



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**EFFECTO DE SITIO DE LA CIUDAD DE TULA DE
ALLENDE, HIDALGO Y SUS ALREDEDORES,
POR MEDIO DE LOS MÉTODOS H/V, NAKAMURA
Y SPAC**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA:

ALEJANDRA ROBLES MENDOZA



DIRECTOR DE TESIS

Dr. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ

*"Ten en cuenta que el gran amor
y los grandes logros requieren grandes riesgos"*

Dalai Lama

*"Nuestra recompensa
se encuentra en el esfuerzo
y no en el resultado.*

Un esfuerzo total es una victoria completa.

Mahatma Gandhi

*"Cortaron nuestras ramas,
quemaron nuestros troncos,
pero nunca pudieron arrancar nuestras raíces"*

Popol Vuh

DEDICATORIAS

A mis padres:

Por su amor infinito, apoyo, sacrificio, paciencia y esfuerzo para siempre sacarme adelante, en especial a tí mamá porque eres un gran ejemplo de lucha, de entrega y amor incondicional.

A mis hermanas Lety y Cecy:

Por ser unas magníficas hermanas en las que siempre he encontrado amor y paciencia. No tengo palabras para agradecerles todo el apoyo que me han brindado y que gracias a ustedes también estoy llegando a realizar este sueño. Las admiro y son mi ejemplo a seguir.

A mi hermano Fredy:

Por ser un gran hermano, porque siempre he escuchado una palabra de aliento en situaciones difíciles. Gracias por tu cariño y apoyo.

A mi abuelito Luciano:

Por el gran cariño que me ha dado. Además de ser una gran persona llena de amor, es el pilar más importante de la familia.

A mi tía Esther y mi prima Olguís:

Por las palabras de aliento y todo el apoyo que he encontrado en ustedes.

*A mi abuelita Carmen †, Mis tíos Ignacio y Moisés Mendoza y mi tía
Isabel Robles:*

Por todo el apoyo que le han brindado a mi familia.

A mis sobrinos:

*Para que siempre se esfuercen en lograr una carrera universitaria a pesar
de las adversidades que se les pudieran presentar en su vida.*

A mis amigos Homero, Janet, Juan, Mayra, Ricardo y Rocío:

Por su amistad incondicional y sus palabras de aliento.

AGRADECIMIENTOS

A mi tutor Dr. Jorge Aguirre González:

*Por guiarme en la realización de este trabajo y por darme la oportunidad
de involucrarme en algunos de sus proyectos. Gracias por el tiempo
brindado.*

¡Muchas Gracias!

Al Dr. Ricardo Vázquez Rosas:

*Por asesorarme en la realización de este trabajo, también por sus consejos
en el trabajo de campo y tiempo de convivencia fuera de actividades
académicas.*

Al Ing. Horacio Mijares Arellano:

Por sus enseñanza en el manejo de los equipos de sismología y además porque siempre me ha dado una palabra de aliento.

A mis sinodales Dr. Antonio Uribe Carbajal, Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Raúl Valenzuela Wong, M.C. David Escobedo Zenil y al Dr. Leonardo Ramírez Guzmán:

Por el tiempo de revisión y comentarios al presente trabajo.

Al M.C. Moisés G. Contreras Ruíz Esparza:

Por sus comentarios hechos a este trabajo

A mis compañeros del Instituto de Ingeniería Sergio Valderrama Membrillo, René Solano Bahena, Iván Granados Chavarría y Reynaldo Santos Basurto:

Por acompañarme a las salidas a campo para la adquisición de los datos y por hacer más amena la estancia en el Instituto.

El presente trabajo ha sido gracias al financiamiento del Instituto de Ingeniería (II 1520), al Fondo de colaboración del Instituto de Ingeniería y la Facultad de Ingeniería de la UNAM (II 3514) y de PAPIIT (proyecto IT114011-2) enfocados a evaluar el riesgo sísmico en la ciudad de Tula de Allende.

ÍNDICE

ÍNDICE	VI
LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABLAS	XII
RESUMEN	XIII
ABSTRACT	XV
CAPÍTULO I INTRODUCCION	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 OBJETIVO	5
1.3 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
1.3.1 Geología del área de estudio	8
1.3.2 Hidrografía	11
CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO	13
2.1 INTRODUCCIÓN	13
2.2 TEORÍA DE ONDAS SÍSMICAS	13
2.2.1 Ondas de Cuerpo	13
2.2.2 Ondas Superficiales	14
2.3 EFECTO DE SITIO	17
2.3.1 Métodos para la estimación de efecto de sitio	18
2.4 MICROTREMORES	20
CAPÍTULO III MÉTODOS APLICADOS	22
3.1 INTRODUCCIÓN.....	22
3.2 MÉTODO H/V (NAKAMURA)	22
3.2.1 Función de transferencia	23
3.2.2 Aproximación de la función de transferencia	24

3.3 MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL O SPAC (POR SUS SIGLAS EN INGLÉS)	25
3.4 COCIENTES ESPECTRALES DE REGISTROS SÍSMICOS	28
CAPÍTULO IV APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS UTILIZADOS	32
4.1 INTRODUCCIÓN.....	32
4.2 EQUIPOS DE MEDICIÓN	32
4.3 APLICACIÓN DEL MÉTODO H/V	33
4.3.1 Adquisición de datos	33
4.3.2 Procesamiento de los datos	35
4.3.3 Resultados del método H/V	36
4.4 APLICACIÓN DEL MÉTODO SPAC	41
4.4.1 Adquisición de datos	41
4.4.2 Procesamiento de los datos	44
4.4.3 Resultados del método SPAC	50
4.5 COCIENTES ESPECTRALES EN REGISTROS SÍSMICOS	58
4.5.1 Adquisición de datos	58
4.5.2 Procesamiento de los datos	62
4.5.3 Resultados de cocientes espectrales de eventos sísmicos	63
CAPÍTULO V ANÁLISIS DE RESULTADOS	66
CAPÍTULO VI CONCLUSIONES	72
REFERENCIAS	75
ANEXOS	79
ANEXO 1. Gráficas de los cocientes espectrales de microtemores	80
ANEXO 2. Gráficas de los espectros de potencia de los arreglos triangulares (5, 15, 30, 40, 50, 75, 100 y 200 metros) realizados en la cercanía de la refinería “Miguel Hidalgo”	100
ANEXO 3. Coeficientes de autocorrelación espacial de cada uno de los arreglos.....	101
ANEXO 4. Gráficas de la curva de dispersión de cada uno de los arreglos realizados	103
ANEXO 5. Gráficas de la curva de dispersión a partir de la frecuencia que cruza en cero	104
ANEXO 6. Gráficas de los cocientes espectrales de eventos sísmicos	109
ANEXO 7. Tablas de los sismos registrados en las estaciones temporales THAM y THPE	110

LISTA DE FIGURAS

Capítulo I. Introducción

Figura 1.1. Zonas sísmicas de México (CENAPRED, 2013).....	1
Figura 1.2. Mapa de localización de los eventos sísmicos ocurridos del 18 al 21 de mayo del 2010 en color rojo y del 17 al 23 de septiembre del 2013 en color rosa (SSN, 2010 y 2013).....	2
Figura 1.3. Mapa de intensidades de Mercalli para el sismo Actopan, Hidalgo del 27 de enero de 1987, magnitud 4.1 (Modificada de Suter, 1996).....	3
Figura 1.4. El marco rojo enmarca la zona de estudio.....	6
Figura 1.5. Vías de acceso a Tula de Allende (INEGI, 2009).....	7
Figura 1.6. Localización del Cinturón Volcánico Transmexicano (D'Antonio et al., 2008).....	8
Figura 1.7. Sectores que dividen el Cinturón Volcánico Transmexicano (Ferrari, 2000).....	10

Capítulo II. Marco Teórico

Figura 2.1. Modelo de propagación de las ondas P (CEDEX, 2012).....	14
Figura 2.2. Modelo de propagación de las ondas S (CEDEX, 2012).....	14
Figura 2.3. Modelo de propagación de la onda Love (ACADEMIC, 2013).....	15
Figura 2.4. Modelo de propagación de la onda Rayleigh (CEDEX, 2012).....	15
Figura 2.5. Trayectoria de la onda Rayleigh.....	16
Figura 2.6. Penetración de las ondas superficiales de acuerdo a su longitud de onda dentro de la corteza terrestre.....	16

Capítulo III. Métodos Aplicados

Figura 3.1. Sistema lineal.....	23
--	----

Figura 3.2. Arreglo instrumental circular. Los vértices del triángulo son las estaciones para el registro de microtemores.....26

Figura 3.3. Función de Bessel de tipo uno y orden cero (Martínez, 2013).....27

Figura 3.4. Método SPAC.....28

Capítulo IV. Aplicación de los Métodos

Figura 4.1. Esquema de la composición del digitalizador K2.....32

Figura 4.2. Los globos rojos marcados indican la localización de los puntos donde se hicieron las mediciones de microtemores.....34

Figura 4.3. Arreglo instrumental para las mediciones puntuales de microtemores. Digitalizador K2, dos sensores horizontales externos (NS y EW) y un sensor vertical externo (V).....34

Figura 4.4. Cociente espectral que muestra la frecuencia fundamental del suelo en el punto TUHV20.....36

Figura 4.5. Mapa de isoperiodos.....39

Figura 4.6. Mapa de Isoperiodos a partir del análisis estadístico.....40

Figura 4.7. Ubicación de los arreglos SPAC.....41

Figura 4.8. Esquema de los arreglos realizados a un costado de la Refinería.....42

Figura 4.9. Arreglo grande de 200 m, en la Refinería “Miguel Hidalgo”.....43

Figura 4.10. Esquema de los arreglos realizados cerca de la cortina de la Presa Endhó.....44

Figura 4.11. Gráfica de las componentes verticales de los registros del triángulo de 30 m. El eje vertical representa la amplitud y el eje horizontal el tiempo en segundos.....45

Figura 4.12. Gráfica del espectro de potencia de las 21 ventanas de 81.92 s. de los vértices A, B y C del arreglo de 30 m.....46

Figura 4.13. Gráficas de las 21 ventanas en las que se dividió el registro de las estaciones.....47

Figura 4.14. Gráfica del coeficiente de autocorrelación espacial para el arreglo de 30 m.....48

Figura 4.15. La gráfica representa la curva de dispersión para el arreglo de 30 m. Las líneas punteadas que inician desde cero representan el abanico de confiabilidad de Miyakoshi.....48

Figura 4.16. Curva de dispersión del arreglo de 30 m.....49

Figura 4.17. Curva de dispersión calculada de las diferentes aberturas de los arreglos triangulares realizados en las cercanías de la refinería “Miguel Hidalgo”.....50

Figura 4.18. Comparación de la curva de dispersión estimada (línea negra) con la curva de dispersión teórica (línea roja) del sitio Refinería.....51

Figura 4.19. Modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de dispersión para el sitio de la Refinería.....52

Figura 4.20. Curva de elipticidad invertida (línea roja) para el cociente espectral (línea negra) de uno de los vértices del arreglo triangular de 200 m de la Refinería.....53

Figura 4.21. Esta grafica muestra la comparación entre el modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de elipticidad (línea azul) con el modelo obtenido a partir de los arreglos triangulares (línea roja) de la Refinería.....54

Figura 4.22. Comparación de la curva de dispersión estimada (línea negra) con la curva de dispersión teórica (línea roja) del sitio Presa Endhó.....55

Figura 4.23. Modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de dispersión para el sitio de la Presa Endhó.....56

Figura 4.24. Curva de elipticidad invertida (línea roja) para el cociente espectral (línea negra) de uno de los vértices del arreglo triangular de 200 m de la Presa Endhó.....57

Figura 4.25. Esta gráfica muestra la comparación entre el modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de elipticidad (línea azul) con el modelo obtenido a partir de los arreglos triangulares (línea roja) de la Presa Endhó.....58

Figura 4.26. Ubicación de las estaciones temporales. Las banderas rojas indican las estaciones en las que tuvimos datos de eventos sísmicos y las que están marcadas con banderas amarillas son las que de alguna manera se tuvieron fallas al registrar.....59

Figura 4.27. Instalación de las estaciones temporales, de lado derecho THAM y de lado izquierdo THPE.....61

Figura 4.28. Cociente espectral de la estación THAM de eventos sísmicos. El eje horizontal muestra el rango de frecuencias (Hz) en escala logarítmica, para el eje vertical muestra la amplitud relativa, las líneas continuas en varios colores corresponden a cada una de las ventanas donde se estimó el cociente espectral, la línea negra gruesa continua muestra el promedio de las ventanas, las líneas negras delgadas muestran la máxima y la mínima desviación estándar.....64

Figura 4.29. Cociente espectral de la estación THPE de eventos sísmicos. El eje horizontal muestra el rango de frecuencias (Hz) en escala logarítmica, para el eje vertical muestra la amplitud relativa. Las líneas continuas en varios colores corresponden a cada una de las ventanas donde se estimó el cociente espectral, la línea negra gruesa continua muestra el promedio de las ventanas, las líneas negras delgadas muestran la máxima y la mínima desviación estándar.....65

CAPÍTULO V. Análisis de Resultados

Figura 5.1. Las gráficas anteriores son los cocientes espectrales más representativos, a) cociente espectral de la estación TUHV35 con una frecuencia máxima de 7.28 Hz, b) cociente espectral de la estación TUHV26 con una frecuencia máxima de 1.47 Hz y c) cociente espectral de la estación TUHV27 con una frecuencia dominante de 0.63 Hz.....66

Figura 5.2. Mapa de las zonas en las que fue clasificado el lugar de estudio. Zona 1. 0.13-0.49 s (azul), zona 2. 0.55-0.95 s (azul rey) y zona 3. 1.05-4.20 s (roja).....68

Figura 5.3. Gráfica de cocientes espectrales H/V de microtremores (línea punteada) vs. Sismos (línea continua).....69

Figura 5.4. Gráfica de cocientes espectrales H/V de microtremores (línea punteada) vs. Sismos (línea continua) de la Presa Endhó.....70

LISTA DE TABLAS

Capítulo I. Introducción

Tabla 1.1. Sismicidad historica de la región (Suter, 1996).....2

Capítulo II. Marco Teórico

Tabla 2.1. Clasificación de las fuentes de ondas sísmicas según su origen.....17

Capítulo IV. Aplicación de los Métodos

Tabla 4.1. Características de los sensores de 5 s.....33

Tabla 4.2. Cocientes espectrales de los 37 puntos.....37

Tabla 4.3. Valores del modelo de velocidades de la figura 4.19.....52

Tabla 4.4. Valores del modelo de velocidades de la figura 4.22.....55

Tabla 4.5. Localización de las seis estaciones temporales.....59

Tabla 4.6a. Características generales del acelerógrafo K2, Kinematics, instalado en la estación THAM.....61

Tabla 4.6b. Características generales del sismógrafo CMG-40T, Güralp, instalado en la estación THAM.....61

Tabla 4.6c. Características generales del sismógrafo CMG-40T, Güralp, instalado en la estación THPE.....62

Tabla 4.7. Comparación del periodo obtenido por medio de la curva de elipticidad con el método H/V en los puntos Refinería y Presa Endhó.....71

RESUMEN

El estado de Hidalgo se encuentra en una zona de sismicidad moderada. Sin embargo, se ha observado actividad sísmica de interés. Tula de Allende, una ciudad con infraestructura petroquímica vital para la zona centro de México, está sujeta a dicho peligro sísmico. Por lo que en este proyecto se realizó un estudio para determinar la variación espacial de los periodos dominantes en la zona, con el fin de conocer la respuesta del terreno ante un evento sísmico. Además, se estimaron estructuras de velocidades de ondas de cortante para dos lugares a partir de registros de microtemores.

Con 37 puntos de medición de microtemores (de 30 min), se estimaron cocientes espectrales H/V, aplicando el método de Nakamura (1989). Con el análisis de los datos se estimó una distribución espacial de los periodos dominantes para el área de estudio. Durante un periodo de aproximadamente un mes y medio se tuvo instalada una red sísmica temporal. Con los eventos sísmicos registrados en la red, se realizó una comparación de los cocientes espectrales H/V de microtemores con los obtenidos a partir de los eventos sísmicos.

Se determinó que la zona de estudio presenta valores de periodos dominantes en un rango de 0.13 a 4.2 s. Los resultados anteriores permitieron generar un mapa de isoperiodos. Con esto se propone clasificar el lugar en tres zonas: Zona 1: $T_s < 0.5$ s, Zona 2: $0.5 \leq T_s < 1$ s and Zona 3: $T_s \geq 1$ s.

Como una herramienta adicional, se aplicó el método SPAC (por sus siglas en inglés Spatial Autocorrelation Method) propuesta por Aki (1957). El método tiene como objetivo obtener el modelo de velocidades del subsuelo, a partir de registros simultáneos de microtemores en un arreglo triangular de estaciones, basándose en la identificación de ondas superficiales. Este método se aplicó en dos sitios, uno en las cercanías de la Refinería “Miguel Hidalgo” y el segundo muy cerca de la cortina de la Presa Endhó. En cada sitio se hicieron arreglos de diferentes aberturas con una mínima de 5 m y una máxima de 200 m. De los cuales se invirtió la curva de dispersión de velocidad de fase de las ondas Rayleigh y se determinó la estructura de velocidades para cada uno de los sitios. Para el caso de la Refinería se obtuvieron valores de velocidades de ondas S para los estratos superficiales entre los 300 m/s como mínimo y un máximo de 1100 m/s. Y para el caso de la Presa Endhó las velocidades oscilan entre los 352 m/s a 1177 m/s.

A partir de las estructuras de velocidades obtenidas, se estimó el periodo dominante equivalente de estos dos sitios (Refinería y Presa Endhó) por medio de la curva de elipticidad. Aunque existen pequeñas variaciones entre el periodo obtenido por esta técnica y el de mediciones puntuales, éstas no generan discrepancias respecto a la zona en la que deben ser clasificadas.

ABSTRACT

The state of Hidalgo is located in a moderate seismicity area, however it has presented seismic activity of interest. Tula de Allende, a city with vital petrochemical infrastructure for central Mexico, is subject to that seismic hazard. So in this project, a study was conducted to determine the spatial variation of the dominant periods in the area, in order to know the response of the ground to a seismic event. Also, shear wave velocity structures for two sites were estimated from microtremor records.

With 37 sites of microtremors measurements (of 30 min), we estimated the spectral ratios H/V, by applying the Nakamura method (1989). With the analysis of the data a spatial distribution of dominant periods for the study area was estimated. Over a period of about a month and a half, a temporal seismic network was installed. With the seismic events recorded in the network, a comparison was made of spectral ratio H/V of microtremors with those obtained from seismic events.

The results showed that the area has values of dominant periods in the range of 0.13 to 4.2 s. The above results allowed to generate a map of isoperiodos. With these data we classified the site in three zones: Zone 1: $T_s < 0.5$ s, Zone 2: $0.5 \leq T_s < 1$ s and Zone 3: $T_s \geq 1$ s.

As an additional tool, the SPAC method was applied (Spatial Autocorrelation Method) proposed by Aki (1957). The method aims to obtain a subsurface shear waves velocity model, based on simultaneous microtremors records in triangular arrays of stations, through the identification of surface waves. This method was applied to two sites, one near the refinery "Miguel Hidalgo" and the second near to the Endhó Dam curtain. Different arrangements were made at each site with an aperture distance from 5 m to a maximum of 200 m. In which the dispersion curve of the Rayleigh waves phase velocity was inverted, and the velocity structure of each site was determined. In the case of the refinery, S waves velocity values for surface layers were obtained between 300 m/s and 1100 m/s. And for the Endhó Dam, were obtained the velocities ranging from 352 m/s to 1177 m/s.

From the velocity structures obtained, the equivalent dominant period was calculated through the ellipticity curve for the two sites (Refinery and Endhó Dam). Although there is a small discrepancy between the period obtained by this technique and the original measurements, both were found to be classified to the same zone.

I. INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

El efecto de sitio se puede definir como la respuesta que tiene un lugar ante un evento sísmico, influenciado por las condiciones geológicas y topográficas. El uso de microtemores en la estimación de efecto de sitio se ha hecho muy popular, ya que no es necesario tener un evento sísmico.

De acuerdo con el mapa de regionalización sísmica (CENAPRED, 2013) Hidalgo se encuentra en una zona de sismicidad moderada (figura 1.1). Sin embargo, existe la creencia de los habitantes que la región no presenta ningún peligro ante este fenómeno natural.

Algunos trabajos establecen la actividad sísmica a la que ha estado sujeta esta zona en una lista, reportando sismos con magnitud de 5.3 y que algunos sitios han producido intensidades de hasta VIII en la escala modificada de Mercalli (SSN, 2010). En la Tabla 1.1 se muestra los sismos históricos en la región (Suter, 1996).

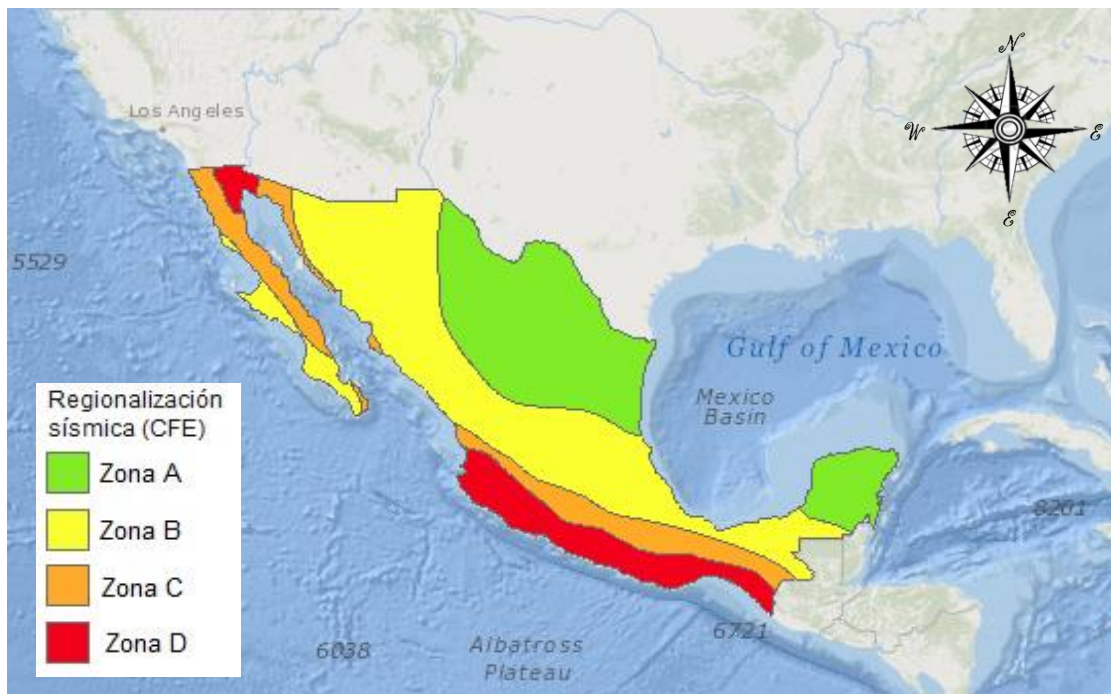


Figura 1.1. Zonas sísmicas de México (Modificada de CENAPRED, 2013).

Tabla 1.1. Sismicidad historica de la región (Suter, 1996).

Fecha	Región	Latitud	Longitud	Profundidad Km	Magnitud	Intensidad máxima
1887, 26 de noviembre	Pinal de Amoles	21.14	99.63	?	5.3	VIII
1950, 11 de marzo	Ixmiquilpan	20.35	98.97	15	4.9	VII
1976, 25 de marzo	Cardonal	20.62	99.09	15	5.3	VIII
1987, 27 de enero	Actopan	20.31	99.21	15	4.1	VII
1989, 10 de septiembre	Landa	21.04	99.43	10	4.6	VII

Recientemente el Servicio Sismológico Nacional ha reportado enjambres sísmicos ocurridos del 18 al 21 de mayo del 2010 y del 17 al 18 de septiembre del 2013. El mayor evento tuvo una magnitud de 4 y las profundidades reportadas fueron con un máximo de 5 km. Alrededor de la zona epicentral se reportaron y observaron grandes intensidades instrumentales, pero debido a su magnitud su duración es corta (SSN, 2010). La figura 1.2, corresponde al mapa de localización de los sismos por el Servicio Sismológico Nacional, los cuales están relacionados a sistemas de fallas que existen en la región que define la frontera norte del Eje Neovolcánico.

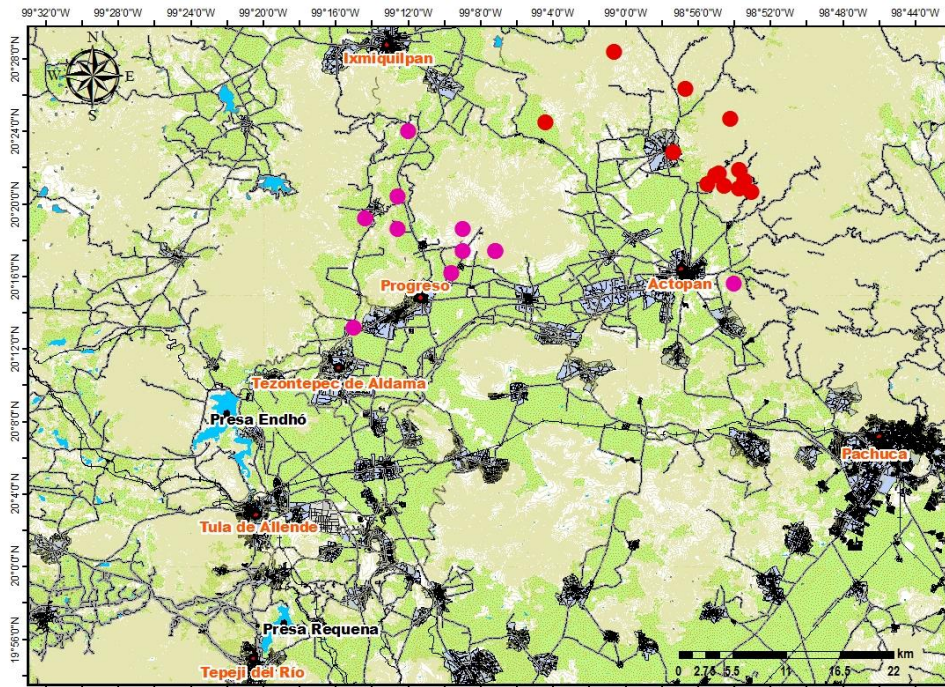


Figura 1.2. Mapa de localización de los eventos sísmicos ocurridos del 18 al 21 de mayo del 2010 en color rojo y del 17 al 23 de septiembre del 2013 en color rosa (SSN, 2010 y 2013).

En la Figura 1.3, se muestra un mapa de isosistas para el sismo de magnitud 4.1 del 27 de enero de 1987, cerca de Actopan, este mapa representa los efectos del sismo. Las máximas intensidades reportadas son de VII en la escala modificada de Mercalli (Suter, 1996). Esto sugiere, que algunas estructuras pueden presentar daños, aunque la región de máxima intensidad VII, es de menos de 70 kilómetros cuadrados (SSN, 2010).

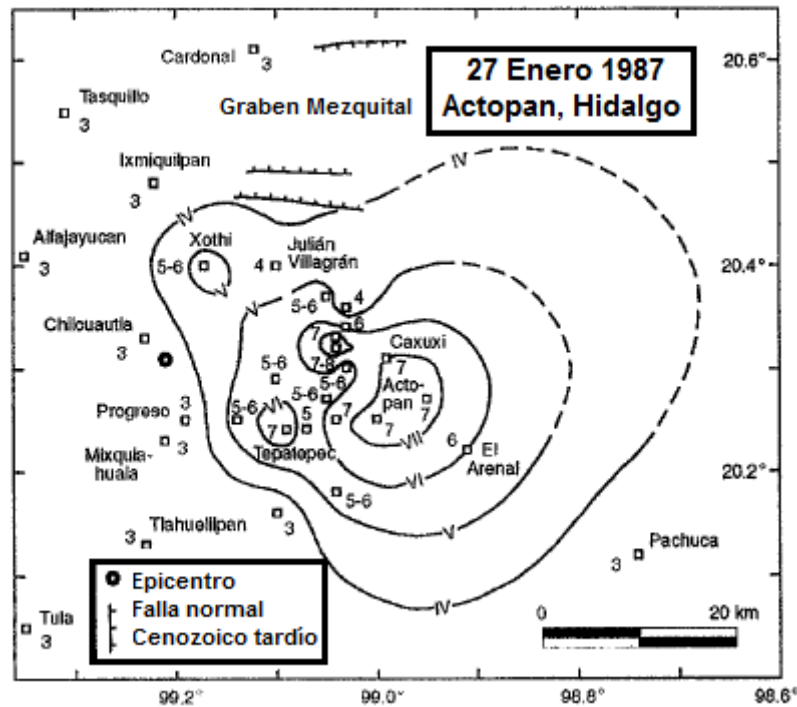


Figura 1.3. Mapa de intensidades de Mercalli para el sismo Actopan, Hidalgo del 27 de enero de 1987, magnitud 4.1 (Modificada de Suter, 1996).

Con estos antecedentes podemos afirmar que esta zona no está exenta de algún hecho sísmico que pudieran tener consecuencias en la infraestructura del lugar.

De acuerdo con la clasificación de municipios de la República Mexicana y con la regionalización sísmica, el municipio de Tula de Allende, Hgo., es clasificado como una zona B (zona intermedia), donde se registran sismos no tan frecuentemente o son zonas afectadas por altas aceleraciones pero no sobrepasan el 70% de la aceleración del suelo (Gutiérrez, 2000). Protección Civil y Bomberos de Tula, Hgo., sólo cuenta con un mapa de sismicidad que carece de la información necesaria. Asimismo, no se cuenta con un estudio de peligro sísmico para esta zona. Por ello es muy importante evaluar el efecto de sitio del lugar y determinar zonas de peligro sísmico. Estos resultados pudieran ser

utilizados para la elaboración de un reglamento de construcción que contemple la respuesta sísmica local ante un evento sísmico.

En este trabajo nos enfocaremos al municipio de Tula de Allende, por ser una ciudad de actividad industrial y además por encontrarse ubicada entre dos presas, al NW la Presa Endhó, la cual es considerada la presa más contaminada (según la ONU). La presa es un embalse de aguas negras provenientes del Valle de México, aguas residuales de Tepeji del Río y Tula. En contraste la Presa Requena que se ubica en Tepeji del Río al SE de Tula de Allende, todavía se puede ver presencia de aves migratorias, se practica la pesca como fuente de trabajo para algunos lugareños, además cuenta con un fraccionamiento de alto costo.

Toda ciudad se encuentra en expansión poblacional por lo que debe tomarse en cuenta la respuesta sísmica local del subsuelo. Por esta razón es conveniente hacer estudios de microzonificación en ciudades en crecimiento para definir los parámetros de diseño estructural sismorresistentes, de acuerdo a su historial sísmico.

Los estudios de microzonificación sísmica nos ayudan a identificar y caracterizar las unidades litológicas de la zona de estudio, generalmente suelos cuyas respuesta dinámica frente a terremotos son semejantes al analizar microtemores. Además de estas unidades se incluyen los efectos inducidos (fallas, licuefacción, etc.) y se valora su peligrosidad. Los mapas resultantes o mapas de microzonación se presentan en una base cartográfica útil para fines de edificación y planificación urbana (Tupak, 2009).

Los aspectos más significativos en un estudio de microzonificación son los siguientes (Tupak, 2009):

- Propiedades geotécnicas de los suelos; espesor, densidad, velocidad de ondas transversales, módulo de rigidez, resistencia, ensayos de penetración estándar (SPT), ensayo de penetración de cono (CPT), profundidad de nivel freático.
- Susceptibilidad frente a la licuefacción, deslizamiento y roturas superficiales por fallas.
- Condiciones topográficas que puedan amplificar la respuesta sísmica.
- Peligrosidad frente a tsunamis en zonas costeras.
- Además, determinar el periodo fundamental del terreno.

En este trabajo se estima el efecto de sitio del área de estudio a partir del análisis de registros de microtemores de una sola estación y de movimientos fuertes, ya que contamos con dos estaciones sísmicas temporales. También generaron estructuras de velocidades a partir de los de arreglos instrumentales.

Además de la introducción y las conclusiones que se presentan en el capítulo VI este trabajo está organizado de la siguiente forma: en el capítulo II, se explicarán los conceptos básicos para la realización de este trabajo, describiendo principalmente a las ondas superficiales y a los microtemores. En los capítulos III y IV, se hace una descripción de los métodos utilizados para determinar el efecto de sitio respectivamente y su aplicación. En el capítulo V, se presentará el análisis de resultados obtenidos de la aplicación de dichos métodos.

1.2 OBJETIVOS

Estimar el efecto de sitio en la zona a través del análisis de microtemores, registros sísmicos y de arreglos instrumentales triangulares de la ciudad de Tula y zonas colindantes.

Obtener los periodos fundamentales de vibración a partir de mediciones de microtemores, mediante la aplicación del método de cocientes espectrales H/V, Nakamura, hacer una comparación de los cocientes espectrales de microtemores con los obtenidos a partir de registros sísmicos de la red sísmica instalada temporalmente. Generar un mapa de isoperiodos que caracterice el subsuelo del sitio.

Estimar modelos de velocidades de onda P y onda S en los lugares en donde se realizaron arreglos instrumentales triangulares.

1.3 DESCRIPCIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El municipio de Tula de Allende se localiza al Suroeste del Estado de Hidalgo ocupa el 1.62% de la superficie estatal. Colinda al norte con los municipios de Chapantongo, Tepetitlán y Tezontepec de Aldama; al este con Tezontepec de Aldama, Tlaxcoapan y Atotonilco de Tula, al sur con el municipio de Tepeji del Río de Ocampo y al oeste con el estado de México (figura 1.4).

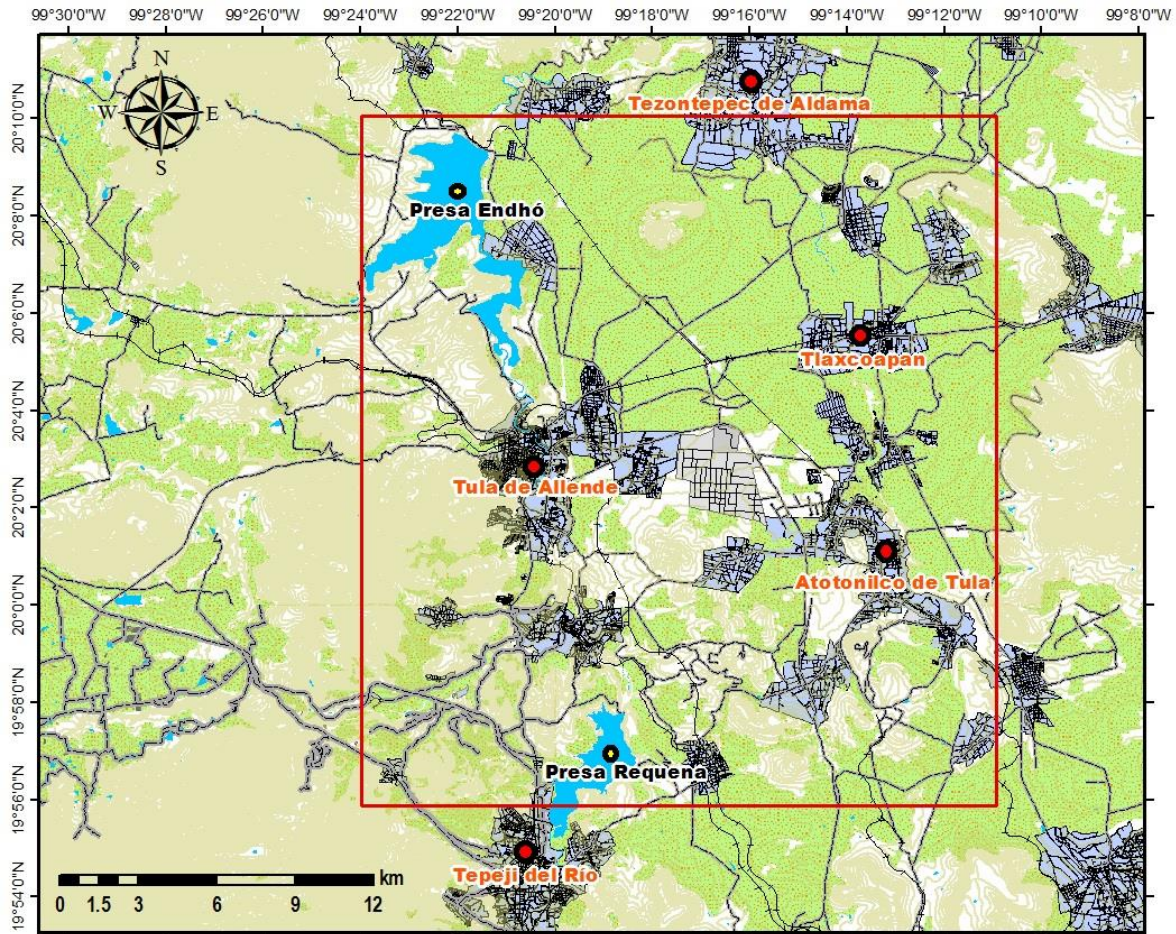


Figura 1.4. El marco rojo enmarca la zona de estudio.

El Valle de Tula-Actopan es la planicie principal del Valle del Mezquital, abarcando casi la totalidad de la zona de riego. Se inicia en la ciudad de Tula, con 2,030 m de altura, descendiendo suavemente hasta el poblado de Mixquiahuala con 1,999 m. Se encuentra limitado al norte por la Sierra de San Miguel de la Cal, al oeste por la Sierra de Xinthé, al

este por la Sierra de Pachuca, al sureste por la Sierra de Chicavasco y al sur por los lomeríos de Tepeji del Río (Del Arenal, 1985).

Las coordenadas del municipio son: paralelos 19°55' y 20°11' de latitud norte y los meridianos 99°15' y 99°32' de longitud oeste y una altitud entre 2100-2700 m. (INEGI-2009).

- **Vías de acceso**

- I. Carretera Jorobas - Tula
- II. Carretera Tepeji - Tula.
- III. Carretera Apaxco - Mixquiahuala
- IV. Red Ferroviaria México – Laredo

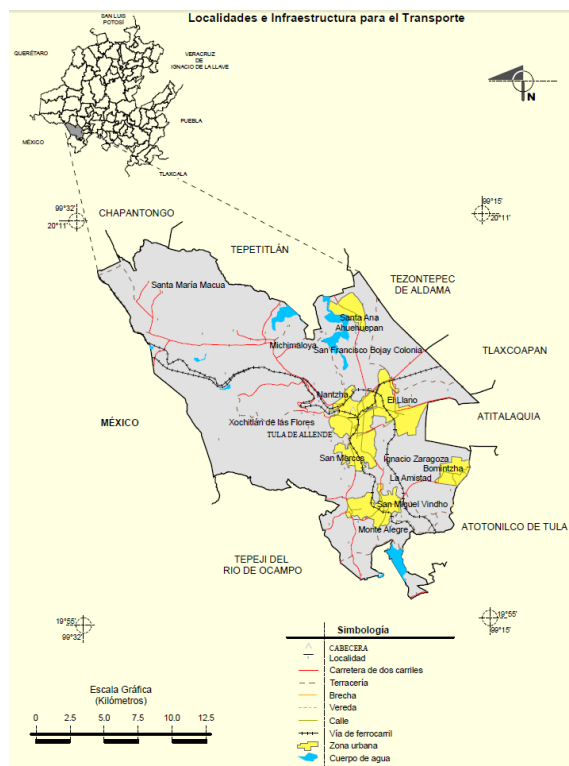


Figura 1.5. Vías de acceso a Tula de Allende (INEGI, 2009).

1.3.1 Geología del área de estudio

El área de estudio es parte de la provincia fisiográfica Eje Neovolcánico y la subprovincia de Lagos y volcanes de Anáhuac.

El Eje Neovolcánico o Cinturón Volcánico Transmexicano. Constituye el elemento más característico de la tectónica de México (figura 1.6). Esta cadena volcánica de edad Mioceno superior, activo desde entonces (aprox. 10 Ma), constituido por cerca de 8,000 estructuras volcánicas con una extensa variación en su composición. Dicho arco es el resultado a la subducción de las placas de Rivera y Cocos, abarca 160 000 km² y una longitud aproximada de 1000 km que se extiende desde el Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978), tiene una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, con una orientación Este-Oeste totalmente distinta a la de las demás unidades estructurales del país. Tal disposición es resultado de la historia reciente de esta parte meridional de la Placa Norteamericana, causada por la abertura progresiva de la fosa de Acapulco durante el Oligo-Mioceno como consecuencia del movimiento diferencial entre Norteamérica y la placa caribeña y por el cambio del ángulo de rotación de la Placa de Cocos, el cual ocurrió en el Mioceno tardío (Demant, 1982). Este cinturón volcánico yace sobre diferentes provincias magmáticas del Cretácico y el Cenozoico, con un basamento cortical heterogéneo de diferentes edades, litológicas y espesores, los cuales se han diferenciado bajo el concepto de terrenos tectono-estratigráficos.

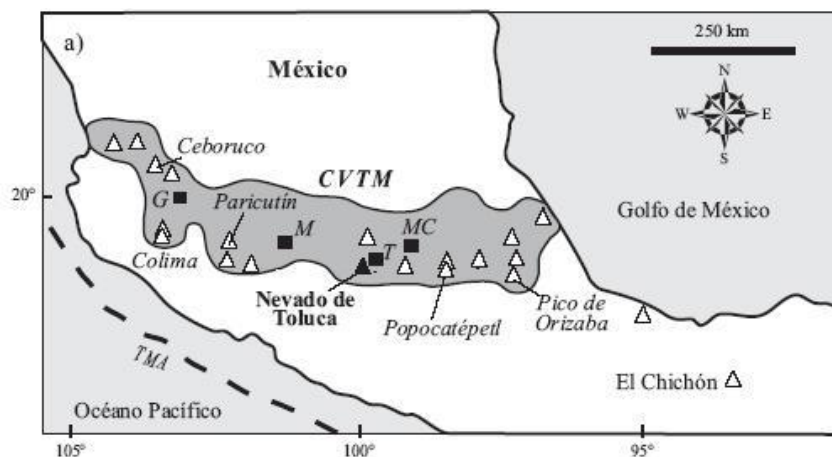


Figura 1.6. Localización del Cinturón Volcánico Transmexicano (D'Antonio et al., 2008).

A diferencia de otros arcos magmáticos, éste presenta rasgos peculiares que se citan a continuación: a) gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco, la presencia de un volcanismo alcalino de tipo intraplaca especialmente asociado al volcanismo calco-alcalino dominante relacionado con la subducción; b) Los principales estratovolcanes están alineados con la oblicuidad de la parte central con respecto a la orientación general del arco que forma un ángulo de aproximadamente 16° con respecto a la dirección de la Fosa de Acapulco o Trinchera Mesoamericana; c) La placa en subducción enfrente del arco es joven (10 a 19 Ma) crece en edad, hacia el Sureste y por debajo del arco volcánico Plioceno-Cuaternario, existe una placa de edad uniforme (18 a 20 Ma) y d) La sismicidad asociada con la placa en subducción de Cocos termina a unos 100 km de profundidad, aproximadamente y está ausente por debajo del arco (Pardo y Suarez, 1995) (citado por Rocher-Maliachi, 2012).

El Cinturón Volcánico Transmexicano se divide en tres sectores debido a su geología, tectónica y características volcánicas (Ferrari, 2000) (figura 1.7), descritas a continuación:

- El sector oriental en la región Palma Sola, el magmatismo está representado por gabros, tonalitas, cuerpos intrusivos y subvolcánicos, diques máficos y lavas intermedias fechadas entre 16 y 9 Ma. La mayor parte del volcanismo del sector oriental está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolíticas alineadas a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado. En este sector el Cinturón Volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica presumiblemente de tipo cratónico.
- El sector central está comprendida entre el sistema de falla Querétaro-Taxco San Miguel de Allende y el rift de Colima (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), se observa algunas variaciones en la química y geoquímica desde el oeste hasta el este, que parecen relacionarse con los cambios en la edad y espesor de la placa de Cocos. En esta parte se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros volcánicos monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica.
- La porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts Zacoalco-Chapala-Colima, se encuentra una sucesión volcánica calci-alcalina

con basaltos y andesitas dacíticas, este volcanismo se relaciona con la subducción de la placa de Rivera.

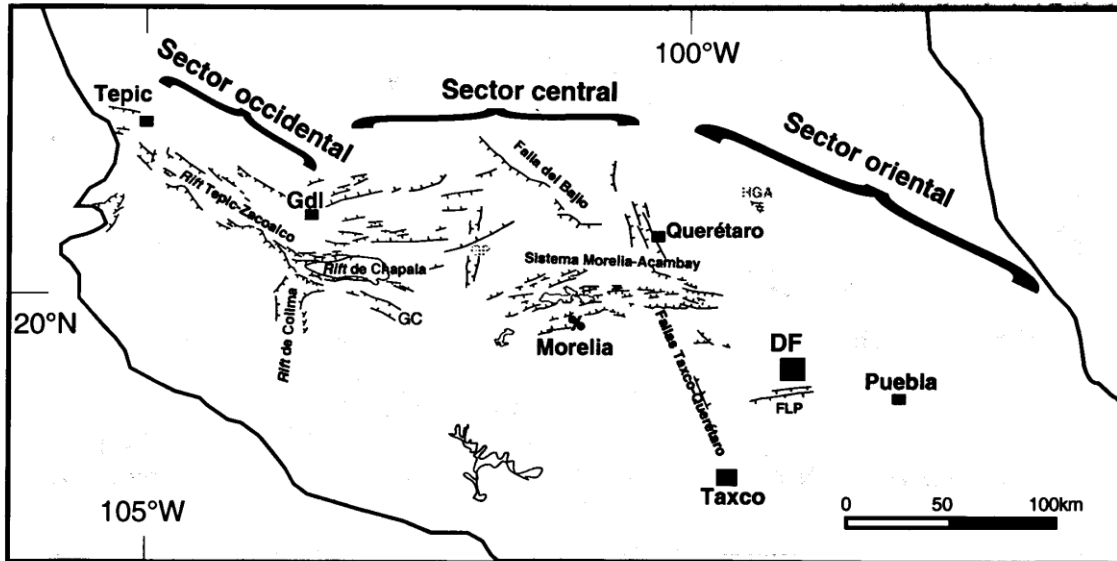


Figura 1.7. Sectores que dividen el Cinturón Volcánico Transmexicano (Ferrari, 2000).

Subprovincia Lagos y volcanes de Anáhuac

En el territorio de esta subprovincia se localizan la Ciudad de México y cinco capitales estatales: Pachuca, Toluca, Tlaxcala, Puebla y Cuernavaca. Está integrada por conos volcánicos en sucesión serrana alternados con amplias llanuras, vasos lacustres en su mayoría. De poniente a oriente son (Solana-López, 2010):

Cuenca de Toluca. De aproximadamente 2600 msnm (metros sobre el nivel del mar), es su porción austral está ubicada el volcán Nevado de Toluca (Zinantécatl) de 4660 msnm de altitud.

Cuenca de México. Es endorreica; la Sierra de Las Cruces de 3600 msnm, por el poniente, la separa la cuenca de Toluca; al sur está cerrada por la sierra volcánica Ajusco-Chichinauhtzin; al oriente divide la Sierra Nevada. Los vasos lacustres Zumpango, Xaltocan, Ecatepec, Texcoco, Xochimilco y Chalco han quedado prácticamente secos y con elevado contenido de sales.

Cuenca de Puebla. Está situada a 2200 msnm de altitud, al oeste y al suroeste del volcán Malinche. Se trata de una llanura aluvial con lomeríos bajos de rocas basálticas en el poniente y de calizas en el noreste.

Cuenca Oriental. De 2300 msnm, se extiende al oriente del volcán Malinche; queda limitada al Este por el duplo Cofre de Perote (Citlaltépetl). Es más árida que las otras cuencas. En ésta se ubica los vasos de los lagos Totolcingo y Tepeyahualco, afectados por altas concentraciones salinas, como el de Texcoco.

Esta subprovincia forma parte del sur de Hidalgo, ocupando el 15.86 % (3314.79 km²) de la superficie de la entidad. Comprende la totalidad de los municipios de Tizayuca, Villa de Tezontepec, Tlanalapa, Tepeapulco, Emilio Zapata, Apan y Almoloya, así como parte de San Agustín Tlaxiaca, Mineral del Chico, Tolcayuca, Zapotlán de Juárez, Zempoala, Epazoyucan, Mineral de la Reforma, Singuilucan, Cuauhtepic, Santiago Tulantepec, Tulancingo, Acaxochitlán, Ajacuba, Atotonilco de Tula, Tepeji de Ocampo y Tula de Allende.

La corteza terrestre del Valle del Mezquital se encuentra conformada por rocas ígneas del tipo extrusivo del cenozoico mezcladas con rocas sedimentarias.

La geología de los municipios de Tula y Atitalaquia predominan basaltos, andesitas, arcillas y calizas (en Bomintzha y Tlamaco pertenecientes a la formación: El Doctor). La geografía económica identifica a esta parte del Valle del Mezquital como una región de minerales no metálicos y son industrialmente explotados yacimientos de calizas dolomitas, en reservas asociadas con sílice, caolín, calcita, arcilla, yeso y cuarzo; para la fabricación de cemento y cal como agregados pétreos para la construcción. En Tula existen dos grandes empresas cementeras: Cruz Azul y Tolteca, además de empresas caleras (Ángeles-Nava, 2002).

1.3.2. Hidrografía

Comprende a la región hidrológica del Río Panuco correspondiente a la vertiente del Golfo de México, con una superficie de 19,793.60 km² se ubica en el cuarto lugar de importancia a nivel nacional. Debido a lo anterior se dividió a esta región en dos partes: Alto Pánuco y Bajo Pánuco. La subregión del “Alto Pánuco” comprende las cuencas de los ríos Tula y

San Juan del Río, que desembocan al río Moctezuma; y las cuencas Meztlán y Amajac que originan el río Amayac (Ángeles-Nava, 2002).

La cuenca del río Tula, colinda al norte con la cuenca del Bajo Pánuco, al sur con la cuenca del Valle de México, al sureste con la cuenca del Río Lerma y al poniente con la subcuenca del río San Juan del Río. Esta cuenca a su vez está formada por las subcuencas: Alfajayuca, Tula, El Salto y El Salado; reviste gran importancia a nivel estatal por los distritos de riego que a ella comunica, el Tula y el de Alfajayuca e incluso cuenta con altos volúmenes de agua almacenada en las presas Requena y Endhó. Sin embargo, es una de las cuencas más contaminadas, en su contenido destacan: coliformes fecales, Cu, Zn y fenoles disueltos. A esta cuenca se le ha clasificado como elevadamente contaminada con un índice de calidad del agua de 4 (Ángeles-Nava, 2002).

El Río Tula. Nace en la Sierra la Catedral bajo el nombre del Río San Jerónimo, al llegar a la presa Taximay cambia su dirección al N-NE y su nombre por el Río Tepeji; aguas abajo lo intercepta la presa Requena para controlar sus descargas, en este punto cambia su nombre al de Río Tula; en las inmediaciones de la Ciudad de Tula el río descarga sus aguas a la presa Endhó y toma una dirección N-NE hasta llegar a Mixquiahuala donde tiene un recorrido irregular (Gutiérrez-Ángeles, et. al.).

Presa Requena. Recibe las aguas residuales del Colector Central del D.F. junto a las del río el Salto, con las descargas de Cuautitlán por el Tajo de Nochistongo, así mismo las descargas industriales que son vertidas al río Tepeji; el principal objetivo de este sistema es llevar agua para uso agrícola.

Presa Endhó. Recibe aguas directamente de los sistemas del Río Salado y Requena, así como de los ríos Tlautla y Rosas que descargan al Río Tula. El canal principal Endhó lleva sus aguas en dirección SW-NE y mediante este sistema se derivan volúmenes al Distrito de Riego Alfajayucan ubicado al norte de la presa Endhó mediante un canal lateral.

II. MARCO TEORICO

2.1 INTRODUCCIÓN

A lo largo de este capítulo se desarrollaran los conceptos básicos de los métodos que se aplicaran en este trabajo. Principalmente se describirán las ondas sísmicas, como se comportan en el medio en el que viajan y que las genera. También se explicará el concepto de microtremores, cuáles son sus ventajas para considerarlos una herramienta muy conveniente en la estimación el efecto del terreno ante un movimiento sísmico.

2.2 TEORÍA DE ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son vibraciones que viajan a través de la Tierra, originadas por la liberación repentina de los esfuerzos impuestos al material rocoso que la conforma, esto puede ser producido por diversas fuentes. Dichas ondas están compuestas por energía que viaja a través de la Tierra y son registradas por los sismógrafos (Cuadra, 2007).

Las ondas sísmicas se dividen en dos tipos: Las **ondas de cuerpo** que viajan por el interior de la Tierra y **las ondas superficiales** que viajan por la superficie de la Tierra.

2.2.1 Ondas de Cuerpo

Estas ondas viajan por el interior de la Tierra. Siguen caminos curvos debido a la variación de densidad y composición de las capas que conforman el interior de la Tierra y poseen poco poder destructivo. Estas a su vez se dividen en dos grupos: ondas primarias (P) y ondas secundarias (S).

- Ondas P

También llamadas longitudinales o de compresión (figura 2.1), lo que significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. Estas ondas viajan a una velocidad mayor que las ondas S y pueden viajar a través de cualquier tipo de material (sólido o líquido).

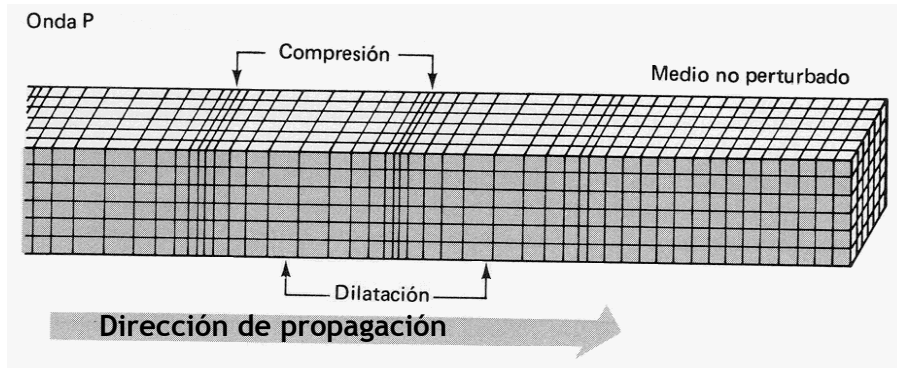


Figura 2.1. Modelo de propagación de las ondas P (CEDEX, 2012).

- Ondas S

Son ondas transversales o de corte (figura 2.2), lo cual significa que el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro. Las ondas S sólo pueden viajar a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Este tipo de ondas tienen dos grados de libertad, cuando se propagan muy cerca de la superficie, en la práctica se consideran dos componentes que son paralelas y perpendiculares a la superficie del terreno y que se denominan SH y SV respectivamente

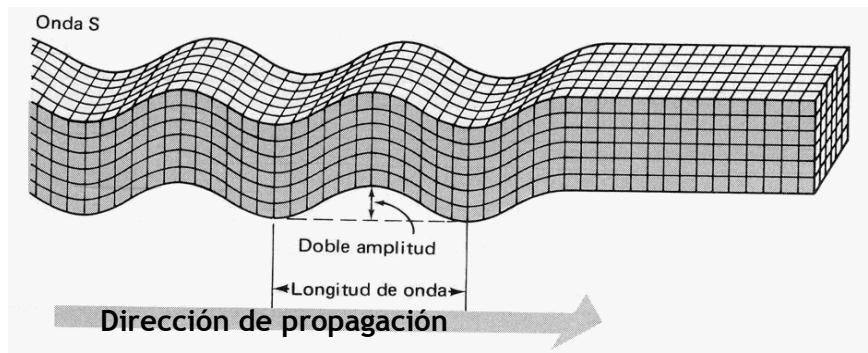


Figura 2.2. Modelo de propagación de las ondas S (CEDEX, 2012).

2.2.2 Ondas Superficiales

Las ondas superficiales son generadas por la energía traída de las ondas de cuerpo incidentes en la superficie libre. Su existencia está relacionada por la presencia de una superficie libre, aunque son afectadas por otras superficies de contacto entre las capas

con diferentes propiedades elásticas. Estas ondas tienen su amplitud máxima en la superficie libre y disminuye exponencialmente con la profundidad. En su modo de propagación, las ondas superficiales son afectadas por la dispersión. Existen dos tipos de ondas superficiales: **la onda Love u onda L y la onda Rayleigh u onda R.**

La onda Love es similar a las ondas S (figura 2.3) pero sin desplazamiento vertical, por tanto estas ondas mueven el suelo lateralmente en un plano horizontal, causando deformaciones tangenciales.

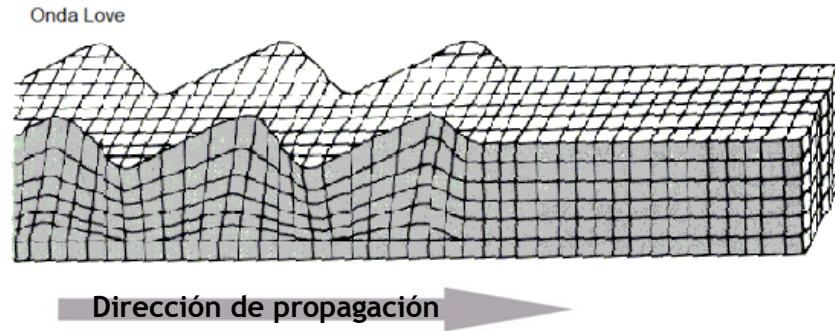


Figura 2.3. Modelo de propagación de la onda Love (ACADEMIC, 2013).

La onda Rayleigh son las más importantes en la exploración sísmológica. Son producto de la interacción de las ondas P y SV, tiene dos componentes de movimiento: una componente vertical y un componente radial. La trayectoria que describe las partículas del medio al propagarse la onda es elíptica-retrograda (figura 2.4 y 2.5) y ocurre en el plano de propagación de la onda. Las ondas con mayor longitud (baja frecuencia) de onda penetran más profundo que las ondas con menor longitud de onda (alta frecuencia) (Figura 2.6).

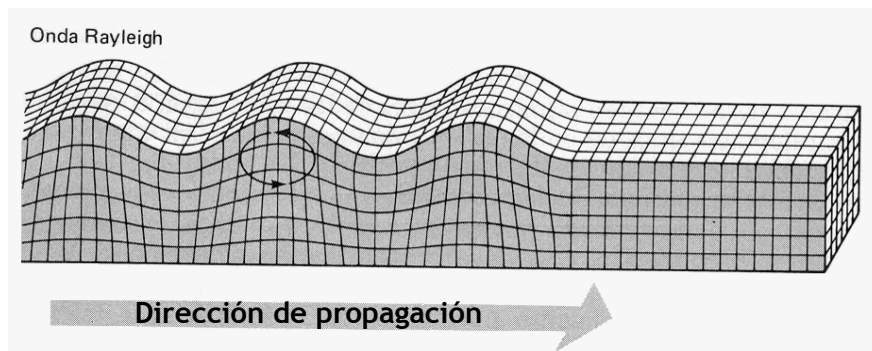


Figura 2.4. Modelo de propagación de la onda Rayleigh (CEDEX, 2012).

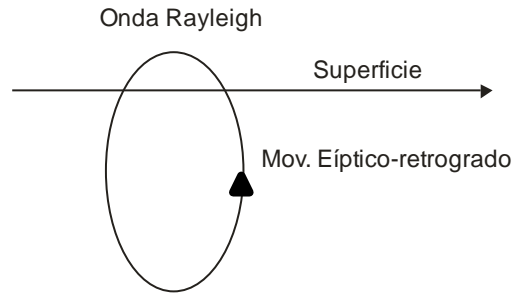


Figura 2.5. Trayectoria de la onda Rayleigh.

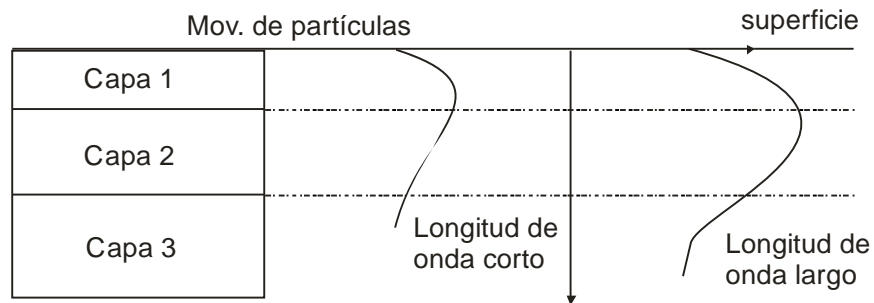


Figura 2.6. Penetración de las ondas superficiales de acuerdo a su longitud de onda dentro de la corteza terrestre.

Al propagarse las ondas Rayleigh en un medio estratificado, la velocidad de propagación o también llamada velocidad de fase de las ondas Rayleigh depende de la frecuencia, esta propiedad se conoce como dispersión. La dispersión es un concepto fundamental en la propagación de las ondas Rayleigh en el terreno, establece su definición como el cambio de velocidad de propagación de las ondas Rayleigh en función de la longitud de onda (λ) y frecuencia (f). Este comportamiento es cuantificado en forma de una curva de dispersión, que presenta la velocidad de propagación en función de la frecuencia de la onda y sólo se manifiesta en un medio no homogéneo.

Fuentes de Ondas sísmicas superficiales

Las fuentes primarias de ondas sísmicas han sido clasificadas en tres tipos, según Lay y Wallace (1995) de acuerdo a procesos de interés relacionados con las ciencias de la Tierra, se listan en la siguiente Tabla 2.1

Tabla 2.1. Clasificación de las fuentes de ondas sísmicas según su origen.

Internas	Externas	Mixtas
Fallas sísmicas	Vientos, presión atmosférica	Erupciones volcánicas
Explosiones internas	Oleaje y mareas	Deslizamientos
Flujo hidrológico	Ruido cultural (tráfico, trenes)	Avalanchas
Movimientos del magma	Impacto de meteoritos	--
Exploración minera subterránea	Explotación minera superficial	--
--	Lanzamiento de cohetes	--

Modificada de Lay y Wallace (1995)

La diversidad de fuentes mostradas en la tabla anterior sugiere que tanto los depósitos de suelos como las rocas están sujetos permanentemente a vibraciones.

Dichas vibraciones pueden clasificarse en: 1) naturales: inducidos por cambios en presión atmosférica, tormentas, oleajes, etc., y 2) artificiales: generadas por voladuras en canteras, plantas de energía, tráfico vehicular, trenes, etc. Las primeras son de periodos relativamente largos entre 2 y 3 segundos, son conocidas como microsismos, mientras que las artificiales generan ondas de periodo corto y han sido llamadas microtremores (Nakamura, 1989)

2.3 EFECTO DE SITIO

El definir el concepto de efecto de sitio es difícil, porque no hay una definición única de “respuesta de sitio”, muchos autores lo describen como la respuesta que tiene un lugar ante un evento sísmico, influenciado por las condiciones geológicas y topográficas locales y, en gran medida, de la primera decena de metros de superficie terrestre (Vázquez-Rosas, 2002).

El hecho de que la ciudad de México se haya construido sobre los restos de un lago y que, por tanto, gran parte de la misma se encuentre sobre sedimentos muy blandos, y que además, está delimitada por distintos rasgos topográficos es una de las causas del tan estudiado efecto del sitio de la ciudad de México. Reinoso (2000) afirma que el estudio del efecto de sitio es indispensable para la elaboración de reglamentos de diseño sísmico de estructuras. Él clasifica los principales efectos de sitio de la siguiente manera:

- a) Por la topografía del terreno, la superficie del mismo puede provocar amplificación o de amplificación del movimiento.
- b) Por la presencia de depósitos con arena se puede presentar el fenómeno en el cual el suelo pierde su capacidad de carga debido al aumento en la presión de pro y, en algunos casos, la licuación de estratos completos de arenas.
- c) Por la presencia de depósitos con arcillas en valles aluviales o lacustres, se presenta amplificación dinámica debido al contraste de velocidad del suelo superficial con respecto a los depósitos profundos.
- d) Deslizamientos y deslaves que son los responsables de gran parte de los daños en vías de comunicación.
- e) Cambios en la estructura superficial.

Una forma muy simplificada de explicar el efecto de sitio es idealizando las condiciones geológicas de un sitio como una capa plana sobre un semiespacio para un modelo unidimensional, el efecto del mismo está definido por dos parámetros: una frecuencia fundamental de resonancia y sus múltiplos; y un valor de amplificación con respecto al movimiento sísmico en roca (Lermo, 1992).

2.3.1 Métodos para la estimación de efecto de sitio

Después de la catástrofe ocurrida en la Ciudad de México por el sismo del 19 de septiembre de 1985 ($M_s=8.1$) se hizo evidente, a nivel mundial, la importancia del efecto de sitio y los daños que este puede ocasionar, constituyendo un caso sin precedentes de destrucción en un lugar ubicado a más de 300 km, de la fuente (Vázquez-Rosas, 2002).

Los métodos para la estimación de efecto de sitio pueden agruparse de la siguiente forma:

- Métodos Teóricos.
- Métodos experimentales:
 - que usan registros de eventos sísmicos
 - que se usan registros de microtemores

Métodos teóricos están basados en modelos matemáticos aplicado al Valle de México resueltos analíticamente o mediante procesos numéricos.

Los resultados de los modelos dependen, en gran medida, de la información de las características físicas y geotécnicas del suelo, (velocidad, densidad, espesor de las capas, módulo de Poisson y amortiguamiento).

El efecto de sitio de la Ciudad de México ha recibido mayor atención desde 1985, pues existe la posibilidad de que los daños ocasionados por el sismo, vuelvan a ocurrir si la Brecha Sísmica de Guerrero se llegara a romper en un solo evento.

En el capítulo III se dará una explicación de los métodos prácticos o experimentales que se usaron en este trabajo.

El problema más difícil de solucionar para el estimar el efecto de sitio es que la señal observada de un sismo, una vez corregida por respuesta instrumental, está constituida por los términos de fuente, trayecto y efecto de sitio, por lo que, para encontrar este último se debe anular los otros dos.

De acuerdo con Field (1994), si se tienen j eventos e i estaciones, el movimiento registrado es la estación i - ésima debido al evento j - ésimo está dado por:

$$O_{ij}(f) = E_j(f)P_{ij}(f)S_i(f) \quad (2.1)$$

Donde:

$E_j(f)$: es el término de fuente

$P_{ij}(f)$: es el término de trayecto

$S_i(f)$: es el término de fuente

Así que le objetivo de los métodos de obtención de efecto de sitio es remover los términos de fuente y de trayecto. Reinoso y Ordaz (1999) mencionan cinco métodos para la estimación de efectos de sitio que se han utilizado en la ciudad de México.

- 1) Métodos analíticos que se ven limitados, ya sea por la falta de información, o bien por la dimensiones del Valle.
- 2) Usar información sobre los daños ocurridos a estructuras durante sismos pasados, estimaciones limitadas por la incertidumbre en el comportamiento estructural.
- 3) Usar datos de ruido ambiental (microtremores), lo que proporciona información del periodo dominante, pero no de la amplificación.
- 4) Usar datos de sismos, ya sea con funciones de transferencia empíricas, o con cocientes espectrales, que se limita por el número de instrumentos, y por la ocurrencia de eventos sísmicos.
- 5) La aproximación más confiable pareciera ser una combinación de todas las técnicas anteriores, como lo hizo Pérez-Rocha (1998).

2.4 MICROTREMORES

A partir de los años cincuenta en Japón y recientemente en todo el mundo se han publicado numerosos trabajos sobre el uso de mediciones de microtremores ya que es considerada una herramienta muy conveniente para estimar el efecto del terreno ante un movimiento sísmico sin necesidad de otra información geológica (Nakamura, 2000).

Los microtremores son también llamados: ruido ambiental, microtemblores, microtrepidaciones, campo natural o ruido sísmico de fondo, son vibraciones aleatorias inducidas en las masas del suelo y roca por fuentes naturales o artificiales. Los microtremores se pueden definir como: a) vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones con la misma energía; b) una superposición de ondas superficiales; y, c) el ruido ambiental generado por fuentes naturales y culturales, como el tráfico vehicular o la actividad humana. Están compuestos principalmente por ondas Rayleigh (Aki, 1957). Sin embargo, no hay una teoría establecida respecto a qué tipo de ondas conforman los microtremores (Nakamura, 2000).

Bard (1999) señala algunas ventajas que ofrece el uso de registros de microtremores:

- Pueden ser medidos en cualquier lugar y en cualquier momento;

- Los instrumentos para su registro y el análisis es simple, y;
- Su medición no genera problemas ambientales.

Y sus características principales de los microtemores (Bard, 1999) son:

- En periodos largos (por debajo de 0.3 Hz), los microtemores son causados por el oleaje oceánico que ocurren a grandes distancias, por lo que es posible encontrar buena correlación con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano;
- A frecuencias intermedias (entre 0.3-0.5 y 1 Hz) son principalmente generados por el rompimiento de las olas en la costa, por lo que su estabilidad es significativamente menor;
- Para frecuencias mayores de 1 Hz, los microtemores están ligados a la actividad humana.

III. METODOS APLICADOS

3.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan las bases teóricas de los métodos que se emplearon para determinar el peligro sísmico de la ciudad de Tula y sus alrededores.

Primeramente se describirá el método H/V Nakamura, el cual permite estimar la frecuencia fundamental local haciendo uso de registros de ruido ambiental o microtemores. Por otra parte se mencionara el método de autocorrelación espacial, el cual permite estimar la estructura del subsuelo conociendo características como la velocidad de fase. Finalmente se explicará la técnica de cocientes espectrales de eventos sísmicos, esta técnica estima la frecuencia predominante del sitio haciendo uso de registros sísmicos.

3.2 METODO H/V NAKAMURA

Nakamura (1989) propuso un método para estimar a partir de registros de microtemores las características dinámicas del suelo, argumentando su economía y fácil adquisición. A partir de esto se convirtió en uno de los más utilizados a nivel mundial. A demás de que sólo se requiere registros de microtemores de una estación ubicada en el sitio de interés.

La técnica de Nakamura (1989) de cociente espectral Horizontal/Vertical (H/V), parte del principio que los microtemores están compuesto por ondas superficiales específicamente por las ondas de Rayleigh, en particular, en la componente vertical que refleja el efecto de las fuentes artificiales locales; pero la finalidad de su método es eliminar el efecto de las ondas Rayleigh ya que considera que son simplemente ruido, y así obtener un resultado directamente relacionado con la función de transferencia para las ondas S (Bard, 1999). Nakamura (1989) asume que la componente horizontal de los microtemores es amplificada por la multi-reflexión de las ondas S y la componente vertical es amplificada por la multi-reflexión de las ondas P. Por otro lado el efecto de las ondas Rayleigh aparece más marcada en la componente vertical y su efecto puede ser cuantificado calculando la razón entre la componente vertical en superficie y el basamento. Lermo y Chávez-García (1994a) afirmando que Nakamura asume que los microtemores se deben a fuentes muy locales, eliminando así cualquier contribución de fuentes profundas.

Los depósitos de suelo están generalmente expuestos a vibraciones inducidas por fuerzas naturales como erupciones volcánicas, vientos, etc., y a fuerzas antropogénicas provenientes de maquinaria en funcionamiento, automóviles, trenes, etc. Puede considerarse que sumando estas fuentes generadoras de vibraciones se producen una excitación dinámica aleatoria, que permite a depósitos de suelos vibrar de acuerdo a su periodo fundamental.

El método tiene como objetivo estimar el periodo fundamental y en algunos casos, una buena aproximación del factor de amplificación de un depósito de suelo. La estimación se hace a partir de las componentes de vibración ambiental horizontales y vertical, en superficie y en un mismo punto.

3.2.1 Función de transferencia

Se ha establecido como un formalismo originado en la teoría matemática de los sistemas, el concepto de función de transferencia, que define el comportamiento de un sistema transmisor, mediante un modelo o fórmula matemática. Esto es, la función de salida de un sistema se define como la operación de la función de transferencia sobre una función de entrada.

En un sistema de parámetros lineales en donde se asume que existe una entrada única bien definida $x(t)$ y una función de respuesta $H(t)$, se asume entonces que se obtendrá una salida única bien definida $y(t)$ como se muestra en la figura 3.1.

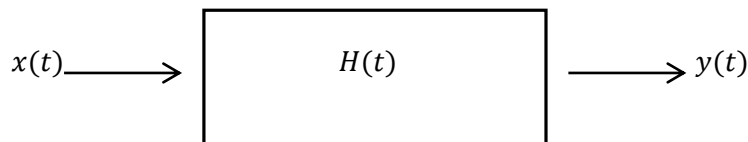


Figura 3.1. Sistema lineal

En la sismología, el movimiento de las vibraciones en un sitio observado $u(t)$, puede ser expresado como la función de generación de las ondas $s(t)$ afectada por la función de transferencia debido a la propagación de las ondas a través de las estructuras geológicas $g(t)$.

En la práctica, la detección de las vibraciones se hace a través de instrumentos especializados, que se pueden caracterizar mediante su función de transferencia, es decir, por medio de un modelo matemático entrada/salida, en el que la entrada sería el movimiento real del terreno, $u(t)$ y la salida la lectura en el instrumento. Así la señal de salida del instrumento o señal observada $o(t)$, puede ser expresada como resultado de la función de generación $s(t)$ en combinación (matemáticamente una convolución) con la función de transferencia de la geología, $g(t)$ y la función de transferencia del instrumento $i(t)$ (Rosales 2001):

$$o(t) = s(t) * g(t) * i(t). \quad (3.1)$$

3.2.2 Aproximación de la función de transferencia

La función de transferencia S_T de las capas superficiales es generalmente definida como (Nakamura 1989):

$$S_T = S_{HS}/S_{HB}, \quad (3.2)$$

donde S_{HS} y S_{HB} corresponden a los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales del movimiento en superficie y en el basamento respectivamente.

S_{HS} es afectado principalmente por ondas Rayleigh, así como también el espectro de amplitudes de la componente vertical del movimiento en la superficie S_{VS} . Es posible esperar que el ruido ambiental no afecte significativamente el espectro de la componente vertical del movimiento en la base S_{VB} .

Nakamura supone que la componente vertical del movimiento no se amplifica en las capas superficiales, la función de transferencia E_S que se define a continuación, representa el efecto de las ondas Rayleigh en la componente vertical:

$$E_S = E_{VS}/E_{VB}. \quad (3.3)$$

Si no existe contribución de ondas Rayleigh, $E_S = 1$; si E_S es mayor que 1, el efecto de las ondas Rayleigh también será mayor.

Suponiendo que el efecto de las ondas Rayleigh es igual en la componente horizontal como en la componente vertical, S_T/E_S se puede definir como la función de transferencia S_{TT} :

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{S_{HS}/S_{HB}}{E_{VS}/E_{VB}}, \quad (3.4)$$

$$= R_S/R_B, \quad (3.5)$$

donde

$$R_S = S_{HS}/S_{VS}, \quad (3.6)$$

$$R_B = S_{HB}/S_{VB}. \quad (3.7)$$

Considerando que en la base el movimiento es igual en todas direcciones, entonces el espectro de la componente horizontal del movimiento y el espectro de la componente vertical del movimiento son aproximadamente iguales, por lo que la R_B alcanza valores en torno a la unidad. Por lo tanto:

$$S_{TT} = R_S. \quad (3.8)$$

El método de Nakamura descrito permitiría obtener la función de transferencia completa del suelo en periodo y amplificación. Sin embargo se ha comprobado que el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical del movimiento en un mismo sitio es un buen estimador del periodo dominante del sitio, pero no lo es para amplificaciones.

3.3 MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL O SPAC (por sus siglas en inglés)

Método propuesto originalmente por Aki (1957), tiene como propósito estimar las características dinámicas de los estratos superficiales (modelo de velocidades) a partir de registros simultáneos de microtemores en arreglos instrumentales circulares. El método requiere de un mínimo de tres estaciones. A partir de cuyos datos calcula la curva de dispersión de ondas Rayleigh y con ésta se determina el modelo de velocidades.

El método SPAC emplea un arreglo de estaciones dispuesto en forma circular (figura 3.2). Con base en un punto central $C(0,0)$, se colocan estaciones que conformen un arreglo circular de r y ángulo θ , con el fin de obtener los microtremores en los puntos del arreglo $C(0,0)$ y $X(r,\theta)$. Dichos microtremores se representan como ondas armónicas de la componente vertical $u(0,0,f,t)$ y $u(r,\theta,f,t)$, donde f corresponde a la frecuencia y t al tiempo.

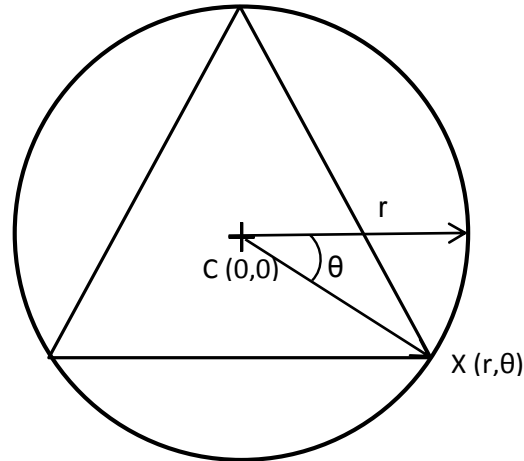


Figura 3.2. Arreglo instrumental circular. Los vértices del triángulo son las estaciones para el registro de microtremores.

Con los registros de estas ondas se pueden obtener funciones de correlación para los diferentes pares de estaciones que en su conjunto nos permitirán obtener un coeficiente de correlación y por tanto, estimar un modelo de velocidad de fase, independientemente de la dirección de propagación de las ondas, como se explica a continuación.

Definiendo la función de autocorrelación del espectro de la estación central $C(0,0)$, como:

$$\phi(r, \theta, f) = \overline{u(0,0,f,t) \cdot u(r, \theta, f, t)}, \quad (3.9)$$

donde $\overline{u(t)}$ es el valor promedio en el dominio del tiempo. El cociente de autocorrelación espacial se define como el promedio de la función de autocorrelación en todos los sitios de observación del arreglo instrumental, esto es:

$$\rho(r, f) = \frac{1}{2\pi \cdot \phi(0,0,f)} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, f) \cdot d\theta, \quad (3.10)$$

donde $\phi(0,0,f)$ es la función de autocorrelación espacial en el centro $C(0,0)$, del arreglo circular.

A partir de la solución de la ecuación 3.10 se tiene:

$$\rho(r, f) = J_0(x) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{C(f)}\right), \quad (3.11)$$

donde $J_0\left(\frac{2\pi fr}{C(f)}\right)$ es la función de Bessel de primera especie y de orden cero, figura 3.3, $C(f)$ es la velocidad de fase o curva de dispersión en la frecuencia f .

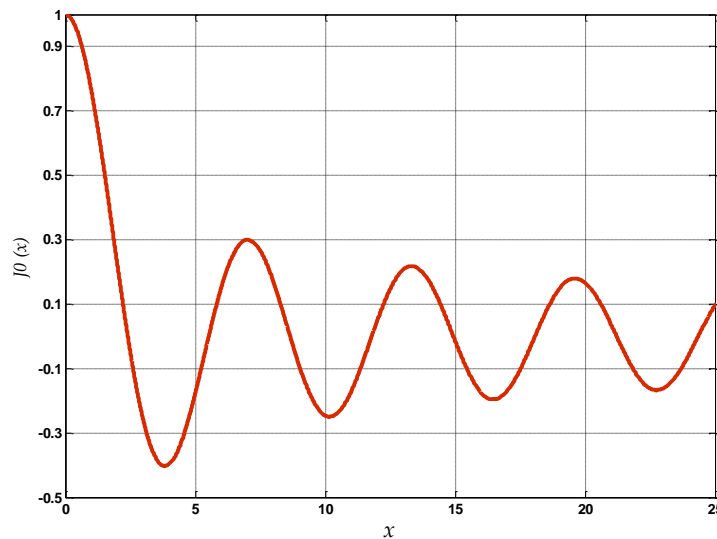


Figura 3.3. Función de Bessel de tipo uno y orden cero (Martínez, 2013)

El coeficiente de autocorrelación espacial $\rho(r, f)$ también puede ser calculado directamente en el dominio de las frecuencias usando la transformada de Fourier de los microtremores, utilizando para ello la siguiente ecuación:

$$\rho(r, f) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Re}[S_{cx}(f, r, \theta)]}{\sqrt{S_c(f) \cdot S_x(f, r, \theta)}} d\theta, \quad (3.12)$$

donde $\text{Re}[S_{cx}(f, r, \theta)]$ significa la parte real del espectro de potencia cruzada de los microtremores, $S_c(f)$ y $S_x(f, r, \theta)$ son los espectros de potencia de los microtremores en los dos sitios C y X respectivamente, y $S_{cx}(\omega, r, \theta)$ es el espectro cruzado (cross spectrum) entre los dos sitios.

Igualando los argumentos de las funciones de Bessel de orden cero de la ecuación 3.11 y despejando la velocidad de fase $C(f)$ se obtiene la siguiente ecuación:

$$C(f) = \frac{2\pi fr}{x}. \tag{3.13}$$

Graficando el conjunto de valores de $C(f)$ se obtiene una curva de dispersión de velocidad de fase, y a la cual se le aplica una inversión para obtener la estructura de velocidades de las capas superficiales del terreno.

De manera muy general el método SPAC (figura 3.4) consiste en:

- Obtener los espectros de potencia de los registros del arreglo de microtemores.
- Calcular los coeficientes de correlación entre las estaciones.
- Obtener la velocidad de fase a partir de la función de Bessel de orden cero.
- Obtener el modelo estructural.

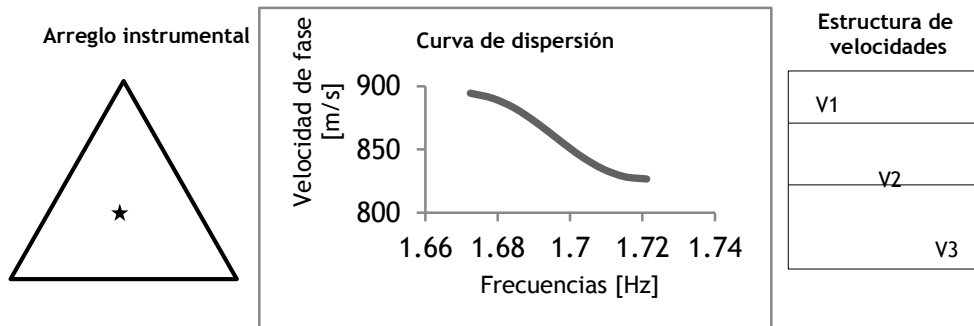


Figura 3.4. Método SPAC.

3.4 COCIENTES ESPECTRALES DE EVENTOS SISMICOS

Otra técnica que es útil para estimar el efecto de sitio en regiones de mediana o alta sismicidad es el uso de cocientes espectrales de registros sísmicos.

En este método se usa la parte más intensa de la onda S del registro sísmico para estimar el cociente espectral de la estación de referencia, cuyos registros son representativos del lugar, libre de incidentes o irregularidades topográficas o geológicas.

Aquí se utilizó el método conocido como Cocientes Espectrales H/V, propuesto por Nakamura (1989) para microtemores y que posteriormente fue modificado para eventos sísmicos usando ondas S por Lermo y Chávez-García (1993). Estos autores suponen que la energía de los microtemores consiste principalmente de ondas Rayleigh y que el efecto de la amplificación del sitio se debe a la presencia de una capa de suelo blando que recubre un semi-espacio. Con estas condiciones tenemos cuatro componentes de movimiento involucrados: la componente horizontal y vertical de un semi-espacio, y la componente horizontal y vertical de una superficie. Acorde con Nakamura, esto es posible para estimar el efecto de amplificación de la fuente, A_S ,

$$A_S = \frac{V_S}{V_B}, \quad (3.14)$$

donde V_S = espectro de amplitud de la componente vertical de la superficie y V_B = espectro de amplitud de la componente vertical del semi-espacio. Luego Nakamura procede a definir una estimación del efecto de sitio de interés, S_E , como la relación:

$$S_E = \frac{H_S}{H_B}, \quad (3.15)$$

donde H_S = espectro de amplitud de la componente horizontal de la superficie y H_B = espectro de amplitud de la componente horizontal del semi-espacio. Ahora calcular una función que compense S_E por el efecto de la fuente, S_M , como:0

$$S_M = \frac{S_E}{A_S}, \quad (3.16)$$

que equivale a

$$S_M = \frac{\left(\frac{H_S}{V_S}\right)}{\left(\frac{H_B}{V_B}\right)}. \quad (3.17)$$

Finalmente, si aceptamos que la relación H_B/V_B es igual a uno, la función del efecto de sitio, corregida en términos de la fuente, se puede escribir como:

$$S_M = \frac{H_S}{V_S}. \quad (3.18)$$

La suposición de que H_B/V_B es igual a uno, fue comprobada experimentalmente por Nakamura, usando mediciones de microtemores en un pozo de sondeo. El método de Nakamura fue aplicado por Lermo (1992) para analizar registros de microtemores en cuatro sitios diferentes de México y obtuvieron muy buena coincidencia con los resultados de los cocientes espectrales de los registros de velocidad de sismos.

Lermo y Chávez-García (1993) trataron de explicar por qué una técnica concebida para analizar las ondas Rayleigh en registros microtemores debería funcionar para la fase intensa de la onda S de un sismograma. Los autores analizaron dos líneas de argumentación, que son:

- 1) En primer lugar se tiene el caso de la Ciudad de México, un caso muy relevante en cualquier estudio de efecto de sitio. En el sismo de Michoacán de 1985, la Ciudad de México alcanzo un factor de amplificación del movimiento de 50 en algunas frecuencias debido a la composición del suelo conformado de una capa de arcilla fina extremadamente suave. Sin embargo, a pesar de los grandes efectos de sitio, la componente vertical del desplazamiento tenía la misma calidad y amplitudes similares a pesar del tipo de suelo en la estación, capa de arcilla o flujo de lava. Estudios realizados en eventos más pequeños como el del 25 de Abril de 1989, $M_S=6.9$, han confirmado esta invariabilidad en la componente vertical del movimiento del suelo. Al parecer la componente vertical no se somete a los efectos de sitio sufridos por las componentes horizontales y por lo tanto puede ser utilizado para medir la incidencia del para condiciones de sitio muy locales.
- 2) El segundo argumento se basa simplemente en el modelado numérico. Suponiendo que los efectos de sitio se deben a una sola capa sobre un semi-espacio, y que la excitación está dada por ondas S planas armónicas. Con el fin de tener el movimiento vertical distinto de cero, debemos considerar que este no sea una incidencia vertical de ondas SV. Los parámetros de este modelo incluyen, el ángulo de incidencia y las propiedades mecánicas de la capa con respecto al semi-espacio. El espesor de la capa sólo es un factor de escala para el eje de las frecuencias. En este tipo de modelado es una práctica habitual para evaluar el movimiento del suelo en superficie respecto a la amplitud de la onda incidente. Sin embargo, si queremos cumplir con la hipótesis del método del cociente espectral debemos definir el efecto de amplificación del sitio con la siguiente relación,

$$\frac{u_S}{u_{HS}}, \quad (3.19)$$

donde u_S = desplazamiento horizontal en la superficie, y u_{HS} = desplazamiento horizontal en la interface sedimento-sustrato. Se define la excitación como $\cos \gamma$, donde γ = ángulo de incidencia, medido respecto a la vertical. Consideremos ahora el componente vertical. Aplicando la técnica de Nakamura en estas condiciones, la relación quedaría

$$\frac{\omega_S}{u_{HS}}, \quad (3.20)$$

donde ω_S = desplazamiento vertical en la superficie.

Con esto se puede calcular las funciones de transferencias empíricas de las ondas S de un registro sísmico. Esta técnica se aplicó en tres ciudades diferentes de México, obteniendo una muy buena concordancia con registros de ruido ambiental. También observaron (Lermo et al., 1993) una menor dispersión en comparación con la técnica de Nakamura.

IV. APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS UTILIZADOS

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se expondrá como fueron conjuntados los fundamentos teóricos y los métodos aplicados para estimar el efecto de sitio, que es el objetivo de este trabajo, por medio del análisis de microtemores, registros sísmicos y arreglos triangulares para la ciudad de Tula.

Se comenzará en describir los equipos utilizados. Posteriormente, para cada uno de los métodos se describirá la adquisición de los datos, procesamiento de los mismos y finalmente se expondrá los resultados obtenidos del método.

4.2 EQUIPOS DE MEDICIÓN

Para la adquisición de datos de microtemores se requiere un sensor capaz de registrar las tres componentes ortogonales del movimiento (NS, EW y Vertical), conectado a una unidad de digitalización con al menos tres canales de grabación.

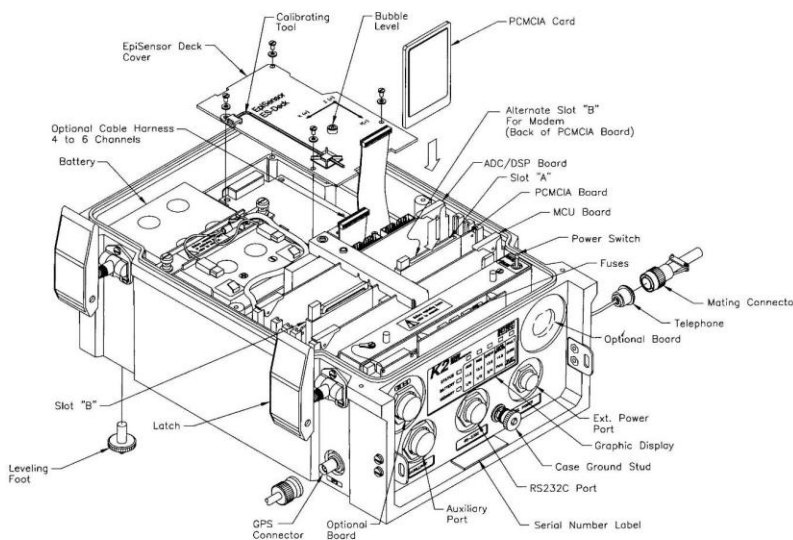


Figura 4.1. Esquema de la composición del digitalizador K2.

Los registros fueron grabados con un acelerómetro de manufactura Kinometrics, que consta de una grabadora modelo K2 de seis canales de 24 bits con sistema electrónico. A

este digitalizador se le conectaron tres sismómetros externos de 5 segundos, dos horizontales (NS y EW) y un sismómetro vertical que registraron la velocidad del terreno, también de manufactura Kinometrics.

Tabla 4.1. Características de los sensores de 5 s.

	Especificaciones técnicas del sensor horizontal SH	Especificaciones técnicas del sensor horizontal SV
Periodo natural	5 s.	5 s.
Resistencia	3800 ohms	3800 ohms
Amortiguamiento	12000 ohms	22000 ohms

Los equipos se configuraron mediante el software Altus File Assistant v2.2 de Kinometrics, introduciendo el tiempo de grabación de 30 minutos a una velocidad de muestreo de 100 muestras por segundo, los registros se visualizaron con el software Quick Look.

4.3 APLICACIÓN DEL MÉTODO H/V

4.3.1 Adquisición de datos

La adquisición de datos se realizó en 6 visitas de campo en la ciudad de Tula. Previo a estas visitas, en un mapa que comprendía el área de estudio se localizaron los puntos en donde posiblemente se pudiera hacer la adquisición de los registros de microtemores. Para elegir el lugar adecuado, generalmente fue tener una distribución uniforme de los puntos de tal manera que cubriera el área desde la Presa Endhó hasta la Presa Requena, y también tomando en cuenta la accesibilidad del lugar. Con lo anterior se obtuvieron 37 mediciones puntuales permitiendo cubrir el área de estudio. En la siguiente figura 4.2, se muestra un mapa donde se localizan los puntos de adquisición.

El arreglo instrumental para la obtención de los registros de microtemores consiste en situar el digitalizador K2 y los sensores sobre un lugar firme y relativamente plano, orientar hacia el norte (N) el K2, los sensores horizontales externos de velocidad a su orientación correspondiente (NS y EW) y el sensor vertical de velocidad se situó cerca de ellos (figura 4.3).

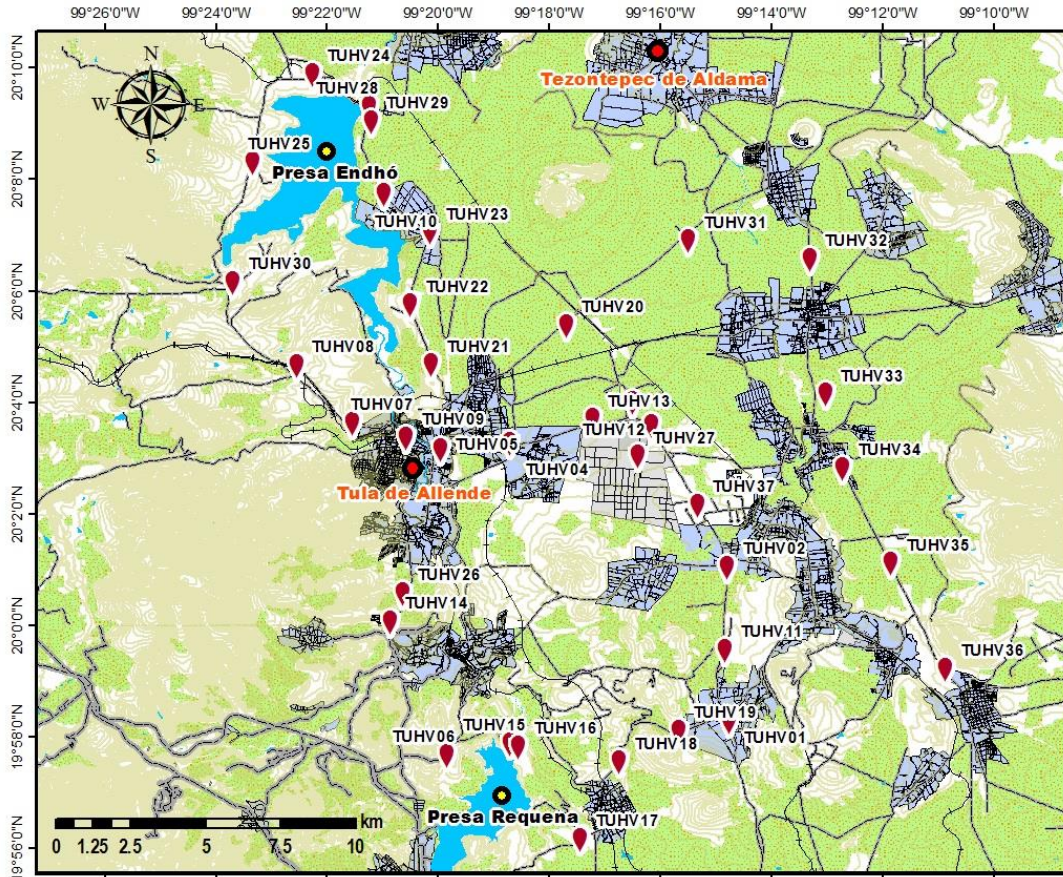


Figura 4.2. Los globos rojos marcados indican la localización de los puntos donde se hicieron las mediciones de microtremores.

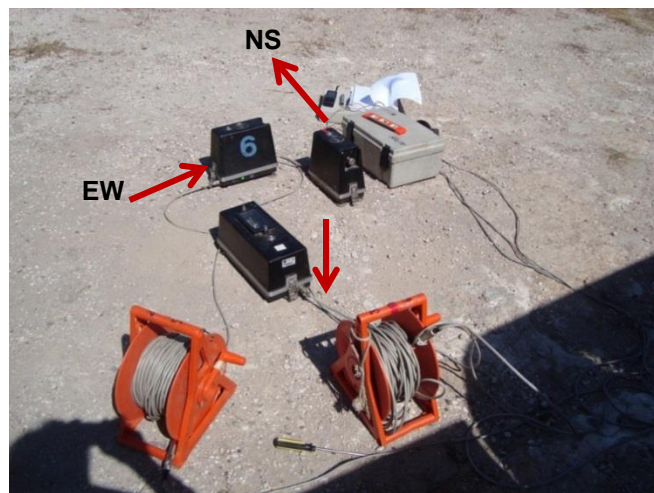


Figura 4.3. Arreglo instrumental para las mediciones puntuales de microtremores. Digitalizador K2, dos sensores horizontales externos (NS y EW) y un sensor vertical externo (V),

4.3.2 Procesamiento de los datos

Pre-Procesado de las señales.

Los registros obtenidos del digitalizador son almacenados en formato EVT. Para poder trabajar con los datos fue necesario cambiarlos a formato ASCII, para ello se usó el convertidor KW2ASC de Kinematics, arrojándonos tres archivos correspondientes a cada una de las componentes, de la siguiente manera: 1) archivo con extensión *.001 corresponde a la componente Norte-Sur, 2) componente Este-Oeste le corresponde *.002 y 3) componente Vertical la extensión *.003.

Para la estimación de los coeficientes espectrales H/V se usó un programa en lenguaje MATLAB que consiste en:

1. Seleccionar ventanas de 20 segundos de cada una de las componentes.
2. Se realiza el suavizado de los bordes con las ventanas de Von Hann y se calcula la transformada de Fourier utilizando la FFT.
3. Se calcula la suma vectorial de los espectros de amplitud de las componentes espectrales horizontales.
4. Se calculan los cocientes espectrales para las ventanas (suavizado y toma de los cocientes espectrales de la suma vectorial entre la componente vertical).
5. Obtiene el promedio de los cocientes espectrales y calcula la desviación estándar.
6. Grafica el promedio resultante \pm una desviación estándar.

Que básicamente calcula el cociente de la suma vectorial de las componentes horizontales sobre la componente vertical, ya que la suma vectorial nos arroja el máximo valor del movimiento horizontal. De tal forma que los cocientes H/V se calculan de acuerdo con la siguiente ecuación 4.1, Flores-Estrella y Aguirre-González (2003):

$$H/V = \frac{\sqrt{[NS(w)]^2 + [EW(w)]^2}}{V(w)} \quad (4.1)$$

donde $NS(w)$, $EW(w)$ y $V(w)$ son los espectros de amplitud de Fourier de las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical del registro, respectivamente.

De esta manera se obtuvieron los cocientes H/V de los 37 registros de microtemores ubicados en el área de estudio, tomando como la frecuencia dominante el pico más grande.

Por ejemplo, en la siguiente figura 4.4 se muestra la gráfica de H/V para el punto TUHV20 localizado al noreste de la ciudad de Tula, sobre la carretera Tula-Actopan donde se obtiene el valor de la frecuencia fundamental del suelo y la amplificación relativa promedio en ese punto. En el eje horizontal muestra el rango de frecuencias (Hz) en escala logarítmica, para el eje vertical muestra la amplitud relativa, las líneas continuas en varios colores corresponden a cada una de las ventanas donde se estimó el cociente espectral, la línea negra gruesa continua muestra el promedio de las ventanas, las líneas negras delgadas muestran la máxima y la mínima desviación estándar.

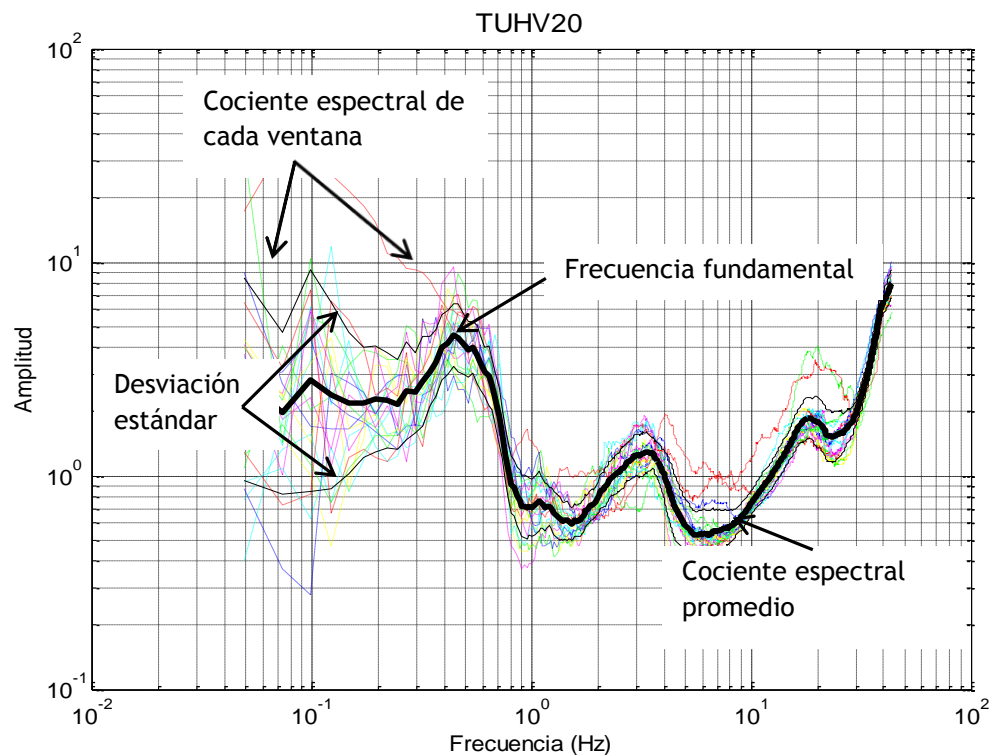


Figura 4.4. Cociente espectral que muestra la frecuencia fundamental del suelo en el punto TUHV20.

4.3.3 Resultados del método H/V

Los resultados que se obtuvieron al calcular los cocientes espectrales de los registros puntuales se muestran en la siguiente tabla 4.2.

Tabla 4.2. Cocientes espectrales de los 37 puntos.

Punto	Latitud	Longitud	Frecuencia dominante (Hz)	Periodo fundamental (s)	*Frecuencia dominante (Hz)	*Periodo fundamental (s)
TUHV01	-99.2464999	19.9707459	7.7	0.13	8.37 ±1.27	0.12
TUHV02	-99.246916	20.0169315	5.5	0.18	6.76 ±2.39	0.15
TUHV03	-99.2695513	20.0592077	2.25	0.45	2.42 ±0.60	0.41
TUHV04	-99.3120687	20.0539689	6.4	0.16	7.34 ±0.86	0.14
TUHV05	-99.332845	20.0521147	5.86	0.17	6.06 ±0.57	0.17
TUHV06	-99.3310946	19.9605414	1.37	0.73	1.53 ±0.25	0.65
TUHV07	-99.3593419	20.0598613	1.37	0.73	1.40 ±0.38	0.72
TUHV08	-99.3760805	20.0771584	1.05	0.95	1.24 ±0.43	0.81
TUHV09	-99.34319	20.0556553	1.2	0.84	1.38 ±0.30	0.73
TUHV10	-99.3499309	20.1284218	0.317	3.15	0.45 ±0.17	2.22
TUHV11	-99.2476803	19.9921611	1.46	0.68	1.67 ±0.25	0.60
TUHV12	-99.2753969	20.0660846	0.513	1.95	0.56 ±0.03	1.80
TUHV13	-99.2874093	20.0610592	0.56	1.78	0.56 ±0.05	1.80
TUHV14	-99.3480795	20.0004867	1.34	0.74	1.53 ±0.50	0.65
TUHV15	-99.3120826	19.9640369	1.83	0.55	1.94 ±0.23	0.51
TUHV16	-99.3094887	19.9630523	1.37	0.73	1.48 ±0.34	0.68
TUHV17	-99.291023	19.935553	0.93	1.08	1.04 ±0.20	0.96
TUHV18	-99.2793577	19.9586062	1.3	0.77	1.43 ±0.42	0.70
TUHV19	-99.2615489	19.9678959	0.95	1.05	0.97 ±0.21	1.03
TUHV20	-99.2952942	20.0891137	0.44	2.28	0.48 ±0.07	2.07
TUHV21	-99.3355955	20.0774207	0.88	1.14	0.95 ±0.08	1.05
TUHV22	-99.3418701	20.0952738	0.73	1.37	0.94 ±0.16	1.07
TUHV23	-99.3359285	20.1169998	0.8	1.24	0.83 ±0.12	1.20
TUHV24	-99.371246	20.1644063	1.1	0.91	1.13 ±0.15	0.88
TUHV25	-99.3892761	20.1378184	5.47	0.18	5.41 ±0.42	0.18
TUHV26	-99.3442457	20.009088	1.47	0.68	1.47 ±0.11	0.68
TUHV27	-99.2739058	20.050038	0.63	1.58	0.68 ±0.08	1.46
TUHV28	-99.3541132	20.1544925	0.68	1.14	0.91 ±0.04	1.10
TUHV29	-99.3536249	20.1501018	0.78	1.28	0.83 ±0.07	1.20

TUHV30	-99.3950609	20.1020214	1.19	0.84	1.06 ±0.17	0.94
TUHV31	-99.2585869	20.1145006	0.24	4.2	0.27 ±0.04	3.66
TUHV32	-99.2223692	20.1089147	0.24	4.2	0.24 ±0.06	4.10
TUHV33	-99.2175018	20.068569	0.58	1.71	0.63 ±0.08	1.59
TUHV34	-99.2124127	20.0464356	0.93	1.08	0.93 ±0.02	1.08
TUHV35	-99.1979569	20.0179961	7.28	0.14	7.64 ±0.80	0.13
TUHV36	-99.1815908	19.9864396	1.07	0.93	1.15 ±0.42	0.87
TUHV37	-99.2559519	20.0353353	1.54	0.65	1.65 ±0.23	0.61

*Obtenido a partir del análisis estadístico.

En el Anexo 1 se encuentran los gráficos de los cocientes espectrales de todos los puntos que se midieron.

Para la obtención del mapa de isoperiodos propuesto en la zona de trabajo (figura 4.5), se interpolaron los datos con el método Kriging. Como se observa en el mapa, al suroeste de la zona de estudio los periodos dominantes son de 0.2 a 0.6 s, hacia el noreste los periodos dominantes son altos de hasta 4.2 s, mientras que en el centro se concentran periodos de 0.6 a 0.8 s.

Con la finalidad de demostrar la veracidad de las frecuencias predominantes obtenidas, se realizó un análisis estadístico en cada uno de los 37 puntos, del cual se alcanzó una desviación estándar máxima de ± 2.39 y una mínima de ± 0.02 . A pesar de tener en particular una desviación estándar grande en el punto TUHV01 (tabla 4.2), no hay una variación significativa en el periodo con respecto al obtenido sin el análisis estadístico. Por ello se decidió también incluir en este trabajo el mapa de isoperiodos estimado a partir las frecuencias pico obtenidas en este análisis.

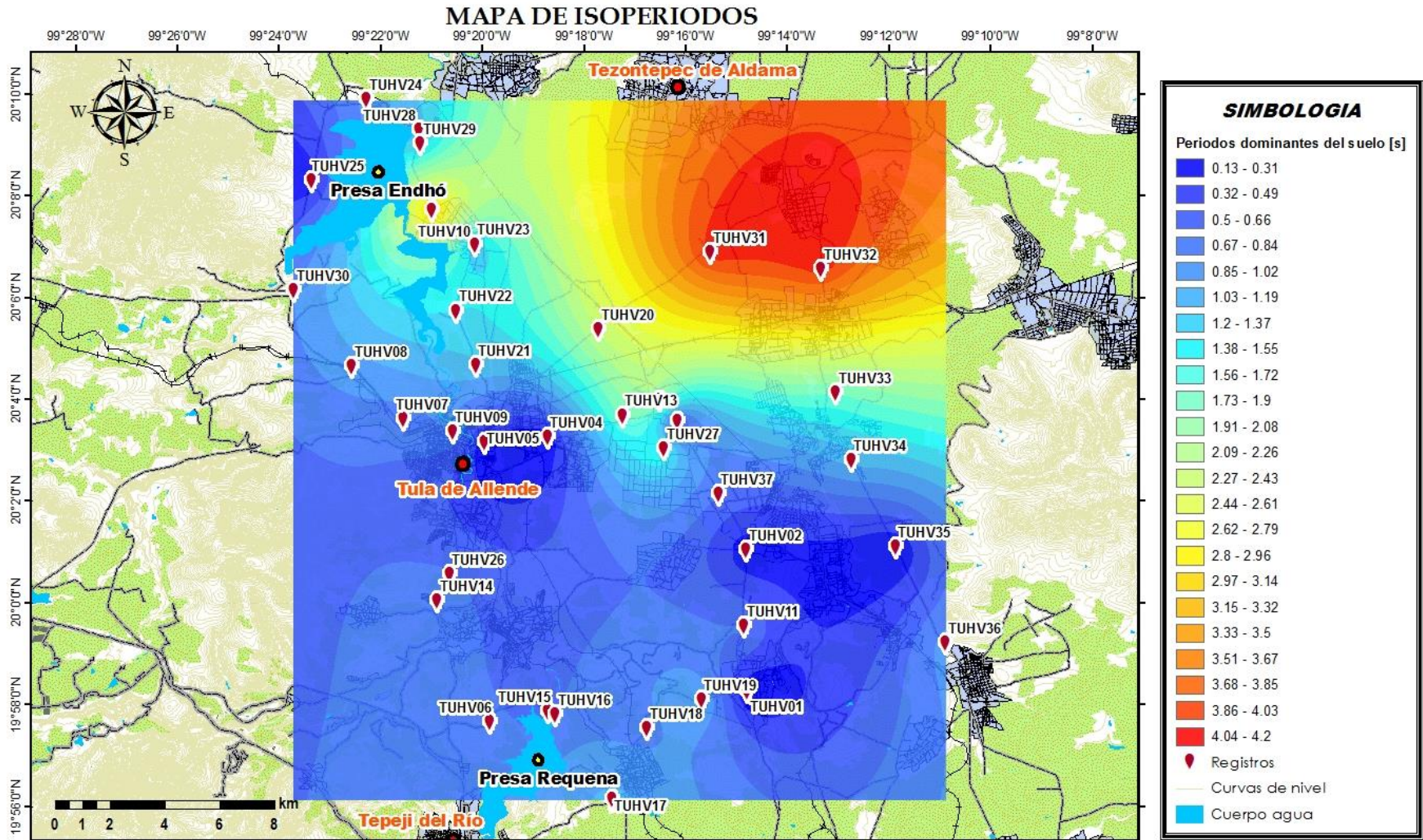


Figura 4.5. Mapa de Isoperiodos.

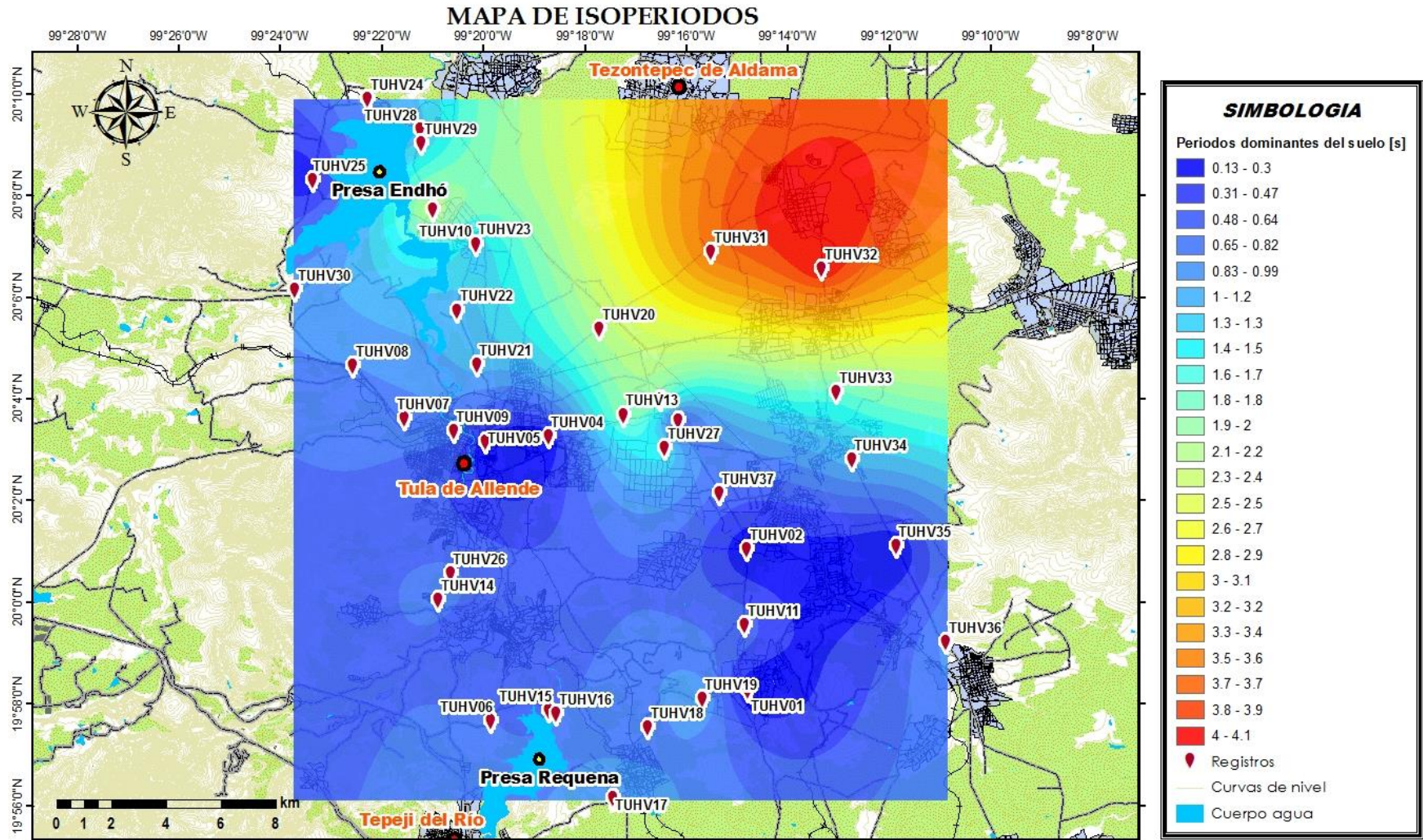


Figura 4.6. Mapa de Isoperiodos a partir del análisis estadístico.

4.4 APLICACIÓN DEL MÉTODO SPAC

4.4.1 Adquisición de datos

Para la obtención de los registros de microtremores mediante arreglos triangulares se utilizaron además, sensores Güralp CMG-40T de tres componentes de banda ancha y un digitalizador K2 de Kinematics para la adquisición de los datos. Se hicieron dos arreglos, uno cerca de la presa Endhó que se encuentra al norte de la ciudad de Tula y el segundo a un costado de la refinería “Miguel Hidalgo” (figura 4.7).

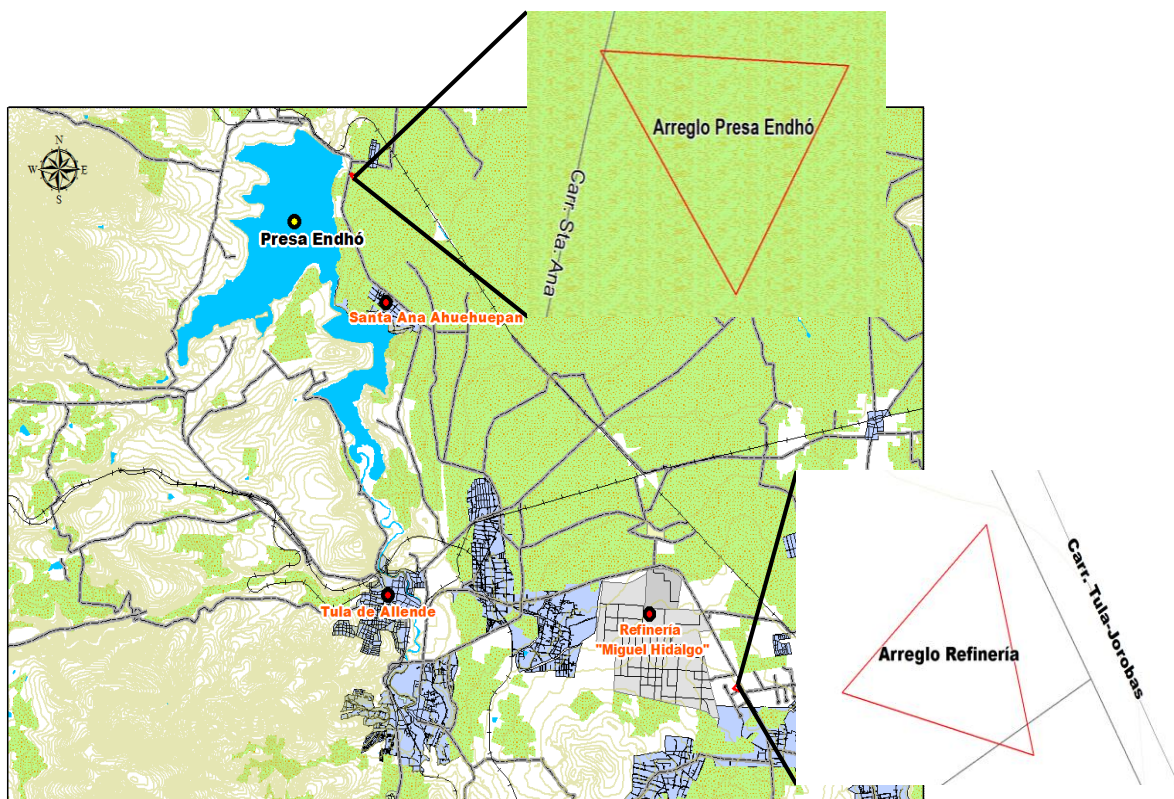


Figura 4.7. Ubicación de los arreglos SPAC

Arreglo 1. Refinería “Miguel Hidalgo”

Este sitio se ubicó entre la refinería y la carretera Jorobas-Tula, las coordenadas del punto central de los arreglos son: Latitud 20.034639° N y Longitud 99.256199° W. Se instalaron arreglos triangulares (equiláteros) de 5, 15, 30, 40, 50, 75, 100 y un arreglo grande de 200 m (figura 4.8). Para el arreglo grande se instaló en cada uno de los vértices del triángulo un sensor Güralp de banda ancha y un digitalizador K2 de Kinematics con una antena GPS, una batería de 12 volts y cables de comunicación (figura 4.9). En el caso de los arreglos pequeños se colocaron sensores verticales de 5 s de manufactura Kinematics en cada uno de los vértices y colocando en el centro del arreglo un digitalizar K2. En el arreglo de 200 m se grabó en modo continuo con una duración de 12000 s y para cada uno de los arreglos pequeños la duración de grabación fue de 1800 s. Todos los arreglos triangulares fueron grabados a 100 muestras por segundo.

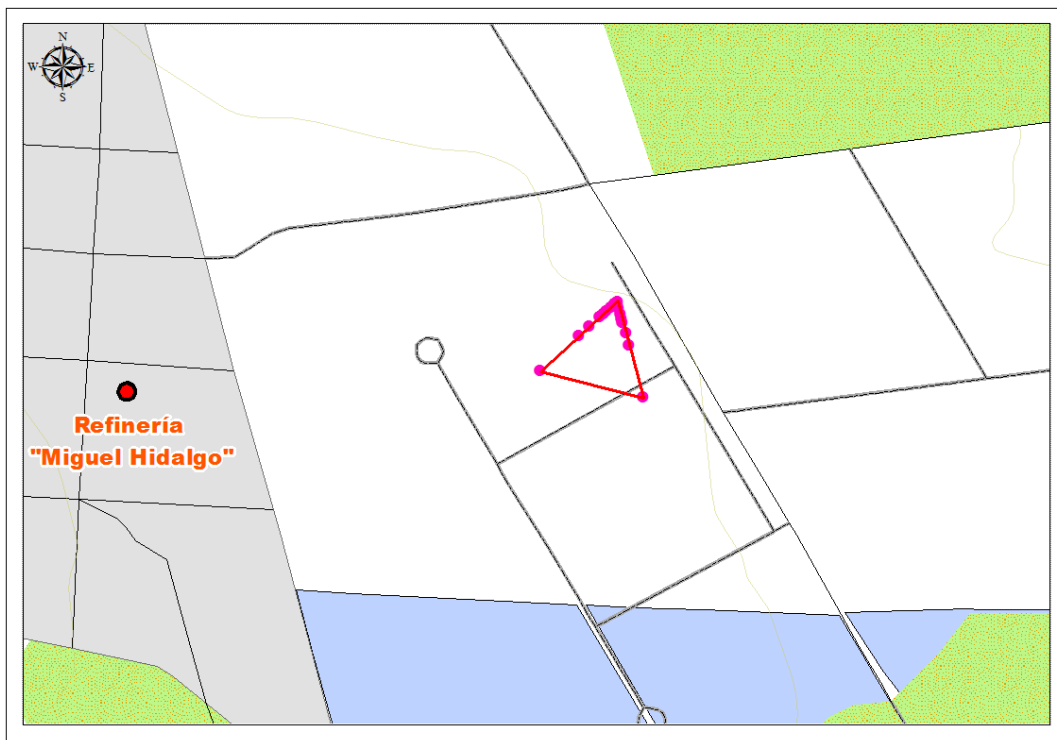


Figura 4.8. Esquema de los arreglos realizados a un costado de la Refinería



Figura 4.9. Arreglo grande de 200 m, en la Refinería “Miguel Hidalgo”.

Arreglo 2. Presa Endhó

Este arreglo se ubicó cerca de la cortina de la presa en una zona de cultivo. Las coordenadas el punto central de los arreglos fueron: Latitud 20.150996° N y Longitud 99.353694° W. De la misma forma que el arreglo 1, se efectuaron arreglos triangulares (equiláteros) de 5, 15, 30, 40, 50, 75, 100 y un arreglo grande de 200 m, (figura 4.10). En el caso del arreglo grande la duración de grabación fue de 7200 s.

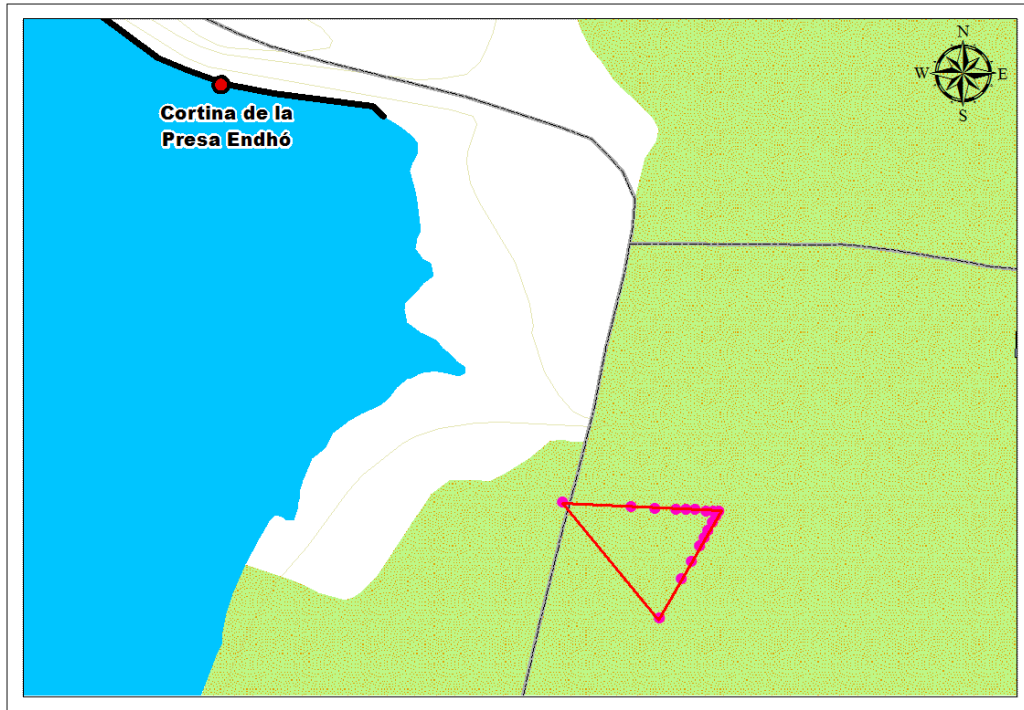


Figura 4.10. Esquema de los arreglos realizados cerca de la cortina de la Presa Endhó.

4.4.2 Procesamiento de los datos

Para cada uno de los arreglos se obtuvo un archivo con extensión EVT, los cuales fueron necesarios convertirlos a formato SAC para poder ser procesados en el programa Apsis v1.0. (Instituto de Ingeniería, UNAM). Lo siguiente fue trabajar los datos en el programa siguiendo los pasos que se describen a continuación:

- Cargar los archivos de entrada de cada uno de los canales.
- Especificar los parámetros que se requieren para aplicar el método SPAC,
 - La longitud de la ventana: este parámetro indica la duración en segundos que tendrá cada una de las n ventanas en las que se dividirá el registro de cada estación, en nuestro caso se usó ventanas de 81.92 s.
 - Factor de suavizado: nos indica que tanto se suavizarán las gráficas que se obtendrá, para el procesamiento de nuestros arreglos en general se usó un valor de 0.5 o en su defecto de 0.1.

- Distancia entre las estaciones: nos indica la distancia en metros que hay entre las estaciones que forman el arreglo triangular y que fueron de 5, 15, 30, 40, 50, 75, 100 y 200 m.
- Obtención de los cocientes de autocorrelación. Aquí uno escogerá las ventanas que utilizarán para calcular el cociente de autocorrelación promediado.
- Y se calculará la curva de dispersión de ondas Rayleigh.

Este procedimiento se realizó para cada uno de los arreglos de los dos sitios, con la finalidad de obtener la curva de dispersión para después estimar el modelo de velocidades de cada uno de los sitios (Refinería y Presa Endhó) utilizando la subrutina *dinver* del programa Geopsy.

A continuación se describirá el procedimiento que se llevó a cabo para determinar la curva de dispersión.

Arreglos en la Refinería

Se aplicó en cada uno de los arreglos triangulares realizados en este sitio el método SPAC, con registros de 1800 s para los arreglos instrumentales de 5, 15, 30, 40, 50, 75 y 100 m, en la figura 4.11 se muestran los trazas del arreglo de 30 m, en los anexos de este trabajo se mostraran los gráficos de los demás arreglos.

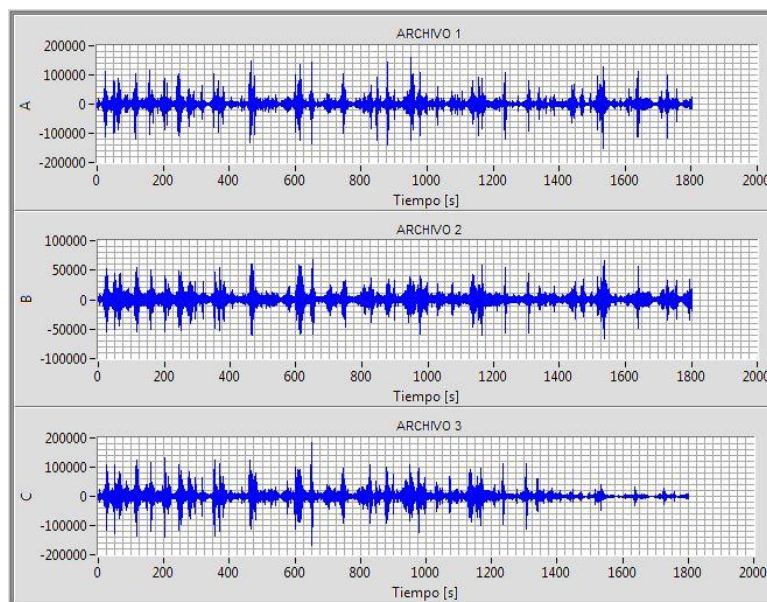


Figura 4.11. Gráfica de las componentes verticales de los registros del triángulo de 30 m. El eje vertical representa la amplitud y el eje horizontal el tiempo en segundos.

Teniendo las tres componentes con la misma duración se procede a seleccionar 21 ventanas de 81.92 s con un suavizado de 0.1 en este caso, obteniendo la gráfica del espectro de potencia (figura 4.12).

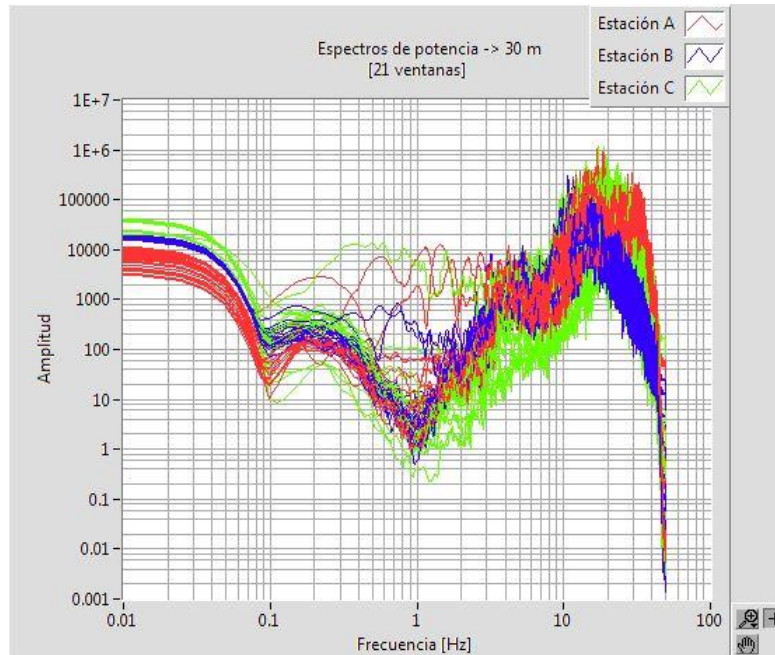


Figura 4.12. Gráfica del espectro de potencia de las 21 ventanas de 81.92 s. de los vértices A, B y C del arreglo de 30 m.

Se presentan los gráficos de los coeficientes de autocorrelación de las 21 ventanas en las que se dividieron los registros de las estaciones (figura 4.13). En cada una de las gráficas representan una ventana en la que la línea roja corresponde al coeficiente de autocorrelación tomando como centro a la estación A, la línea azul corresponde al coeficiente de autocorrelación tomando como centro a la estación B y la verde corresponde al coeficiente de autocorrelación tomando como centro a la estación C.

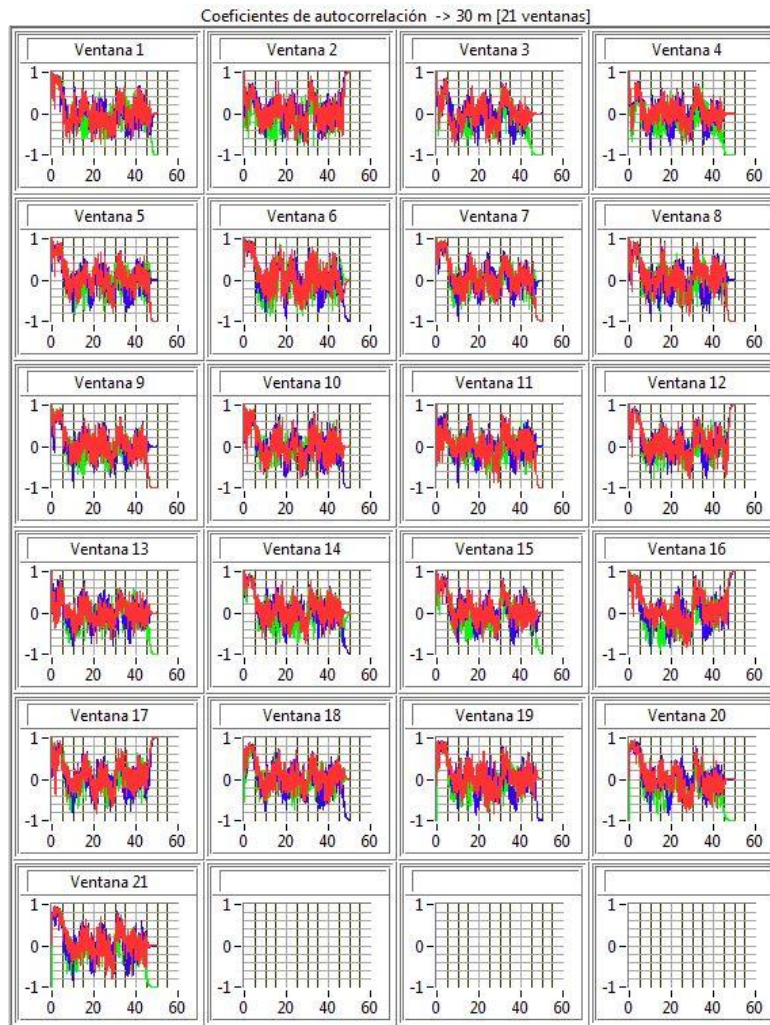


Figura 4.13. Gráficas de las 21 ventanas en las que se dividió el registro de las estaciones.

Se seleccionan las ventanas que más se parecieran a la función de Bessel de orden cero (figura 3.3) cuidando también que los cruces en cero estuvieran en el mismo rango de frecuencias. Teniendo las ventanas que cumplían con las características se procede a calcular la gráfica del coeficiente de autocorrelación espacial promediado de las tres estaciones (figura 4.14).

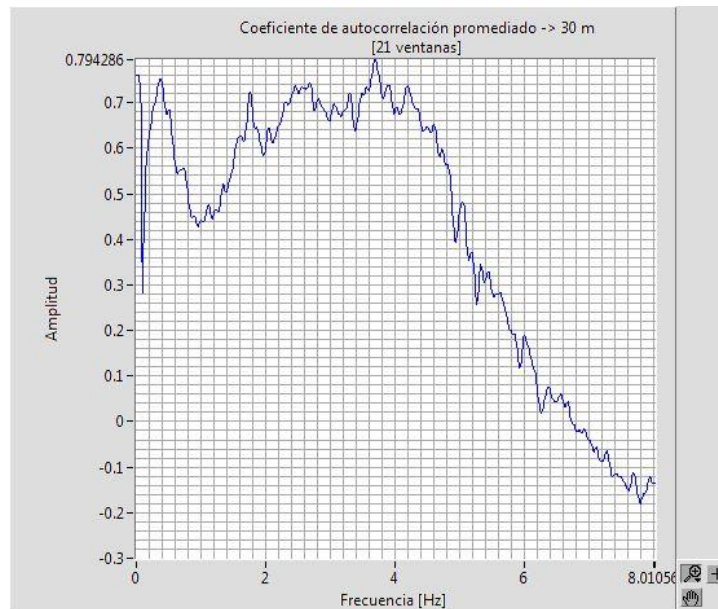


Figura 4.14. Gráfica del coeficiente de autocorrelación espacial para el arreglo de 30 m.

A partir de la gráfica del coeficiente de autocorrelación espacial se obtiene la curva de dispersión, para esto se selecciona sólo la parte donde la curva sea descendente y donde se ubique el cruce en cero cuyo resultado de la selección está en la figura 4.15.

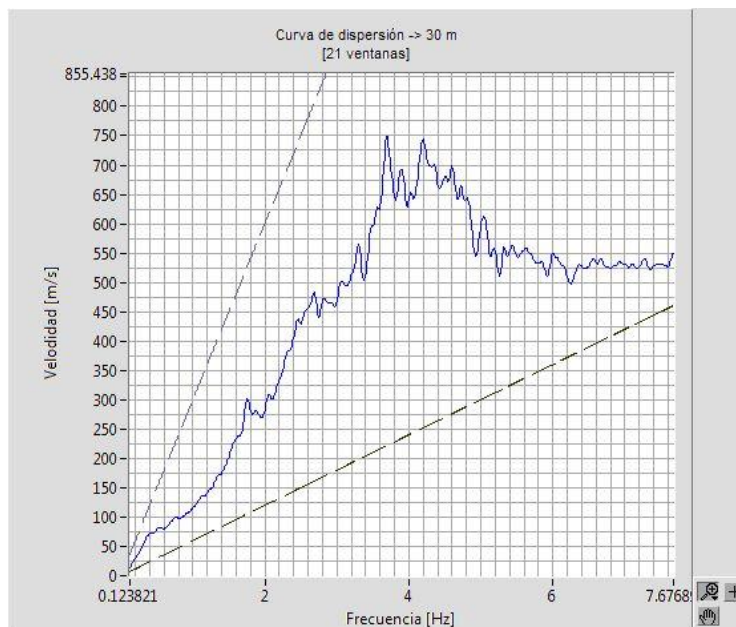


Figura 4.15. La gráfica representa la curva de dispersión para el arreglo de 30 m. Las líneas punteadas que inician desde cero representan el abanico de confiabilidad de Miyakoshi.

La parte que nos interesa será a partir de la frecuencia donde su cruce fue cero en el grafico del coeficiente de autocorrelación espacial. Esto se representa en la gráfica de la figura 4.16.

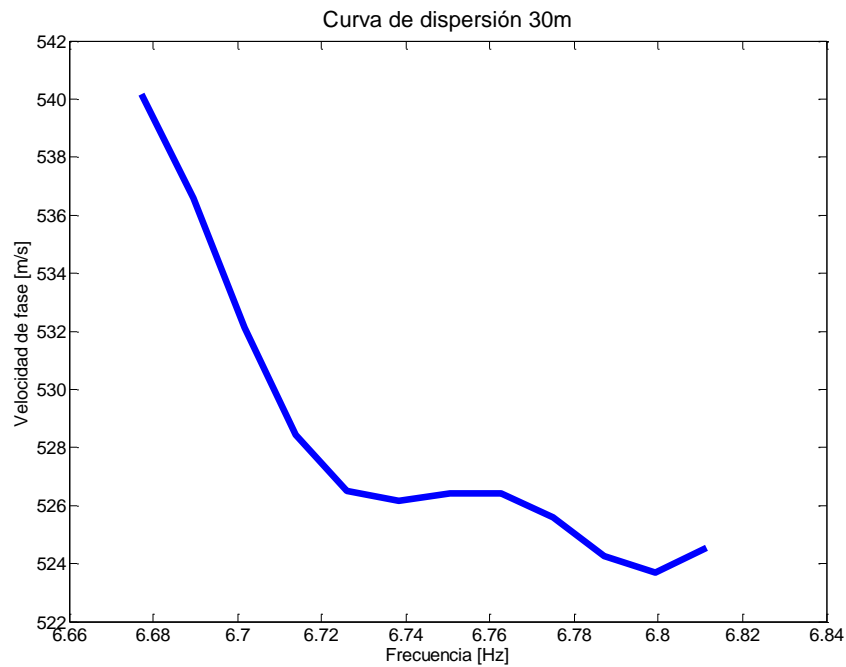


Figura 4.16. Curva de dispersión del arreglo de 30 m.

Lo anterior se desarrolló para cada uno de los arreglos (5, 15, 30, 40, 50, 75, 100 y 200 m), con la finalidad de obtener la curva de dispersión de cada uno de los arreglos y ajustar una sola curva para las diferentes aberturas de los arreglos triangulares de la zona de la Refinería (figura 4.17).

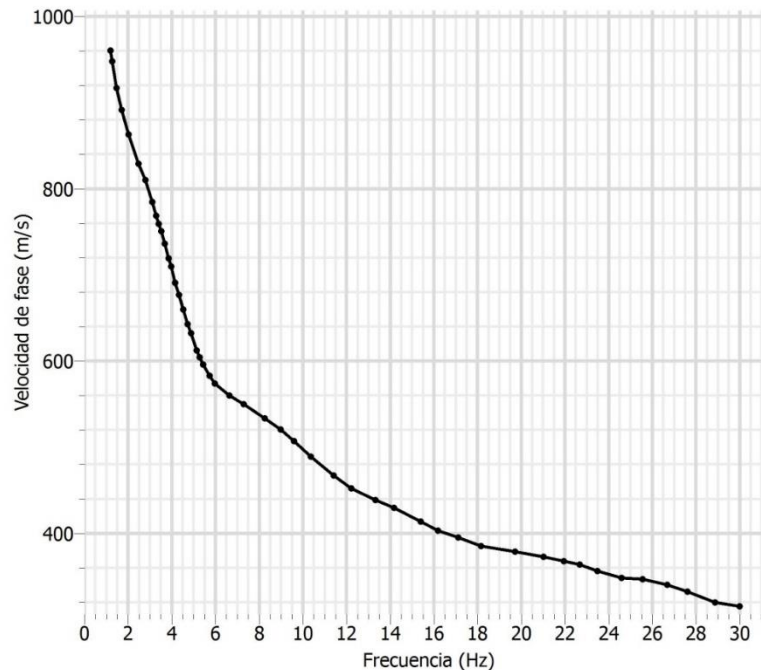


Figura 4.17. Curva de dispersión cálculo de las diferentes aberturas de los arreglos triangulares realizados en las cercanías de la refinería “Miguel Hidalgo”

4.4.3 Resultados del método SPAC

Teniendo la curva de dispersión general realizada a partir de las curvas de dispersión de cada uno de los arreglos, se procede a determinar un modelo de velocidades para cada uno de los sitio de exploración.

Para determinar estos modelos de velocidades se utilizó el software *dinver* del programa Geopsy v.2.7.3. Lo que se procedió hacer en el *dinver* fue ajustar la curva de dispersión estimada con la curva teórica, tratando de obtener un desajuste pequeño.

El software permite estimar por medio de la curva de dispersión estimada el modelo de velocidades de la zona, proporcionando valores de velocidad de ondas P, S, densidad y coeficiente de Poisson. Para la estimación del modelo de velocidades del sitio denominado Refinería, nos apoyamos en los valores de la velocidad de propagación longitudinal (onda P), onda de cortante (S) y espesores de los estratos involucrados reportados en el informe del estudio realizado en la Refinería de Tula por la empresa

Geomar Ingeniería, S.A. de C.V. (2000). Con estos datos y con la curva de dispersión estimada se procede hacer una inversión para determinar un modelo de velocidades.

Una de la consideraciones que se debe tener en la inversión de los datos, es tener el mejor ajuste posible entre la curva de dispersión calculada con la estimada. Como se puede observar en la figura 4.18, el mayor ajuste se tuvo en los rangos de frecuencias que van de 1-5 [Hz] y en 12-28 [Hz]. Con esto se procedió a obtener el modelo de velocidades para las ondas P y ondas S del sitio (tabla 4.3 y figura 4.19).

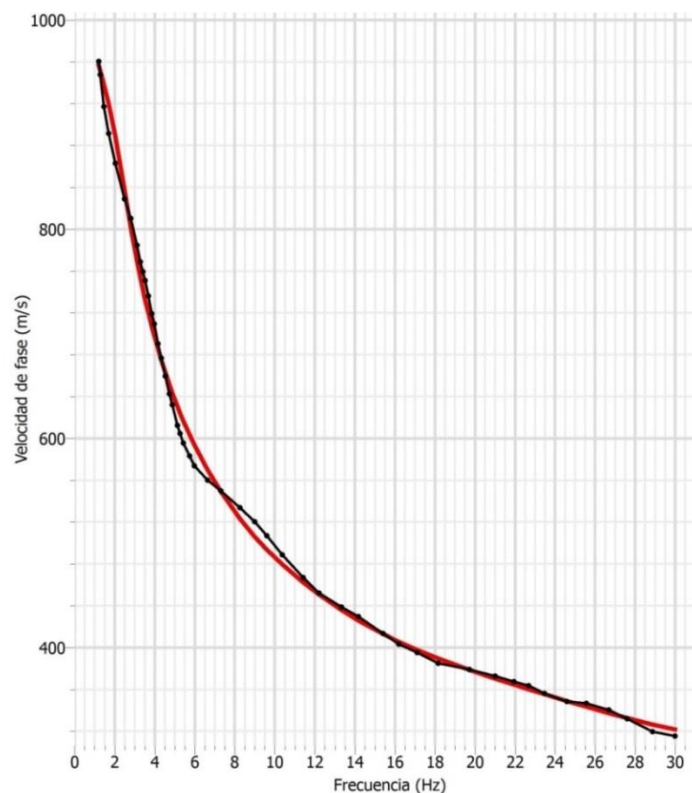


Figura 4.18. Comparación de la curva de dispersión estimada (línea negra) con la curva de dispersión teórica (línea roja) del sitio Refinería.

Para el sitio denominado Refinería se obtuvo un modelo de velocidades que consta de cinco capas para las ondas P y S (figura 4.19), con una profundidad de 150 m. La tabla 4.3, presenta el espesor que tiene cada una de las capas y la velocidad de propagación de la onda P y S en cada uno de ellas.

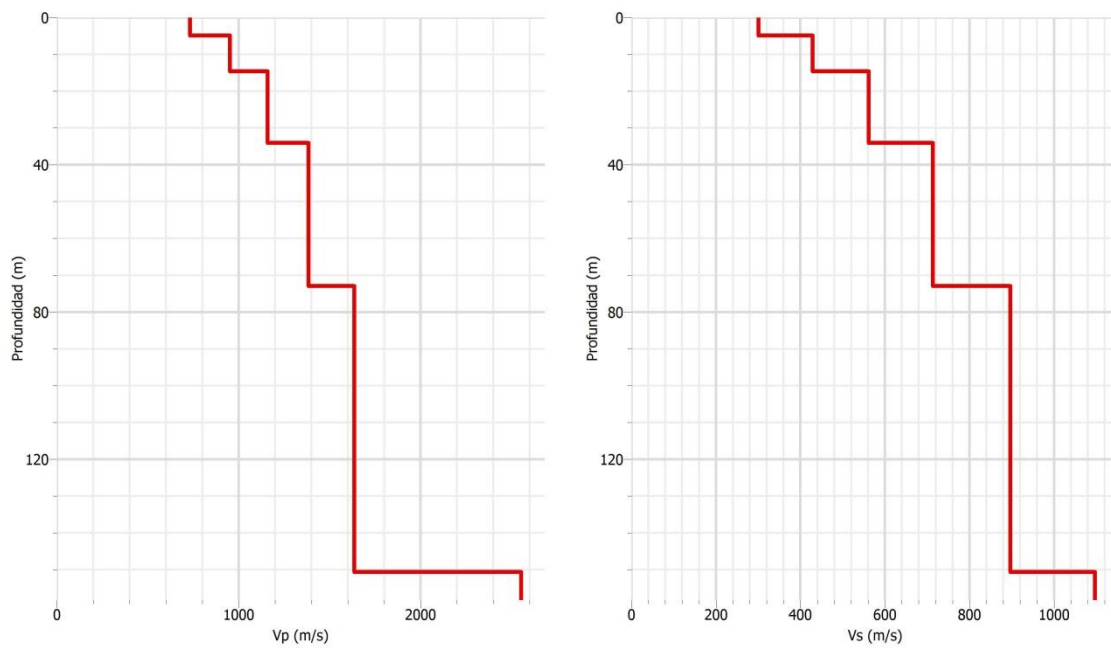


Figura 4.19. Modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de dispersión para el sitio de la Refinería.

Tabla 4.3. Valores del modelo de velocidades de la figura 4.19.

Espesor (m)	Velocidad de Onda P (m/s)	Velocidad de Onda S (m/s)
4.9	732.6	300.4
9.7	951.9	429.1
19.4	1159.6	561.5
38.9	1383.1	713.8
77.8	1635.0	896.5
∞	2554.5	1097.4

Con el cociente espectral de uno de los vértices del arreglo de 200 m, se calculó la curva de elipticidad de las ondas de Rayleigh de ese punto obteniendo como resultado la figura 4.20.

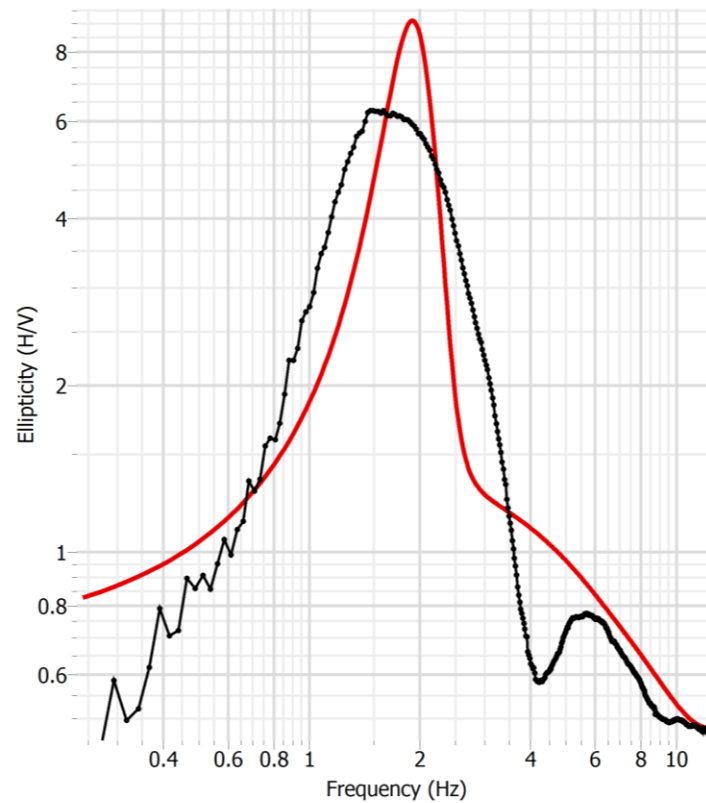


Figura 4.20. Curva de elipticidad invertida (línea roja) para el cociente espectral (línea negra) de uno de los vértices del arreglo triangular de 200 m de la Refinería.

A partir de esta curva de elipticidad se calculó un modelo de velocidades (figura 4.21). Para obtener esta estructura de velocidades, se propuso que nuestro modelo constara de cinco capas y se le dio los mismos parámetros que se usaron para obtener el modelo de velocidades a partir de la curva de dispersión mencionada en este mismo apartado.

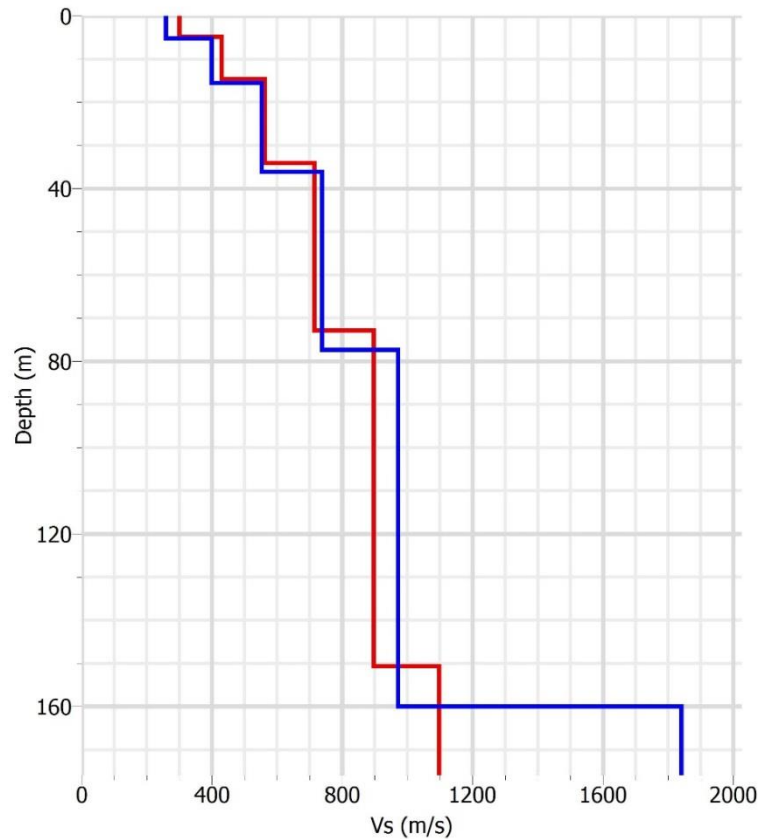


Figura 4.21. Esta gráfica muestra la comparación entre el modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de elipticidad (línea azul) con el modelo obtenido a partir de los arreglos triangulares (línea roja) de la Refinería.

El procedimiento anterior se aplicó al arreglo de la Presa Endhó, teniendo en este caso el mejor ajuste entre las curvas de dispersión estimada y la teórica (figura 4.22). A partir de esto se obtuvo el modelo de velocidades de la onda P y onda S que se muestra en la figura 4.23. La tabla 4.4, presenta el espesor que tiene cada una de las capas y la velocidad de propagación de la onda P y S en cada uno de ellas.

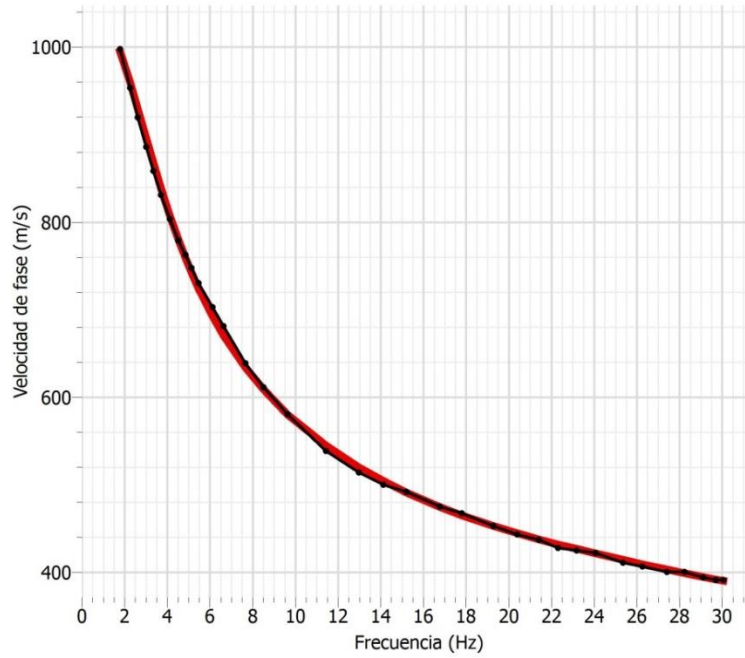


Figura 4.22. Comparación de la curva de dispersión estimada (línea negra) con la curva de dispersión teórica (línea roja) del sitio Presa Endhó.

Tabla 4.4. Valores del modelo de velocidades de la figura 4.22.

Espesor (m)	Velocidad de Onda P (m/s)	Velocidad de Onda S (m/s)
4.8	783.9	351.7
9.6	1056.2	502.5
19.2	1322.5	657.7
38.5	1616.7	836.5
77.0	1956.5	1051.0
∞	2529.2	1176.6

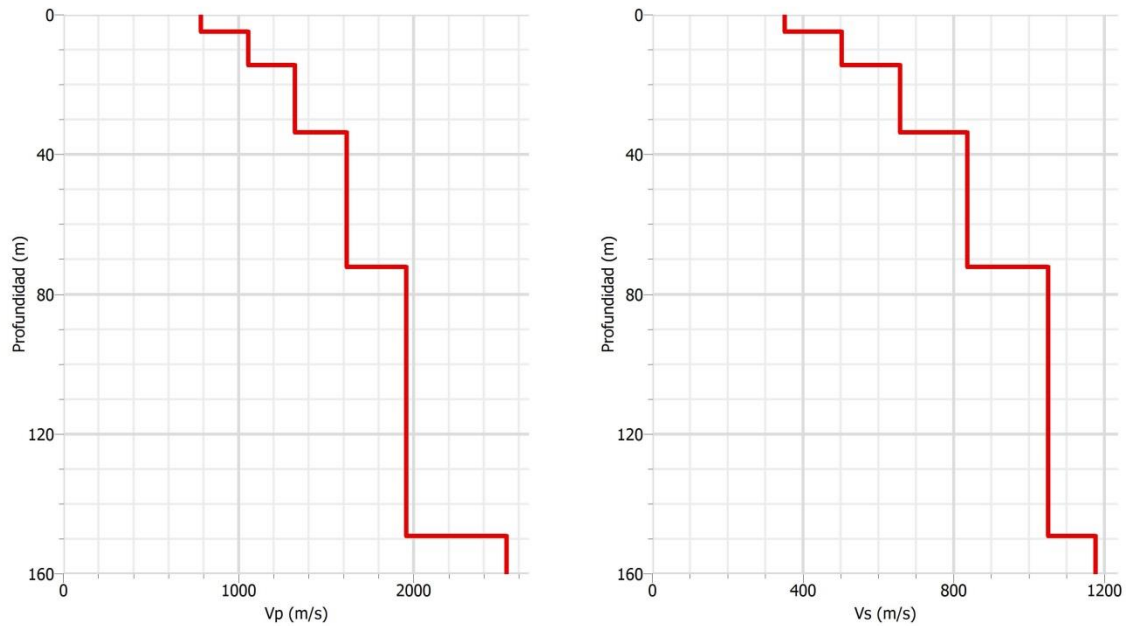


Figura 4.23. Modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de dispersión para el sitio de la Presa Endhó.

En este arreglo se tuvo el mejor ajuste con una profundidad de exploración de aproximadamente 149 m.

De igual forma, a partir del cociente espectral de uno de los vértices del arreglo de 200 m, se calculó la curva de elipticidad, obteniendo como resultado la figura 4.24. Con esta curva obtuvimos el modelo de velocidades que se observa en la figura 4.25. Igualmente se obtuvo una estructura de velocidades de cinco capas dándole los mismos parámetros que se usaron para obtener el modelo de velocidades a partir de la curva de dispersión.

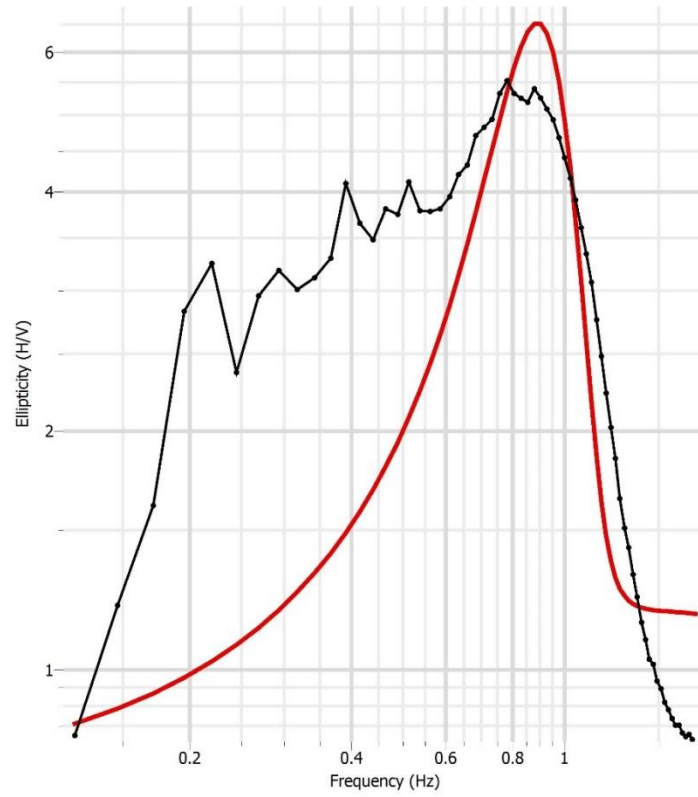


Figura 4.24. Curva de elipticidad invertida (línea roja) para el cociente espectral (línea negra) de uno de los vértices del arreglo triangular de 200 m de la Presa Endhó

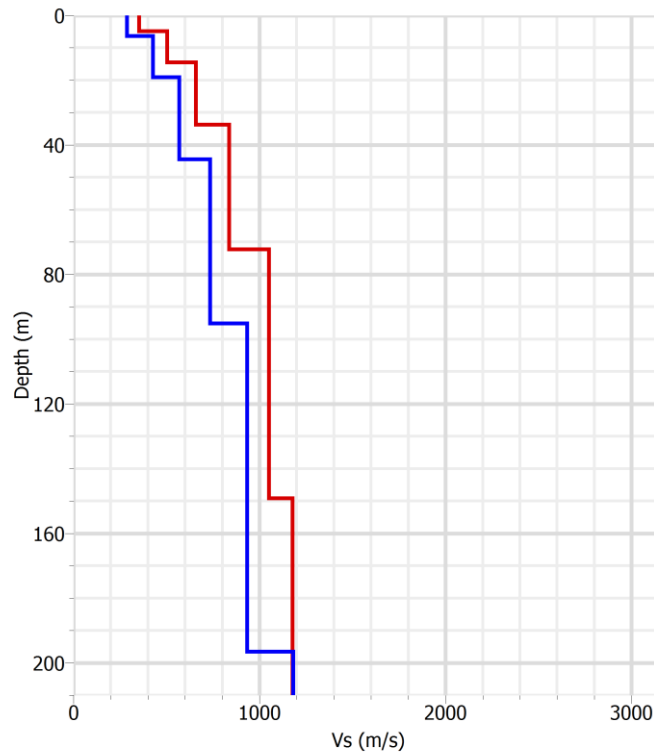


Figura 4.25. Esta gráfica muestra la comparación entre el modelo de velocidades obtenido a partir de la curva de elipticidad (línea azul) con el modelo obtenido a partir de los arreglos triangulares (línea roja) de la Presa Endhó.

4.5 COCIENTES ESPECTRALES DE EVENTOS SISMICOS.

4.5.1 Adquisición de datos

Se instaló una red sísmica temporal entre la Presa Endhó y la Presa Requena, figura 4.26, la red fue constituida por 6 estaciones que estuvieron en funcionamiento aproximadamente un mes y medio, de las cuales sólo se obtuvieron registros en 2 ellas THPE y THAM, ver tabla 4.5, teniendo un total de 96 sismos registrados y reportados en el Catálogo de registros sísmicos Red Temporal de Tula, Hidalgo (Instituto de Ingeniería).

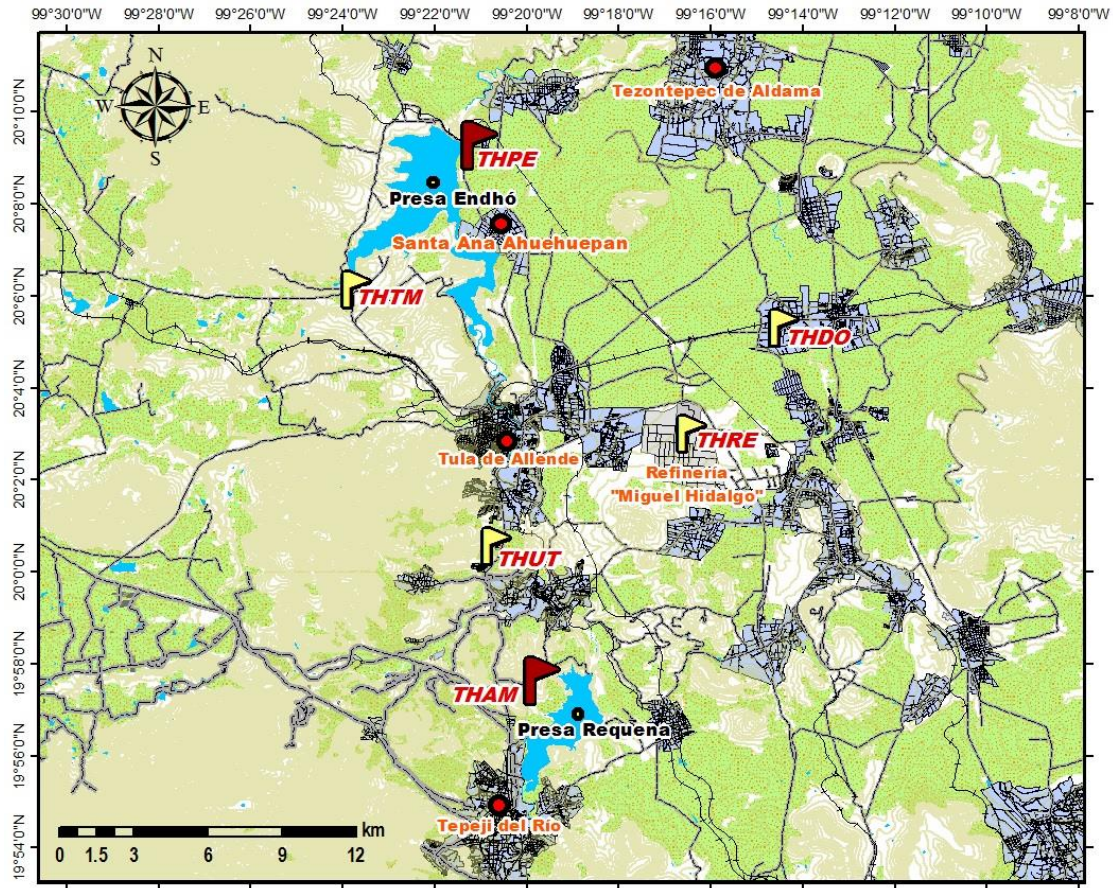


Figura 4.26. Ubicación de las estaciones temporales. Las banderas rojas indican las estaciones en las que tuvimos datos de eventos sísmicos y las que están marcadas con banderas amarillas son las que de alguna manera se tuvieron fallas al registrar.

Tabla 4.5. Localización de las seis estaciones temporales.

ESTACIÓN	NOMBRE	CLAVE	INSTITUCIÓN	COORDENADAS		
				Latitud	Longitud	Altitud (m)
THAM	Amanali	THAM	IINGEN	19.960460°	-99.331257°	2221
THPE	Presa Endhó	THPE	IINGEN	20.154492°	-99.354113°	2036
THRE	Refinería	THRE	IINGEN	20.050038°	-99.273906°	2133
THUT	Univ. Tec. Tula-Tepeji	THUT	IINGEN	20.009088°	-99.344246°	2094

THTM	Telesecundaria Michimaloya	THTM	IINGEN	20.102311°	-99.395090°	2080
THDO	Doxey	THDO	IINGEN	20.088574°	-99.240237°	2084

Sólo se describirán las dos estaciones en las que se tuvo registros sísmicos.

- 1) Estación THAM, ubicada dentro del desarrollo Amanali Country Club & Náutica que se encuentra situada a las orillas de la presa Requena.
- 2) Estación THPE, ubicada en un establecimiento de distribución de dulces a un costado de la cortina de la presa Endhó.

Las estaciones THRE, THUT y THTM, tuvieron problemas de funcionamiento por lo que no registraron, la estación THDO sólo tuvo registros de un día, de los cuales ningún fue de nuestro interés para lo que estamos buscando.

La estación THAM fue instrumentada con un acelerómetro modelo K2 de marca Kinematics y un sismógrafo de banda ancha externo de marca Güralp, modelo CMG-40T. Tanto el acelerómetro y el sensor fueron conectados a una batería de 12 V y esta a su vez se conectó a un regulador de corriente que estuvo conectado a una toma de corriente de 120 V de corriente alterna, para mantener la sincronización del digitalizador se le conectó una antena GPS. Del mismo modo se instaló la estación THPE, sólo que esta consto de un sismómetro de banda ancha de marca Güralp, modelo CMG-40T conectado a un digitalizador modelo CMG-DM24 (figura 4.27) de la misma marca del sismómetro. En la tabla 4.6a, 4.6b y 4.6c se presentan las características generales del acelerógrafo y los sismógrafos, respectivamente.



Figura 4.27. Instalación de las estaciones temporales, de lado derecho THAM y de lado izquierdo THPE.

Tabla 4.6a. Características generales del acelerógrafo K2, Kinematics, instalado en la estación THAM.

Acelerógrafo K2, Kinematics			
	CH1	CH2	CH3
Rango Dinámico	2.5 [V]	2.5 [V]	2.5 [V]
Frecuencia Natural	53.20 [Hz]	50.90[Hz]	51.60[Hz]
Amortiguamiento	0.66	0.66	0.66
Sensitividad	2.5[V/g]	2.5[V/g]	2.5[V/g]

Tabla 4.6b. Características generales del sismógrafo CMG-40T, Güralp, instalado en la estación THAM.

Sismógrafo Güralp CMG-40T			
	CH1	CH2	CH3
Rango Dinámico	2.5 [V]	2.5 [V]	2.5 [V]
Frecuencia Natural	50[Hz]	50[Hz]	50[Hz]
Amortiguamiento	0.7	0.7	0.7
Sensitividad	1.25	1.25	1.25

Tabla 4.6c. Características generales del sismógrafo CMG-40T, Güralp, instalado en la estación THPE.

Sismógrafo Güralp CMG-40T			
	CH1	CH2	CH3
Rango Dinámico	10[V]	10[V]	10[V]
Frecuencia Natural	70.0[Hz]	70.0[Hz]	70.0[Hz]
Amortiguamiento	0.7	0.7	0.7
Sensitividad	2000[V/m/s]	1992 [V/m/s]	1988 [V/m/s]

La instalación consistió en orientar la componente horizontal Norte del sensor y del digitalizador K2, en el caso de la estación THAM, nivelarlos sobre la superficie en la que se iban a colocar, la antena GPS en los dos casos fue colocada en el exterior de tal manera que no tuviera ningún problema de tener señal satelital.

La configuración que tuvo la estación THPE fue grabar en continuo, mientras que la estación THAM fue por disparo.

4.5.2 Procesamiento de los datos

Cada uno de los registros grabados en la estación THAM se visualizó en el programa Quick Look de Kinematics con el objetivo de identificar eventos sísmicos, esto se hizo para cada uno de los 747 registros que se tuvieron en esta estación. En la tabla 1 de los anexos se enlistan los eventos sísmicos encontrados.

En el caso de la estación THPE se obtuvieron 2165 archivos de 30 min cada uno, estos registros fueron analizados con ayuda del programa Scream 4.5, Güralp Systems Ltd, también con la finalidad de identificar algún evento sísmico. Obteniendo un total de 16 eventos registrados, enlistados en la tabla 2 encontrada en los anexos.

Teniendo los eventos sísmicos se procedió a obtener los cocientes espectrales de la misma forma que se hicieron para los microtemores. Para la estación THAM fue necesario convertir los datos originales (extensión EVT) a formato ASCII para que pudieran ser leídos en el programa donde serán procesados.

Para la estimación de los coeficientes espectrales H/V se usó un código elaborado en el programa MATLAB, que consiste básicamente en calcular el cociente de la suma vectorial de las componentes horizontales sobre la componente vertical de la onda S, ya que la suma vectorial nos arroja el máximo valor del movimiento horizontal.

Con estas consideraciones, el código consiste en:

1. Seleccionar la parte más intensa (onda S) donde se presentan las mayores amplitudes del sismograma de cada una de las componentes.
2. Realizar el suavizado de los bordes con las ventanas de Von Hann (Kulhanek, 1976) y se calcula la transformada de Fourier utilizando la FFT (Fast Fourier Transform).
3. Calcular la suma vectorial de los espectros de amplitud de las componentes espectrales horizontales.
4. Calcular los cocientes espectrales para las ventanas (suavizado y toma de los cocientes espectrales de la suma vectorial entre la componente vertical).
5. Obtener el promedio de los cocientes espectrales y calcula la desviación estándar.
6. Graficar el promedio resultante \pm una desviación estándar.

4.5.3 Resultados de cocientes espectrales de eventos sísmicos

El procedimiento explicado en la sección 4.2 se aplicó para 18 eventos sísmicos de la estación THAM, obteniendo como frecuencia dominante más grande en 1.42 Hz como se muestra en la figura 4.28.

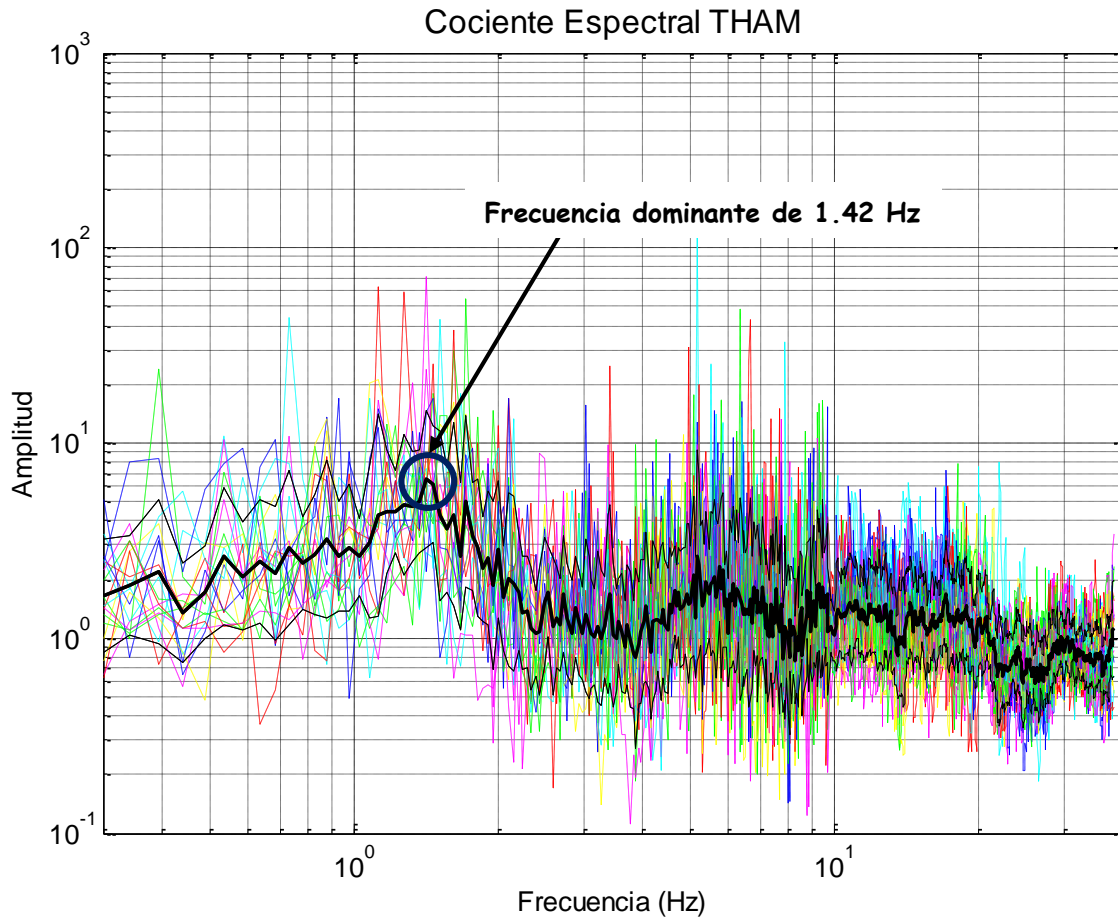


Figura 4.28. Cociente espectral de la estación THAM de eventos sísmicos. El eje horizontal muestra el rango de frecuencias (Hz) en escala logarítmica, para el eje vertical muestra la amplitud relativa, las líneas continuas en varios colores corresponden a cada una de las ventanas donde se estimó el cociente espectral, la línea negra gruesa continua muestra el promedio de las ventanas, las líneas negras delgadas muestran la máxima y la mínima desviación estándar.

Y para la estación THPE se procesaron 14 eventos sísmicos teniendo la frecuencia pico en 0.73 Hz como aparece en la figura 4.29.

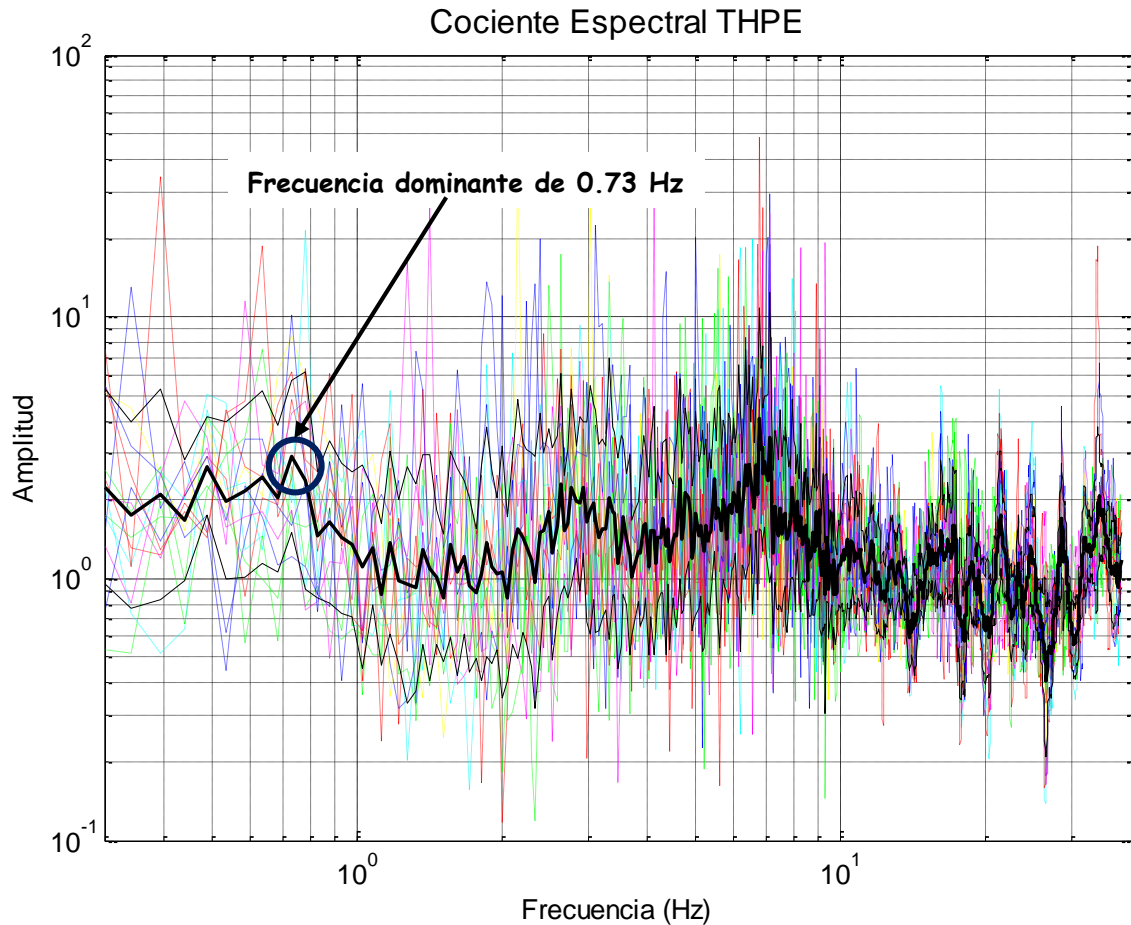


Figura 4.29. Cociente espectral de la estación THPE de eventos sísmicos. El eje horizontal muestra el rango de frecuencias (Hz) en escala logarítmica, para el eje vertical muestra la amplitud relativa. Las líneas continuas en varios colores corresponden a cada una de las ventanas donde se estimó el cociente espectral, la línea negra gruesa continua muestra el promedio de las ventanas, las líneas negras delgadas muestran la máxima y la mínima desviación estándar.

V. ANALISIS DE RESULTADOS

Con la finalidad de obtener una evaluación del sitio y un análisis espacial de la variación del periodo fundamental, se realizaron un total de 37 mediciones puntuales distribuidas a lo largo y ancho del área de interés.

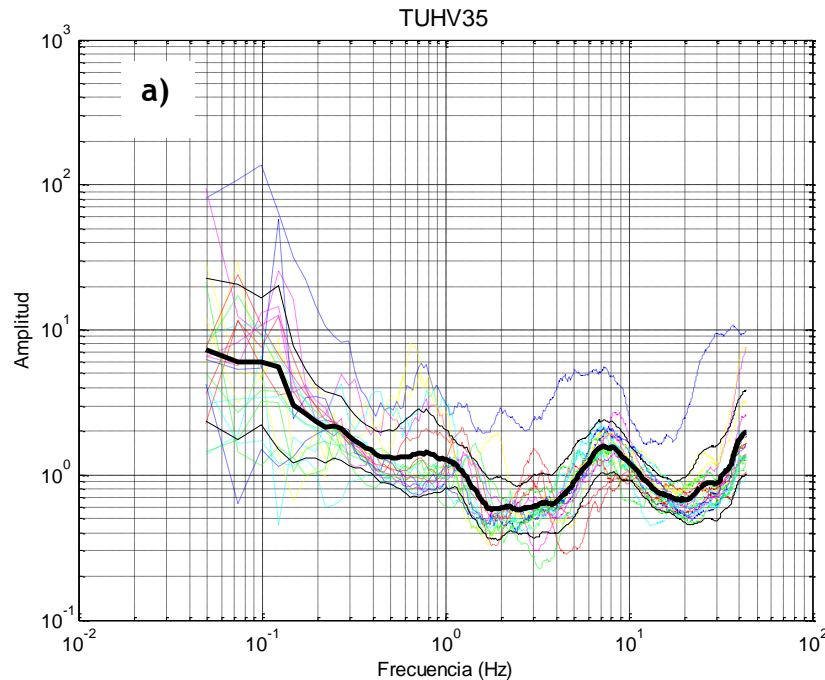
Los resultados obtenidos de los cocientes espectrales H/V de microtremores, nos permitió determinar, que la zona de estudio presenta valores de periodos dominantes en un rango de 0.13 a 4.2 s, con esto podemos clasificar el lugar de estudio en tres zonas de manera análoga a las zonas que se han definido para el Distrito Federal.

Zona 1. $T_s < 0.5$ s

Zona 2. $0.5 \leq T_s < 1$ s

Zona 3. $T_s \geq 1$ s

La figura 5.1, muestra la gráfica más representativa de las tres zonas en las que fue clasificada el área de estudio.



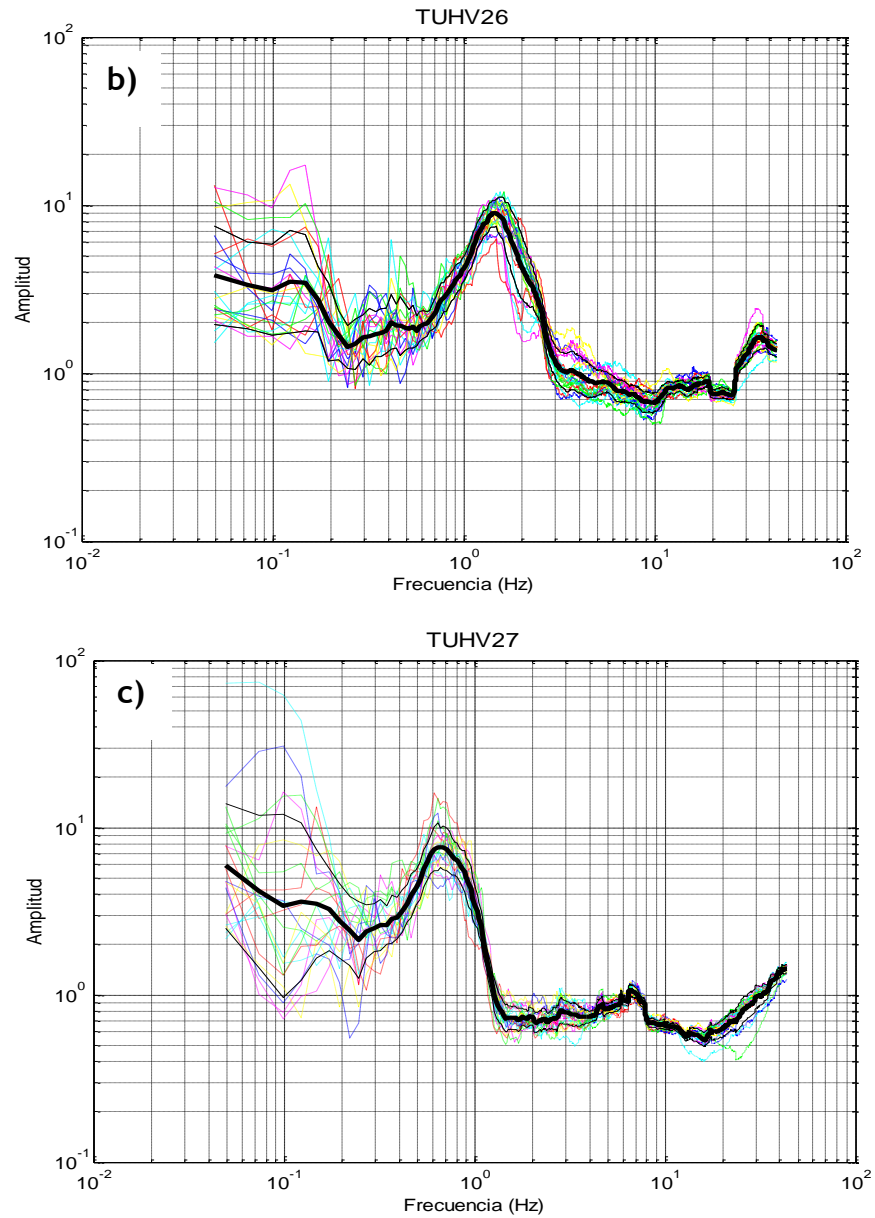


Figura 5.1 Las gráficas anteriores son los cocientes espectrales más representativos, a) cociente espectral de la estación TUHV35 con una frecuencia dominante de 7.28 Hz, b) cociente espectral de la estación TUHV26 con una frecuencia dominante de 1.47 Hz y c) cociente espectral de la estación TUHV27 con una frecuencia dominante de 0.63 Hz.

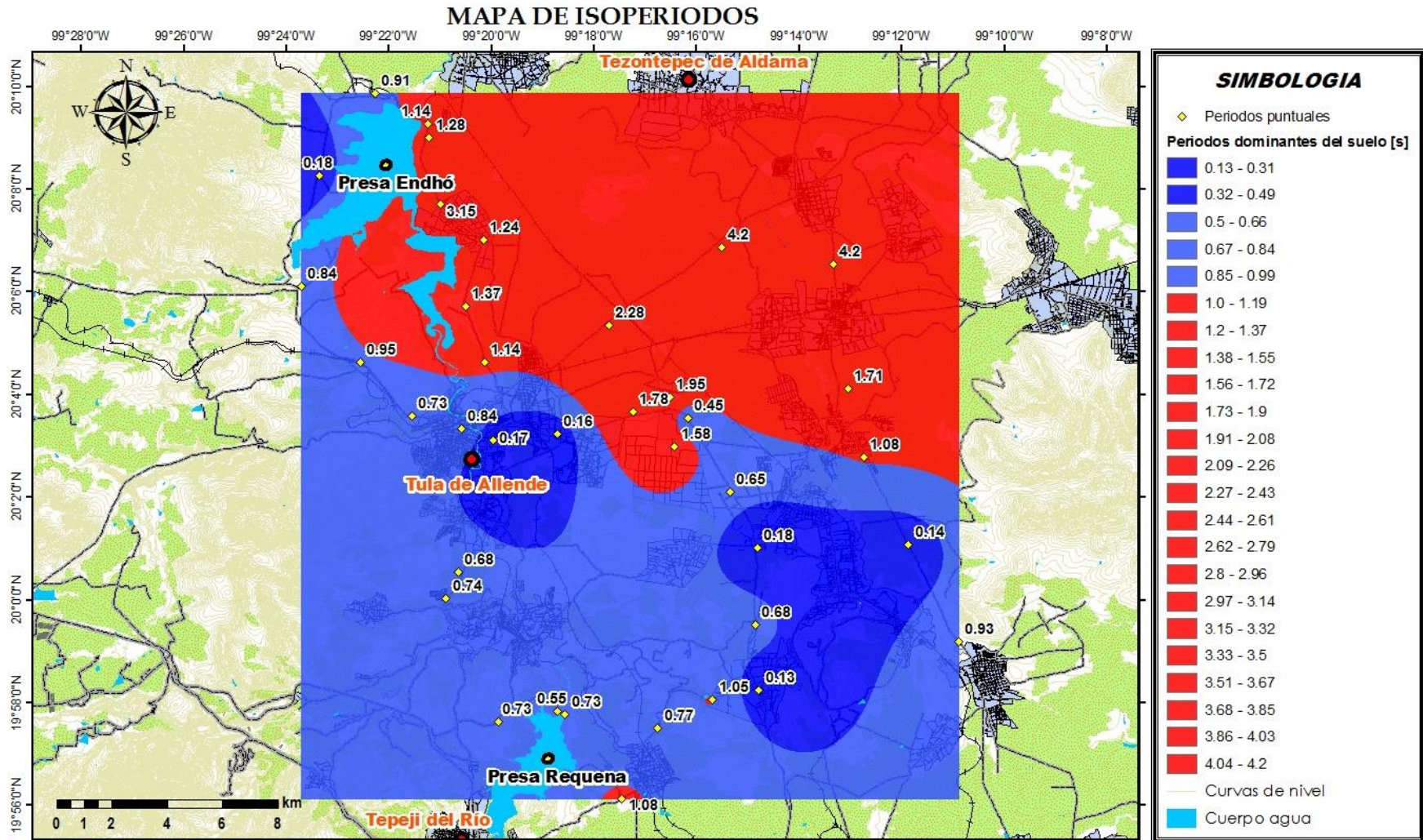


Figura 5.2. Mapa de las zonas en las que fue clasificado el lugar de estudio. Zona 1. $T_s < 0.5$ s (azul), zona 2. $0.5 \leq T_s < 1$ s (azul rey) y zona 3. $T_s \geq 1$ s (roja).

Además de aplicar el método de Nakamura a los 32 puntos de ruido ambiental, también se le aplicó este método a uno de los vértices de los dos arreglos triangulares, Presa Endhó y Refinería y a los eventos sísmicos que se detectaron en las dos estaciones de la red acelerográfica temporal.

En la figura 5.3, se hace una comparación del cociente espectral calculado de microtremores en el punto TUHV06 (Amanali) y de registros sísmicos detectados en la estación THAM, situada en el mismo lugar.

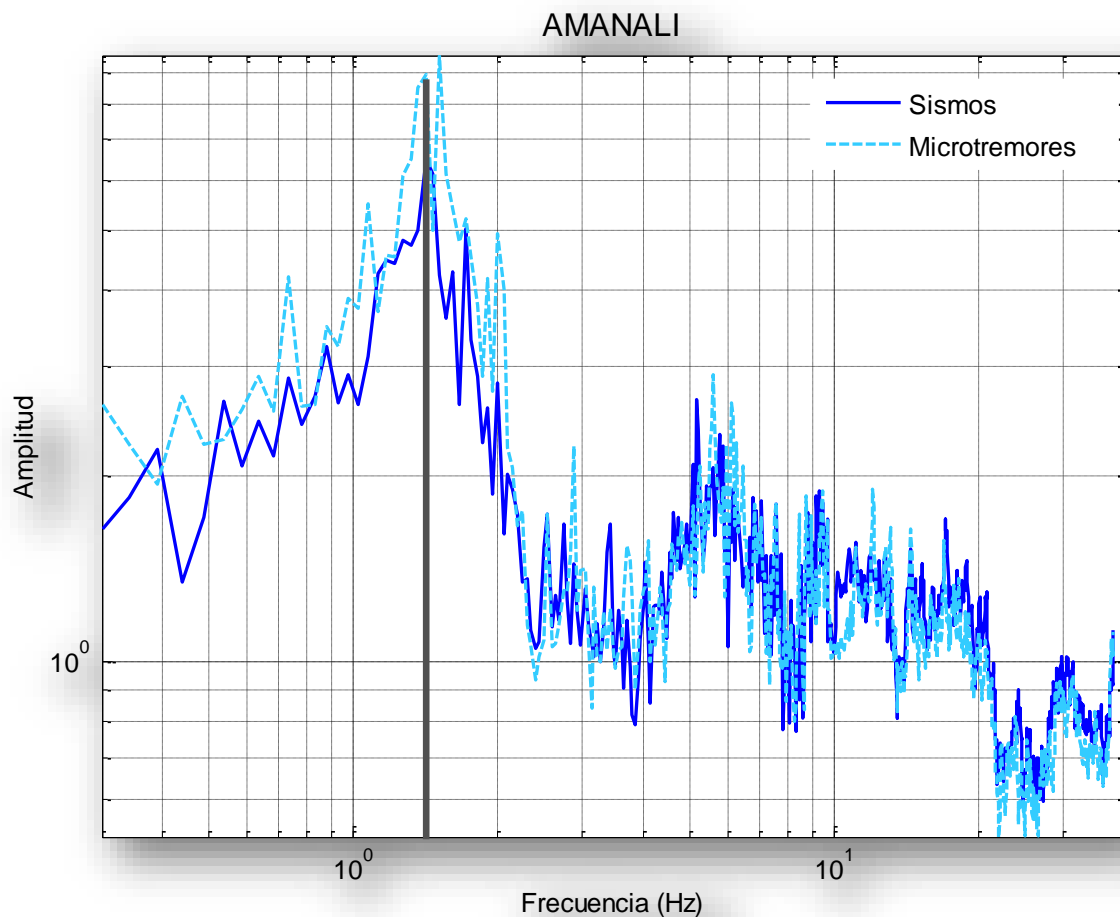


Figura 5.3. Gráfica de cocientes espectrales H/V de microtremores (línea punteada) vs. Sismos (línea continua).

Ahora en la figura 5.4 se compara el cociente espectral calculado en el punto denominado Presa Endhó usando microtremores y registros sísmicos.

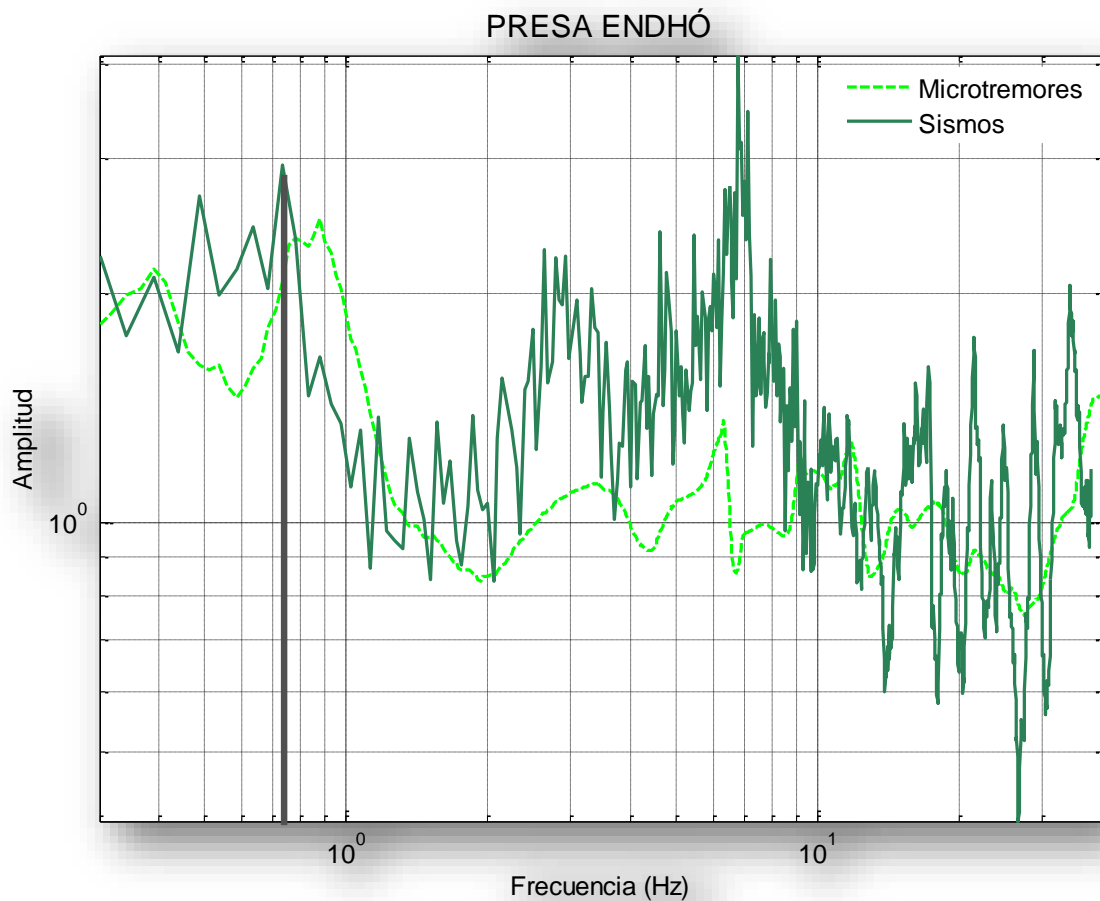


Figura 5.4. Gráfica de cocientes espectrales H/V de microtremores (línea punteada) vs. Sismos (línea continua) de la Presa Endhó.

Como se puede observar en las gráficas de comparación de los cocientes espectrales de microtremores y eventos sísmicos, la frecuencia predominante es muy parecida en el mismo sitio. Con estos resultados podemos decir que son confiables los periodos fundamentales que conforman el mapa de isoperiodos y que pueden ser utilizados para la norma de construcción del lugar de estudio. Con respecto a las amplificaciones se observa que para los microtremores son pequeñas en comparación con las de sismos por ende no son confiables, además que el método utilizado no es un buen estimador de las amplificaciones.

Para tener una mejor caracterización del lugar fue necesario realizar arreglos triangulares de 5, 15, 30, 40, 50, 75, 100 y 200 m en dos sitios, logrando estimar una estructura de velocidades para cada uno de los sitios. De los cuales se tuvo un mejor ajuste entre la curva de dispersión calculada con la estimada al obtener la estructura de velocidades de la Presa Endhó.

En la curva de dispersión de los dos sitios (Refinería y Presa Endhó) se observó claramente la tendencia de la curva de dispersión es descendente, es decir que hacia bajas frecuencias mayor es la velocidad del estrato, mientras que para frecuencias altas la velocidad disminuye, con esto podemos asegurar que se tiene una buena curva de dispersión para las distintas aberturas de los arreglos en el sitio.

La velocidad más alta fue obtenida en la Presa Endhó ($V_s \approx 1177$ m/s), cumpliendo, entre mayor profundidad mayor será la velocidad, ya que se presenta más consolidado la roca.

A partir de la curva de elipticidad de los dos sitios en las que se obtuvo, se estimó el periodo dominante equivalente de estos sitios, ver tabla 4.7. A pesar de que hay diferencias entre los periodos del mismo sitio, se encuentran en la misma zona en las que están catalogados estos dos sitios.

Tabla 4.7. Comparación del periodo obtenido por medio de la curva de elipticidad con el método H/V en los puntos Refinería y Presa Endhó.

	PERIODO [s]	
	H/V	Curva de elipticidad
REFINERÍA (TUHV37)	0.65	0.86
PRESA ENDHÓ (TUHV29)	1.28	1.42

VI. CONCLUSIONES

El objetivo de este trabajo fue determinar el efecto de sitio de la ciudad de Tula de Allende, Hidalgo y sus alrededores elaborando un mapa de microzonificación sísmica para la zona. Se efectuaron 37 mediciones de microtemores en estaciones puntuales mediante dos sensores horizontales y uno vertical de 5 s, conectados a un digitalizador K2 de manufactura Kinematics. Cada medición puntal se tomó con una duración de 30 min a una velocidad de 100 muestras por segundo.

Mediante el método de cocientes espectrales H/V de Nakamura, se encontró que existen tres zonas en el área de estudio en un rango de 0.13 a 4.2 s de periodos dominantes y que se puede clasificar de la siguiente forma:

- a. Zona 1. En un rango de periodo dominante de $T_s < 0.5$ s.
- b. Zona 2. En un rango de periodo dominante de $0.5 \leq T_s < 1$ s.
- c. Zona 3. En un rango de periodo dominante de $T_s \geq 1$ s.

El mapa de isoperiodos dominantes característicos del subsuelo del área de estudio, se realizó a partir de 33 estaciones puntuales de microtemores, más otros 4 puntos que fueron analizados a partir del ruido ambiental proporcionados por las estaciones acelerográficas temporales, teniendo un total de 37 puntos, a los cuales se les realizó una interpolación utilizando el método de Kriging. El mapa de la figura 4.5, muestra la distribución espacial de periodos dominantes de los alrededores de la ciudad de Tula de Allende, Hidalgo, mostrando valores de periodo dominante en un rango de 0.13 - 4.20 s. Los periodos más largos que se encontraron fueron de 4.2 s, estos localizados al NE de la ciudad de Tula, en la colindancia con la carretera Tula-Actopan y cerca del municipio de Tlaxcoapan. Esto periodos se obtuvieron en zona de cultivo, donde el subsuelo no está muy bien consolidado.

En general el mapa de isoperiodos tiene una muy buena correlación con la geomorfología del área de estudio, teniendo periodos bajos (0.13-0.45 s) en las zonas altas donde el subsuelo está conformado por material duro bien consolidado, los periodos largos (1.05-4.20 s) reflejan un subsuelo poco consolidado que en este caso se ubican en la zona de

cultivo y en el cauce del Rio Tula. También se obtuvieron periodos de valores intermedios (0.55-0.95 s) considerando a estos puntos zonas de transición.

Con los datos de las estaciones acelerográficas temporales se realizó un catálogo de registros sísmicos, en el cual reportamos 96 sismos, resaltando el sismo del 10 de diciembre de 2011 con una magnitud 6.5 a 53 km al NO de Zumpango del Rio, Guerrero y a una profundidad de 58 km (SSN). Para este evento, que sólo se registró en la estación THAM, se obtuvieron las aceleraciones y las velocidades más grandes registradas, en la componente N-S una máxima aceleración de 4.16 cm/s² y una velocidad máxima de 0.32 cm/s.

Los registros sísmicos obtenidos también se utilizaron para hacer un análisis de cocientes espectrales H/V de eventos sísmicos. Estos cocientes nos permitieron ratificar los cocientes espectrales H/V obtenidos por microtemores realizados en el mismo lugar. La concordancia de los mismos indica que por lo menos en estos dos lugares los periodos dominantes están bien estimados.

El método de cocientes espectrales H/V mostro una buena relación con la geomorfología del lugar. Aunque al obtener el periodo dominante también tenemos un valor de amplificación relativa del terreno, hay que tener muy en cuenta que este método no es del todo confiable para esta estimación (Bard, 1999), como ya mencionamos anteriormente al observar la gráfica de la figura 5.4.

Con el método SPAC estimamos la estructura de velocidades en dos sitios diferentes de la ciudad de Tula de Allende, Hgo. (Refinería y Presa Endhó). Logrando estimar la estructura de velocidades de los estratos más superficiales en los dos con una profundidad de exploración de 149 m en un sitio y 151 m en el otro, con velocidades que oscilan, para el sitio de la Refinería 730 m/s hasta 2555 m/s para ondas Vp y de 300 m/s hasta 1100 m/s para ondas Vs, en el caso de la Presa Endhó 352 m/s hasta 1177 m/s para ondas Vs y de 785 m/s hasta 2530 m/s para ondas Vp. De acuerdo a este trabajo las velocidades de las ondas S obtenidas en el sitio de la Refinería son mayores a las reportadas en el estudio realizado por la empresa Geomar (2000), no podemos hacer una comparación de los resultados que obtuvimos en este sitio ya que no tenemos el sitio exacto en donde se realizó tal estudio. Viéndolo desde otro punto de vista, consideramos que nuestro resultado es correcto ya que de acuerdo a la geomorfología del sitio y

geología observada las velocidades tendrían que ser altas, porque se observa que la zona está compuesta por roca dura.

En el caso de la Presa Endhó no se encontraron estudios previos que serían muy útiles en esta zona ya que se encuentra en crecimiento urbano.

Los periodos dominantes calculados a partir de la estructura de velocidades obtenidas por medio del método SPAC tienen discrepancias en los dos sitios, esto se puede deber a que se está obteniendo desde un modelo conformado de tres estaciones a comparación del cociente espectral H/V, que este fue obtenido a partir de una sola estación puntual.

Los datos obtenidos en este trabajo nos han permitido determinar la estructura de velocidades en dos sitios diferentes en la zona de estudio. Los cuales muestran las diferentes respuestas que tiene el terreno ante las ondas sísmicas. También se propone un mapa de isoperiodos para esa zona, aunque se contó con pocas estaciones puntuales, se da un panorama muy general de la microzonificación sísmica de la ciudad. Estos resultados son útiles y sirven de referencia para los estudios de peligro sísmico que eventualmente se puedan realizar en esta ciudad.

Recomendamos un estudio más a detalle para la ciudad de Tula de Allende y colindancias, para lo cual es necesario realizar más arreglos triangulares y mediciones puntuales de microtemores, de tal forma que se cubra toda la mancha urbana y también muy importante la zona industrial, para así determinar la estructura de velocidades de toda la ciudad, así como también el mapa de microzonificación sísmica.

Este tipo de trabajos es muy importante realizarlos en zonas urbanas y más aún en las ciudades en crecimiento ya que la información adquirida será de vital importancia para el mejoramiento en el reglamento de construcción de la ciudad o si fuera el caso en la realización del mismo.

REFERENCIAS

Aki, K. (1957), "Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors". *Bull. Earthq.Res.Int., Tokyo Univ.*, 415-457.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F. (2005). "El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, núm. 1, p. 65-82.*

Ángeles-Nava, A. (2002). "Impacto Regional de la Refinería Miguel Hidalgo en Tula de Allende, Hidalgo". *Tesis de Maestría. CIEMAD, IPN, 29-33.*

Bard, P. Y. (1999). "Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?". *The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani. 1251-1279.*

Cuadra-Monreal, P. E. (2007). "Aplicación de técnicas de vibraciones ambientales: análisis de microtremores y vibraciones naturales, para la caracterización de sitio". *Tesis de Licenciatura. Universidad Simón Bolívar.*

D'Antonio, M, Capra, L, Sarocchi, D y Bellotti, F. (2008). "Reconstrucción del evento eruptivo asociado al emplazamiento del flujo piroclástico El Refugio hace 13 ka, volcán Nevado de Toluca (México)". *Revista Mexicana de ciencias geológicas, vol. 25, No.1.*

De Cserna S., M. De la fuente-Durch, M. Palacios-Nieto, L. Triay, L. M. Mitre-Salazar y R. Mota-Palomino. (1998). "Estructura Geológica, Gravimetría y Relaciones Neotectónicas Regionales de la cuenca de México". *Instituto de Geología, UNAM. Boletín 104.*

Del Arenal, R. (1985). "Estudio Hidrogeoquímico de la porción Centro-Oriental del Valle del Mezquital, Hidalgo". *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Revista, vol. 6, núm. 1.p. 86-97.*

Demant, A. (1978). "Características del Eje Neovolcánico Transmexicano; sus problemas de interpretación". *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Revista, vol. 2, p. 172-187.*

Demant, A. (1982). "Interpretación Geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano". *Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Revista, vol. 5, núm. 2. p. 217-222.*

Ferrari, L. (2000). "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 84-92.*

Flores-Estrella, H. Aguirre-González, J. (2003). "SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City". *Geofísica Internacional, vol. 42. No.2. 227-236.*

Geomar Ingeniería, S.A. de C.V. (2000). "Estudios sísmicos de Down-Hole en los sitios BH-03 y BH-09 para la determinación del periodo dominante del subsuelo, así como espectros de respuesta y diseño del terreno donde se ubica la refinería de la ciudad de Tula, Hgo".

Gutiérrez-Ángeles, S. y Silva-De la Rosa, B.F. "Aplicación de un Modelo Hidrogeoquímico en el Valle del Mezquital, Hidalgo". *Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).*

Gutiérrez-Martínez, C. (2000). "Clasificación de municipios de la República Mexicana de acuerdo con la regionalización sísmica". *Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).*

KulhaneK, O. (1976). "Introduction to Digital Filtering in Geophysics". *Amsterdam, Elsevier, 168 pp.*

Lay, Thorne y Wallace, Terry C. (1995). "Modern Global Seismology". *Academic Press, p. 4-10.*

Lermo, J. (1992). "Observaciones de microtremores en México y su aplicación en la Ingeniería Sísmica". *Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 75 pp.*

Lermo, J. y Chavez-Garcia, F. (1993). "Site effect evaluation using spectral ratio with only one station". *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, No. 5, pp. 1574-1594.*

Lermo, J. y Chavez-Garcia, F. (1994a). "Are Microtremores Useful in Site Response Evaluation?". *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, pp. 1350-1364.*

Nakamura, Y. (1989). "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface". *QR of RTRI, vol.30. No.1. 25-33.*

Nakamura, Y. (2000). "Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and its Applications". *12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand.*

Monografía Geológica Minera Del Estado de Hidalgo. Ed. SGM.

Pardo, M. y G. Suárez. (1995). "Shape of subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: seismic and tectonic implications". *J. Geophys. Res. 100,12, 357-12, 373.*

Pérez-Rocha, L. E. (1998). "Respuesta Sísmica Estructural: Efecto de Sitio e Interacción Suelo-Estructural". *Tesis Doctoral, UNAM.*

Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Tula de Allende, Hidalgo (INEGI, 2009).

Rocher-Maliachi, Ana C. (2012). "Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México". *Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, 8-16.*

Servicio Sismológico Nacional, SSN (2010). "Secuencia de Sismos en Hidalgo, Mayo 2010".

Solana-López, J. (2010). "Geología Regional y Petrogénesis del Vulcanismo Silíceo de la Región Circundante a la Ciudad de Tulancingo, Estado de Hidalgo". *Tesis de Maestría. ESIA-Ticomán. IPN.*

Suter, M., Carillo-Martínez, M. y Quintero-Legorreta, O. (1996). "Macroseismic Study of Shallow Earthquaker in the Central and Eastern Parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico". *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 6, pp. 1952-1963.*

Tupak, O. (2009). "Microzonificación sísmica". *Universidad Internacional de Andalucía UNÍA (Huelva, España).*

Vazquez-Rosas R. (2002). "Propuesta de Microzonificación sísmica de la Ciudad de Uruapan, Mich.". *Tesis de Licenciatura, Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo.*

Referencias

Wilson, B. W., Hernández-M, J.P. y Meave-T, E. (1957). “Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México”. *p 1-15*.

Portales de internet consultados.

“ACADEMIC”, 2013. Portal de internet, **www.esacademic.com**

Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas “CEDEX”, 2012. Portal de internet, **www.cedex.es**

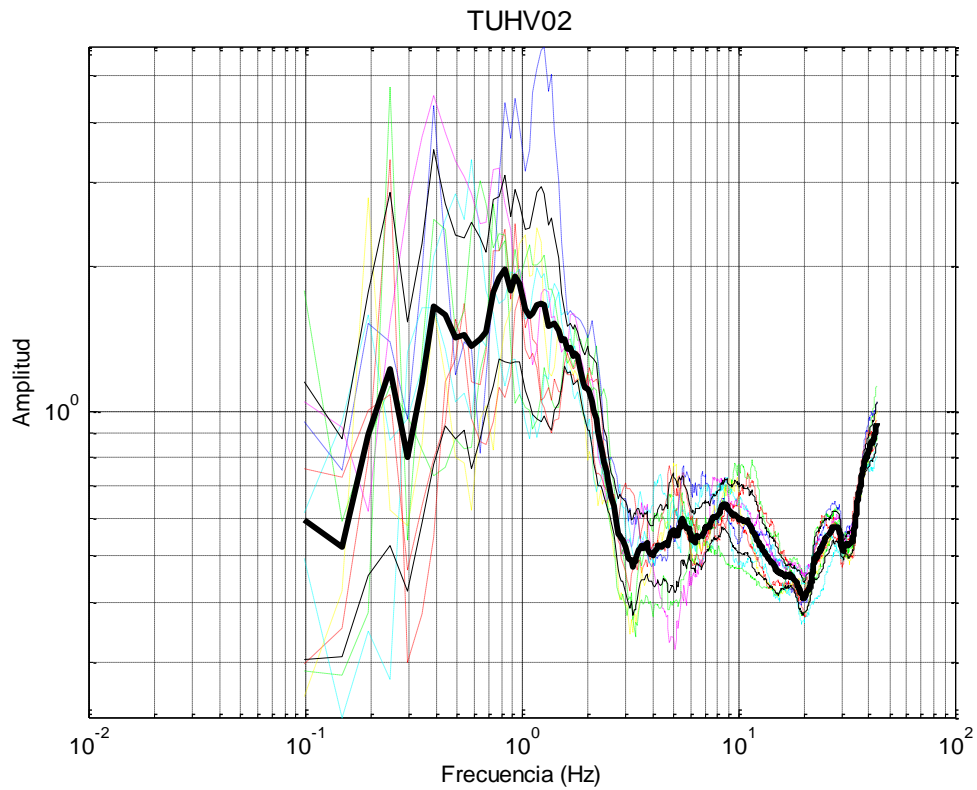
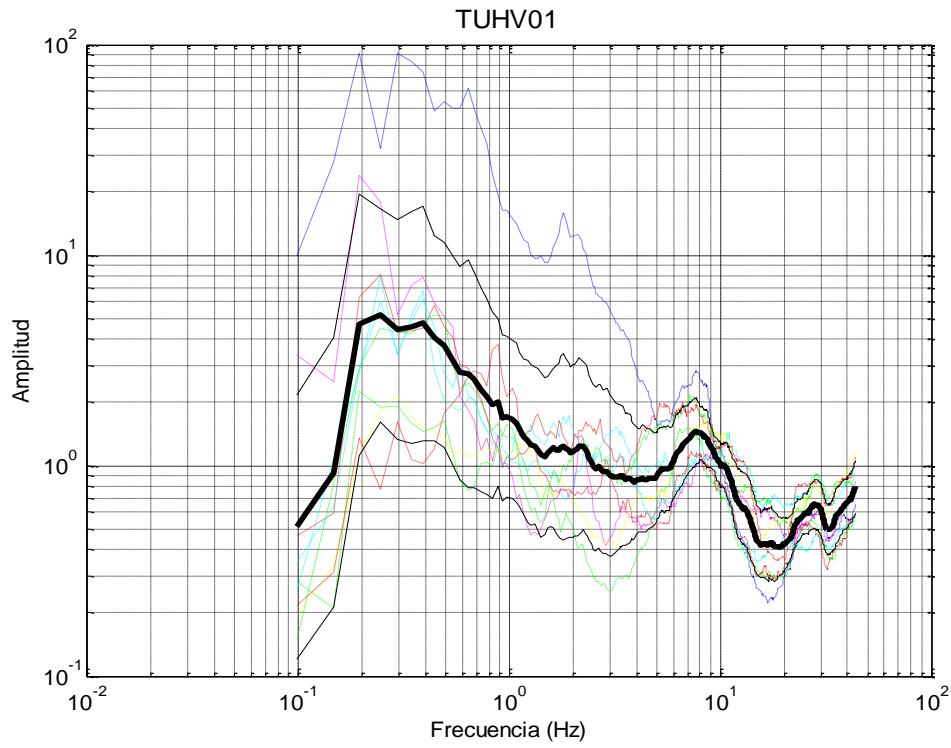
Centro Nacional de Prevención de Desastres “CENAPRED”, 2013. Portal de internet, **www.cenapred.unam.mx**

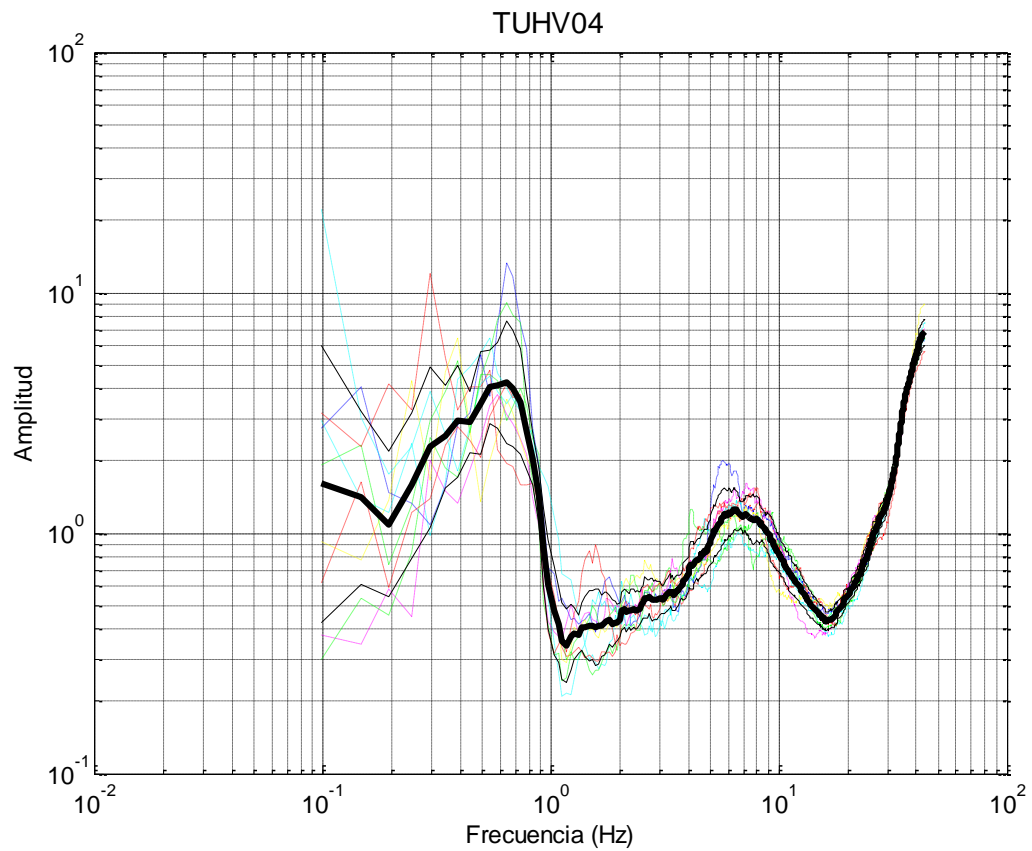
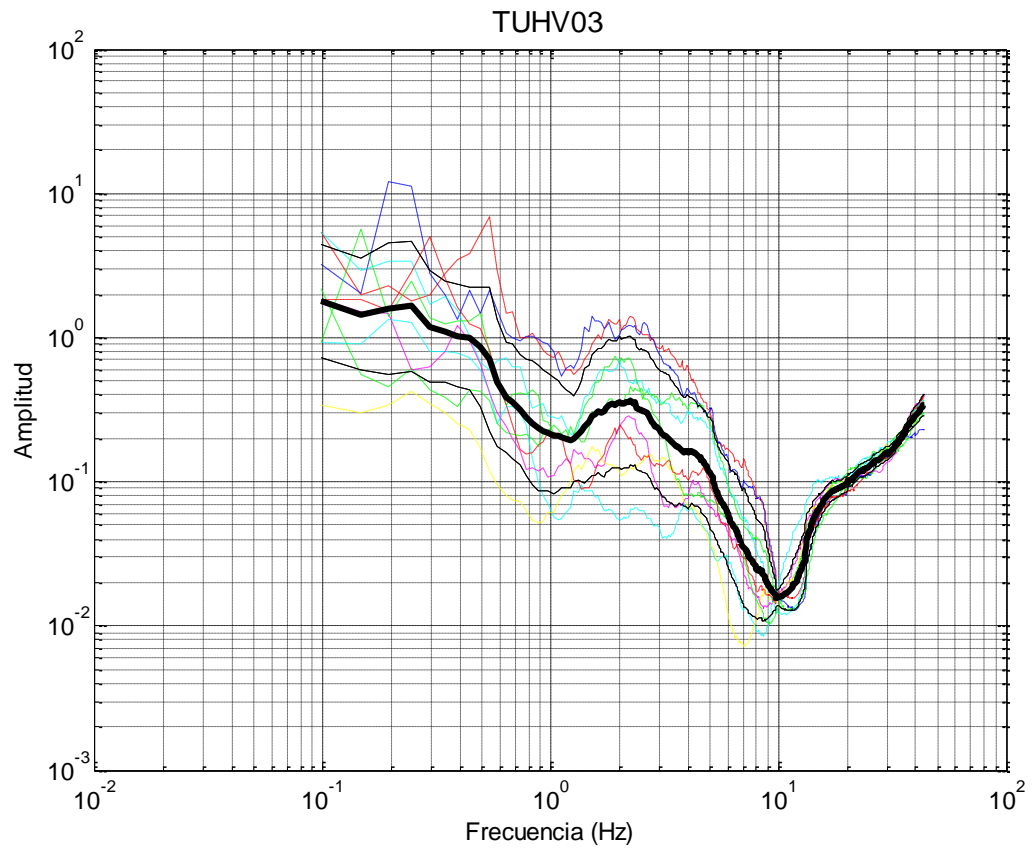
Google Earth 2012 y 2013. Portal de internet, **<http://earth.google.com>**

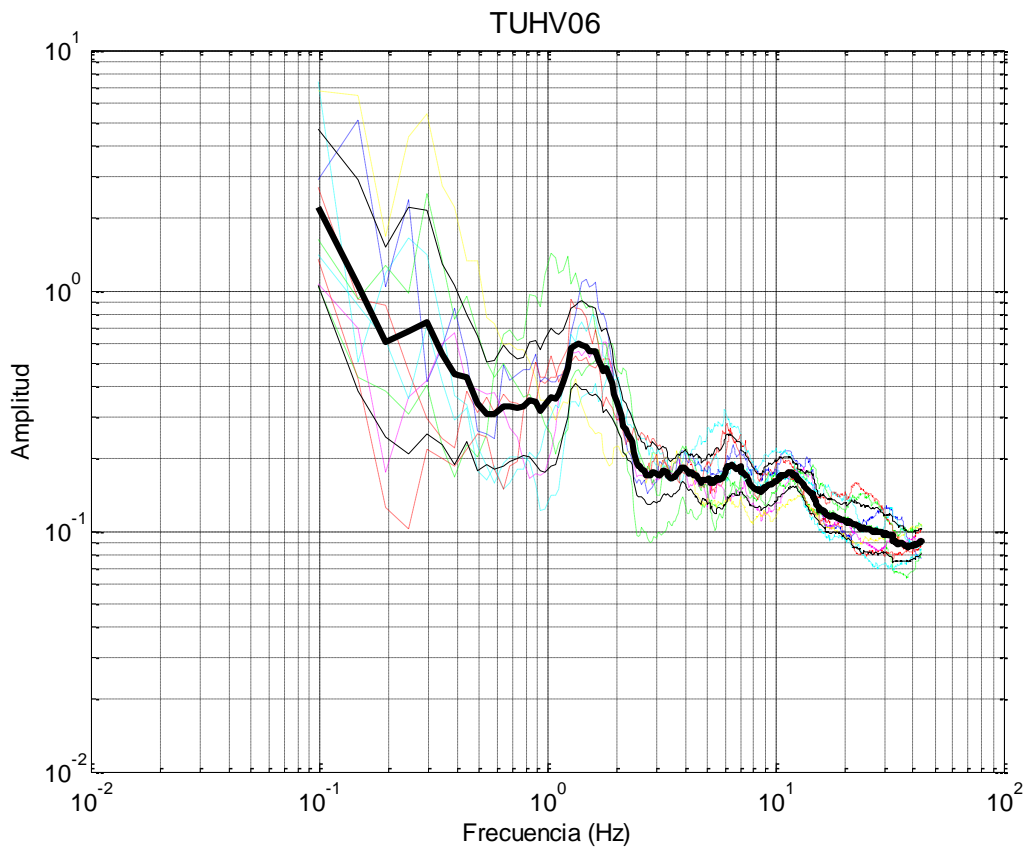
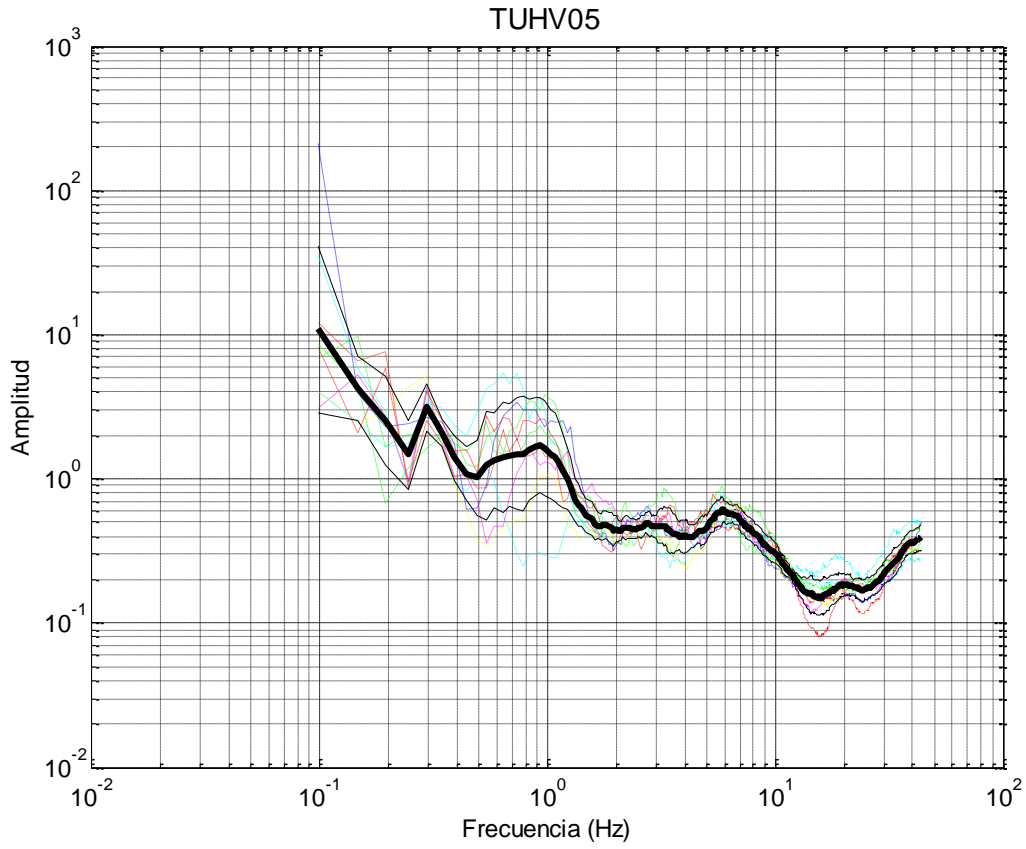
Martínez, A (2013). “La Mecánica cuántica”. Portal de internet. **<http://la-mecanica-cuantica.blogspot.mx>**

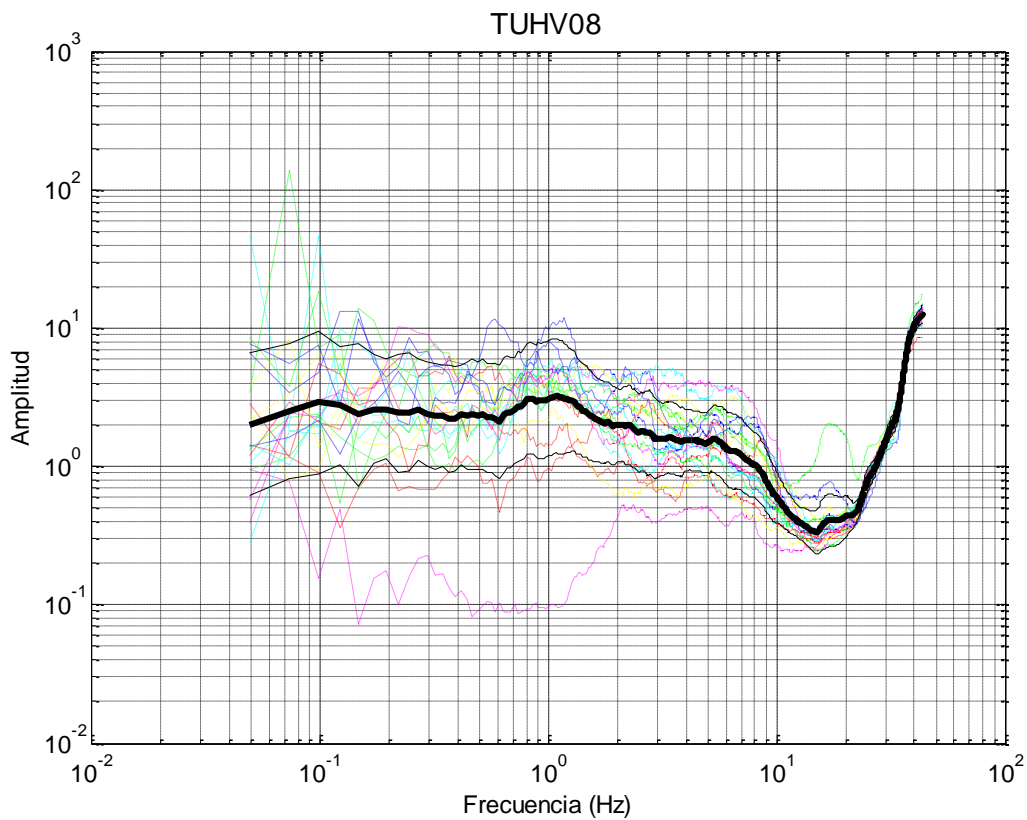
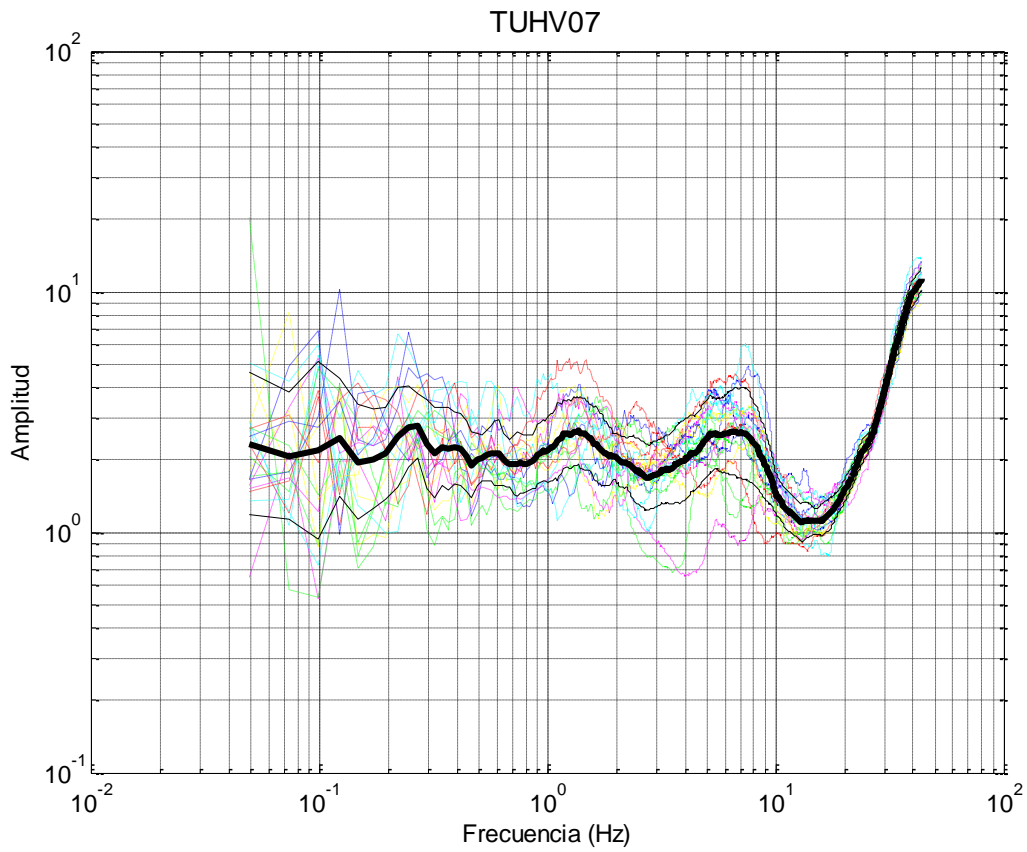
ANEXOS

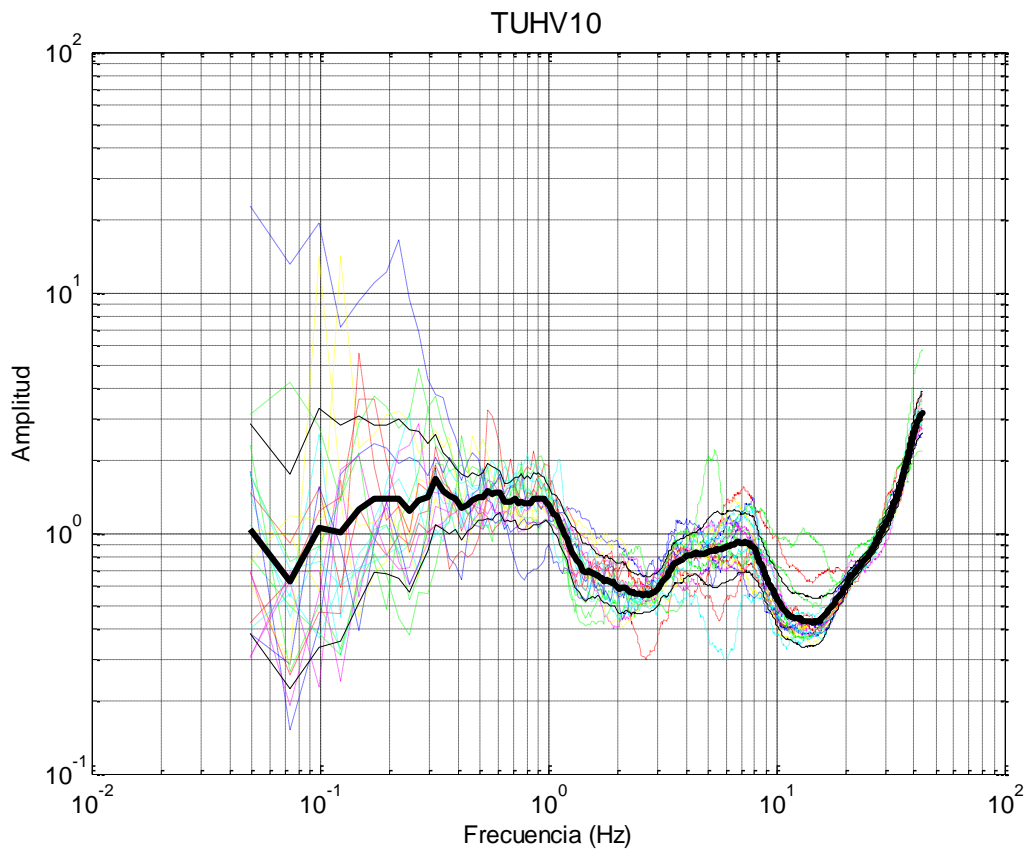
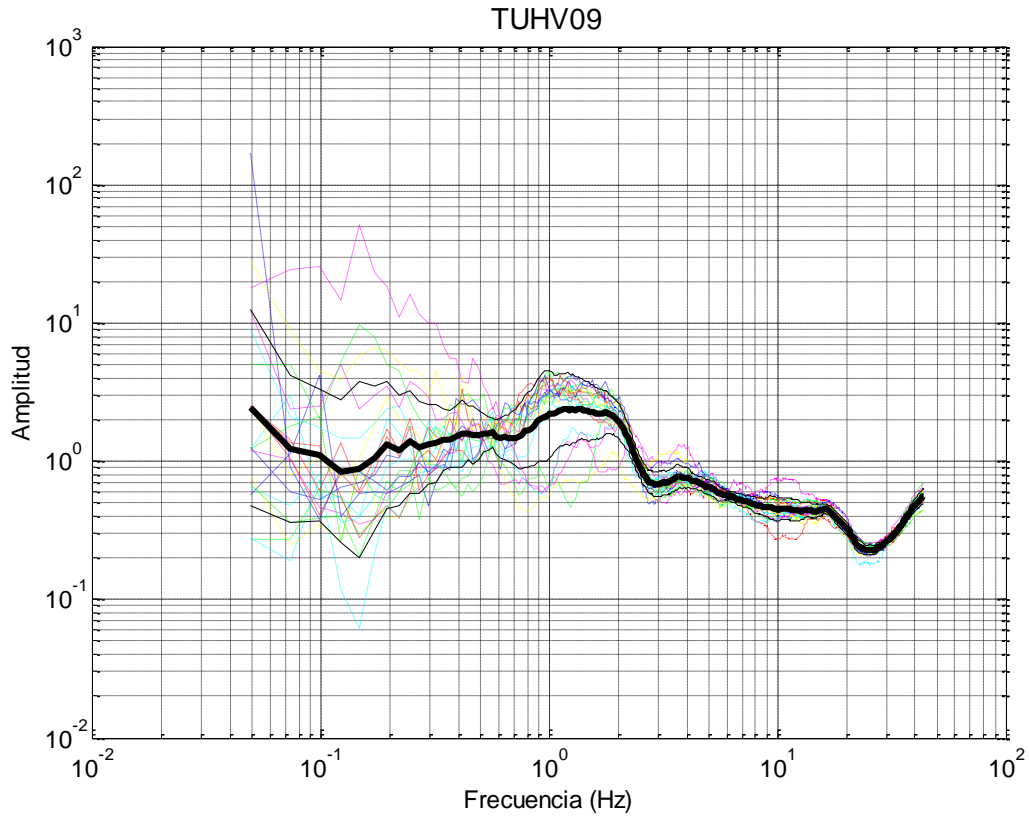
Anexo 1. Graficas de los cocientes espectrales de microtemores.

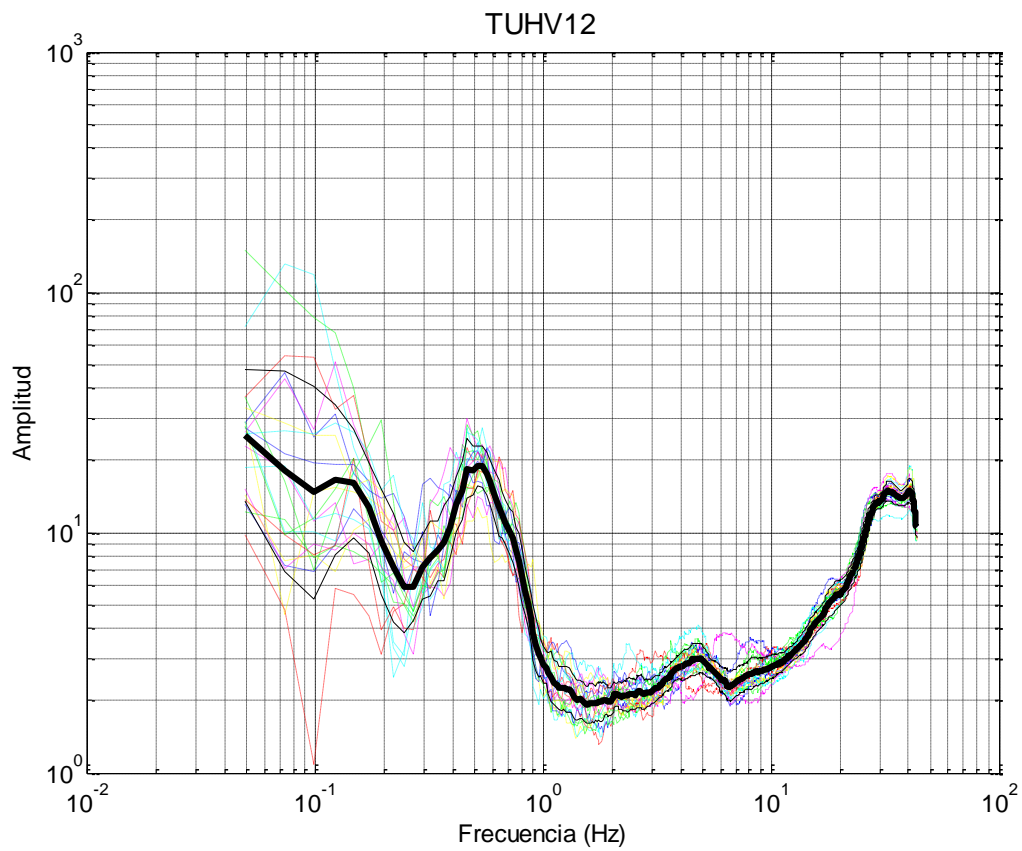
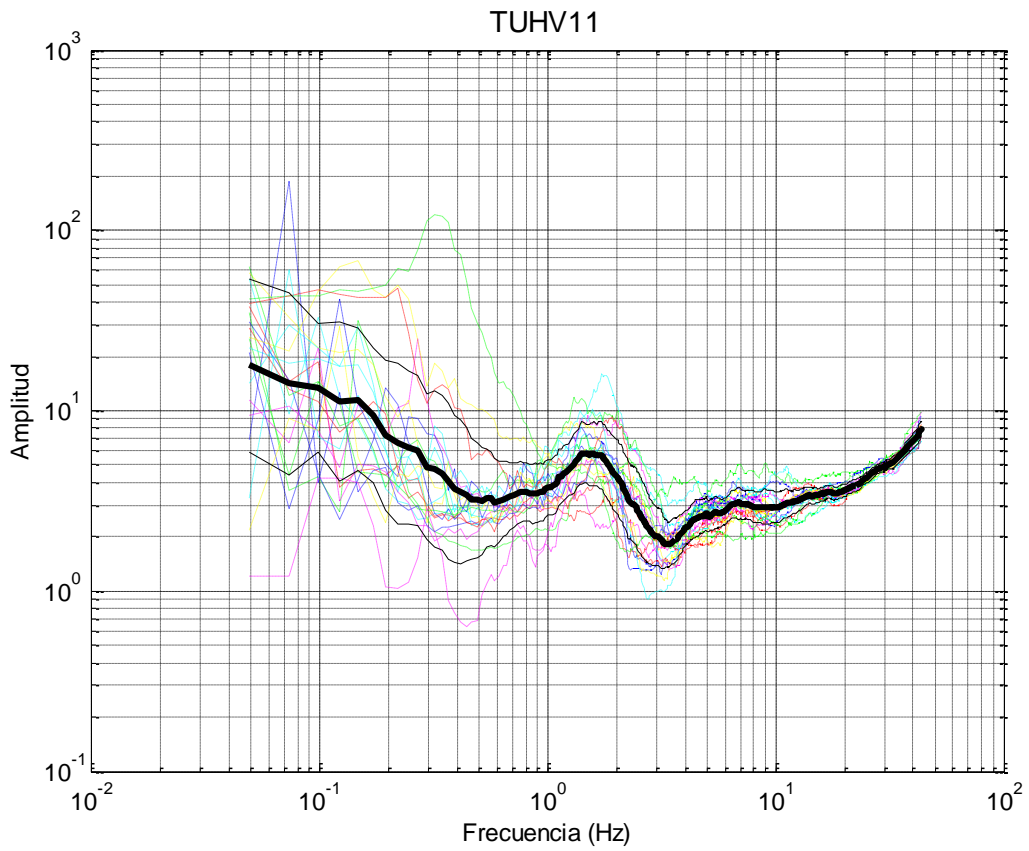


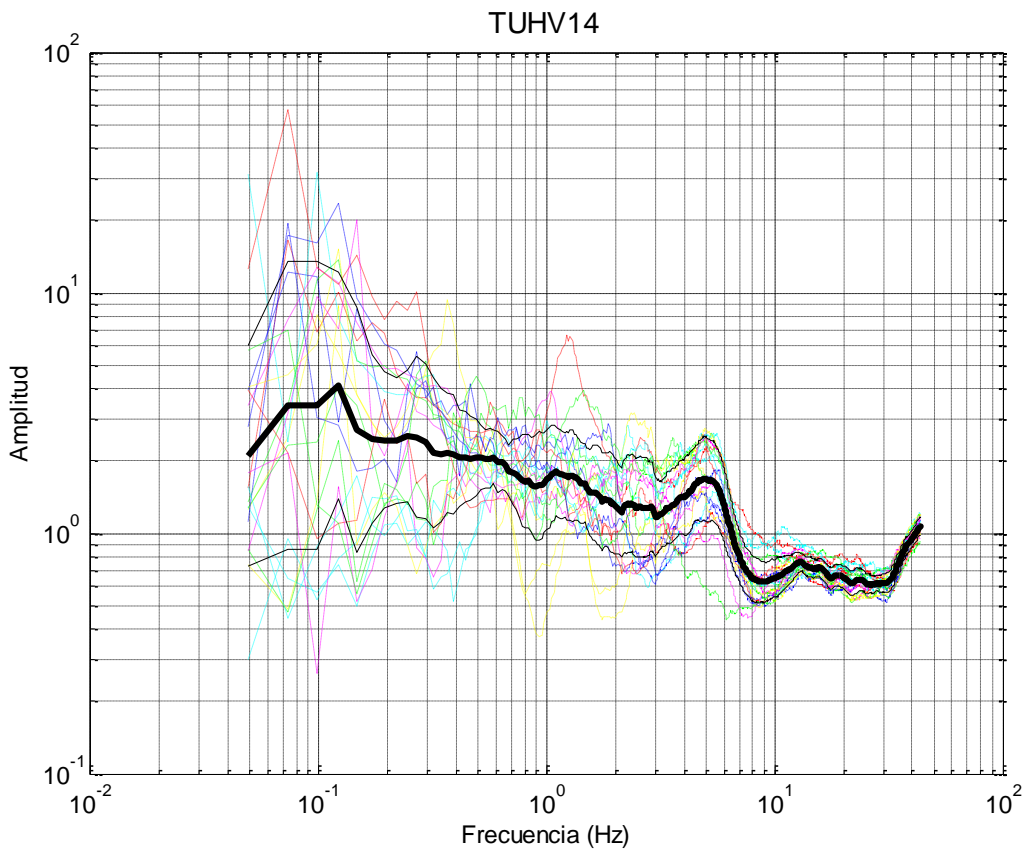
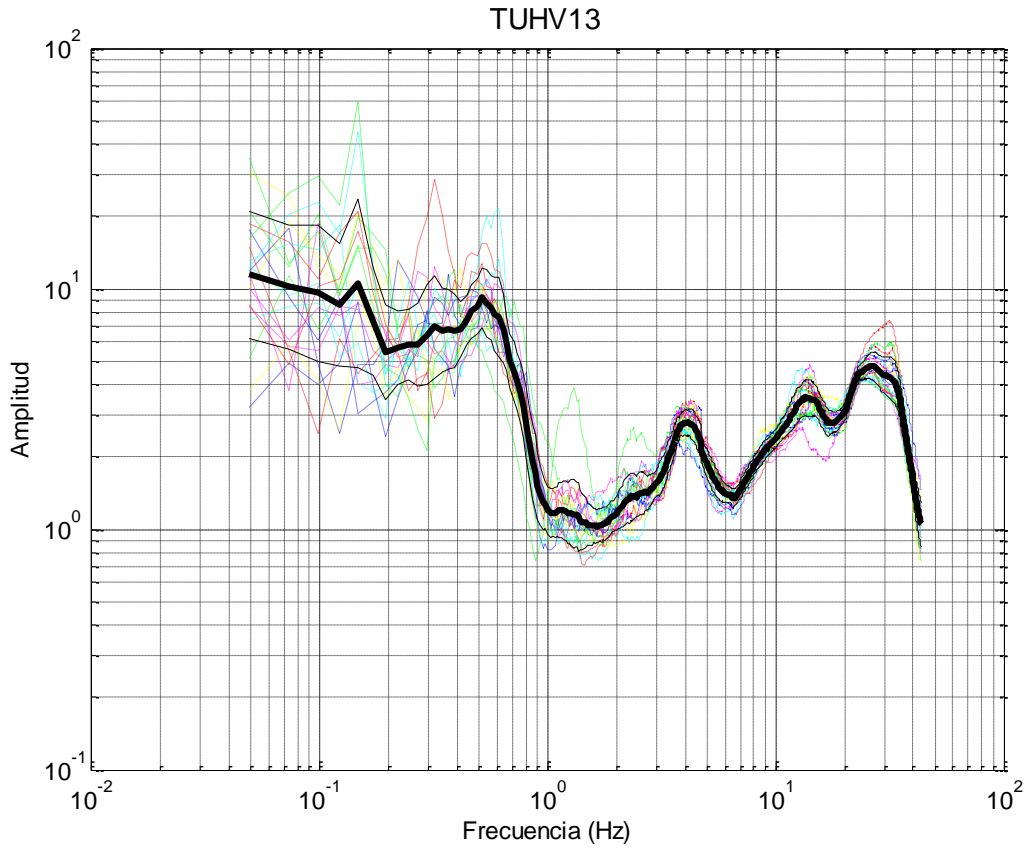


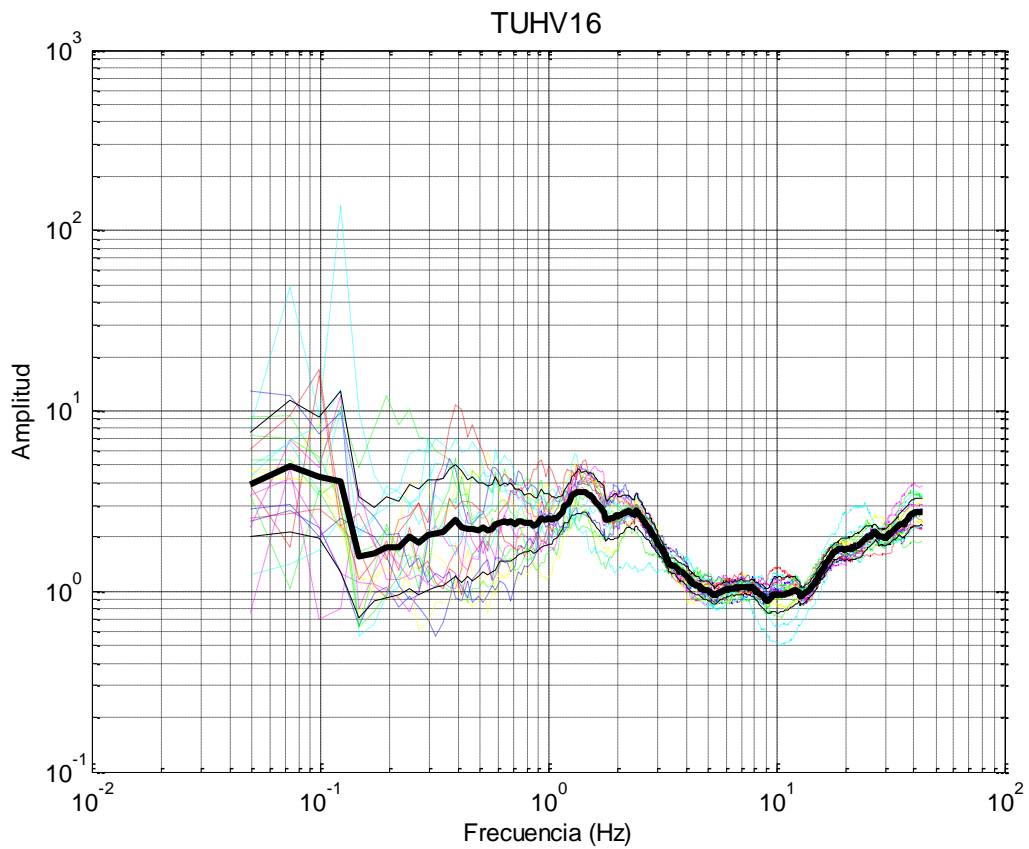
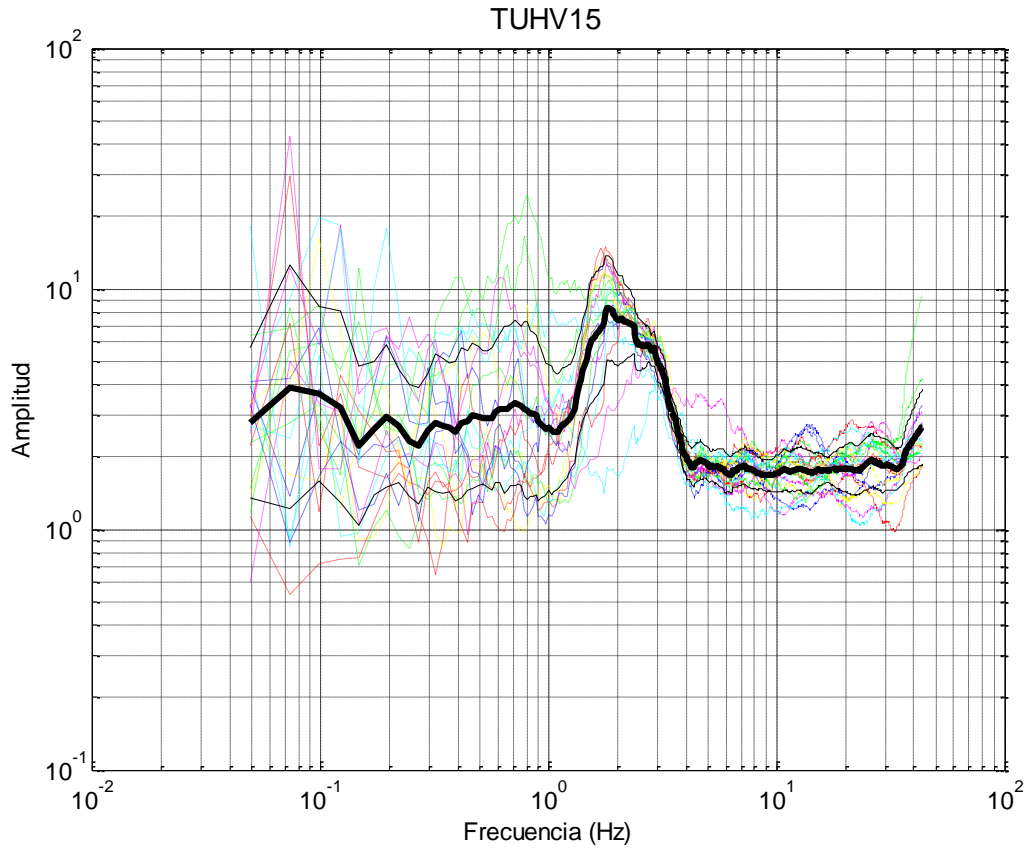


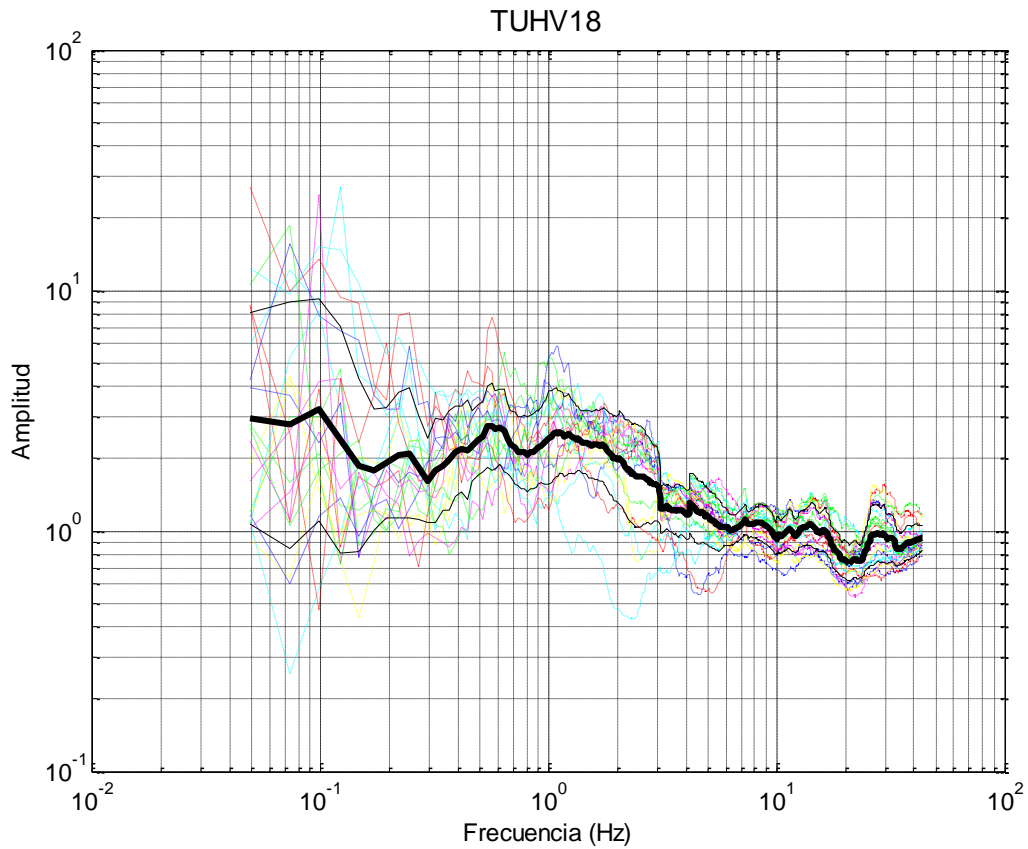
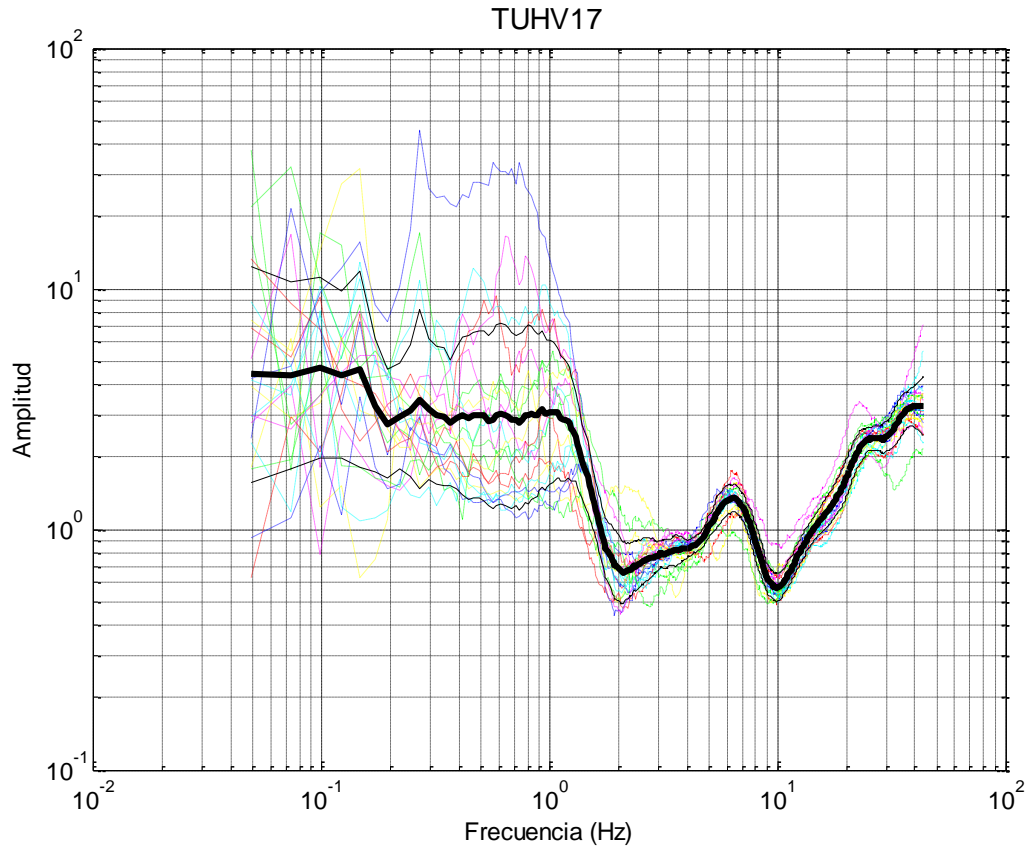


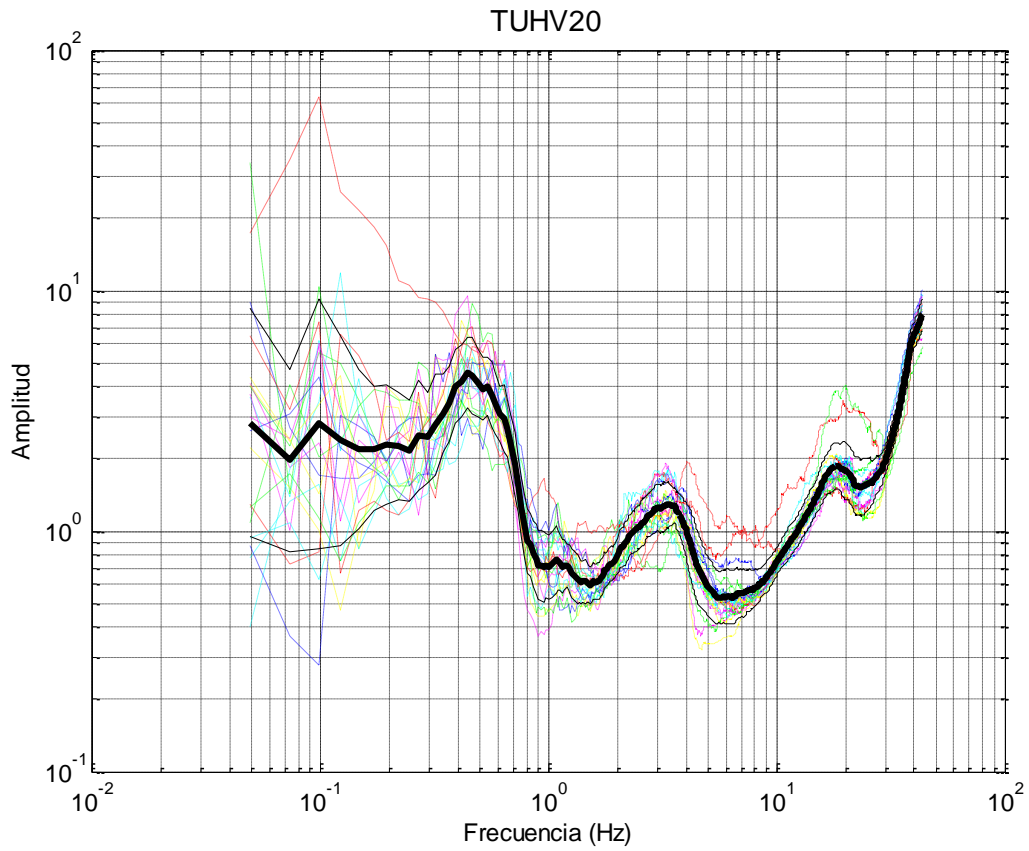
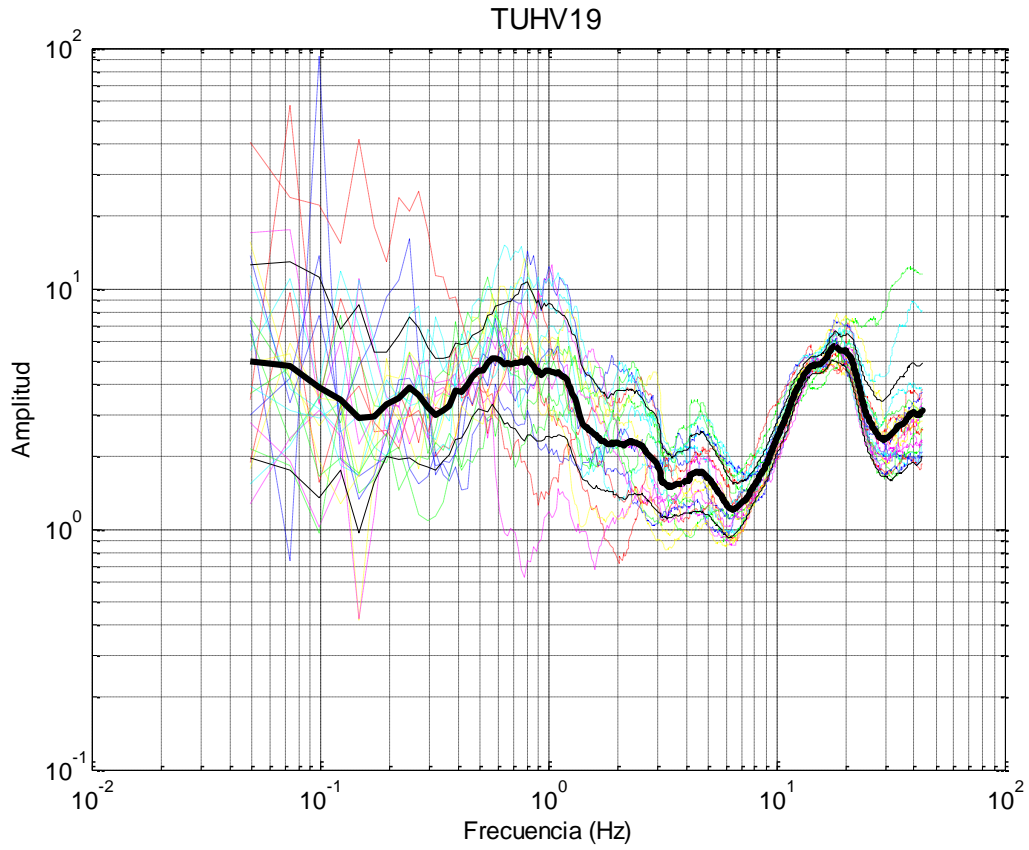


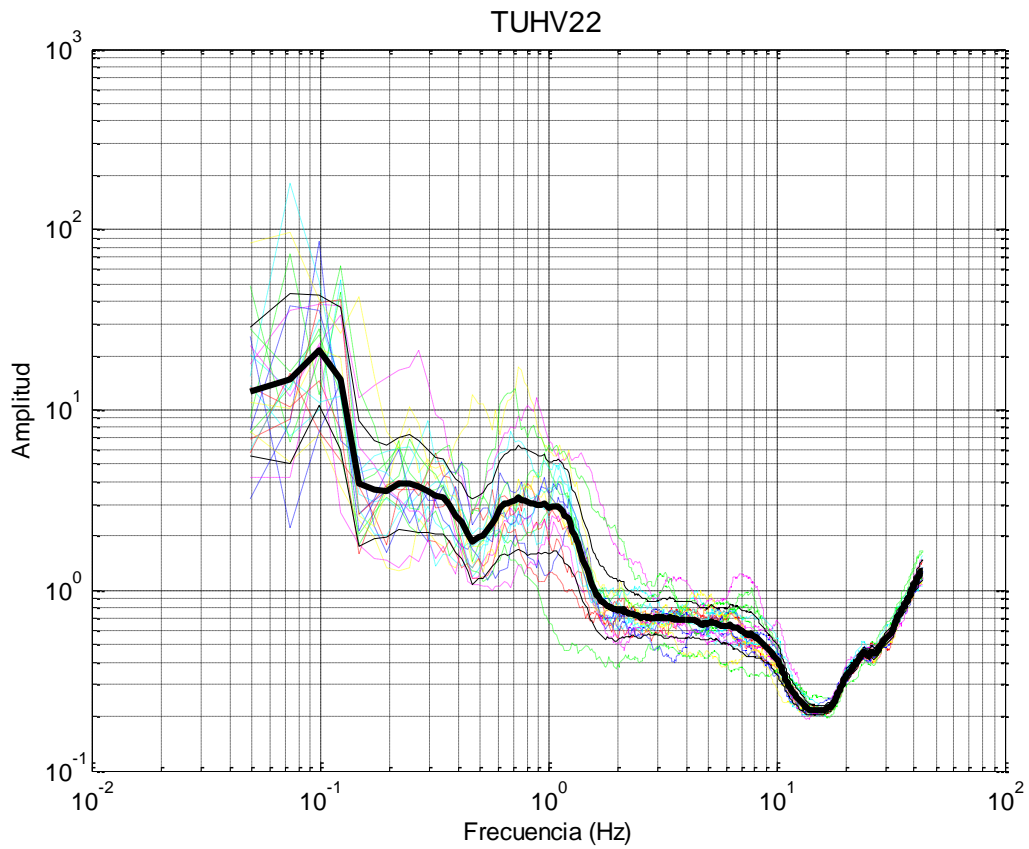
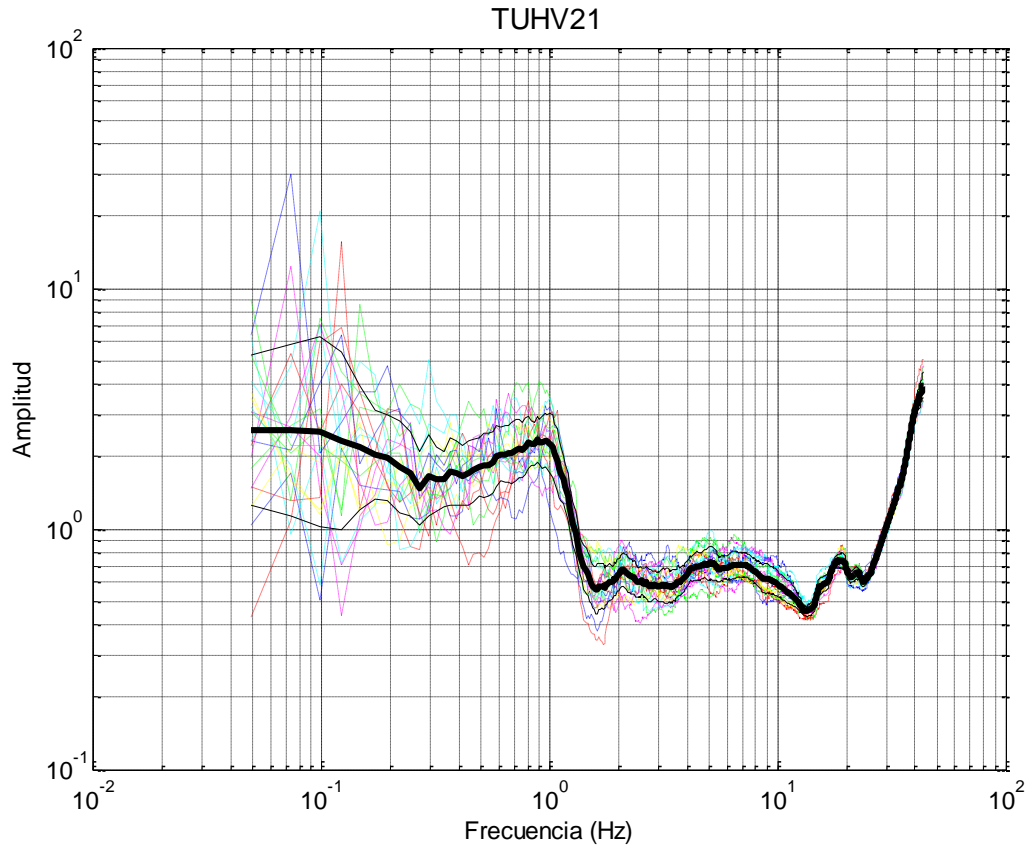


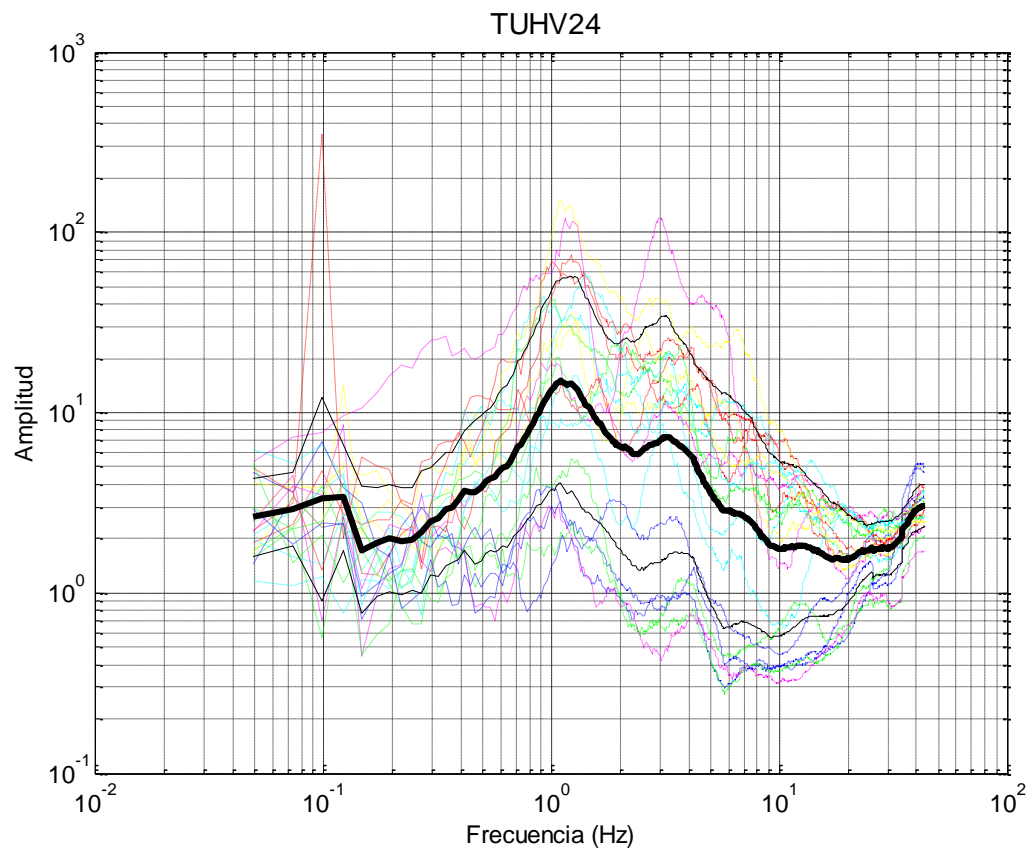
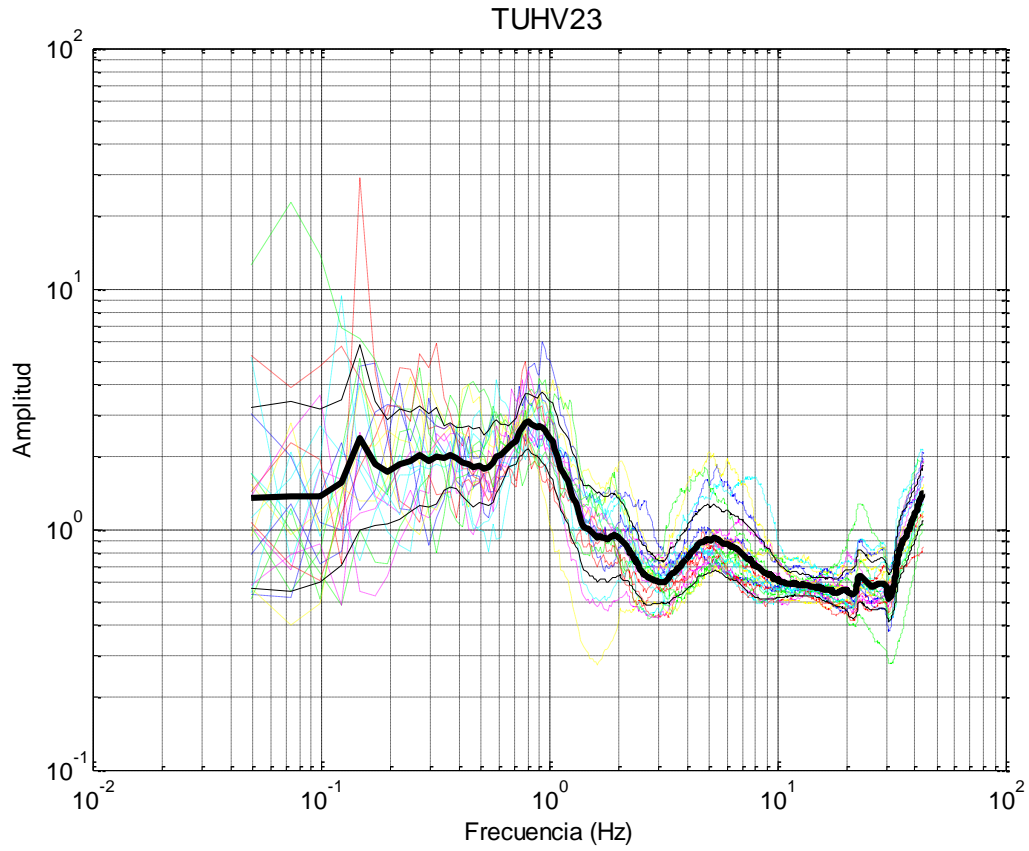


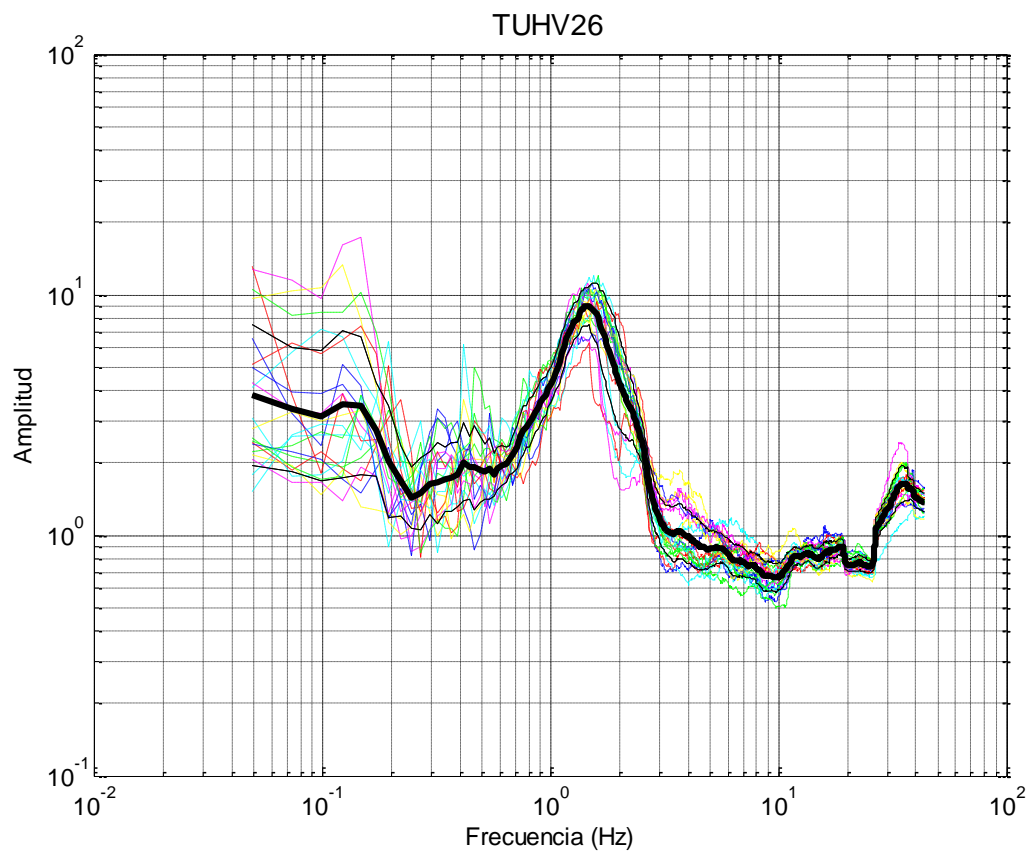
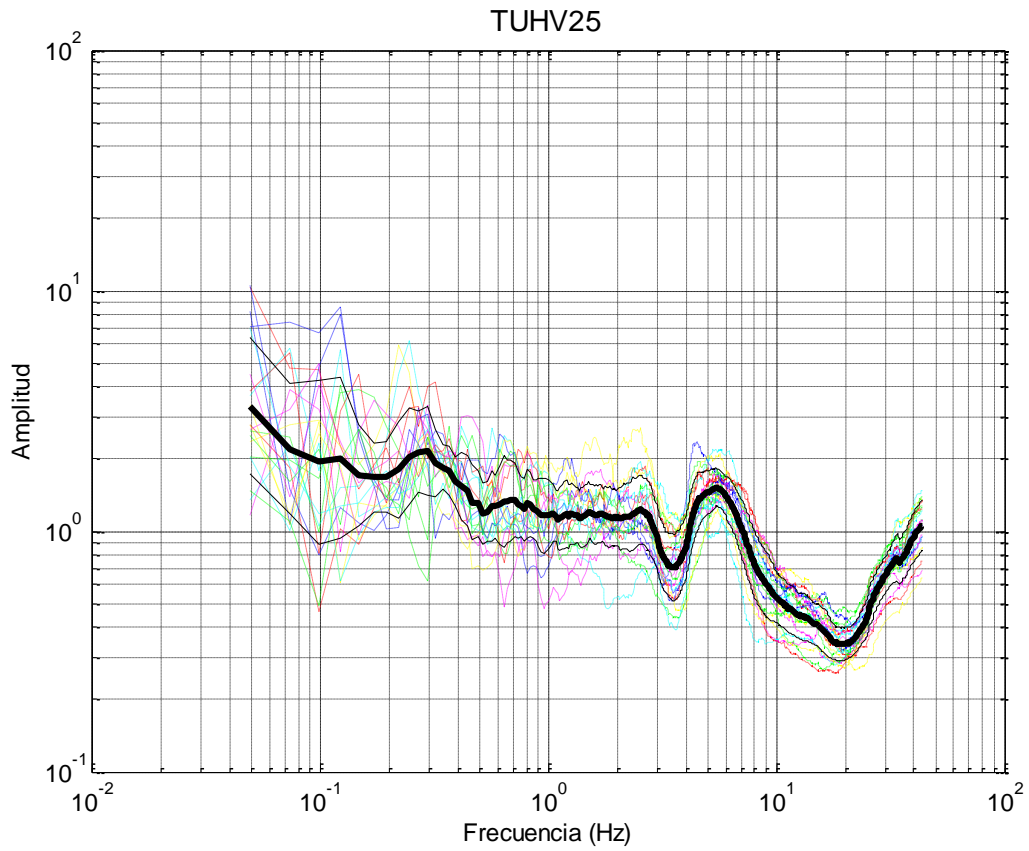


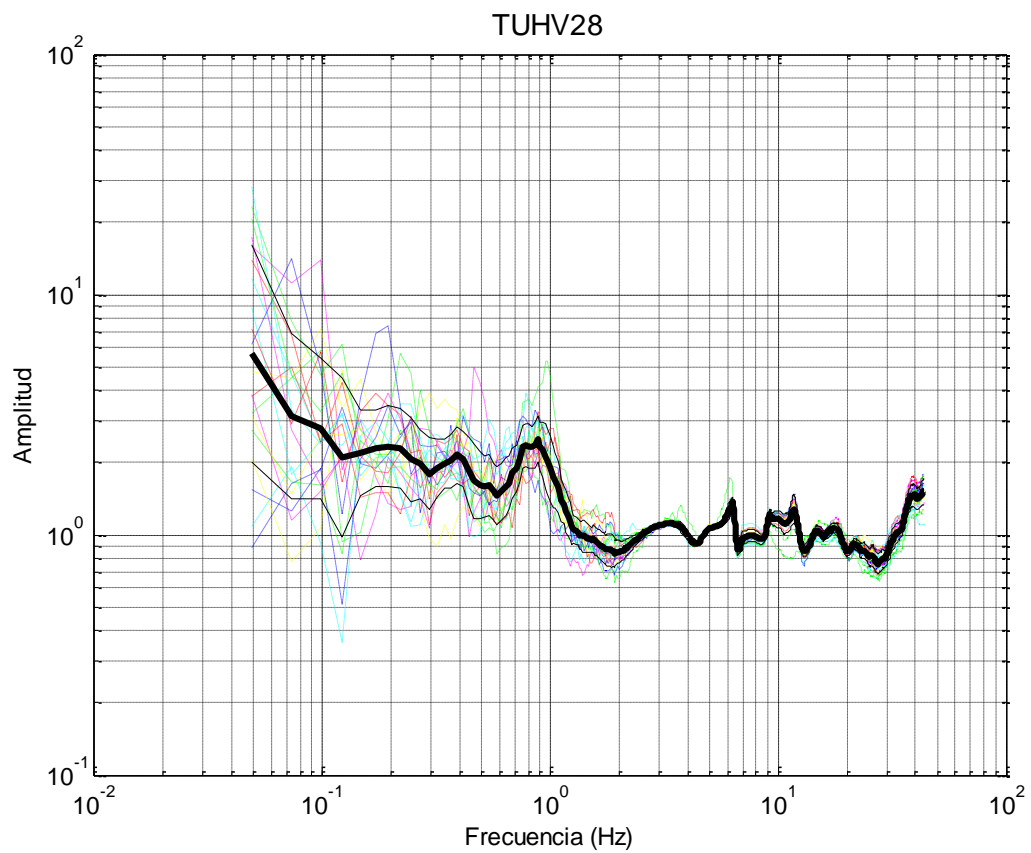
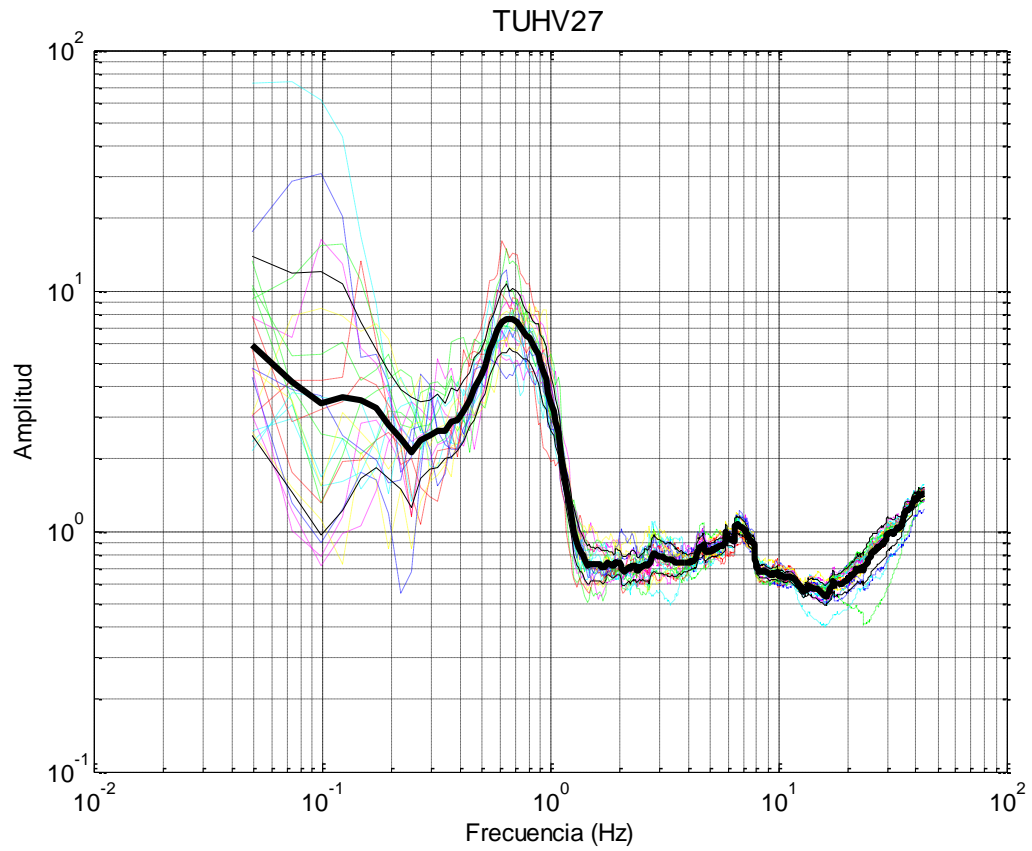


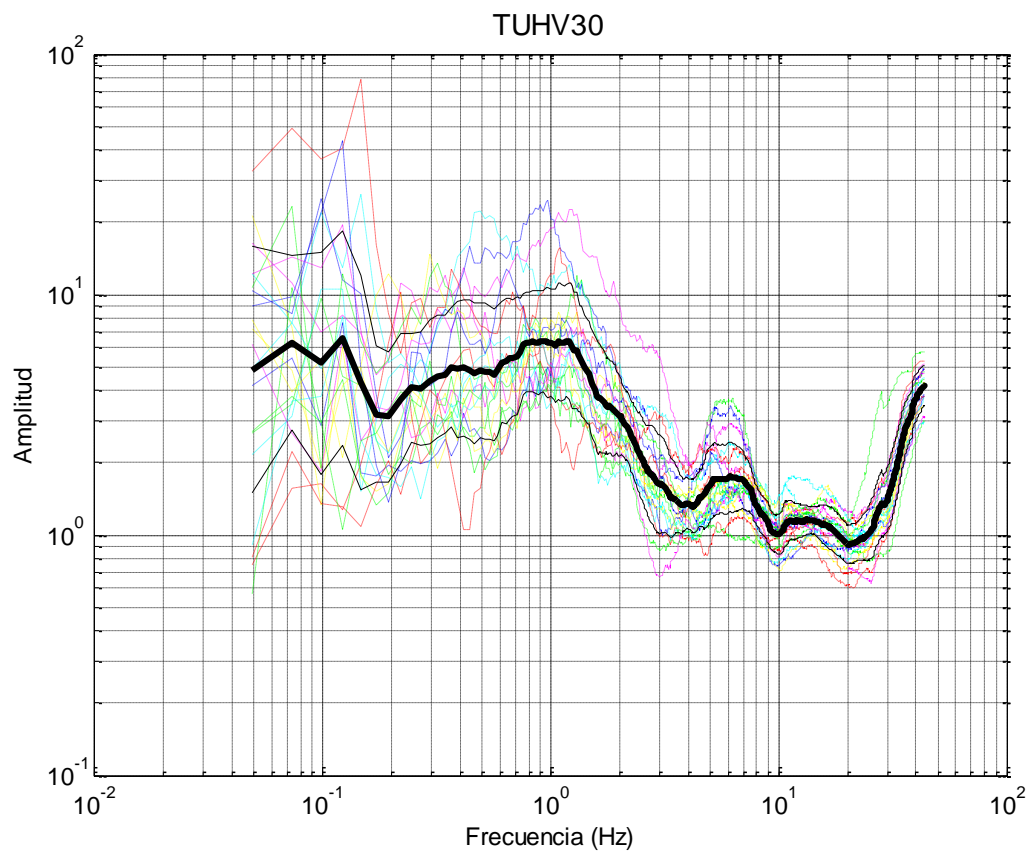
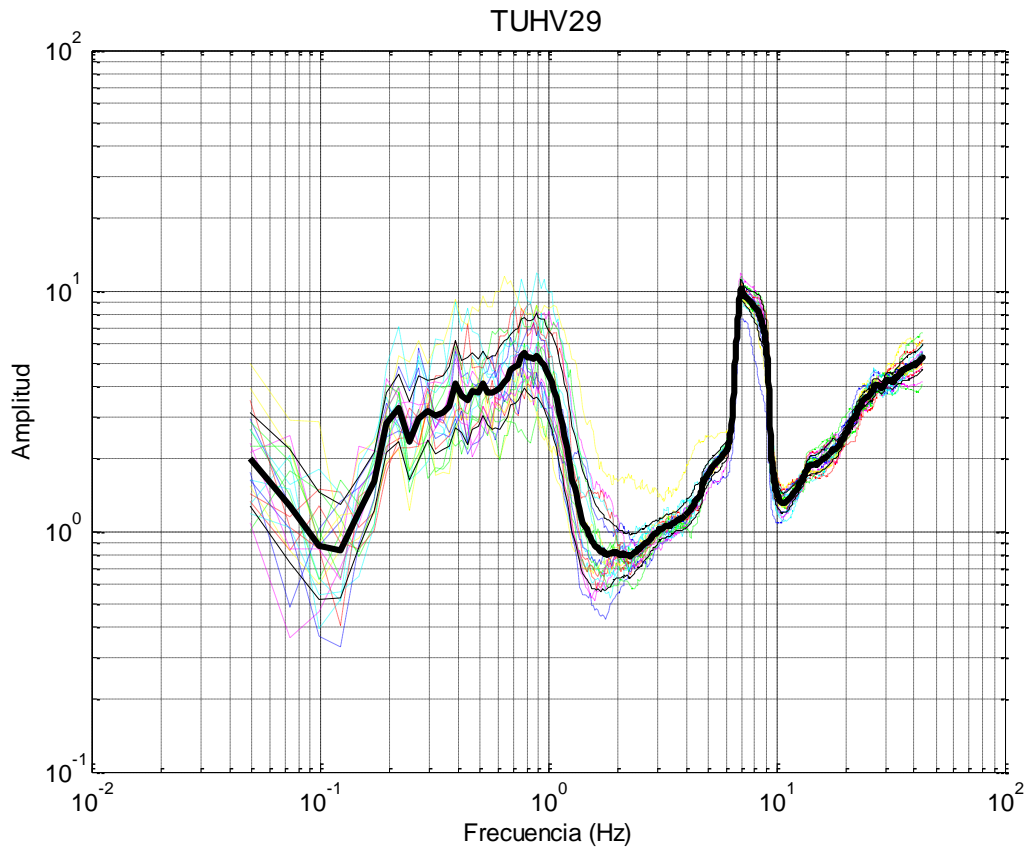


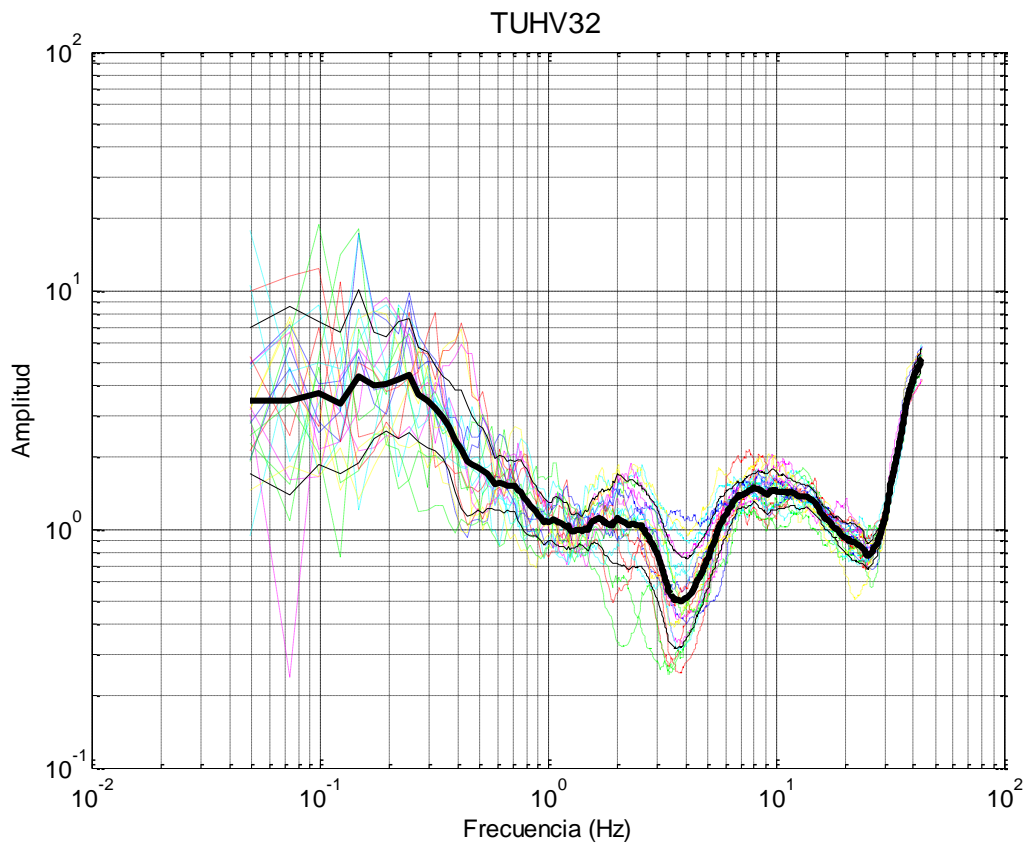
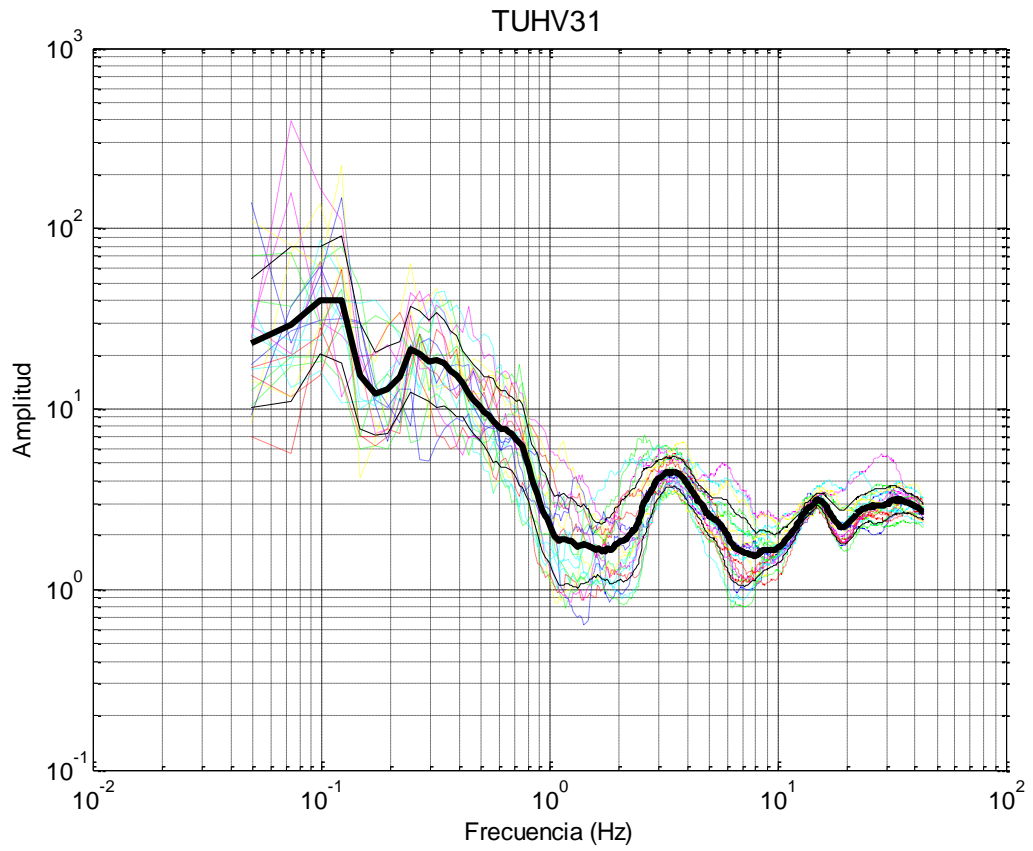


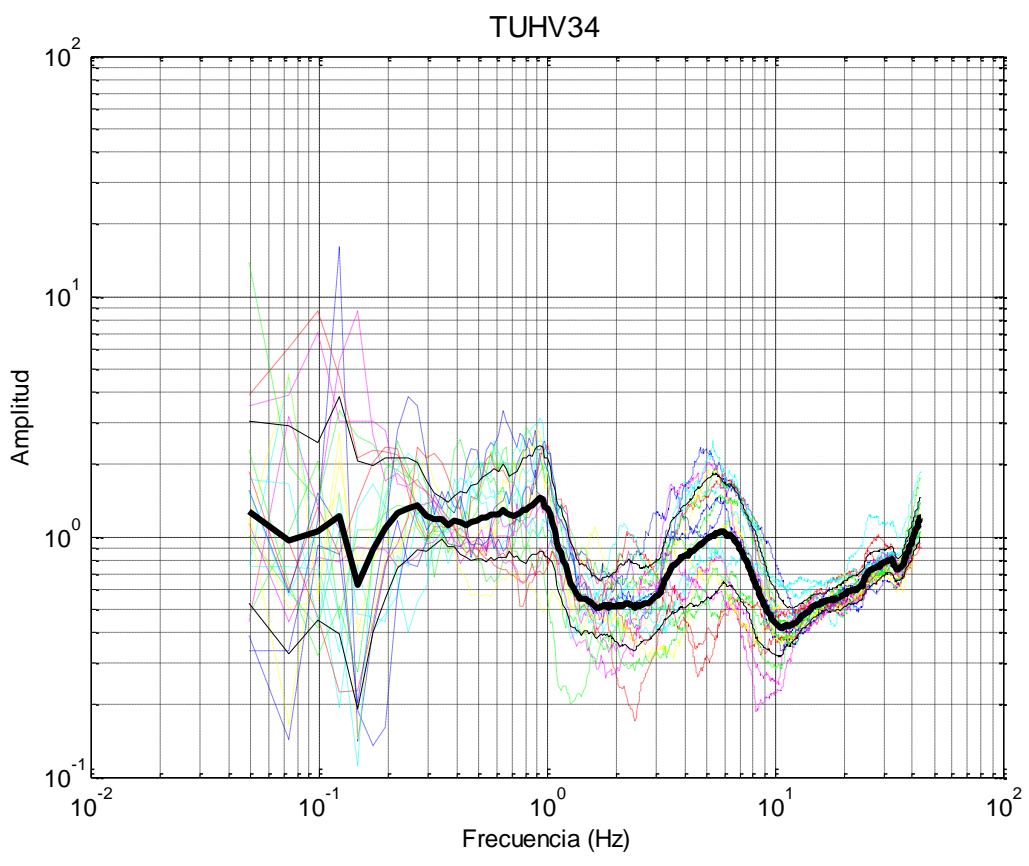
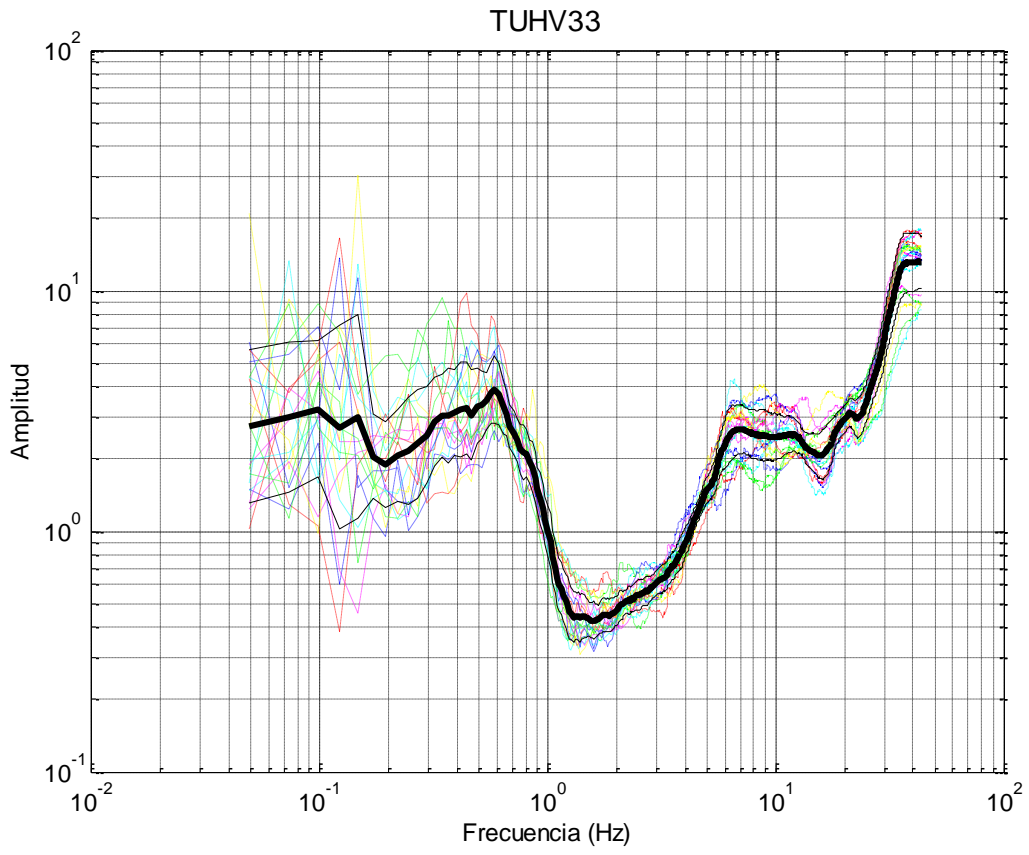


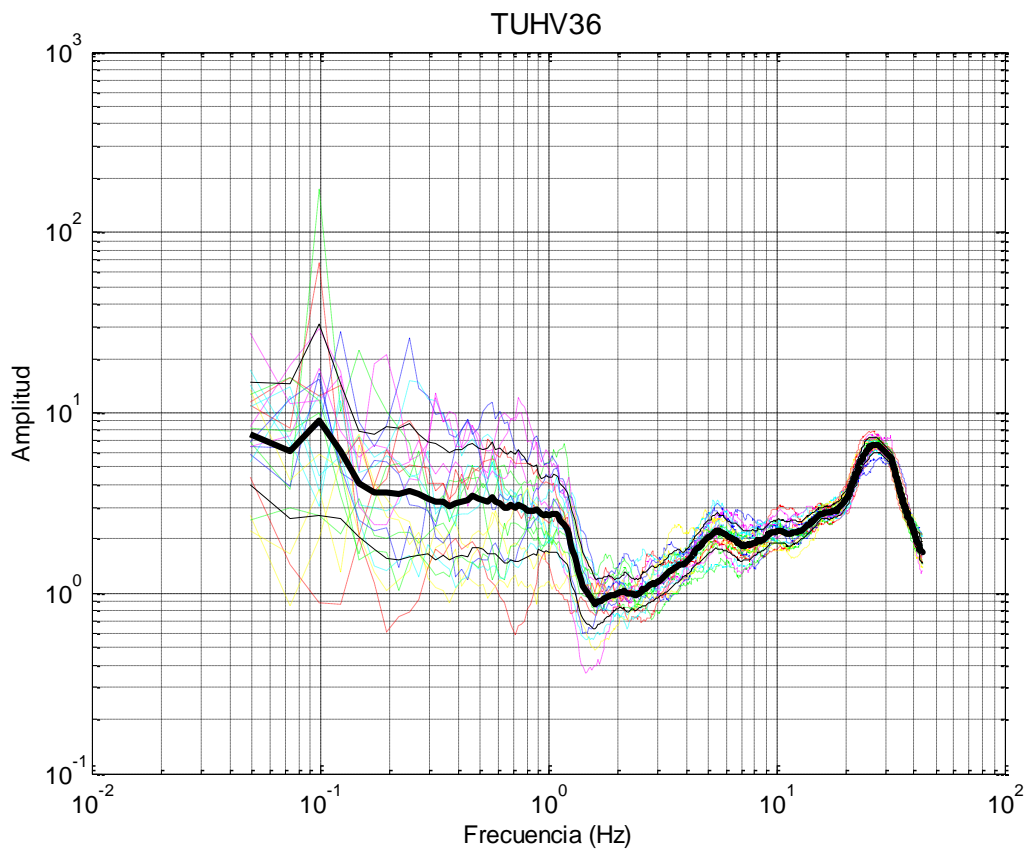
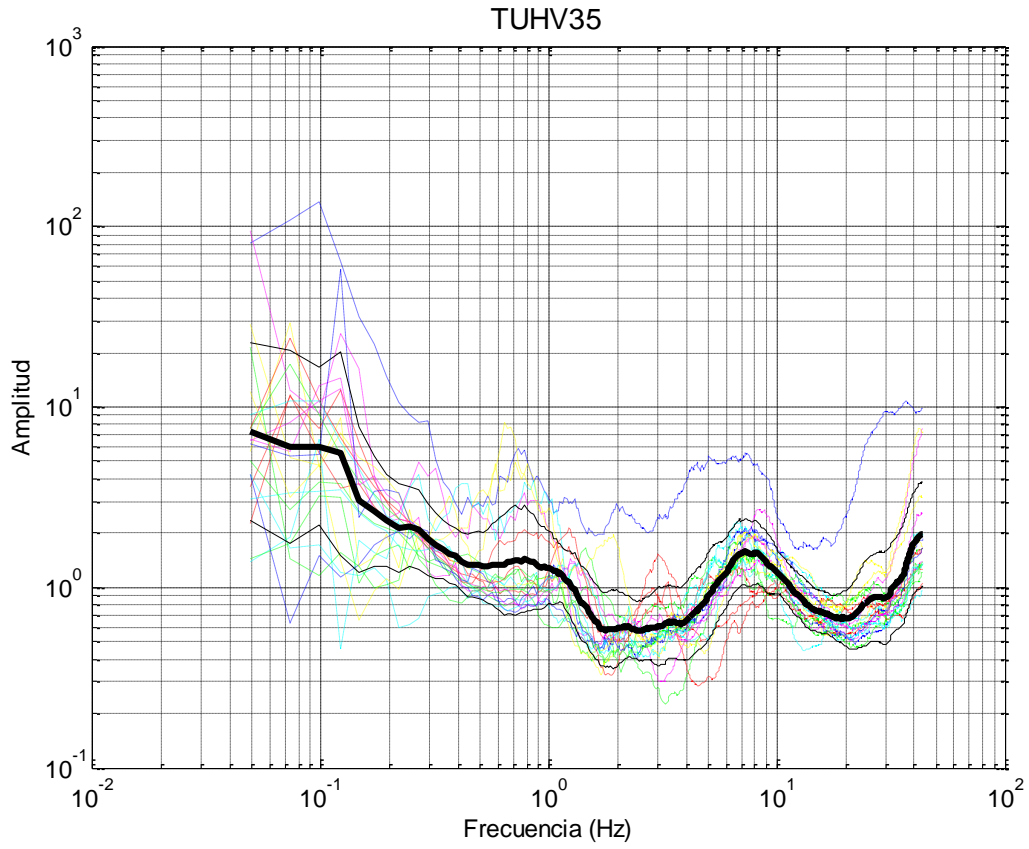


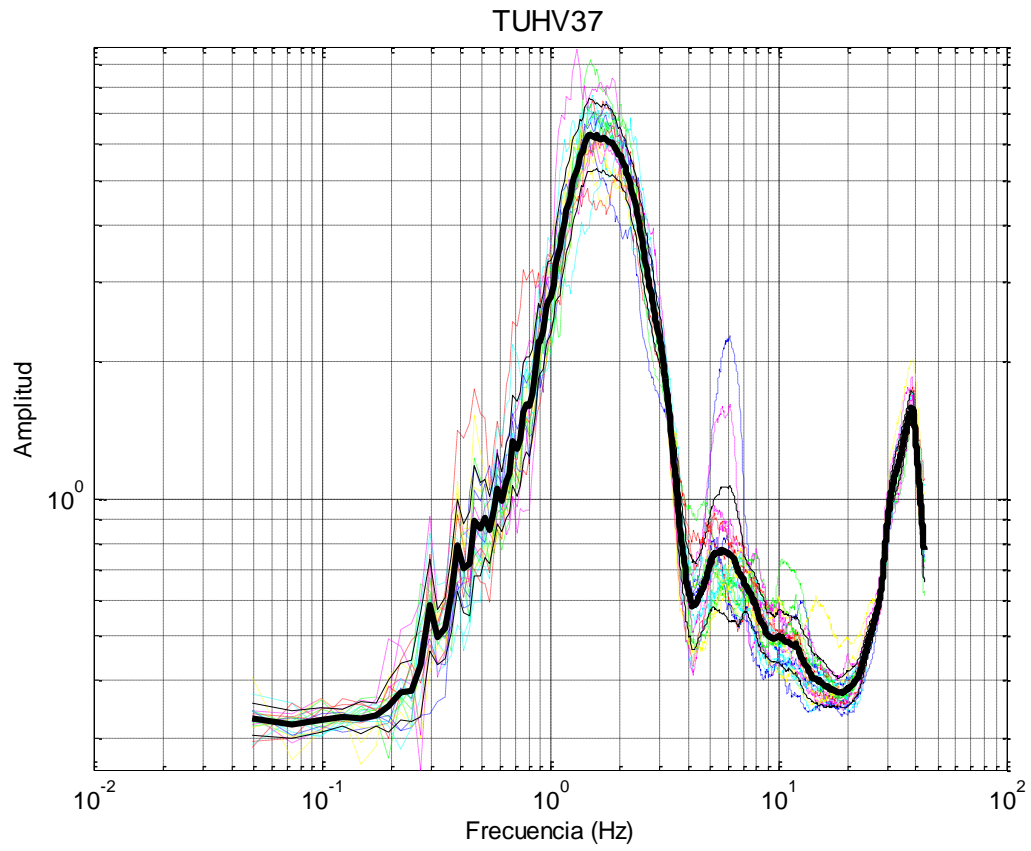




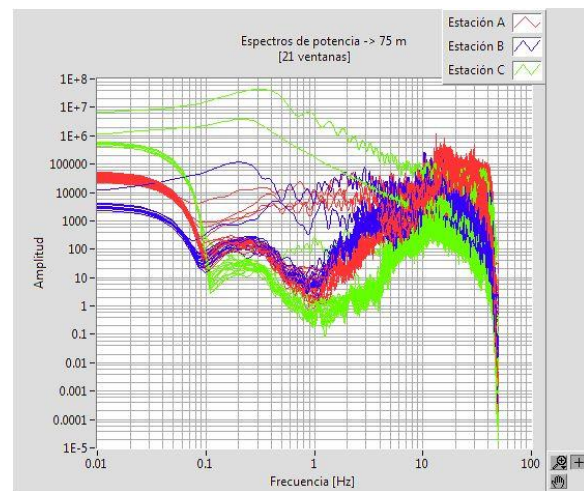
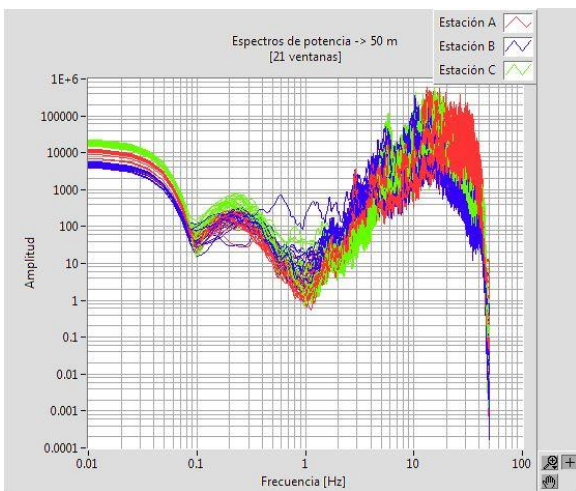
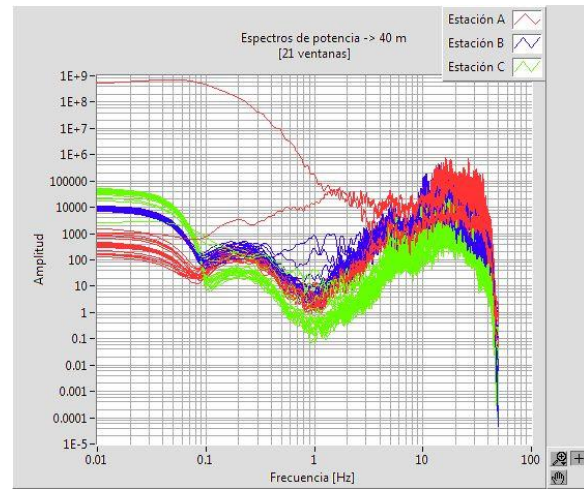
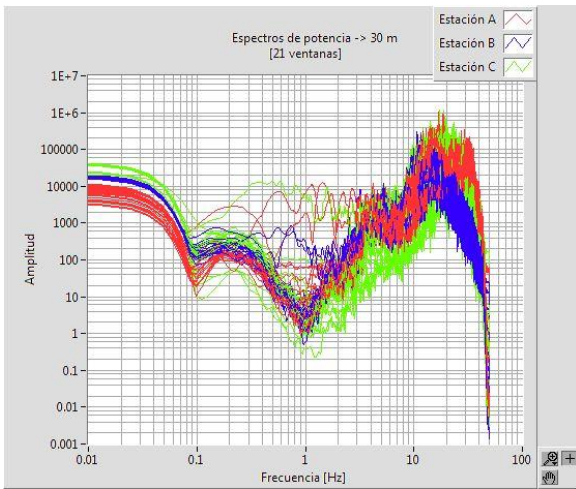
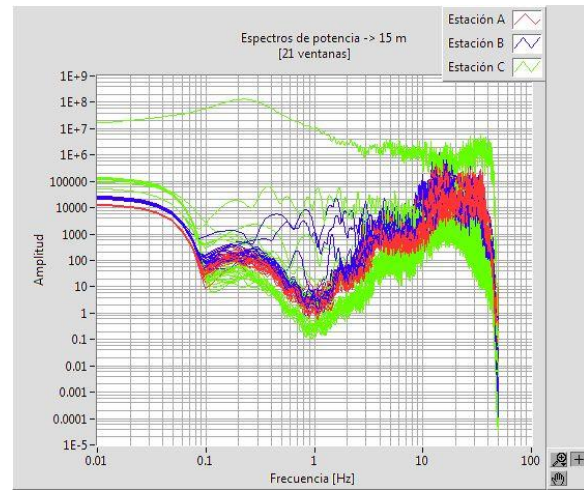
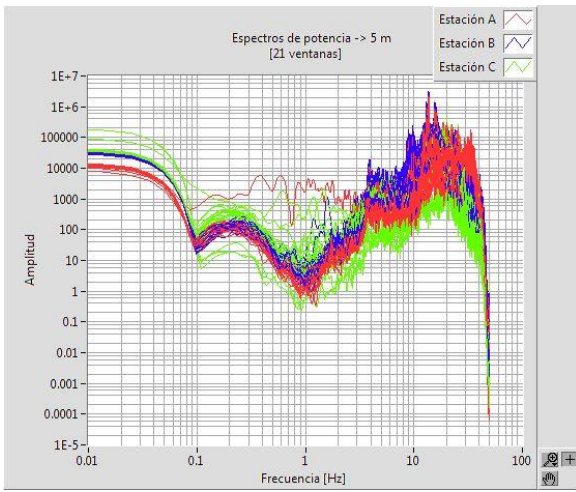


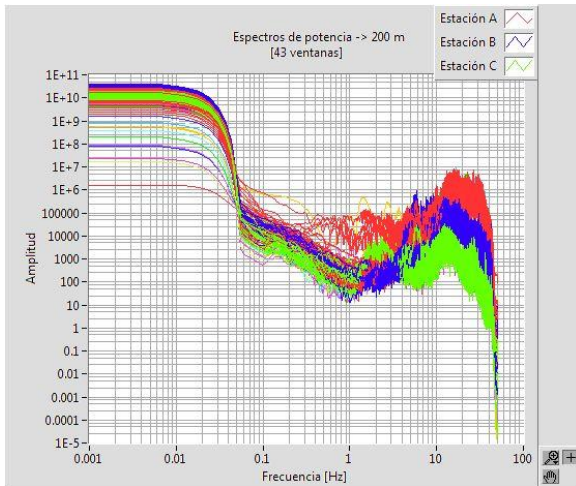
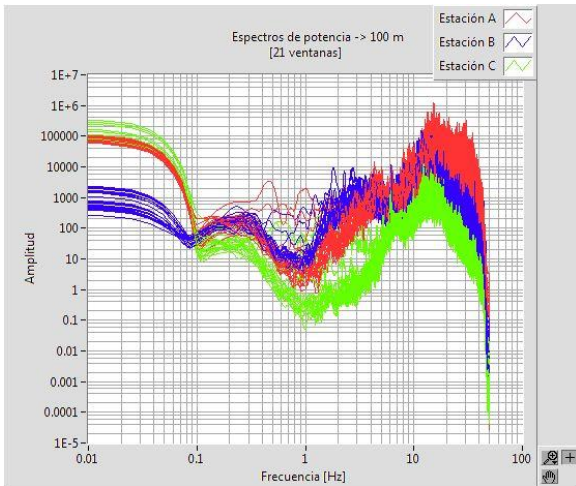




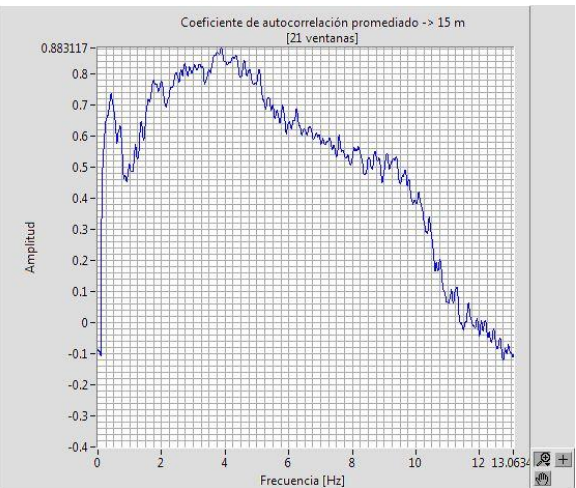
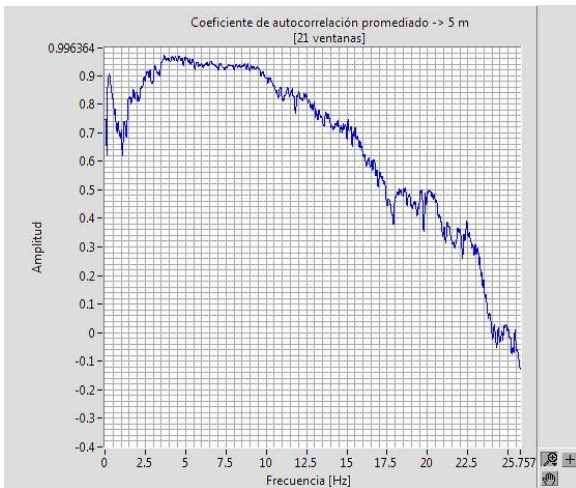


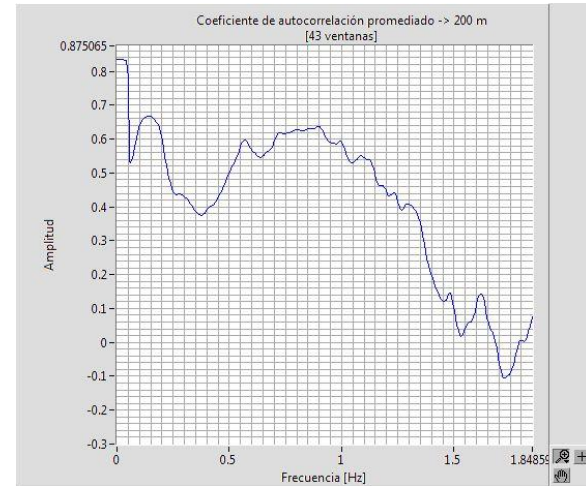
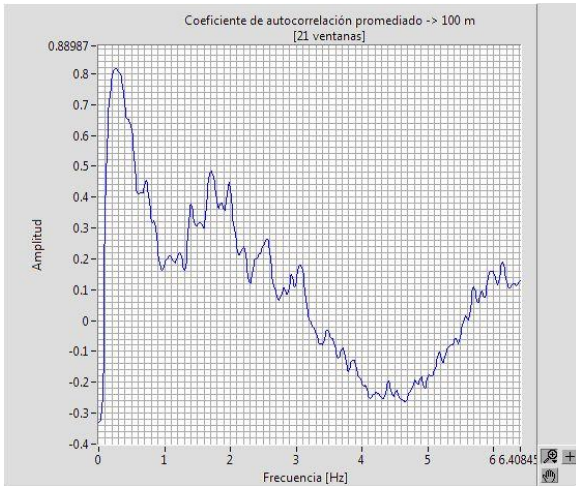
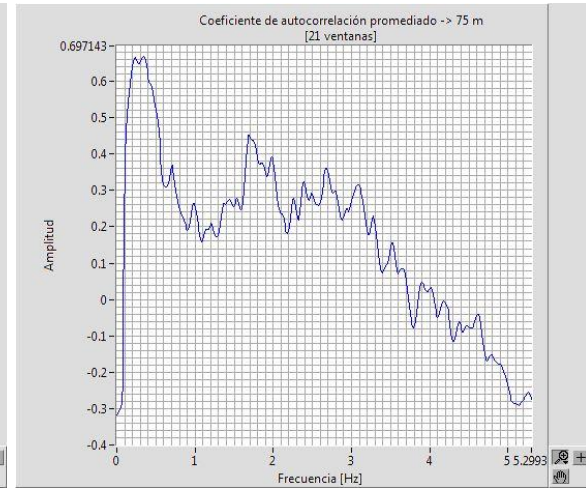
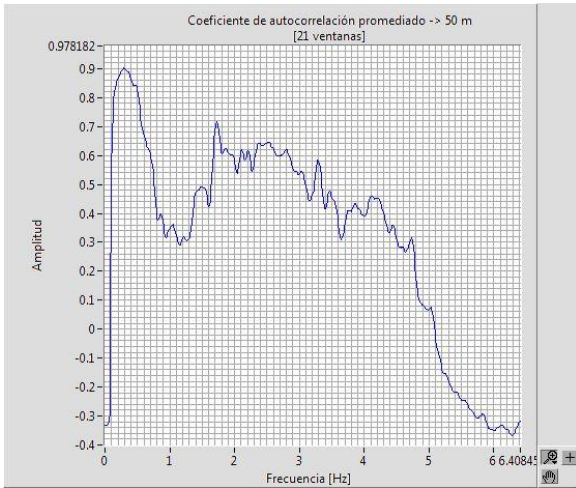
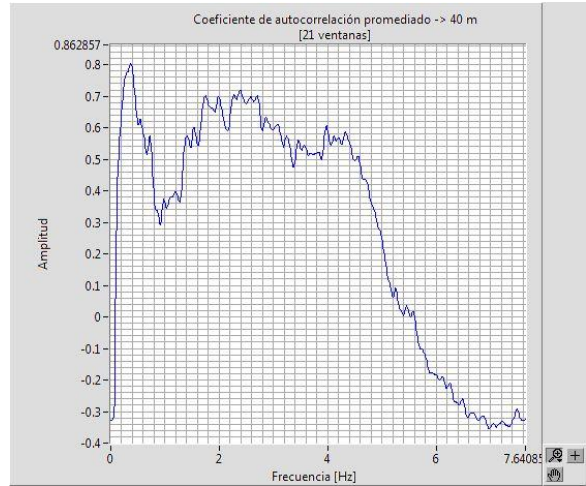
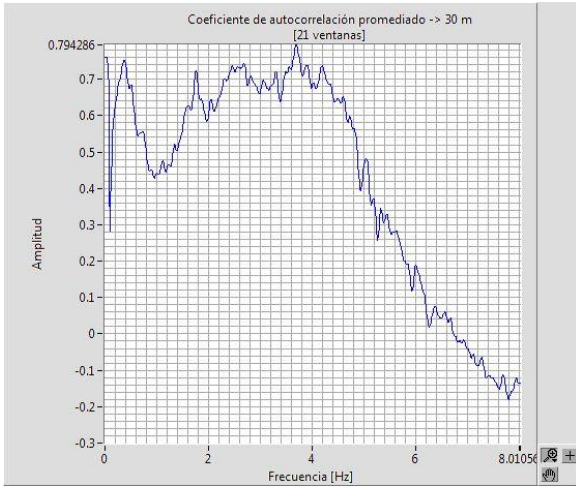
Anexo 2. Graficas de los espectros de potencia de los arreglos triangulares (5, 15, 30, 40, 50, 75, 100 y 200 metros)



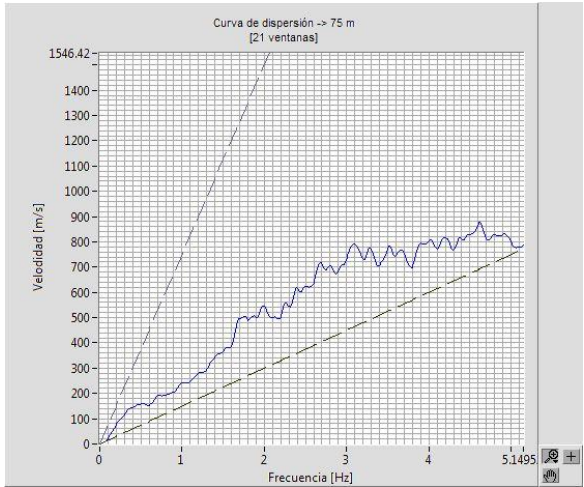
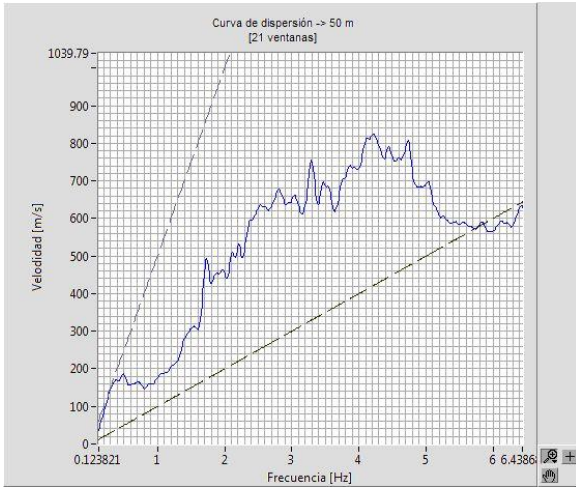
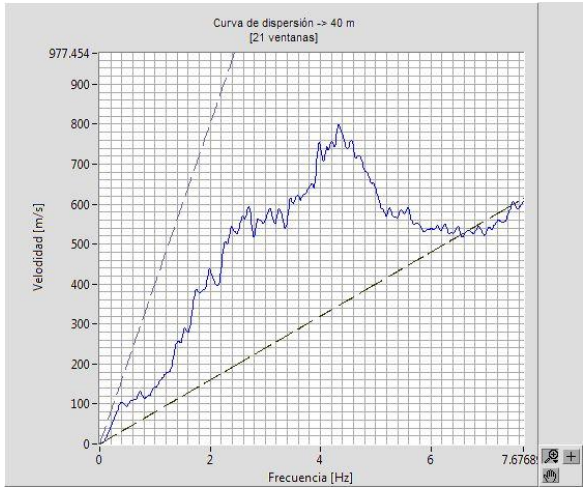
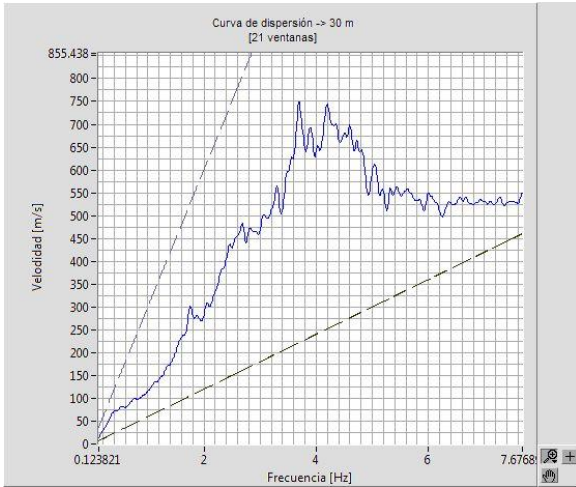
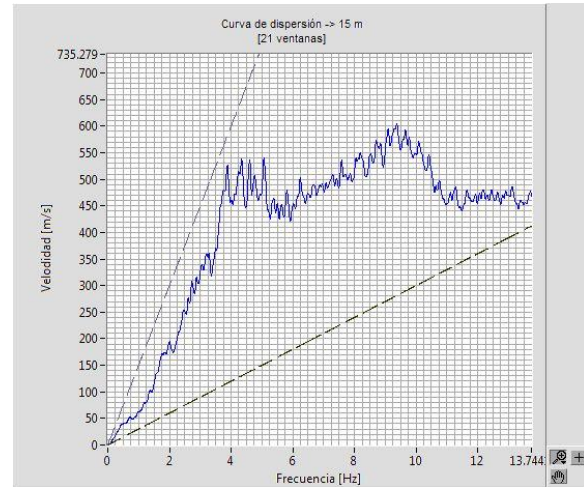
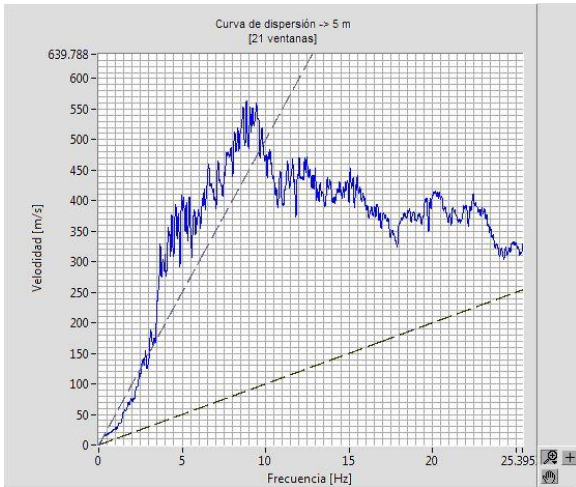


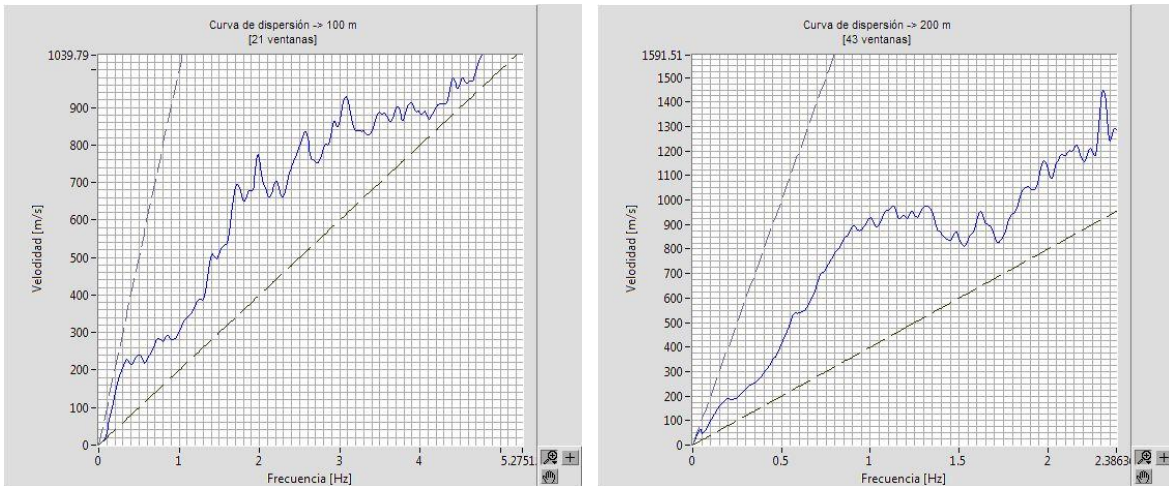
Anexo 3. Coeficiente de autocorrelación espacial de cada uno de los arreglos realizados en la cercanía de la Refinería “Miguel Hidalgo”



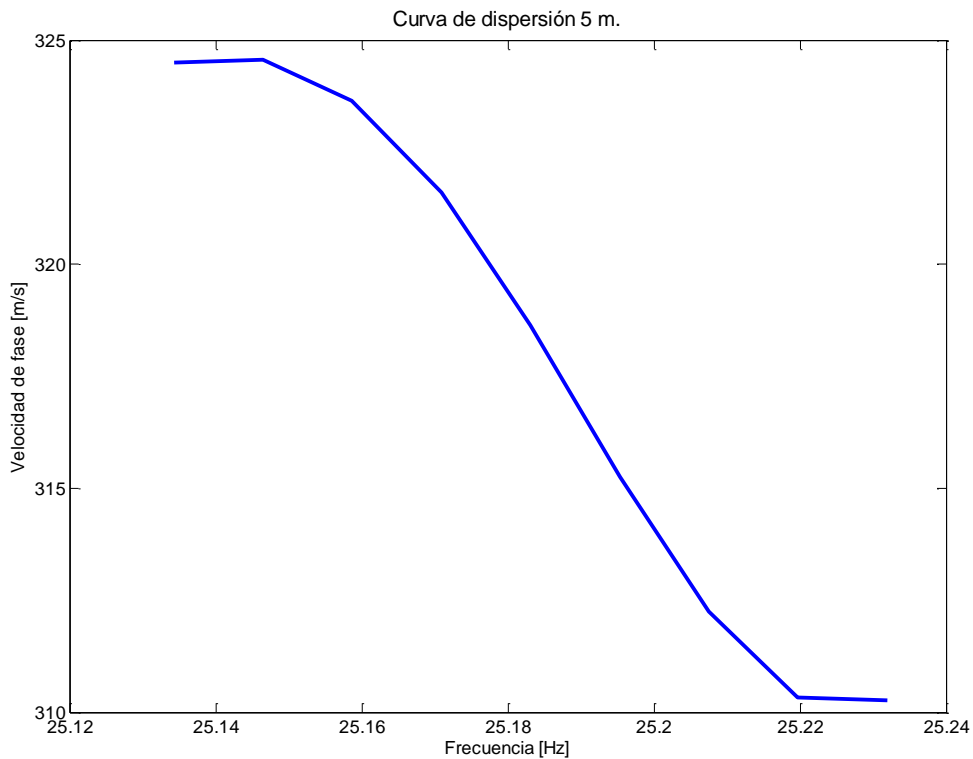


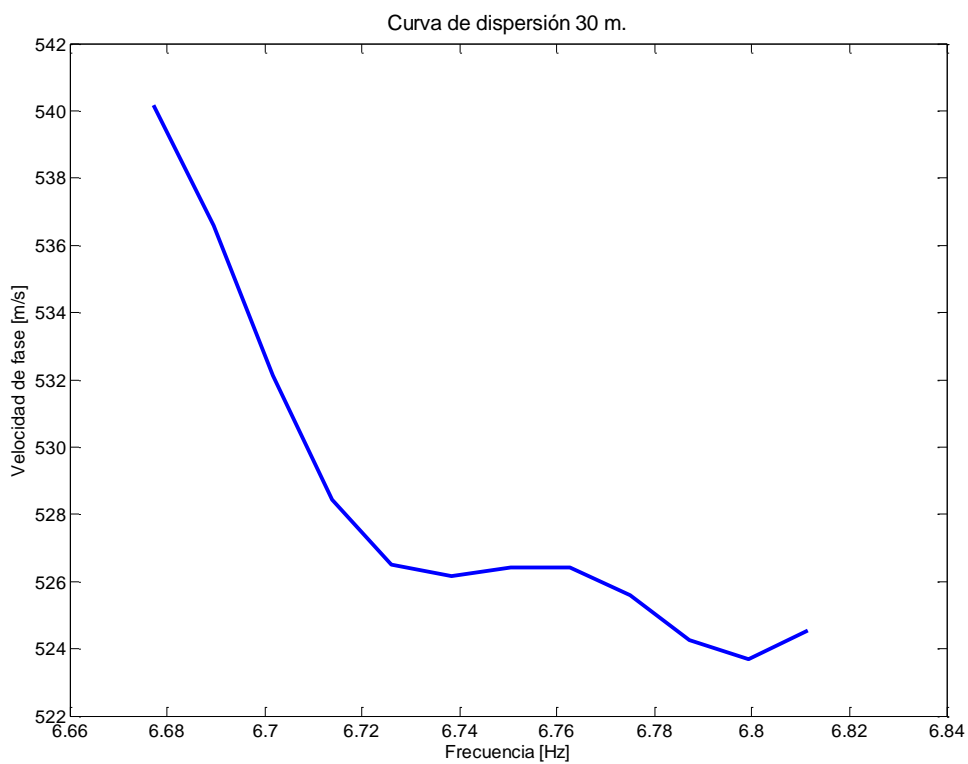
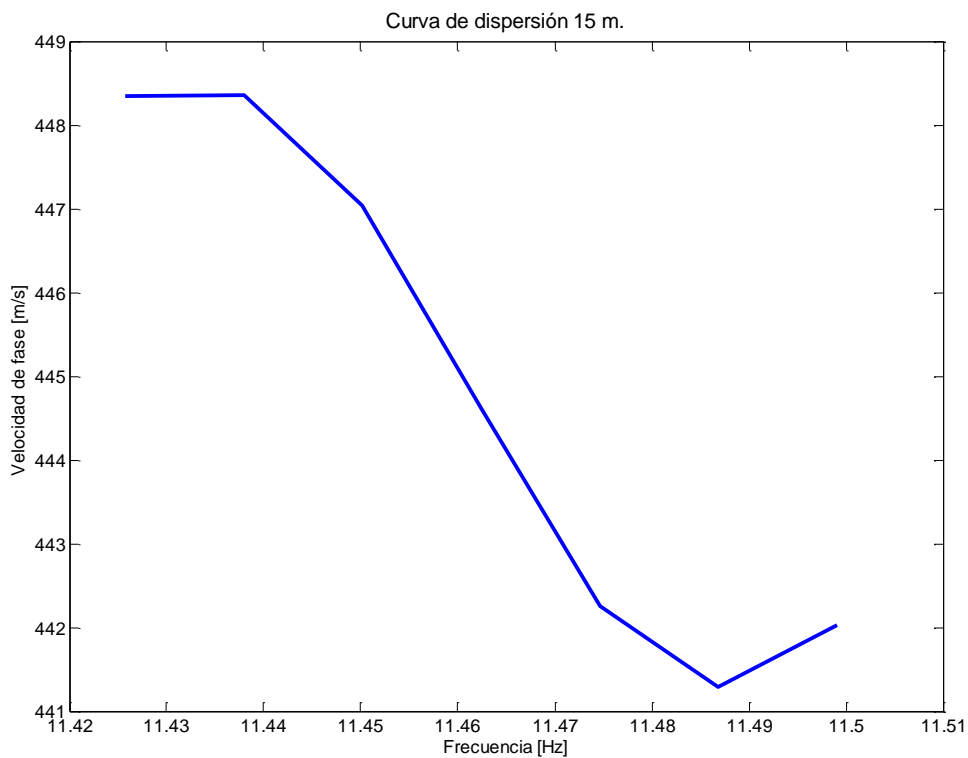
Anexo 4. Graficas de la curva de dispersión de cada uno de los arreglos realizados.

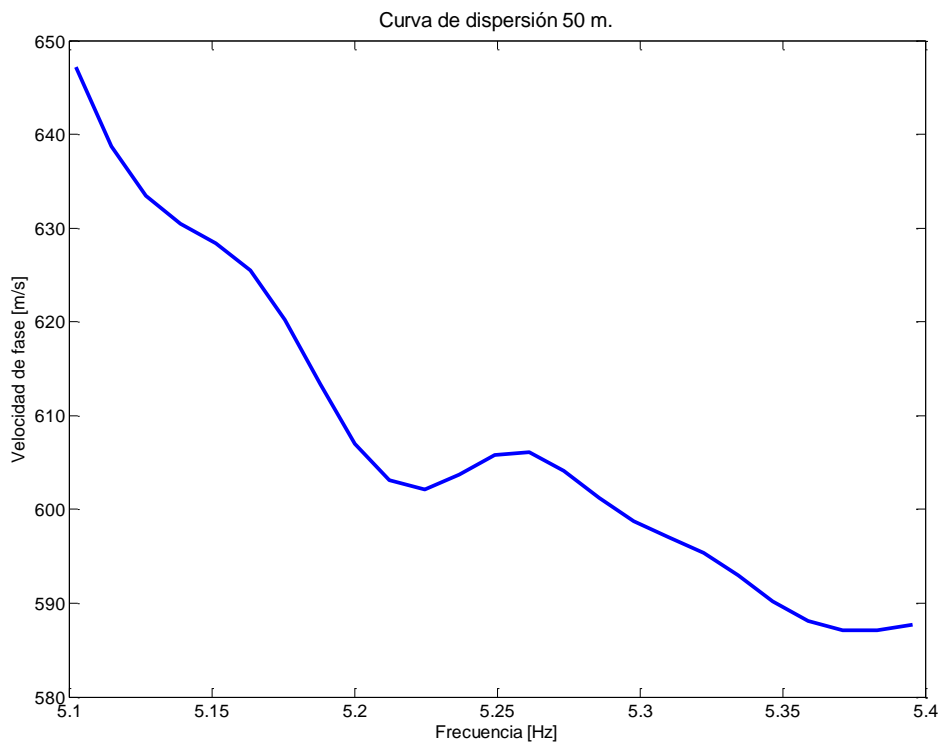
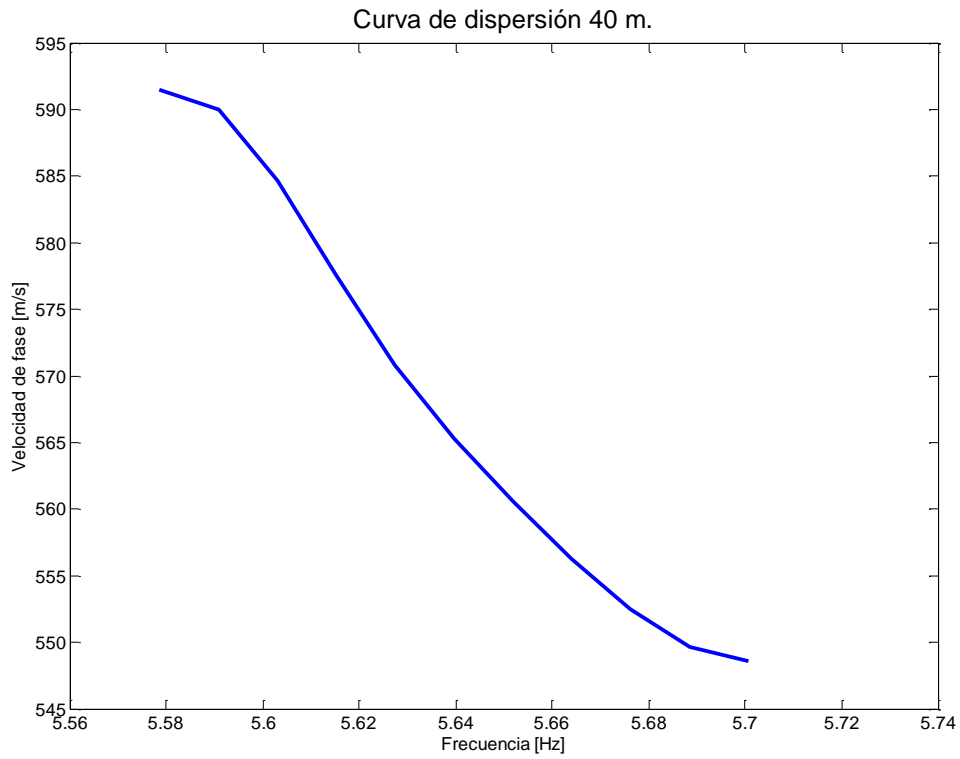


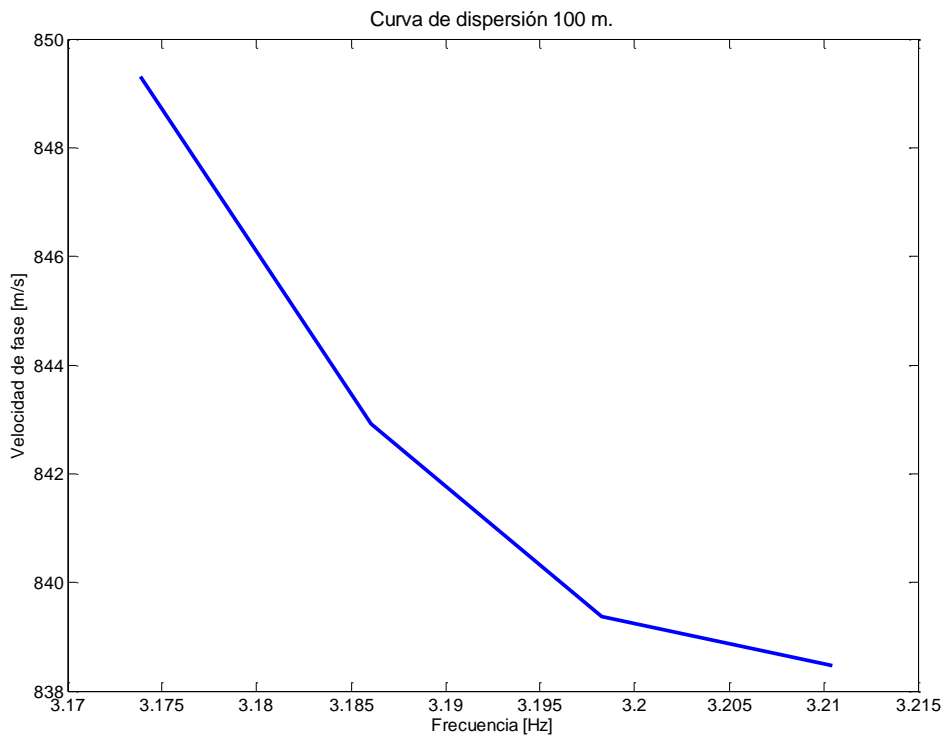
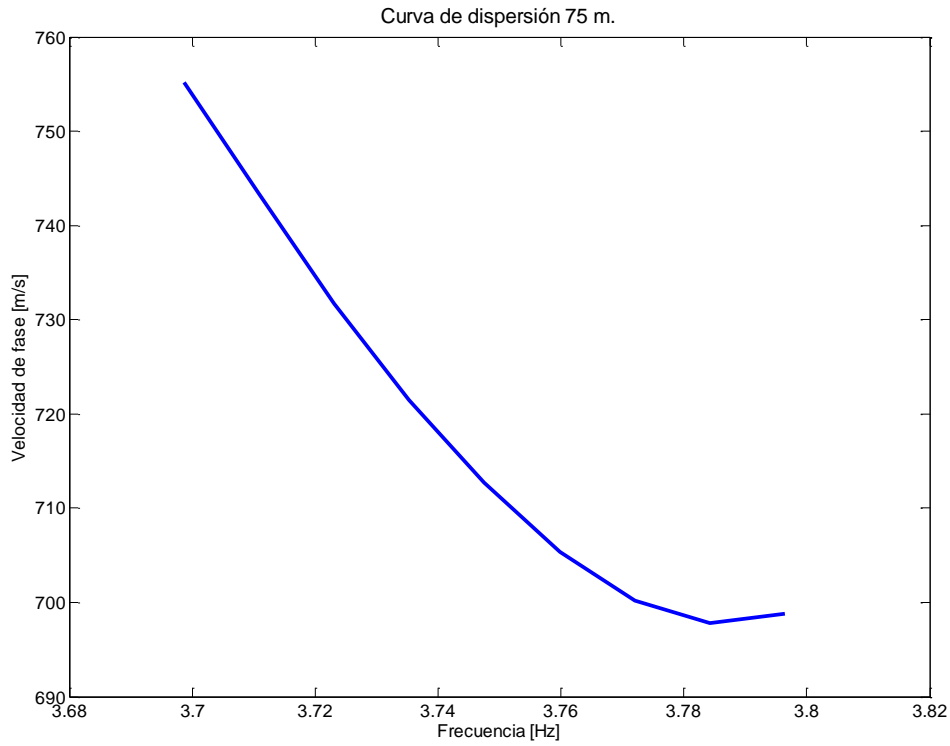


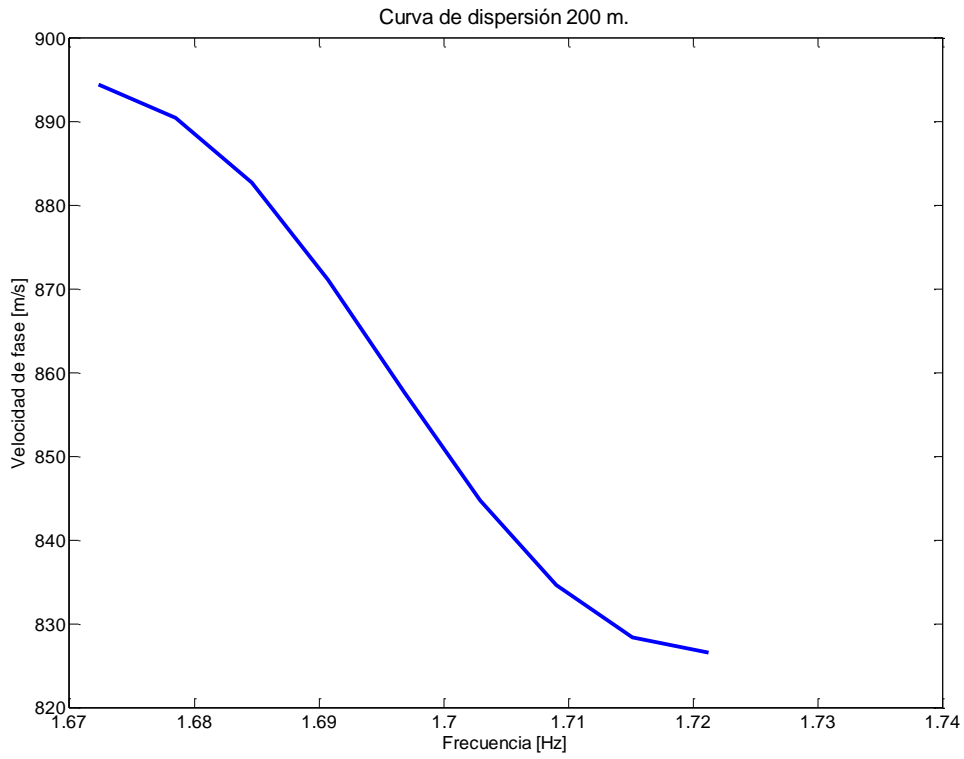
Anexo 5. Graficas de la curva de dispersión a partir de la frecuencia que cruza en cero.



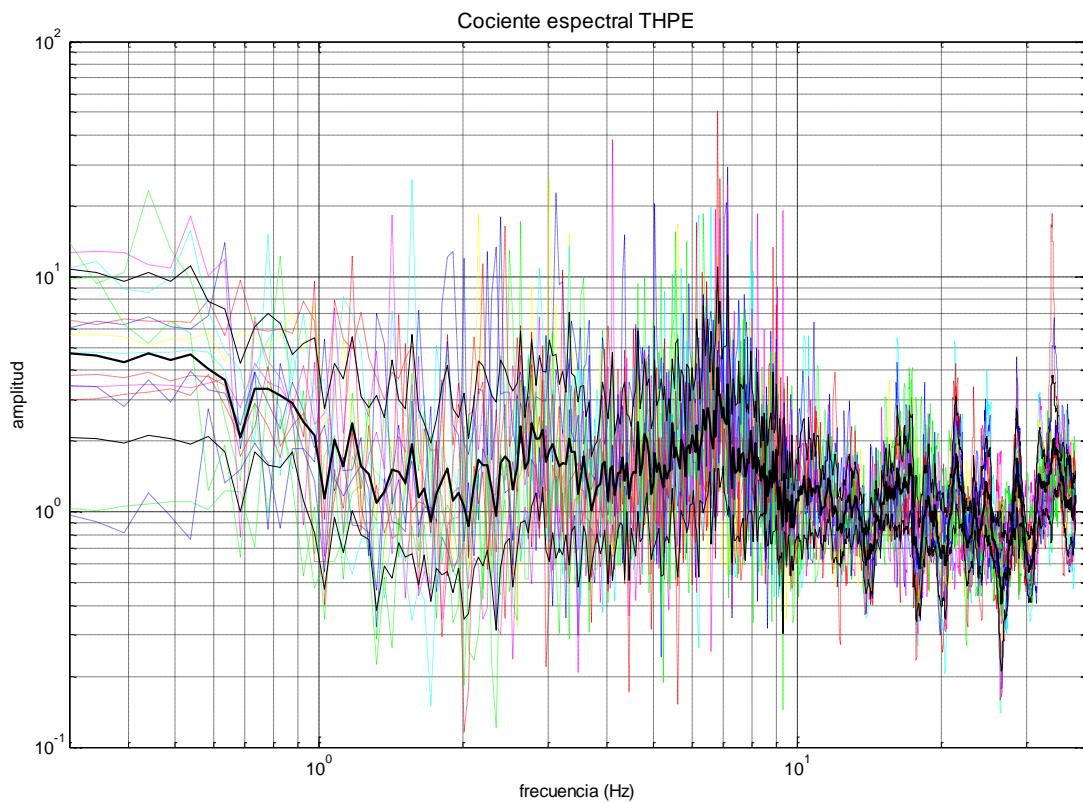
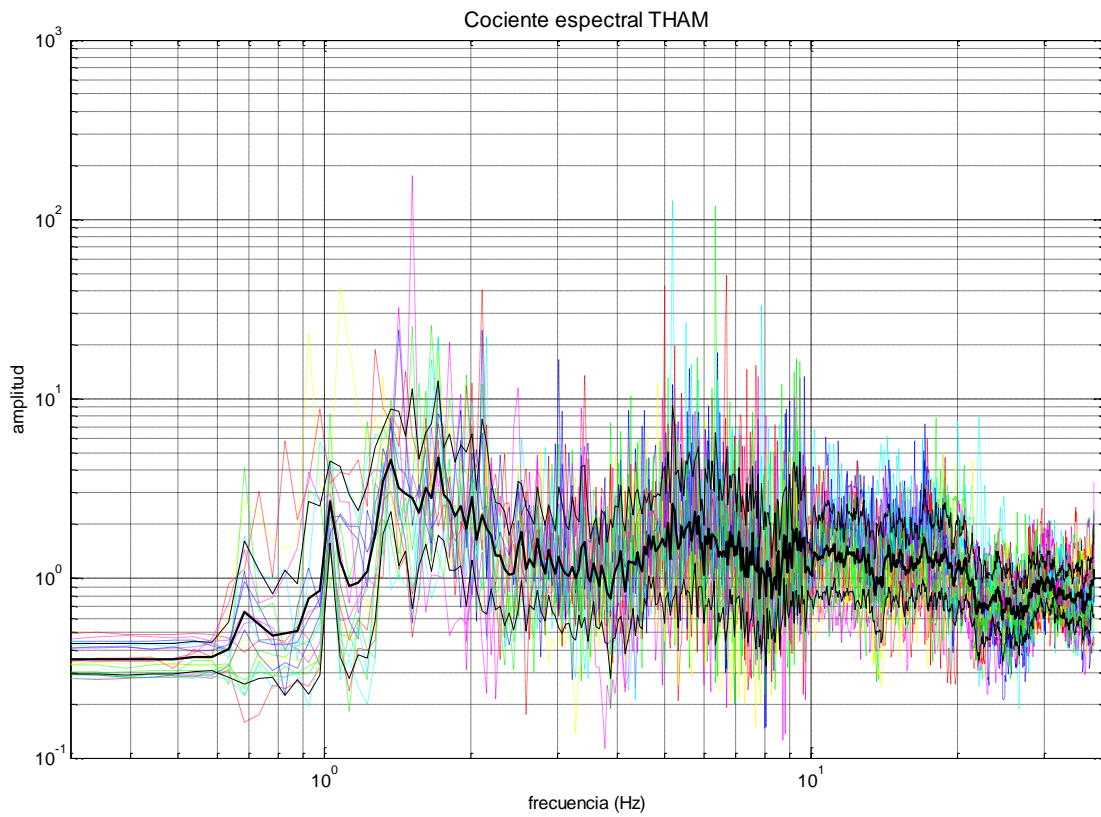








Anexo 6. Graficas de los cocientes espectrales de eventos sísmicos.



Anexo 7. Tablas de los sismos registrados en las estaciones temporales THAM y THPE.

Tabla 1. Sismos registrados en la estación THAM.

	Fecha	Hora	Estación	Latitud	Longitud	Mag.	Prof. (Km)	Epicentro
1	09/12/2011	16:04:35	THAM	-	-	-	-	-
2	09/12/2011	19:37:08	THAM	-	-	-	-	-
3	10/12/2011	13:17:56	THAM	19.08	-98.79	9	3.2	5 km al NORTE de OZUMBA, MEX
4	10/12/2011	13:29:22	THAM	-	-	-	-	-
5	10/12/2011	15:46:00	THAM	-	-	-	-	-
6	10/12/2011	15:56:29	THAM	-	-	-	-	-
7	11/12/2011	01:47:08	THAM	17.84	-99.98	5.8	6.5	53 km al NOROESTE de ZUMPANGO DEL RIO, GRO
8	12/12/2011	05:11:00	THAM	-	-	-	-	-
9	12/12/2011	17:49:38	THAM	-	-	-	-	-
10	12/12/2011	19:33:27	THAM	-	-	-	-	-
11	13/12/2011	16:14:40	THAM	-	-	-	-	-
12	13/12/2011	19:10:42	THAM	-	-	-	-	-
13	14/12/2011	15:56:37	THAM	-	-	-	-	-
14	14/12/2011	19:53:15	THAM	-	-	-	-	-
15	15/12/2011	11:52:12	THAM	-	-	-	-	-
16	16/12/2011	09:11:26	THAM	15.7	-98.25	16	4.1	74 km al SUROESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX
17	16/12/2011	13:02:46	THAM	16.22	-98.3	5	4.6	30 km al SUROESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX
18	16/12/2011	19:38:00	THAM	-	-	-	-	-
19	17/12/2011	08:27:52	THAM	16.53	-100.02	9.5	3.9	40 km al SUROESTE de ACAPULCO, GRO
20	17/12/2011	16:24:00	THAM	-	-	-	-	-
21	17/12/2011	18:40:08	THAM	-	-	-	-	-
22	18/12/2011	08:44:32	THAM	-	-	-	-	-
23	18/12/2011	11:16:24	THAM	-	-	-	-	-
24	19/12/2011	19:37:41	THAM	-	-	-	-	-
25	20/12/2011	16:35:22	THAM	17.02	-100.35	2.3	3.5	23 km al SURESTE de ATOYAC DE ALVAREZ, GRO
26	20/12/2011	16:55:44	THAM	-	-	-	-	-
27	22/12/2011	16:08:36	THAM	-	-	-	-	-

Anexos

28	23/12/2011	16:02:04	THAM	-	-	-	-	-
29	23/12/2011	19:28:25	THAM	-	-	-	-	-
30	23/12/2011	21:46:03	THAM	-	-	-	-	-
31	24/12/2011	02:09:11	THAM	-	-	-	-	-
32	24/12/2011	19:30:41	THAM	16.63	-99.62	11	3.9	30 km al SUROESTE de SAN MARCOS, GRO
33	27/12/2011	08:04:55	THAM	21.66	-99.32	5	3.8	48 km al SUROESTE de CD VALLES, SLP
34	27/12/2011	17:59:29	THAM	-	-	-	-	-
35	28/12/2011	14:55:53	THAM	-	-	-	-	-
36	28/12/2011	18:13:50	THAM	-	-	-	-	-
37	28/12/2011	21:26:37	THAM	-	-	-	-	-
38	30/12/2011	16:02:31	THAM	-	-	-	-	-
39	31/12/2011	14:25:52	THAM	-	-	-	-	-
40	02/01/2012	16:59:25	THAM	-	-	-	-	-
41	02/01/2012	18:46:18	THAM	-	-	-	-	-
42	03/01/2012	15:47:58	THAM	-	-	-	-	-
43	06/01/2012	17:43:32	THAM	-	-	-	-	-
44	06/01/2012	18:42:02	THAM	-	-	-	-	-
45	07/01/2012	15:58:24	THAM	-	-	-	-	-
46	07/01/2012	18:52:44	THAM	-	-	-	-	-
47	10/01/2012	16:07:01	THAM	-	-	-	-	-
48	11/01/2012	22:29:54	THAM	15.5	-95.97	18	4.8	35 km al SURESTE de CRUCECITA, OAX
49	13/01/2012	14:35:11	THAM	-	-	-	-	-
50	13/01/2012	17:53:05	THAM	-	-	-	-	-
51	13/01/2012	18:18:02	THAM	-	-	-	-	-
52	14/01/2012	04:57:09	THAM	15.86	-97.24	16	4	19 km al OESTE de PUERTO ESCONDIDO, OAX
53	14/01/2012	19:10:12	THAM	-	-	-	-	-
54	14/01/2012	19:46:14	THAM	-	-	-	-	-
55	15/01/2012	22:49:21	THAM	16.35	-97.83	5	4.7	23 km al ESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX
56	16/01/2012	22:55:49	THAM	-	-	-	-	-
57	17/01/2012	17:39:29	THAM	-	-	-	-	-
58	17/01/2012	23:12:32	THAM	-	-	-	-	-
59	18/01/2012	15:50:41	THAM	-	-	-	-	-

60	18/01/2012	16:28:04	THAM	-	-	-	-	-
61	18/01/2012	19:30:58	THAM	-	-	-	-	-
62	19/01/2012	19:36:02	THAM	-	-	-	-	-
63	20/01/2012	19:37:32	THAM	-	-	-	-	-
64	20/01/2012	21:14:10	THAM	-	-	-	-	-
65	20/01/2012	22:34:52	THAM	-	-	-	-	-
66	20/01/2012	22:59:33	THAM	-	-	-	-	-
67	21/01/2012	18:47:15	THAM	14.74	-93.24	16	6	86 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS
68	21/01/2012	20:35:45	THAM	19.01	-104.67	10	4.7	27 km al SUROESTE de CIHUATLAN, JAL
69	22/01/2012	16:25:15	THAM	-	-	-	-	-
70	22/01/2012	22:18:44	THAM	-	-	-	-	-
71	23/01/2012	18:24:09	THAM	-	-	-	-	-
72	24/01/2012	05:10:12	THAM	-	-	-	-	-
73	24/01/2012	19:50:28	THAM	-	-	-	-	-
74	25/01/2012	19:50:27	THAM	-	-	-	-	-
75	26/01/2012	04:55:40	THAM	-	-	-	-	-
76	27/01/2012	02:52:50	THAM	-	-	-	-	-
77	27/01/2012	16:18:19	THAM	-	-	-	-	-
78	27/01/2012	18:08:14	THAM	-	-	-	-	-
79	27/01/2012	18:29:05	THAM	-	-	-	-	-
80	27/01/2012	21:05:58	THAM	-	-	-	-	-

Tabla 2. Sismos registrados en la estación THPE.

#	Fecha	Hora	Estación	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Mag.	Epicentro
1	16/12/2011	09:11:14	THPE	15.7	--98.25	16	4.1	74 km al SUROESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX
2	16/12/2011	13:03:43	THPE	16.22	-98.3	5	4.6	30 km al SUROESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX
3	10/12/2011	13:17:56	THPE	19.08	-98.79	9	3.2	5 km al NORTE de OZUMBA, MEX
4	17/12/2011	06:41:02	THPE	18.06	-103.86	15	4	93 km al SUR de TECOMAN, COL
5	17/12/2011	07:09:59	THPE	18.01	-103.85	20	4	100 km al SUR de

Anexos

									TECOMAN, COL
6	17/12/2011	08:27:58	THPE	16.53	-100.02	95	3.9	40 km al SUROESTE de	ACAPULCO, GRO
7	18/12/2011	04:32:17	THPE	-	-	-	-	-	-
8	18/12/2011	08:45:16	THPE	-	-	-	-	-	-
9	27/12/2011	08:05:14	THPE	21.66	-99.32	5	3.8	48 km al SUROESTE de CD	VALLES, SLP
10	29/12/2011	05:24:24	THPE	-	-	-	-	-	-
11	06/01/2012	06:39:40	THPE	-	-	-	-	-	-
12	11/01/2012	22:29:36	THPE	15.5	-95.97	18	4.8	35 km al SURESTE de	CRUCECITA, OAX
13	15/01/2012	22:50:21	THPE	16.35	-97.83	5	4.7	23 km al ESTE de PINOTEPA	NACIONAL, OAX
14	21/01/2012	18:49:11	THPE	-	-	-	-	-	-
15	21/01/2012	20:35:40	THPE	-	-	-	-	-	-
16	24/01/2012	05:10:10	THPE	-	-	-	-	-	-
17	26/01/2012	04:56:03	THPE	-	-	-	-	-	-