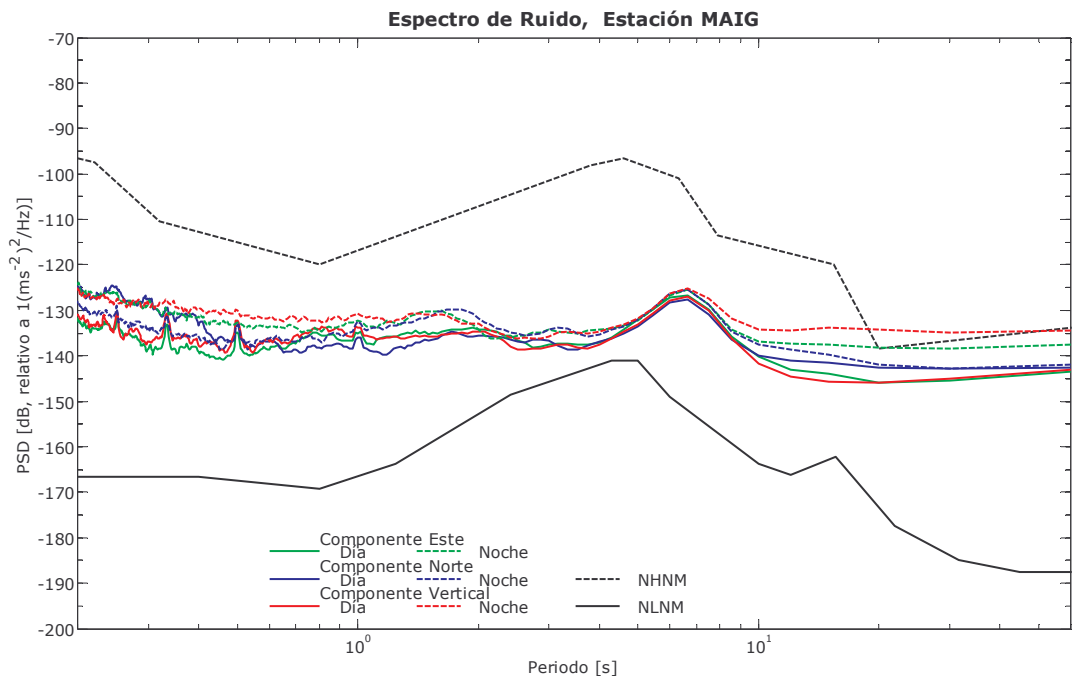
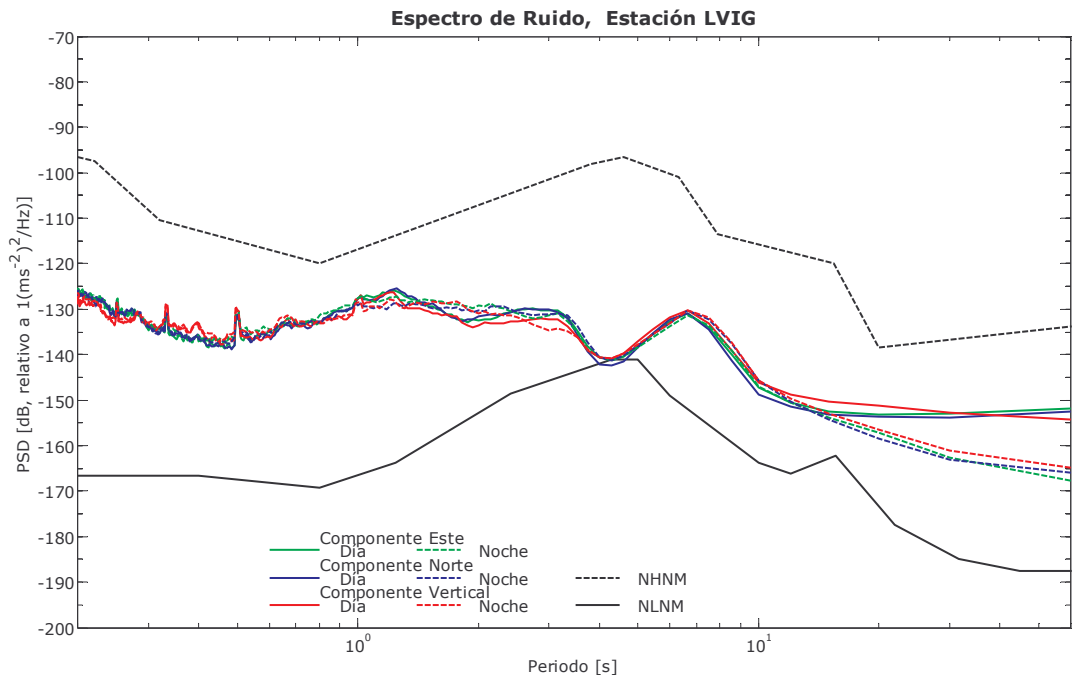
Se presentan los espectros de ruido obtenidos para cada estación, para cada una de las componentes, así como las curvas teóricas de ruido propuestas por Peterson (1993). Las líneas continuas son las horas diurnas y, las líneas discontinuas son las horas correspondientes a la noche.

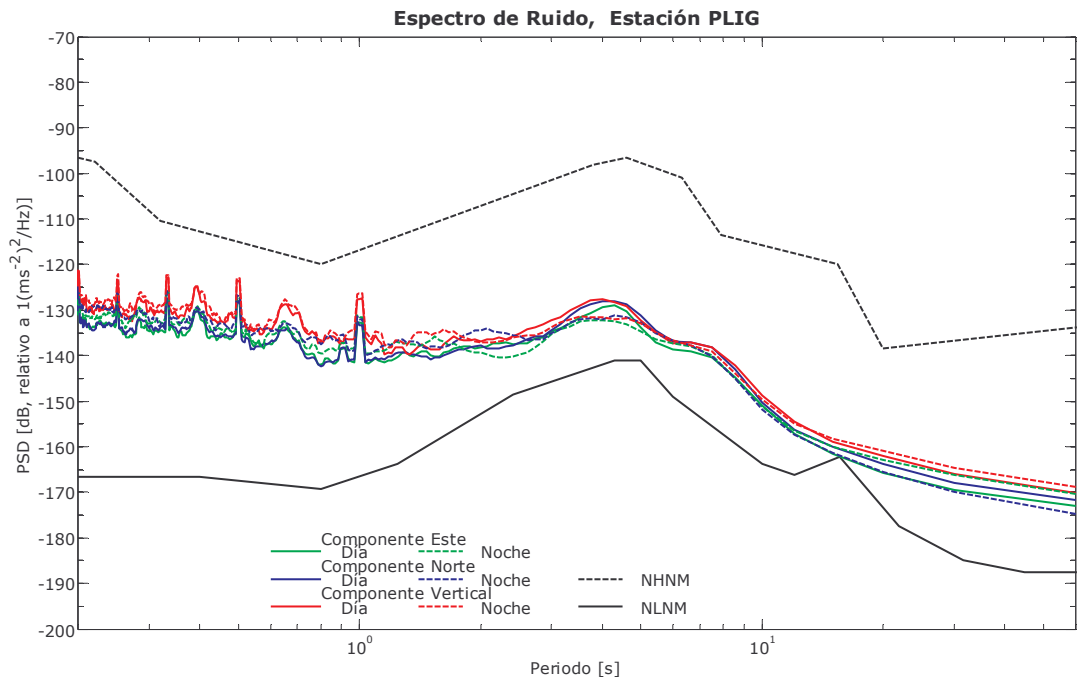
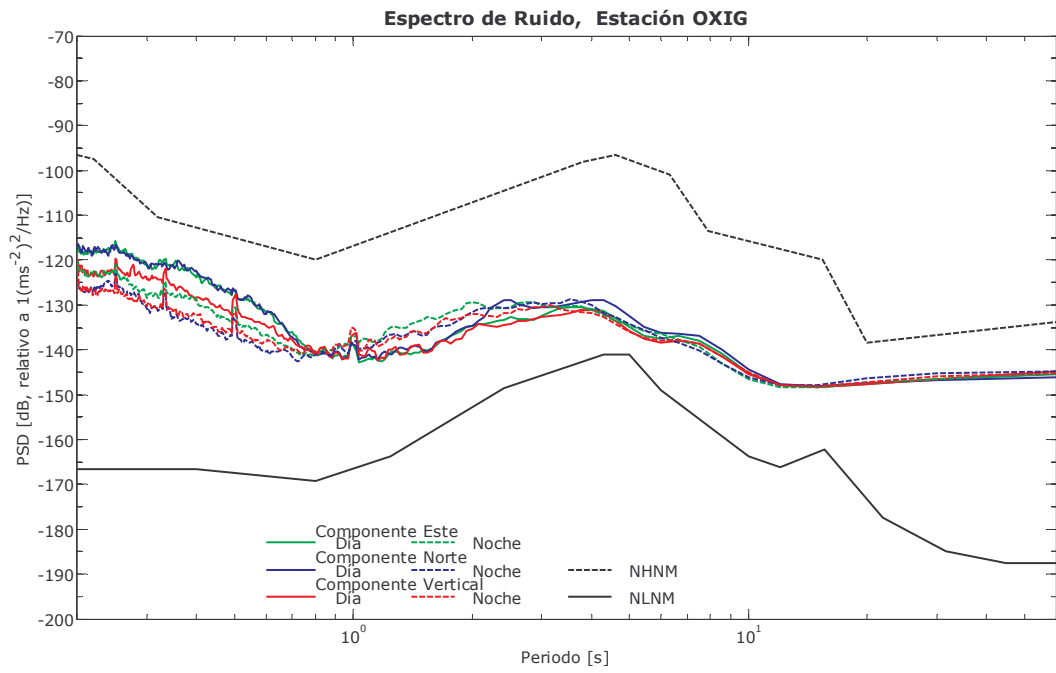


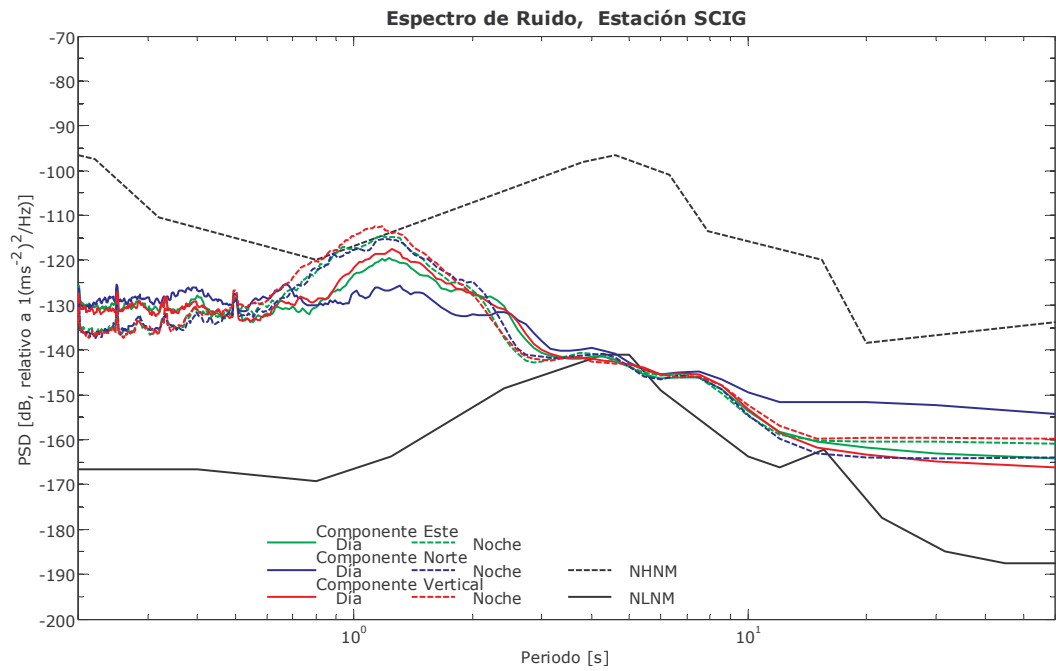
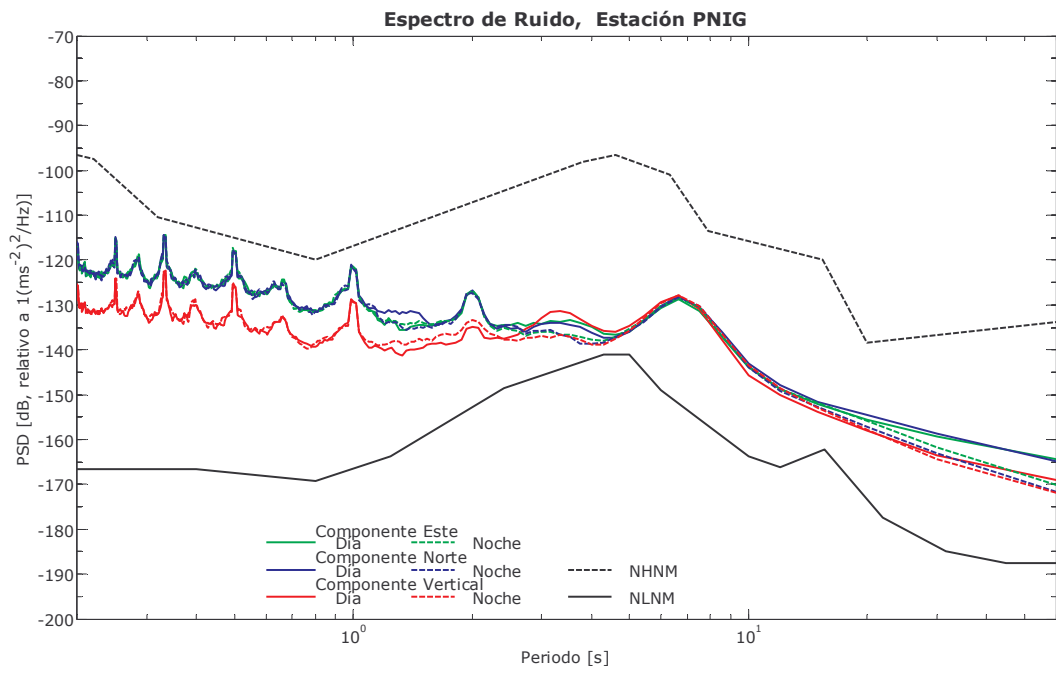


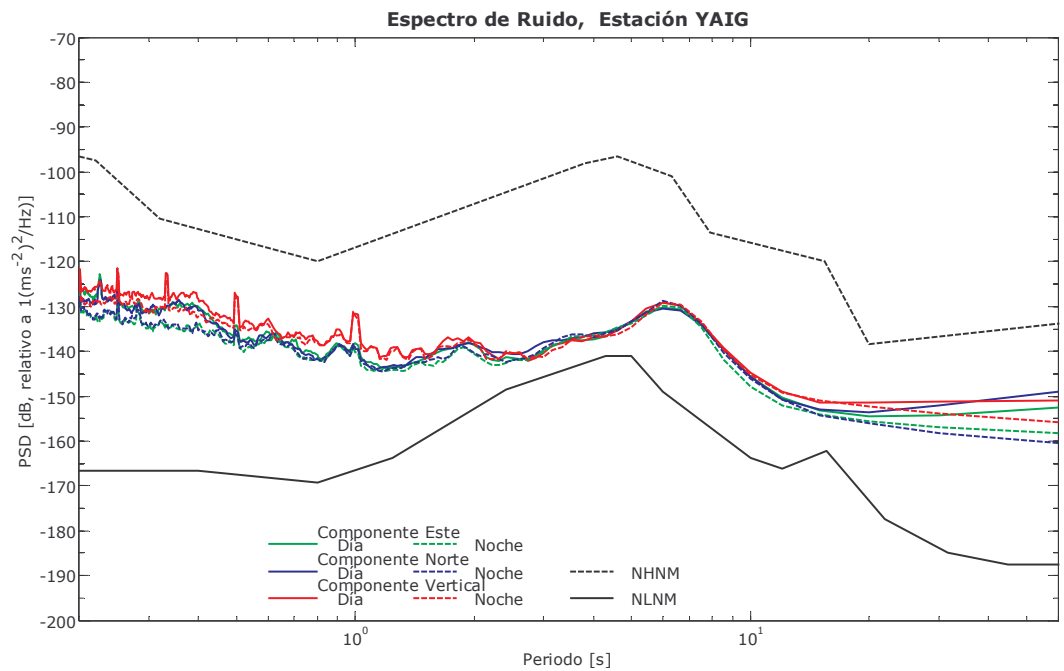
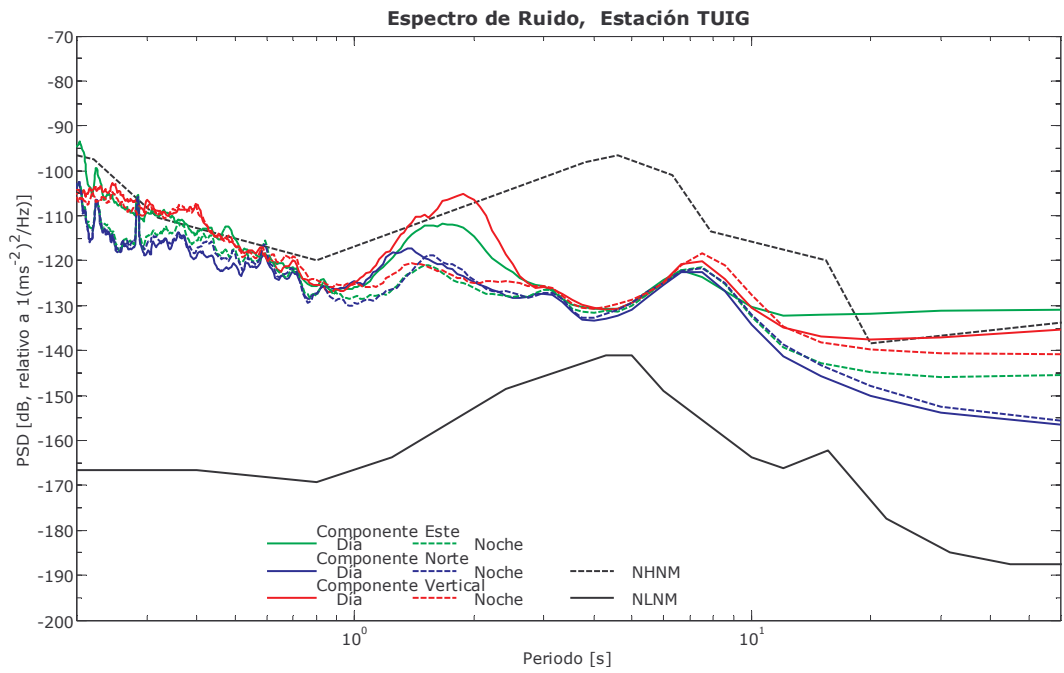


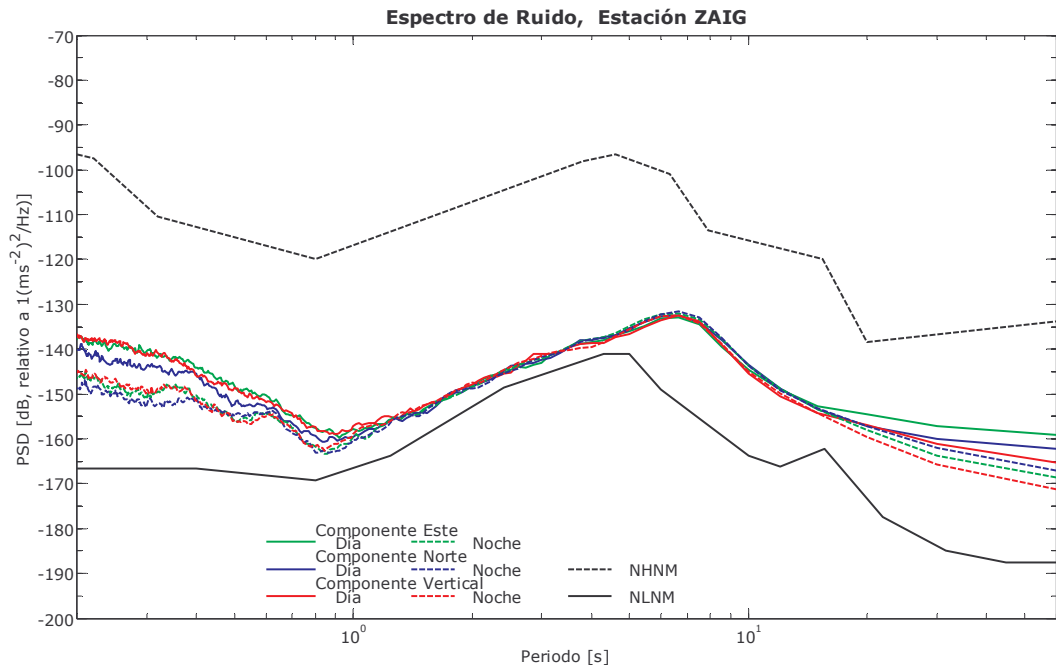










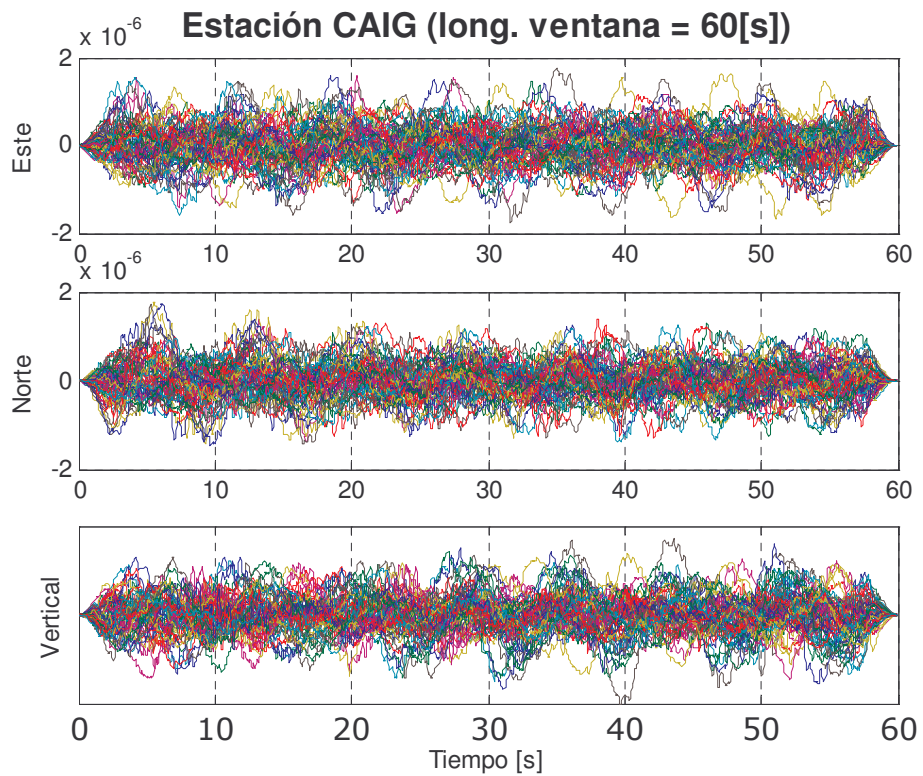


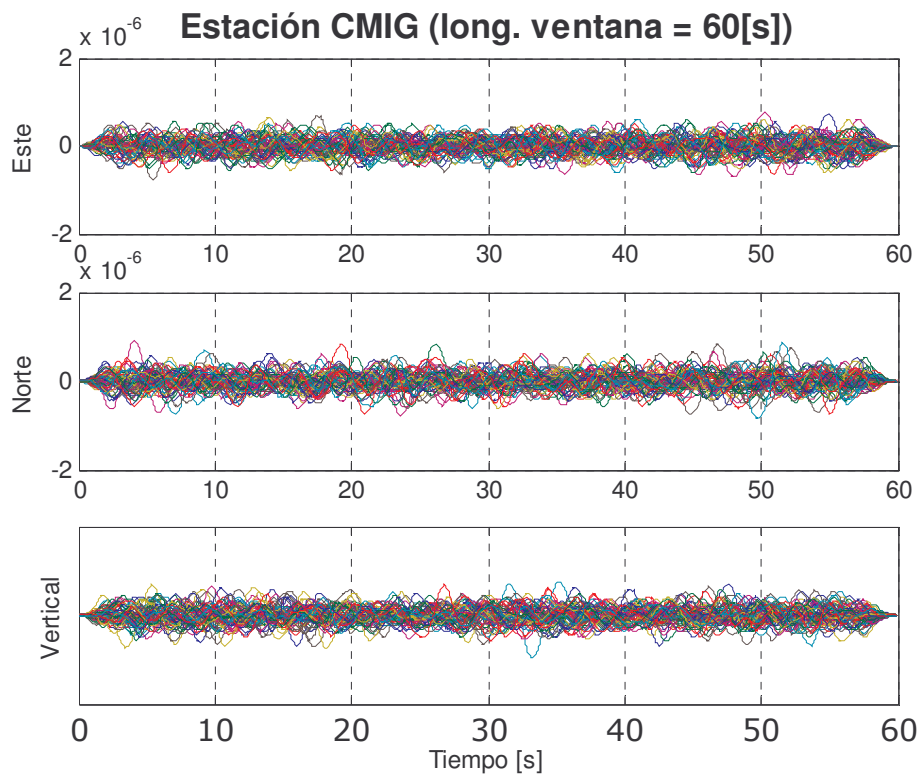
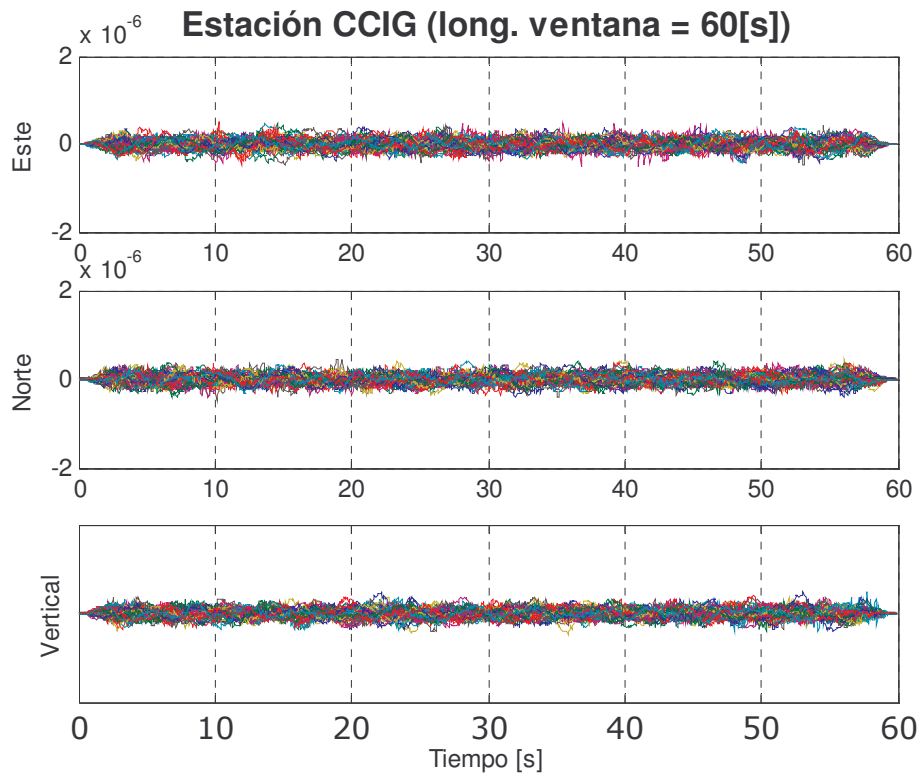
Los picos que se observan por debajo de 1 segundo de periodo en estaciones como CAIG, CCIG, HUIG, LVIG, MAIG, PLIG, PNIG, OXIG, SCIG y YAIG son producto, ya sea por actividad humana como el tráfico de automóviles y maquinaria que trabaja a cierta frecuencia y causa repetibilidad en los picos en altas frecuencias o, de ruido instrumental.

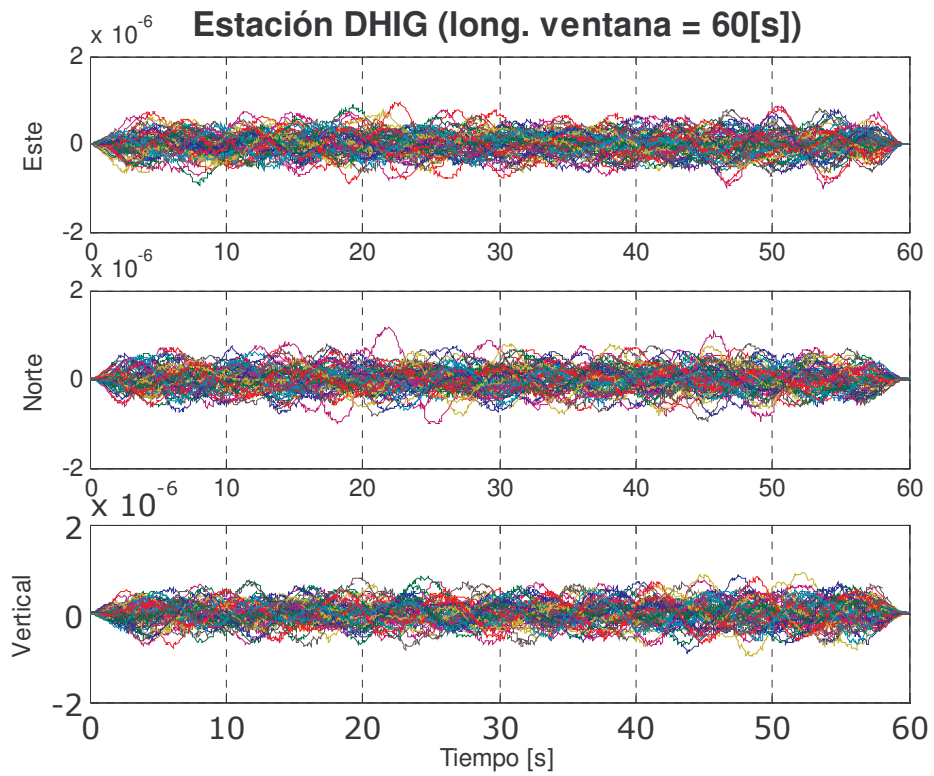
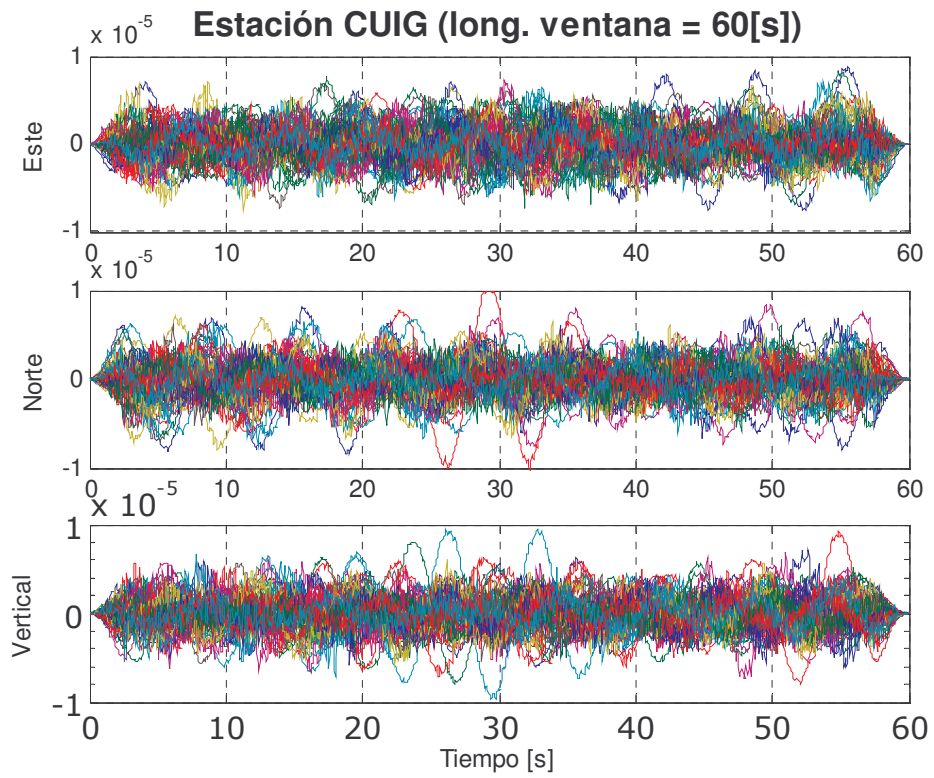
APÉNDICE D

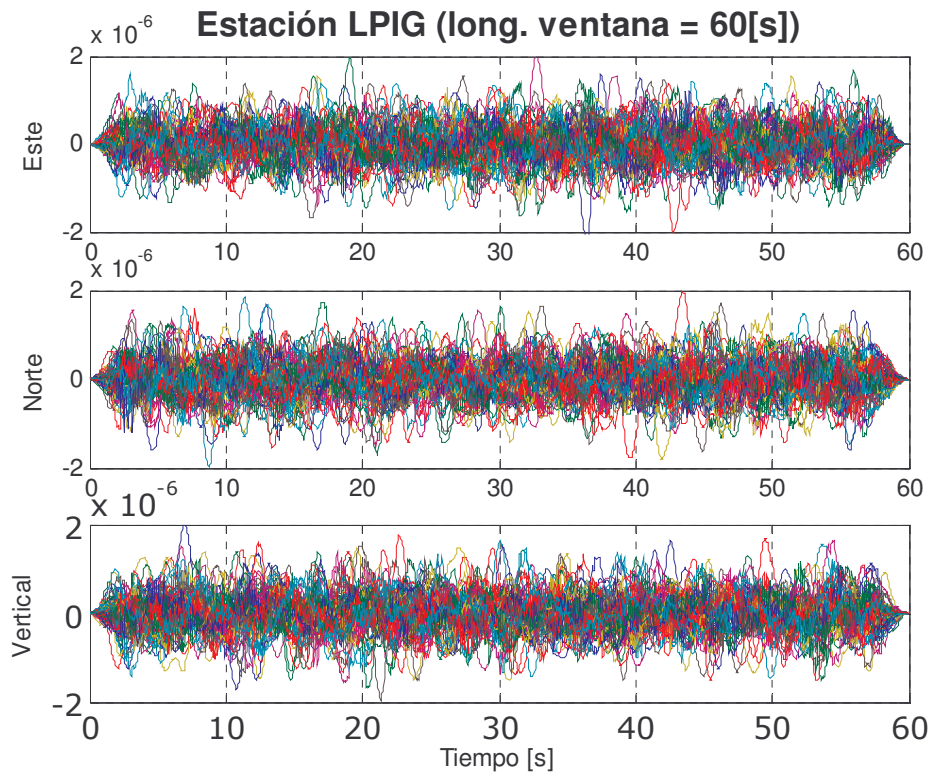
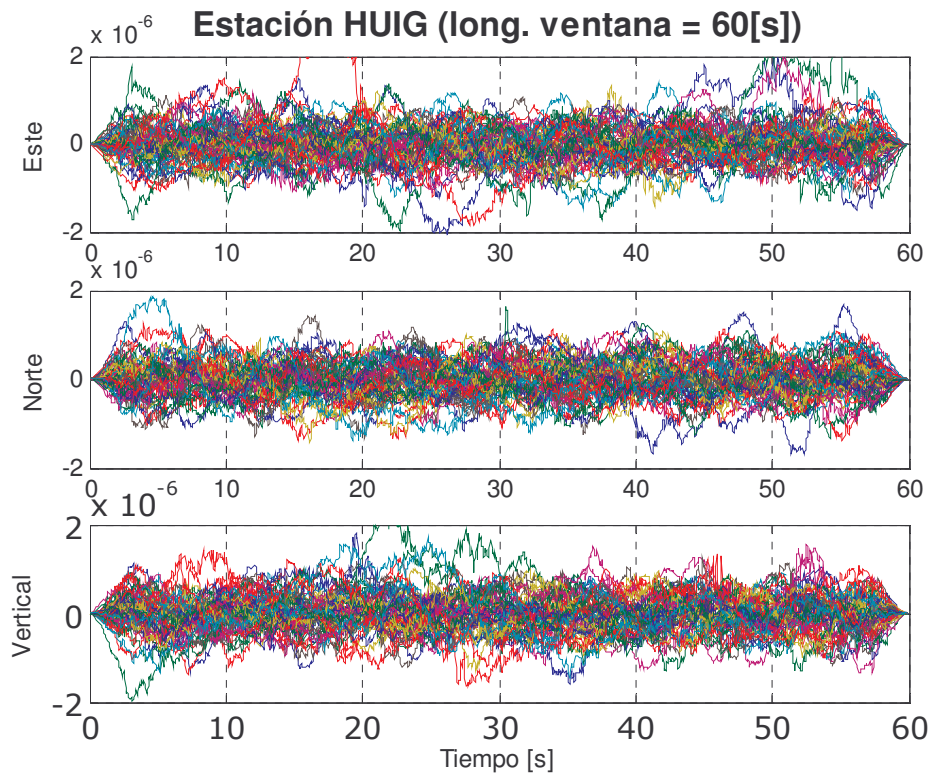
VENTANAS EMPLEADAS EN ESTACIONES

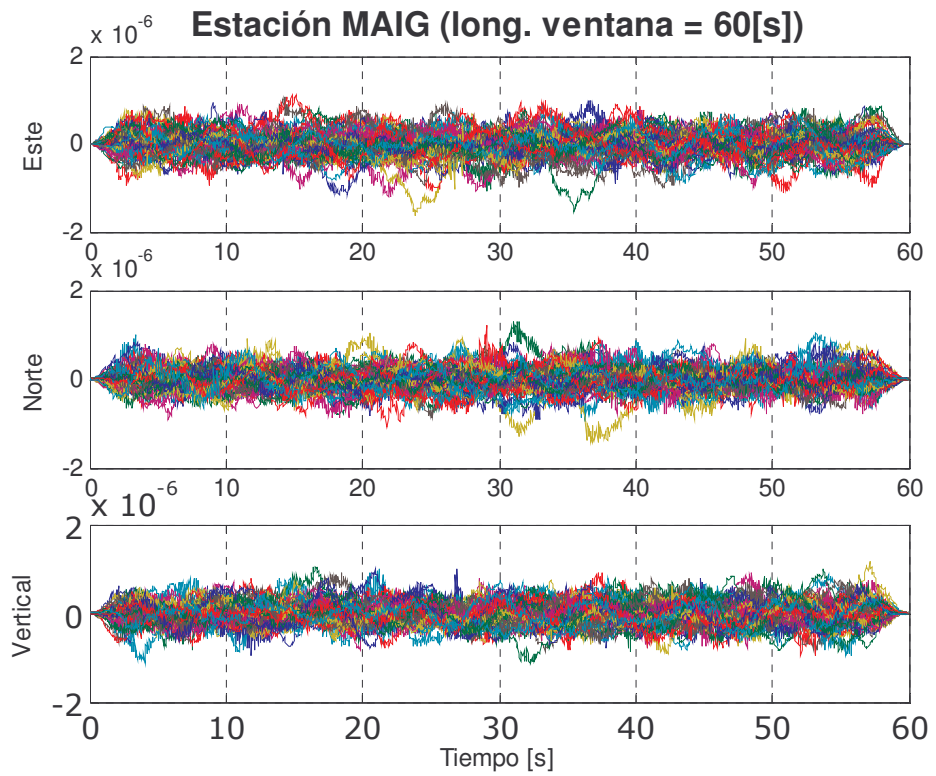
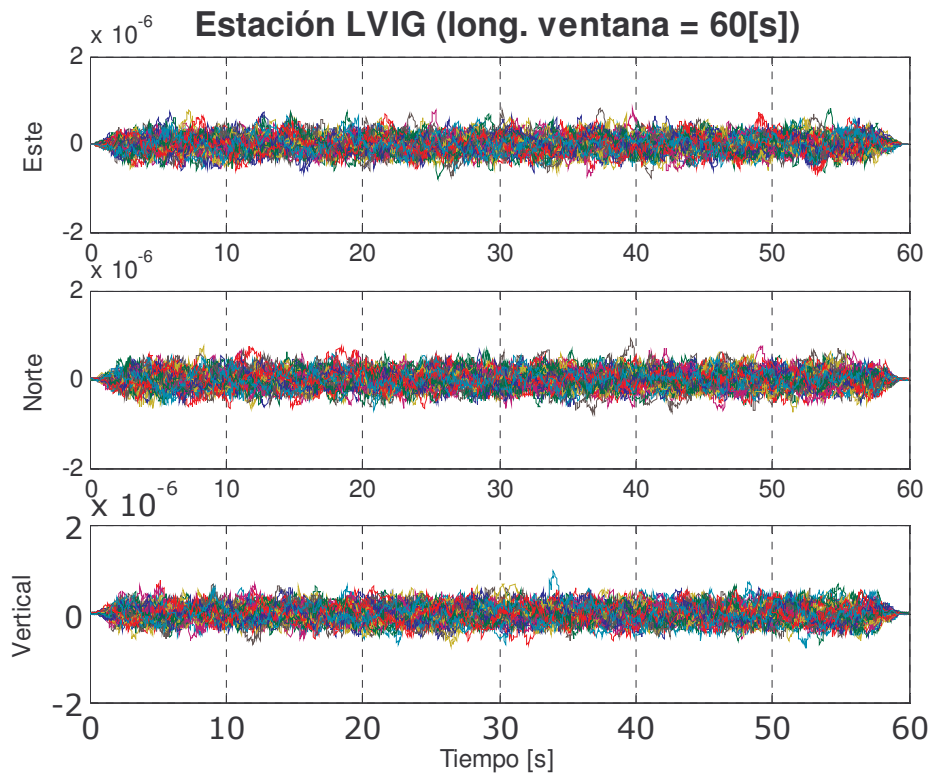
Aquí se muestran las ventanas con longitud de 40 y 60 segundos empleadas en el cálculo de los cocientes HV para las 4 horas de cada estación y de cada componente. Los datos presentados ya tienen corrección por tendencia y línea base. El suavizamiento al final de cada ventana se debe a la ventana coseno (5 %).

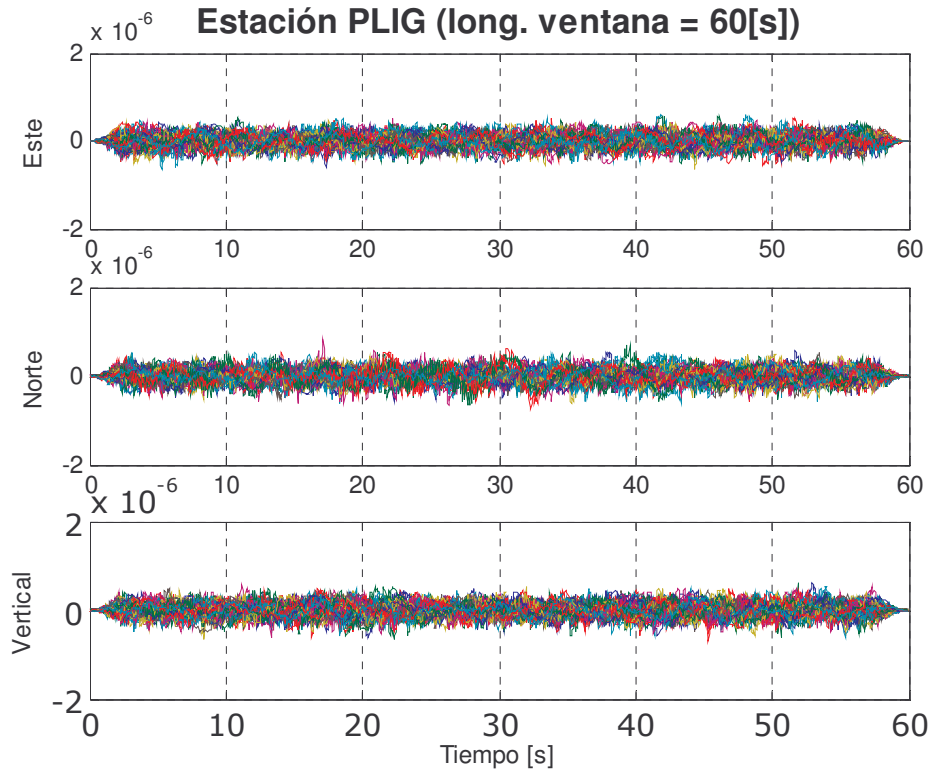
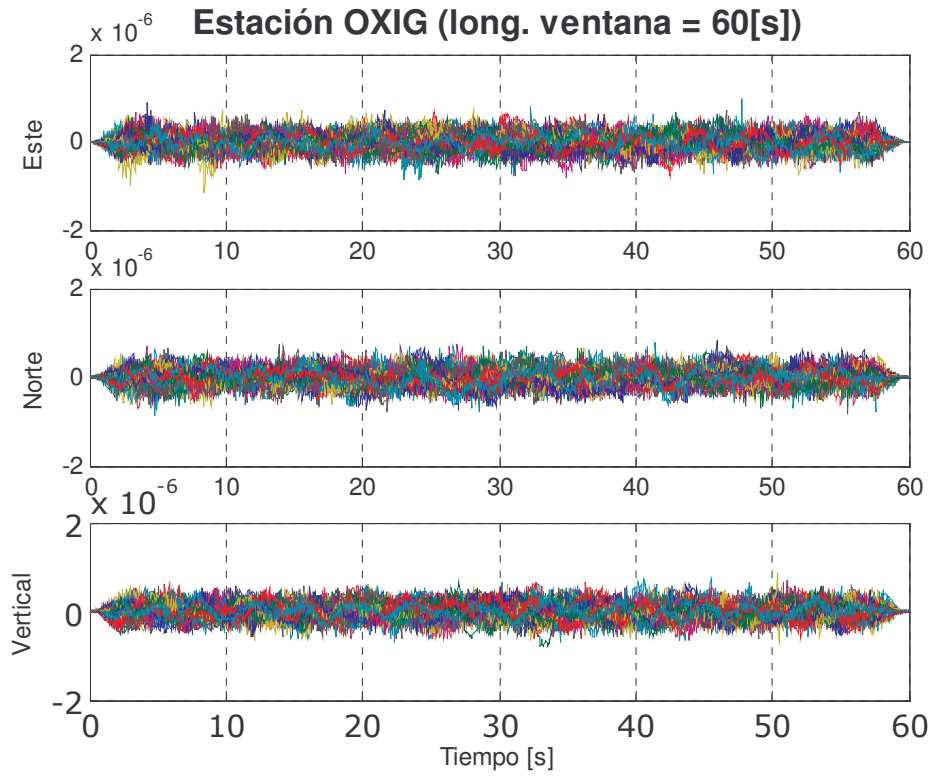


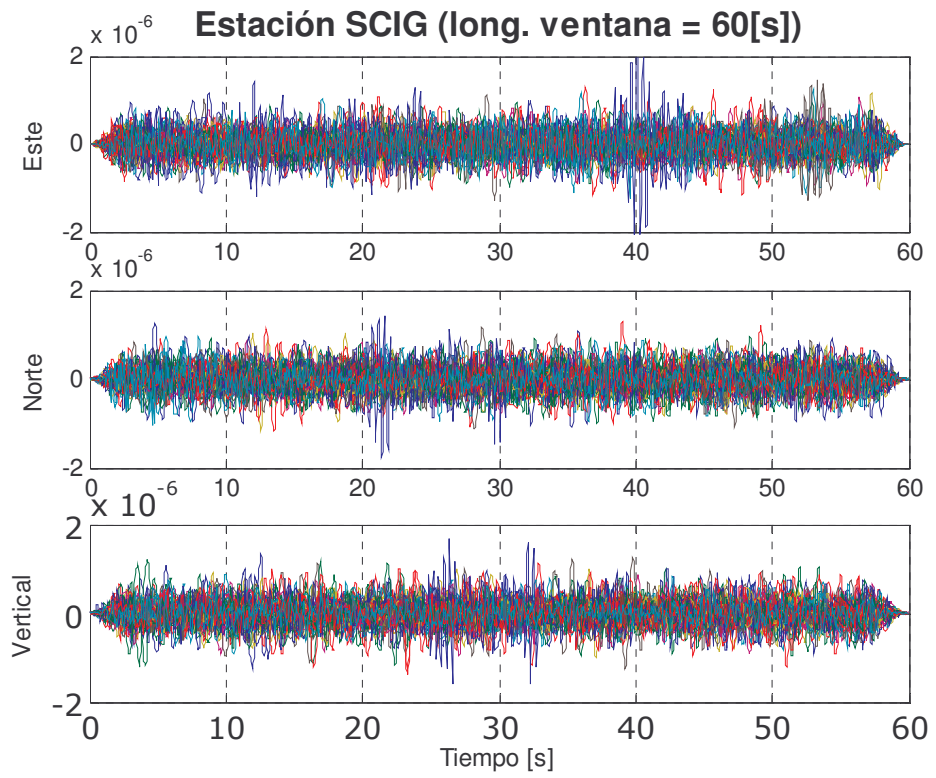
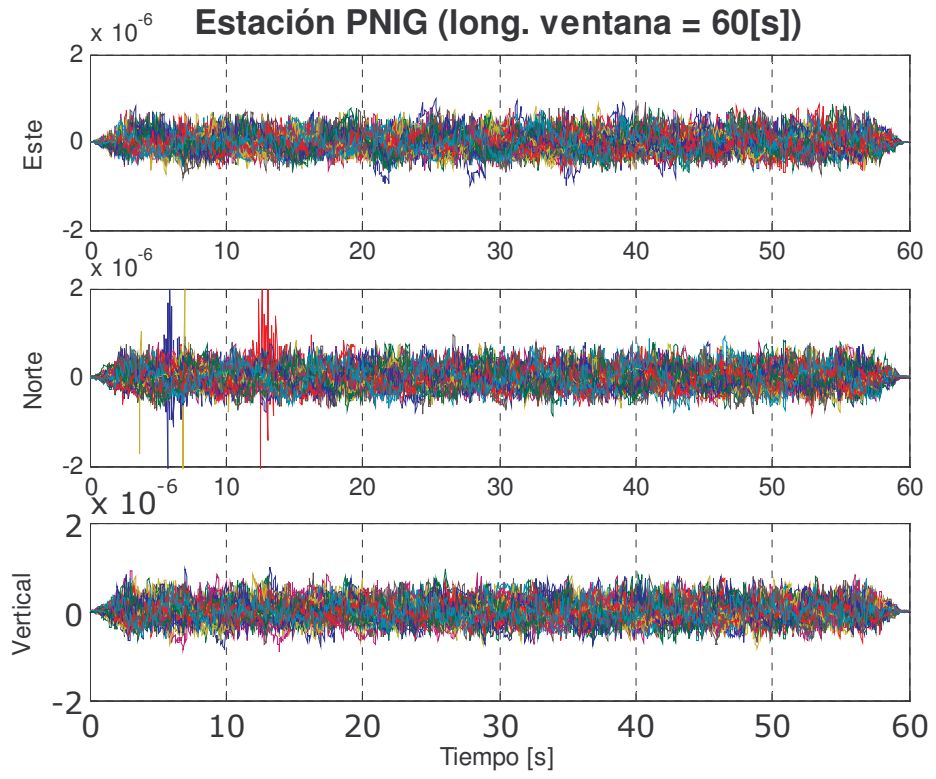


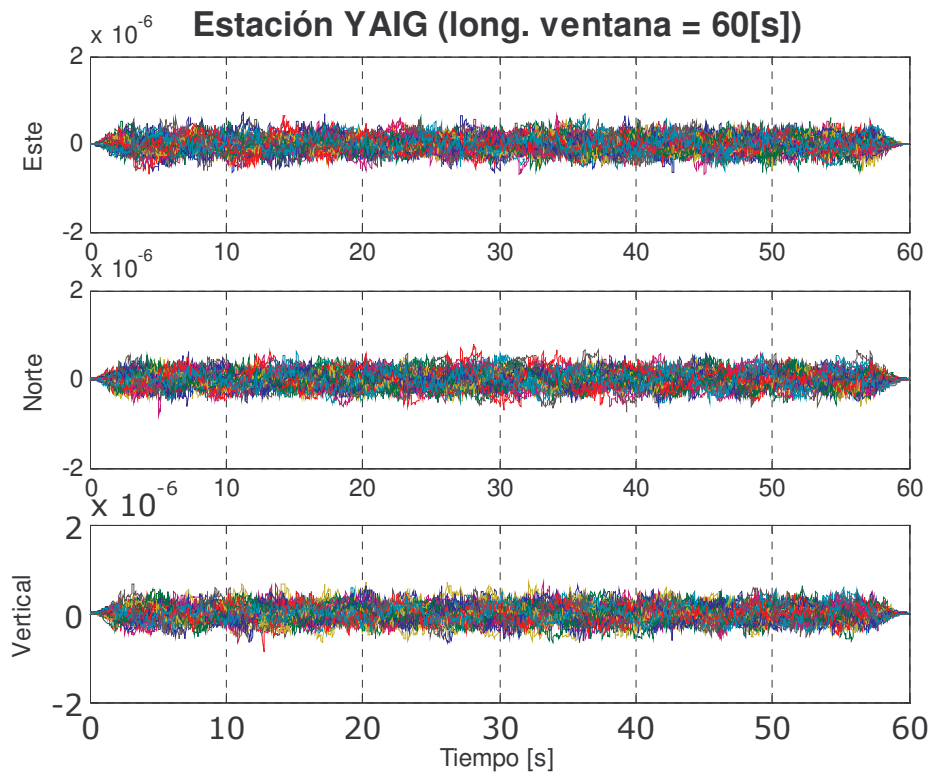
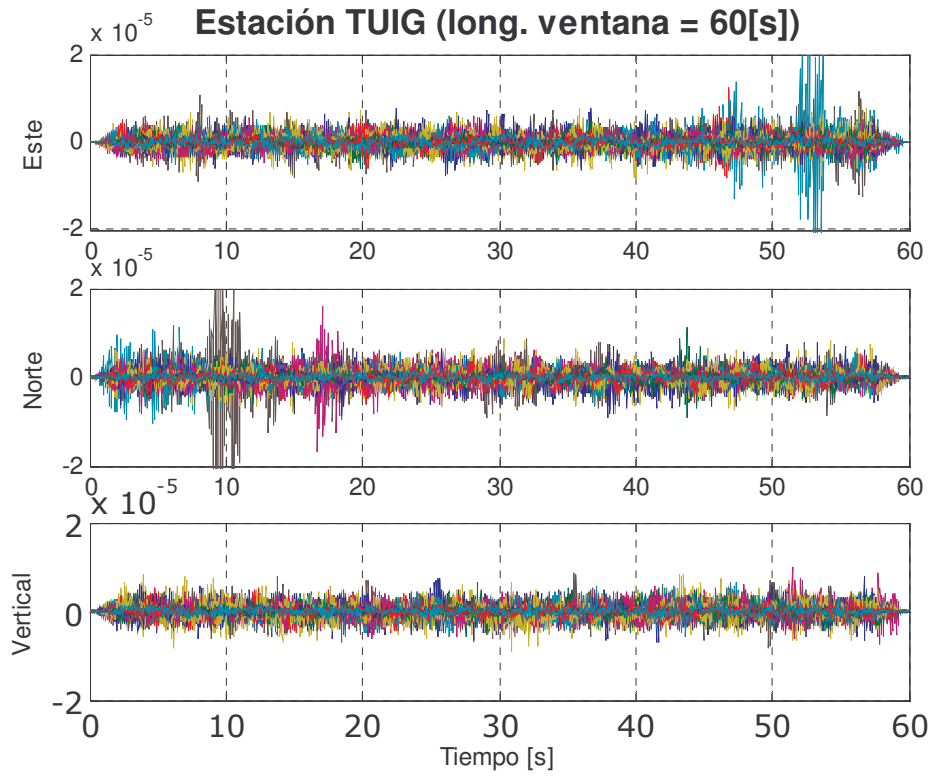


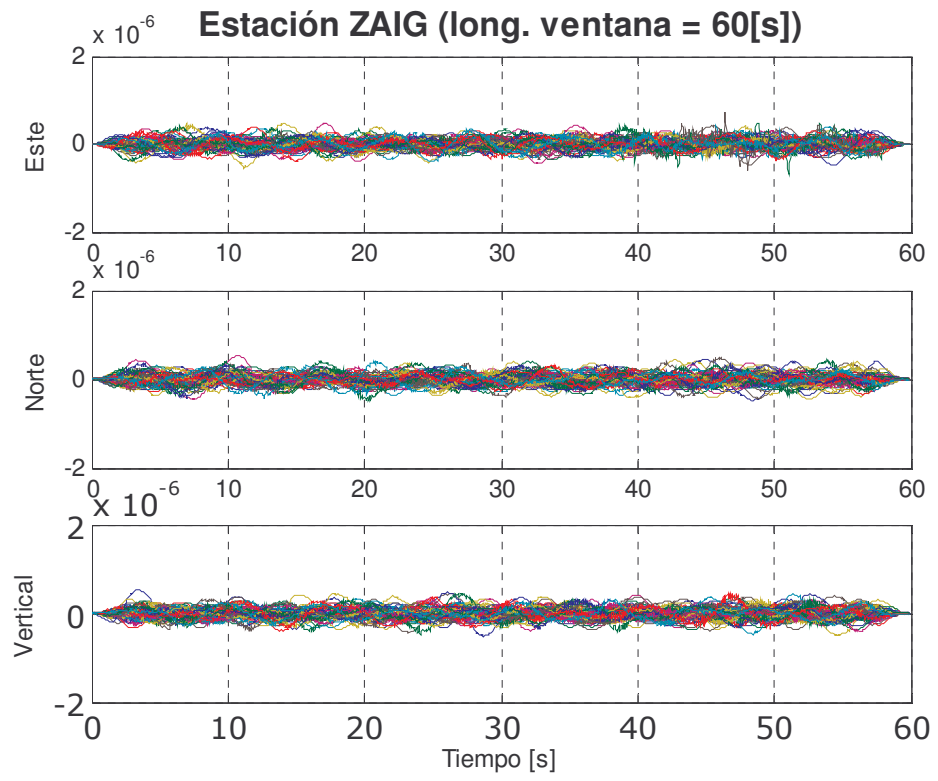












APÉNDICE E

COCIENTES H/V DE VENTANAS

Este apartado contiene los cocientes espectrales HV de cada ventana para las cuatro horas que se emplearon en cada estación, así como el promedio geométrico suavizado de todas ellas (línea azul), así como +/- una desviación estándar (línea azul discontinua).

