



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

**ESTIMACION DE UN PERFIL DE VELOCIDAD DE ONDA S Y
PERIODO FUNDAMENTAL DE UN SITIO DE LA CIUDAD DE
COATZACOALCOS, VERACRUZ**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

LUIS EDUARDO ALBERTO PRADO MORALES



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JORGE AGUIRRE GONZALEZ**

2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Gracias al Instituto de Ingeniería, por todo el apoyo y facilidades brindadas a lo largo de la realización de esta tesis. A mi profesor de mecánica del medio continuo, por su paciencia, ideas y enseñanzas a lo largo de mi estancia en el Instituto de Ingeniería, y quien fuera mi director de tesis, el Dr. Jorge Aguirre González.

Al Sistema Nacional de Protección Civil del estado de Veracruz por el apoyo a lo largo del proyecto para realizar los Estudios de Microzonificación Sísmica y Evaluación del Riesgo Sísmico en la Zona Sur del Estado de Veracruz.

Gracias a todos los profesores que contribuyeron a mi formación a lo largo de mis estudios en la Facultad de Ingeniería y me ayudaron a realizarme como ingeniero. A Rigato Moy. A Ricardo. A mis compañeros de clases que sin su ayuda hubiese sido imposible el mantenerme a lo largo de la carrera.

Y por último agradezco a la UNAM por permitirme pertenecer a la máxima casa de estudios de América Latina.

CONTENIDO

Resumen / Abstract 5

Introducción 6

Capítulo 1

1.1 Fundamentos teóricos

1.1.1 Naturaleza del campo de ondas del ruido sísmico

1.1.2 Ondas superficiales en el ruido sísmico

1.1.3 Ondas Rayleigh

1.1.4 Elipticidad de las ondas Rayleigh

1.1.5 Dispersión de ondas

1.2 Método SPAC

1.3 Método H/V

1.3.1 Relación de la curva H/V con la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh

1.3.2 Relación de la curva H/V con ondas de cuerpo, interpretación de Nakamura

Capítulo 2

2.1 Zona de estudio y adquisición de datos

2.1.1 Localización del sitio de estudio

2.1.2 Geomorfología de la ciudad de Coatzacoalcos

2.1.3 Geología regional

2.1.4 Geotecnia de la ciudad de Coatzacoalcos

2.1.5 Sismicidad regional

2.1.6 Instrumentación

2.1.7 Sitio de estudio: Expo Feria Coatzacoalcos

Capítulo 3

3.1 Procesamiento de los datos

3.1.1 Pre-procesamiento de los datos

3.1.2 Aplicación del método SPAC

3.1.3 Inversión de la curva de dispersión

3.1.4 Aplicación del método H/V

3.1.5 Inversión de la curva H/V

Capítulo 4

4.1 Análisis de resultados

4.1.1 Comparación de la curva de dispersión de ondas Rayleigh (SPAC) y la curva de dispersión de ondas Rayleigh (H/V)

4.1.2 Comparación de la curva de elipticidad teórica (SPAC) y la curva de H/V

4.1.3 Comparación de la estructura geológica de velocidad de ambos métodos

4.1.4 Modelo 3D

4.2 Conclusiones

Referencias bibliográficas

Apéndices

RESUMEN

En este estudio se emplearon dos métodos que utilizan ruido sísmico o microtremores para evaluar una estructura de velocidad de propagación de onda sísmica S (V_S). Estos métodos son el método de cocientes espectrales del ruido sísmico de las componentes horizontal entre la vertical **H/V** (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000) y el método de autocorrelación espacial (**SPAC**) (Aki, 1957). El análisis de ruido sísmico se ha utilizado de manera exitosa para evaluar estructuras de velocidad de onda S, de capas planas en diferentes sitios del mundo. Es por esta razón que se decidió probar un enfoque diferente de los resultados obtenidos de ambos métodos con el fin de obtener una estructura 3D, en la cual se puedan observar variaciones laterales en la estructura de velocidad, esto con el objetivo de aprovechar de mejor manera la información que brinda el ruido sísmico.

El estudio se realizó en la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz; éste consistió de siete arreglos triangulares SPAC variando en tamaño de los 10 hasta los 100 metros, registrados con tres estaciones sísmicas temporales de banda ancha. Con los diferentes arreglos se obtuvo una curva de dispersión de ondas Rayleigh y de la inversión de ésta se estimó una estructura de V_S . En una segunda etapa se estimaron los cocientes espectrales H/V de cada vértice de los arreglos triangulares y se analizan las frecuencias fundamentales del sitio. Las curvas H/V se invierten como una aproximación a la curva de elipticidad de las ondas Rayleigh. Por último con los modelos estructurales obtenidos se obtuvo una estructura V_S en tres dimensiones que ayuda a obtener una mejor interpretación del sitio.

Los resultados permitieron obtener un modelo tridimensional con una profundidad de exploración de 100 metros aproximadamente, con un rango de velocidades de onda S de 872 (m/s) en el basamento y una velocidad mínima de 210 (m/s) en la superficie, utilizando solo el registro de microtremores. Este modelo muestra variaciones en el espesor de las capas de baja velocidad con respecto al semi-espacio, esto es consistente con las variaciones de las frecuencias fundamentales encontradas a lo largo de los vértices de los arreglos SPAC.

ABSTRACT

In this study two methods that use seismic noise or microtremores were used to estimate an S wave seismic velocity (V_s) structure. This methods were the **H/V** spectral ratios (Nogoshi and Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 200) and the Spatial Autocorrelation method (**SPAC**) (Aki, 1957). Seismic noise analysis have been successfully used to estimate S wave velocity in horizontal layered structures in many places all over the world. It was such reason that caused to try a different approach upon the results obtained from both methods so a 3D model velocity structure could be obtained, in which lateral variations of the site structure could be observed, being the main purpose to better use the information gathered from seismic noise.

The study was performed in the city of Coatzacoalcos, Veracruz; it consisted of seven triangular SPAC arrays varying in size from 10 to 100 meters, such arrays were registered with three broad band temporal seismic stations. With each different array a Rayleigh wave velocity dispersion curve was obtained and from this dispersion curve an S wave velocity structure was inverted. In a second stage the H/V spectral ratios were calculated for each vertex for all the arrays, from this calculation the fundamental frequencies were obtained. Such H/V curves were inverted as a proxy for the Rayleigh wave ellipticity curve. Finally from each structural model a 3D grid was calculated, this model helped to better assess the study site.

The results obtained made it possible to estimate a three-dimensional model with a exploration depth of 100 meters approximately, in which S wave velocities vary in a range of 210 (m/s) for the surface and 872 (m/s) for the half space, by only using seismic noise data. Such a model shows width variations for the first layers with respect the half space, this agrees with variations on the fundamental frequencies along the vertexes of the SPAC arrays.

Introducción

Los sismos han afectado en gran medida a la humanidad desde hace mucho tiempo, provocando la pérdida de vidas humanas, daños estructurales, entre otros siniestros. Pero una de las lecciones aprendidas de estas catástrofes es que los daños ocurridos tras un evento sísmico pueden ser correlacionados con ciertas condiciones geológicas del lugar afectado.

La ingeniería sísmica estudia la respuesta sísmica del suelo y se encarga de evaluar tanto el riesgo como el peligro sísmico para así diseñar las Normas Técnicas Complementarias para Diseño por Sismos; contenidas en el Reglamento de Construcciones (RC), con la finalidad de mitigar y reducir los daños provocados por un sismo. Esta rama de la ingeniería ha generado numerosos trabajos de investigación, sobre todo a partir de terremotos como el de la ciudad de México de 1985 y sismos recientes como el de Kobe en 1995, Turquía en 1999 y Chile en 2010.

Para el diseño y creación de un RC efectivo, es indispensable caracterizar los efectos de sitio, para esto es necesario conocer tanto el periodo fundamental de la zona, como la estructura de velocidades de onda S (V_s) del lugar. Esta información se puede estimar con métodos geofísicos y geotécnicos tradicionales tales como la refracción sísmica, la reflexión sísmica, la perforación de pozos geotécnicos, y penetrómetros, por mencionar algunos métodos. Sin embargo en áreas urbanas no siempre es posible utilizar estos métodos debido a que se necesitan fuentes activas tales como explosivos o se requiere perforar lo cual no siempre es posible en zonas citadinas donde existan tuberías y cableado subterráneo, aparte de resultar costoso económicamente.

Una alternativa práctica y económica es el registro y análisis de microtemores. Este tipo de mediciones pueden realizarse en la superficie del terreno a evaluar, sin necesidad de perforar o de alterar el entorno donde se realice el estudio.

Dos métodos que determinan los parámetros de respuesta de un sitio, han sido utilizados con mayor frecuencia en los últimos años. Uno de ellos, el método de cocientes espectrales de las componentes horizontales entre la vertical, **H/V**. Este método estima de buena manera la frecuencia fundamental (f_0) del sitio; esto es la frecuencia donde la vibración del suelo es máxima, el método introducido por Nogoshi e Igarashi (1971), pero popularizado por Nakamura (1989).

Por otro lado se encuentran los métodos que disponen los sismómetros en forma de arreglos geométricos. Entre estos métodos se encuentran: el método **SPAC**, cuya teoría fue desarrollada por Aki (1957) y el método ***f-k*** (frecuencia - número de onda) que fue desarrollado a finales de la década de 1960 con el propósito de detectar explosiones nucleares, este par de métodos utilizan el registro de microtemores como fuente.

La capacidad del método H/V para brindar información confiable acerca de las características de un sitio ya ha sido demostrada en trabajos como el de Lermo y Chávez-García (1994), en el cual ellos realizan diferentes estudios para estimar la respuesta de sitio en las ciudades de Acapulco, México y Oaxaca, obteniendo los mejores resultados de utilizar la técnica Nakamura. Cabe destacar que ellos estiman este método es confiable cuando el rango de frecuencias dominante esta entre 0.3 y 5 (Hz).

Estudios más recientes han demostrado que es posible invertir la curva H/V como una aproximación a la curva de elipticidad de las ondas Rayleigh, con el fin de obtener una estructura de V_s (Tokimatsu et al., 1998; Fäh et al., 2001; Arai y Tokimatsu, 2004).

Fäh et al. (2001) propone un esquema de inversión para los cocientes H/V obtenidos del registro de microtemores utilizando solamente una estación y así obtener la estructura V_s del sitio. Él relaciona la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh con el cociente espectral H/V y a partir de esta relación obtiene un perfil V_s . Dentro de los resultados de su investigación, él determina que las estructuras V_s obtenidas son lo suficientemente buenas como para la evaluación del peligro sísmico del sitio.

El método SPAC hace uso de las características dispersivas de las ondas superficiales en un medio estratificado. Al utilizarse únicamente la componente vertical del registro del ruido sísmico se puede asumir fácilmente que la señal tiene un alto contenido de ondas Rayleigh. Para el registro del ruido sísmico el método SPAC utiliza arreglos instrumentales; estos arreglos son disposiciones geométricas de los sismómetros. La geometría no necesariamente debe ser circular, pero si debe procurarse mantener una distancia igual entre los sensores, es decir, arreglos en forma de polígonos regulares, registrando simultáneamente en diferentes estaciones

Casos de estudio como el de Kudo et al. (2002) han comprobado la eficiencia del método SPAC. Él realizó un estudio en Turquía donde estimó los perfiles de velocidad de ondas sísmicas en tres sitios, para después compararlos con información del registro de pozos y concluye que el método SPAC resulta muy útil para determinar estructuras de V_s para profundidades someras e intermedias.

Flores-Estrella (2002) utiliza el método SPAC para estimar las curvas de dispersión de un arreglo triangular realizado en Ciudad Universitaria, D.F.; ella compara sus resultados con los obtenidos por Kagawa et al. (1996) en la misma zona de estudio y concluye que existe un buen acuerdo entre los modelos de velocidad obtenidos de ambos estudios.

El presente estudio utiliza tanto el método SPAC como el método H/V, con el fin de obtener una estructura V_s para un sitio de la ciudad de Coatzacoalcos, utilizando tanto las curvas de dispersión calculadas con el método SPAC, así como los cocientes espectrales H/V, considerando que el modo fundamental de las ondas Rayleigh es dominante en la composición del ruido sísmico. Los resultados de ambos métodos se comparan con la finalidad de observar si los resultados del método SPAC son consistentes con los obtenidos a partir de la inversión de la curva H/V y analizar los beneficios de ambos métodos.

Este trabajo muestra en el capítulo I una síntesis del origen y composición de los microtemores, así como la teoría que respalda a los métodos SPAC y H/V. En el capítulo II se hace una breve descripción geológica de la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz, así como la descripción de la adquisición de los registros de microtemores utilizados en este estudio. En el capítulo III se describe la metodología utilizada para realizar el procesamiento de las señales y se muestran los resultados obtenidos. Finalmente en el capítulo IV se propone un modelo tridimensional de la estructura V_s y se discuten los resultados obtenidos, las conclusiones y recomendaciones de este trabajo.

Capítulo 1

1.1 Fundamentos teóricos

1.1.1 Naturaleza del campo de ondas del ruido sísmico

Las siguientes explicaciones acerca del ruido sísmico fueron tomadas de “SESAME H/V User Guidelines” o “Pautas para el usuario del SESAME H/V”. En este texto se establece que para comprender la naturaleza física y composición del campo de onda del ruido sísmico ambiental, especialmente en áreas urbanas requiere responder dos tipos de preguntas:

- ¿Cuál es el origen de las vibraciones ambientales?, es decir, ¿Dónde se localizan las fuentes? y ¿Cuáles son?
- ¿Cuál es la naturaleza del tipo de ondas que componen al ruido sísmico?, ¿Cuál es la proporción de ondas de cuerpo con respecto a ondas superficiales? Refiriéndonos únicamente de ondas superficiales, ¿Cuál es la proporción entre ondas Rayleigh y ondas Love? ¿Cuál es la proporción entre el modo fundamental y modos más altos?

Con respecto al primer tipo de preguntas existe un consenso relativo, mientras que para las segundas preguntas (referentes a la composición del ruido sísmico) todavía permanece mucho por aclarar.

Las fuentes del ruido sísmico se pueden clasificar en dos categorías principales: *naturales* y *antropogénicas*, las últimas se presentan principalmente en áreas urbanas. A cada una le corresponde un rango de frecuencias particular.

- A bajas frecuencias ($f < 1$ Hz), el origen es esencialmente natural, con un particular énfasis en las olas oceánicas, las cuales emiten una energía máxima alrededor de los 0.2 Hz. Estas olas pueden ser identificadas fácilmente en islas o durante tormentas marinas. En frecuencias más altas (alrededor de los 0.5 Hz) la energía es generada a lo largo de las zonas costeras debido al romper de las olas. Ondas de frecuencias más bajas ($f \ll 0.1$ Hz) son asociadas variaciones en la presión atmosférica, pero este rango de frecuencias no resulta de particular interés a la ingeniería sísmica. Frecuencias mayores (> 1 Hz) también pueden asociarse a con el viento o flujos de agua.
- A altas frecuencias ($f > 1$ Hz), el origen está íntimamente relacionado con la actividad humana (tránsito vehicular, maquinaria); las fuentes se encuentran generalmente en la superficie terrestre (a excepción de fuentes tales como transportes subterráneos), y generalmente muestran un fuerte variabilidad entre el día y la noche, y durante los días laborales y el fin de semana.

El límite de 1 Hz es meramente indicativo, y puede variar de una ciudad a otra. Cierta tipo de trabajos de la ingeniería civil (construcción de carreteras o presas) que involucran maquinaria muy grande y cuyos motores generan energía de baja frecuencia, pueden crear ruido por debajo de 1 Hz. Por esta razón el límite de 1 Hz puede ser no muy claro.

Este límite entre ruido natural y antropogénico puede ser estimado realizando un análisis de las variaciones de amplitud del ruido sísmico, analizando las variaciones durante el día y la noche, así como durante días laborales y días de descanso.

Las fuentes de energía de baja frecuencia se encuentran generalmente en los océanos más cercanos y la energía es transmitida desde la fuente hasta el sitio de estudio por ondas superficiales a través de la corteza terrestre. Sin embargo, localmente, estas ondas pueden (y generalmente lo hacen) interactuar con las estructuras locales (especialmente cuencas sedimentarias). Sus grandes longitudes de onda inducen una profundidad de penetración significativa, haciendo que el campo de ondas local sea más complejo, esto hace que: las heterogeneidades presentes en el subsuelo, sean excitadas por las ondas superficiales largas, y puedan actuar como puntos de difracción y generar ondas superficiales locales, e inclusive ondas de cuerpo. La energía de las frecuencias entre 0.1 y 1 Hz decae conforme aumenta la distancia del océano, es decir obtener información de los microsismos es entonces más sencillo en islas que zonas en continentales.

Las ondas de alta frecuencia generalmente corresponden a fuentes mucho más cercanas, las cuales, la mayor de las veces, se localizan muy cerca de la superficie (menos de unos cientos de metros) este tren de ondas incluye tanto ondas superficiales como de cuerpo, así como a distancias más grandes las ondas superficiales se vuelven dominantes.

A parte de esta información cualitativa, existe muy poca información cuantitativa acerca de la proporción entre ondas de cuerpo y superficiales, y de los diferentes modos de ondas Rayleigh o Love que constituyen al ruido sísmico. Los pocos resultados disponibles revisados por Bonnefoy-Claudet et al. (2006), muestran que los microsismos a bajas frecuencias consisten primordialmente del modo fundamental de ondas Rayleigh, mientras que para frecuencias más altas ($f > 1$ Hz) no existe un consenso claro.

Tabla 1. Síntesis de la discusión anterior (Adaptada de “SESAME H/V user guidelines”).

	Natural	Humano
Denominación	Microsismo	Microtremor
Frecuencia	0.1 – 0.5 hasta 1 Hz	0.5 hasta 1 – 10 Hz
Origen	Océano	Tránsito, Industria, Actividad humana
Campo de ondas incidente	Ondas superficiales	Ondas superficiales y de cuerpo
Variabilidad de amplitud	Relacionada a tormentas oceánicas	Día/noche, Semana/fin de semana
Rayleigh/Love	Campo de ondas constituido principalmente de ondas Rayleigh	Amplitud comparable, ligera indicación de las ondas Love contienen mayor energía
Modo fundamental o más alto	Principalmente modo fundamental	Posiblemente modos más altos en altas frecuencias (al para el caso de dos capas)
Notas	Campo de ondas local puede variar del campo de ondas incidente	Algunas ondas monocromáticas relacionadas con maquinaria. La proximidad de las fuentes, así como la corta longitud de ondas, probablemente limitan la importancia cuantitativa de las ondas ocurridas por difracción en la profundidad.

Estos resultados, aunque parciales, indican que el campo de ondas del ruido sísmico es complejo, especialmente en altas frecuencias donde la fuente de los microtemores es debida principalmente la actividad humana.

1.1.2 Ondas superficiales en el ruido sísmico

Las ondas sísmicas superficiales se distinguen por viajar a lo largo del límite aire/tierra en la corteza terrestre. Se les llama ondas superficiales porque se atenúan conforme se alejan de la superficie. Su velocidad es menor comparada con las ondas de cuerpo (P y S). Debido a su larga duración y gran amplitud, este tipo de ondas sísmicas pueden ser las ondas más destructivas en un evento sísmico.

Las ondas superficiales se clasifican en dos tipos básicos, ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas Rayleigh viajan de una manera longitudinal (el movimiento de la onda es paralelo a la dirección de propagación) con un movimiento elíptico retrogrado de la partícula. Las ondas Rayleigh son el resultado de la interacción entre ondas P y ondas S verticalmente polarizadas. Por otro lado las ondas Love viajan en forma transversa (el movimiento es perpendicular a la dirección de propagación), estas consisten principalmente de ondas S polarizadas horizontalmente (Figura 1).

En sismología las ondas superficiales son registradas junto con las ondas de cuerpo, pero tradicionalmente se les considera ruido ya que representan un obstáculo para interpretar información más profunda como la reflexión o refracción sísmica. Sin embargo varias investigaciones se ha demostrado que de estas ondas se puede obtener información substancial por medio de la teoría de inversión de ondas superficiales.

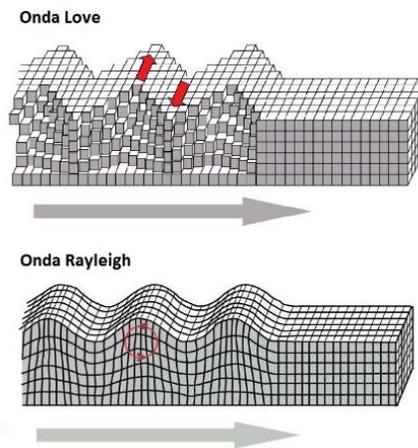


Figura 1. Modo fundamental del desplazamiento de ondas Love (arriba) y ondas Rayleigh (abajo) para una propagación a lo largo de la página. Se observa que las ondas Love presentan un movimiento puramente transversal, mientras que las ondas Rayleigh presentan un movimiento radial y vertical, en ambos casos la amplitud de la onda decae rápidamente con la profundidad, (Modificada de http://es.wikipedia.org/wiki/Onda_el%C3%A1stica#Ondas_de_Rayleigh, último acceso 28 de julio de 2014).

Dada la composición del ruido sísmico uno debería de poder separar el campo de ondas del ruido sísmico en ondas de cuerpo (P , SV , SH) y ondas superficiales (Rayleigh y Love), y cuantificar la proporción de cada una, pero esto no es tarea fácil (Bonney-Claudet, 2006). La dificultad estriba en que no se conoce la ubicación de cada fuente por lo que no es posible realizar la configuración fuente-estación, ni encontrar el sistema de referencia radial-tangencial. Lo que se registra en cada momento corresponde a la composición de muchas fuentes ubicadas en diferentes direcciones, con

diferentes distancias y energía. La interacción de todas fuentes hace muy difícil separa la contribución de cada una de ellas.

Bonnefoy-Claudet (2006) concluye que los microsismos a bajas frecuencias (menores a 1[Hz]) están compuestos principalmente del modo fundamental de las ondas Rayleigh. Sin embargo a frecuencias más altas no existe un acuerdo en el tipo de ondas que componen al ruido sísmico. Se supone que el campo de ondas del ruido sísmico es una mezcla de ondas de cuerpo y ondas superficiales, Rayleigh y Love (modo fundamental y modos más altos).

Sismólogos como Aki (1957), Bard (1999), Nakamura (1989), Nogoshi e Igarashi (1971), Okada (2003) entre otros han mostrado el gran contenido de ondas superficiales en los microtremores, ellos han propuesto diferentes técnicas entre ellas el SPAC o H/V para procesar el ruido sísmico basándose en la suposición de que los microtremores consisten principalmente de ondas superficiales.

Los análisis de microtremores se basan en la suposición de que el campo de ondas del ruido sísmico en el rango de 0.5 a 20 Hz está constituido de ondas superficiales (Li et al., 1984; Horike, 1985). Esta suposición se ha validado por la observación y comparación entre datos registrados en campo y pruebas de datos sintéticos, sin embargo la proporción relativa de cada tipo de ondas permanece inconclusa.

Bard (1999) deja claro que el buen éxito de las técnicas que utilizan microtremores para estimar estructuras geológicas de velocidad, es una prueba indirecta de la suposición de que el campo de ondas del ruido sísmico consiste principalmente de ondas superficiales.

1.1.3 Ondas Rayleigh

Los métodos utilizados en este trabajo utilizan ciertas propiedades (elipticidad y dispersión) de las ondas Rayleigh, razón por la cual resulta importante destacar algunas características importantes de este tipo de ondas.

Como previamente se mencionó las ondas Rayleigh viajan cerca de la superficie. Estas incluyen movimientos longitudinales y transversales esto da pie a que exista una diferencia de fases entre las componentes de los movimientos. La amplitud de estas ondas decae exponencialmente conforme aumenta la profundidad, como se observa en la Figura (2).

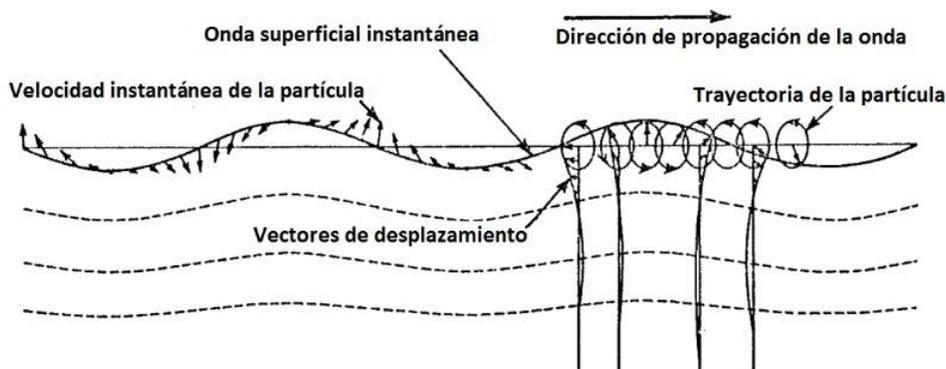


Figura 2. Ejemplo del efecto de las ondas Rayleigh en un medio estratificados 2-D (Modificada de <http://www.mcise.uri.edu/sadd/mce565/Ch12.pdf> , ultimo acceso 28 de julio del 2014).

La existencia de estas ondas fue predicha por Lord Rayleigh en 1885. Este tipo de ondas causan en un sólido isotrópico que las partículas en la superficie del mismo se muevan en elipses en un plano compuesto por la normal a la superficie y un vector paralelo a la dirección de propagación, cuyos ejes mayores coinciden con la dirección vertical. En la superficie y a profundidades someras el movimiento es retrogrado y a profundidades grandes el movimiento de la partícula se vuelve progrado, aunado a esto la amplitud del movimiento decae y la excentricidad cambia con el incremento de la profundidad (Figura 3).

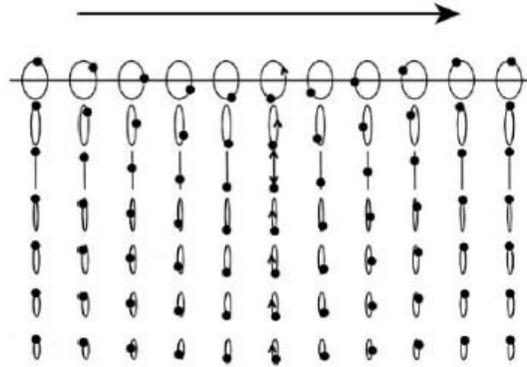


Figura 3. Movimiento de la partícula para el modo fundamental de Rayleigh en un semi-espacio uniforme, propagándose de derecha a izquierda. Se muestra una longitud de onda horizontal (Λ); los puntos se graficaron para un tiempo fijo. El movimiento es contrario a las manecillas del reloj (retrogrado) en la superficie, cambiando a movimiento vertical puro en $\Lambda/5$, se convierte en progrado a mayores profundidades. (Tomada de Shearer, 2009).

1.1.4 Elipticidad de las ondas Rayleigh

La elipticidad en geometría es una medida de la compresión de un círculo o una esfera a lo largo de un diámetro para formar una elipse o un elipsoide de revolución según sea el caso. Para las ondas Rayleigh esta variación de la elipticidad se refleja en la curva de elipticidad que es una medida del cambio del movimiento elíptico de las ondas Rayleigh con respecto a la profundidad.

Esta curva de elipticidad depende de la frecuencia y muestra un pico alrededor de la frecuencia fundamental. Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical del movimiento elíptico. Con este desvanecimiento ocurre un cambio en el sentido de rotación de la partícula en el modo fundamental de las ondas Rayleigh.

Las ondas Rayleigh son las únicas ondas superficiales que pueden ocurrir en un semi-espacio homogéneo. Adicionalmente a las ondas Rayleigh del modo fundamental, existen soluciones en un espacio de capas planas que involucran ondas P y SV. Si la velocidad de la capa superficial es lo suficientemente baja, estas ondas P y SV pueden ser reflejadas por completo y pueden ocurrir modos de vibrar en placas como ocurre en el sistema SH. A estos modos se les conoce como modos altos de las ondas Rayleigh. En la Figura 4 se pueden observar diferentes modos de vibrar para una misma estructura de velocidades.

Para este trabajo se realizó un análisis de sensibilidad de las curvas de elipticidad a diferentes modelos geológicos de velocidad, donde se variaron diferentes parámetros tales como el espesor de capas, la velocidad de onda S y onda P, así como la configuración de los diferentes modelos, este análisis se puede apreciar en el Apéndice I.

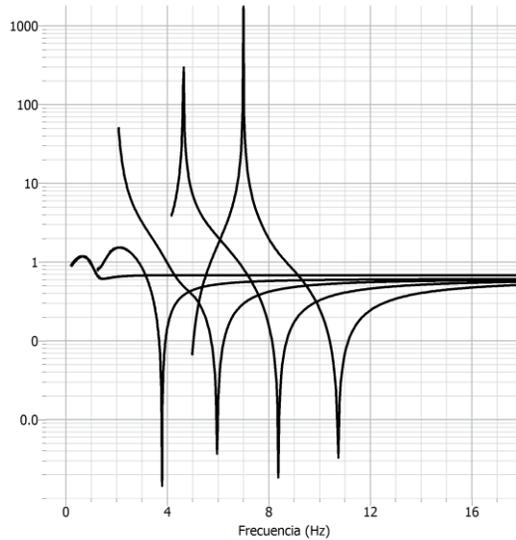


Figura 4. Curvas de elipticidad de ondas Rayleigh en un semi-espacio estratificado, para los primeros 5 modos de la onda Rayleigh. Los picos corresponden al desvanecimiento de la componente vertical, mientras que los valles pronunciados corresponden al desvanecimiento de la componente horizontal.

1.1.5 Dispersión de ondas

Las ondas superficiales de diferentes longitudes de onda penetran a diferentes profundidades y viajan a las velocidades características de los medios que estas atraviesan. La variación de las velocidades con respecto a la longitud de onda hace posible inferir información crítica acerca del subsuelo. Este incremento de la velocidad con la longitud de onda es notable para la velocidad de grupo así como para la velocidad de fase.

Un grupo de ondas consiste de ondas con diferentes longitudes de onda y frecuencias. Las ondas individuales de un grupo de ondas son usualmente generadas al mismo tiempo, pero tienden a esparcirse a lo largo del grupo porque cada onda viaja a diferente velocidad. La velocidad de grupo es básicamente la velocidad a la que viaja un grupo de ondas. Por otro lado la velocidad de fase es la velocidad a la que cada onda viaja, teniendo una longitud de onda y frecuencia característica, por ejemplo, la velocidad a la que viaja un pico de una onda monocromática.

Las ondas de periodo corto viajan a una velocidad ω/k (velocidad de fase), mientras que las ondas de periodo más largo que envuelven al grupo de ondas de periodo corto viajan a una velocidad $d\omega/dk$ o velocidad de grupo (Figura 5).

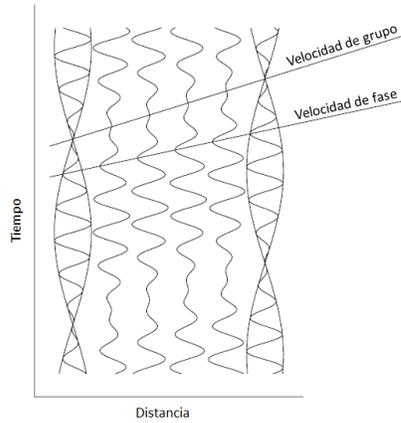


Figura 5. La suma de ondas con frecuencias ligeramente distintas resulta en una onda modulada. La velocidad de grupo es la velocidad los paquetes de onda; la velocidad de fase es la velocidad individual de los picos (Modificado de Shearer, 2009)

La dispersión ocurre cuando ondas de diferentes longitudes de onda tienen diferentes velocidades de propagación, de tal forma que el paquete de ondas tiende a esparcirse en el espacio. La velocidad de una onda, v , esta en función de la longitud de onda λ :

$$v = v(\lambda) \quad (1)$$

La velocidad de la onda v , longitud de onda λ y frecuencia f , están relacionadas por la identidad;

$$v(\lambda) = \lambda f(\lambda) \quad (2)$$

Así pues, la función $f(\lambda)$ expresa la relación de la dispersión en un medio dado. La dispersión es comúnmente expresada en términos de la frecuencia angular $\omega = 2\pi f$ y el número de onda $k = 2\pi/\lambda$. Rescribiendo la relación anterior y sustituyendo estas variables tenemos:

$$\omega(k) = v(k)k \quad (3)$$

donde f se encuentra en función de k . El utilizar $\omega(k)$ para describir la relación de dispersión se ha estandarizado debido a que tanto la velocidad de fase ω/k y la velocidad de grupo $d\omega/dk$ tienen una representación conveniente a través de esta función.

Una curva de dispersión es básicamente un gráfico de la velocidad de fase contra frecuencia (Figura 6), realizando un proceso de inversión es posible estimar las propiedades elásticas del subsuelo

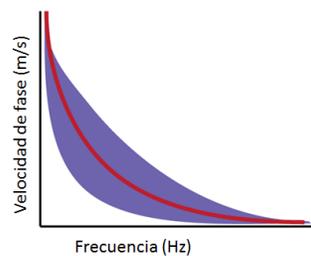


Figura 6. Ejemplo de una curva de dispersión donde la velocidad incrementa con la profundidad. El área azul representa datos registrados en campo, mientras que la curva roja representa la curva ajustada (Modificada de http://en.wikipedia.org/wiki/Surface_wave_inversion último acceso 28 de julio del 2014).

1.2 Método SPAC

El principio básico del método SPAC es el de detectar la forma de la dispersión de las ondas superficiales contenidas en los microtremores, esto es, determinar la relación entre la velocidad de fase y la frecuencia y finalmente, por medio de una inversión de esta curva, estimar una estructura de velocidades (Figura 7).

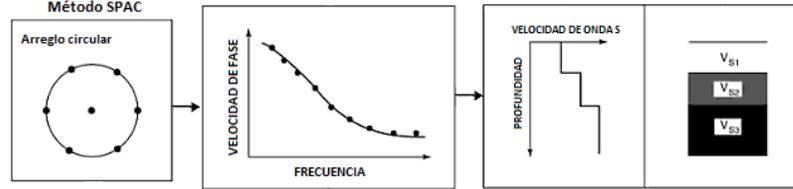


Figura 7. Procedimiento básico del método SPAC (Modificada de Okada, 2003).

La teoría del método SPAC desarrollada por Aki (1957), trata al campo de ondas complejo como un fenómeno estocástico tanto en dimensiones temporales como espaciales. Este concepto es fundamental cuando se considera un método para extraer la información necesaria del campo de onda del ruido sísmico.

Este método parte de la suposición de un alto contenido de ondas superficiales en los registros del ruido sísmico, en particular ondas Rayleigh. Esto se debe a que este método solo utiliza la componente vertical de los desplazamientos registrados. Utilizar únicamente la componente vertical logra filtrar de manera indirecta el contenido del campo de ondas.

Okada (2003) trata a los microtremores como un proceso estocástico estacionario, este proceso está en función del tiempo, t , y del vector de posición, $\xi(x, y)$. Un registro de microtremores a lo largo de cierto tiempo finito se puede definir como una función muestra de un proceso estocástico estacionario. Este registro también se puede describir en su representación espectral.

Si una función muestra de microtremores definida por

$$X(x, \xi)(-\infty < t < \infty, -\infty < x < \infty, -\infty < y < \infty) \quad (4)$$

existe y es un proceso estacionario con media 0 y es continuo con respecto a t y a ξ ; entonces un doble proceso ortogonal $Z'(\omega, \mathbf{k})$ existe y $X(t, \xi)$ se expresa en su representación espectral como:

$$X(t, \xi) = \iiint_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t + i\mathbf{k}\xi) dZ'(\omega, \mathbf{k}) \quad (5)$$

donde $\omega = 2\pi f$ y $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$. En las expresiones, ω es la frecuencia angular, \mathbf{k} es el vector número de onda, y k_x y k_y son las respectivas componentes en x y y .

Al analizar registros de microtremores utilizando el método SPAC, es conveniente usar un sistema coordinado polar. Esto implica utilizar las siguientes relaciones,

$$\xi = r(\cos\theta, \sin\theta) \quad \text{y} \quad \mathbf{k} = k(\cos\phi, \sin\phi) \quad (6)$$

De aquí que la ecuación (5) se pueda describir como

$$X(t, r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk \cos(\theta - \phi)\} d\zeta(\omega, k, \phi) \quad (7)$$

donde

$$\begin{aligned} d\zeta(\omega, k, \phi) &= kd\zeta'(\omega, k, \phi) \\ &= dZ'(\omega, \mathbf{k}) \end{aligned} \quad (8)$$

La ecuación (7) representa a los microtremores como un proceso estocástico estacionario, esta ecuación establece que estos pueden ser expresados como la suma continua de las ondas de varias frecuencias angulares ω y varios números de onda k , sin correlacionar y arribando independientemente de las distintas direcciones ϕ .

El término $d\zeta(\omega, k, \phi)$ de la ecuación (7) satisface las siguientes relaciones

$$i) \quad \mathbf{E}[d\zeta(\omega, k, \phi)] = 0 \text{ (para todo } \omega, k, \phi) \quad (9)$$

$$ii) \quad \mathbf{E}[|d\zeta(\omega, k, \phi)|^2] = dH(\omega, k, \phi) \quad (\text{para todo } \omega, k, \phi) \quad (10)$$

$$\begin{aligned} iii) \quad &\text{Para cualquier } \omega \text{ y } \omega' \text{ (donde } \omega \neq \omega'), \text{ y cualquier par } (k, \phi) \text{ y } (k', \phi') \text{ (donde } k \neq k' \\ &\text{y } \phi \neq \phi') \\ &\mathbf{E}[d\zeta^*(\omega, k, \phi)d\zeta(\omega', k', \phi')] = dH(\omega, k, \phi) \end{aligned} \quad (11)$$

donde * denota el complejo conjugado.

Dos consideraciones son necesarias para continuar con el análisis.

Consideración 1 Los microtremores consisten principalmente de ondas superficiales, y uno de sus modos es el dominante (por lo general el modo fundamental).

Consideración 2 De esto que ω y k estén relacionadas como función una de la otra, y Z o ζ , solo tienen significado en la curva $[\omega, k(\omega)]$.

Cuando se habla de la componente vertical de los microtremores, nos referimos a las ondas Rayleigh. En este caso, la representación espectral de la ecuación (7) se convierte en:

$$X(t, r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk(\omega)\cos(\theta - \phi)\} d\zeta(\omega, \phi) \quad (12)$$

En general, el espectro de los microtremores se considera continuo y diferenciable con respecto a la frecuencia y dirección, entonces el proceso estocástico $\zeta(\omega, \phi)$ satisface la siguiente relación:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}[|d\zeta(\omega, \phi)|^2] &= dH(\omega, \phi) \\ &= h(\omega, \phi)d\omega d\phi, \end{aligned} \quad (13)$$

donde a $h(\omega, \phi)$ se le puede llamar “densidad espectral dirección-frecuencia”, y $h(\omega, \phi)d\omega d\phi$ representa la contribución media al total de la potencia de las componentes de las ondas provenientes de las direcciones entre ϕ y $\phi + d\phi$ con frecuencias angulares entre ω y $\omega + d\omega$.

Cuando esta contribución media se suma, esto es, se integra con respecto a todas las direcciones, la función de densidad espectral de potencia (o simplemente espectro de potencia) de los microtremores en una estación se obtiene $h_0(\omega)$ definida como:

$$h_0(\omega) = \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi)d\phi \quad (14)$$

Por simplicidad de aquí en adelante a las coordenadas en la superficie de la Tierra (x, y) se les denominará (r, θ) referido a un sistema polar coordinado.

Supongamos que existen dos registros de microtremores en un punto A y un punto B, y la distancia entre estos puntos es r . Ahora supongamos que A es el origen coordinado del sistema $(0,0)$, entonces las coordenadas del punto B serian (r, θ) .

Utilizando la ecuación (12), el registro de microtremores en la estación A puede ser representado como

$$X(t, 0,0) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp(i\omega t) d\zeta(\omega, \phi) \quad (15)$$

y el registro en B

$$X(t, r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk \cos(\theta - \phi)\} d\zeta(\omega, \phi) \quad (16)$$

La función de autocorrelación espacial entre A y B seria

$$\begin{aligned} S(r, \theta) &= \mathbf{E}[X^*(t, 0,0)X(t, r, \theta)] \\ &= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T X^*(t, 0,0)X(t, r, \theta) dt \end{aligned} \quad (17)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{2\pi} \exp\{i(\omega' - \omega)t + irk' \cos(\theta - \phi')\} \times \mathbf{E}[d\zeta^*(\omega, \phi)d\zeta(\omega', \phi')] \quad (18)$$

Esta ecuación se reduce por las ecuaciones (11, 12, 13 y 14) a

$$S(r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} \left[\int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi \right] d\omega \quad (19)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} g(\omega, r, \theta) d\omega, \quad (20)$$

donde

$$g(\omega, r, \theta) = \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi \quad (21)$$

se le define como la función de covarianza de los microtremores a una frecuencia angular ω .

Esta ecuación es evaluada en el origen $(0,0)$ como

$$\begin{aligned} g(\omega, 0,0) &= \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi \\ &= h_0(\omega), \end{aligned} \quad (22)$$

y proporciona la ecuación del espectro de potencia de la ecuación (14). De la misma manera, la función de autocorrelación espacial en el origen es

$$\begin{aligned} S_0 &\equiv S(0,0) = \mathbf{E}[|X(t, 0,0)|^2] \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega) d\omega \end{aligned} \quad (23)$$

Aquí, $h_0(\omega)d\omega$ es la contribución media al total de potencia de las componentes $X(t, r, \theta)$ con frecuencias angulares entre ω y $\omega + d\omega$ observadas en una estación (A o B) confinado al tamaño del arreglo. Es por esto que S_0 en la parte izquierda de la ecuación (23) da el total de la potencia del proceso estocástico (registro de microtemores) en una estación dentro del tamaño del arreglo.

Supongamos que se dispone un arreglo que consiste de varias estaciones en un círculo de radio r alrededor del origen A. Se define la función de autocorrelación espacial promedio y el coeficiente de autocorrelación espacial para los microtemores observados del arreglo circular.

Sea $g(\omega, r, \theta)$ la función de covarianza espacial entre el centro y un punto en la circunferencia del arreglo circular a una frecuencia ω . Se puede definir el *promedio direccional* de la función de covarianza espacial promediando $g(\omega, r, \theta)$ en todas las direcciones:

$$\bar{g}(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(\omega, r, \theta) d\theta \quad (24)$$

Substituyendo el integrando con la ecuación (21) se obtiene

$$\bar{g}(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi d\theta \quad (25)$$

Entonces en la ecuación (25) la integral a lo largo de θ es

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{irk \cos(\theta - \phi)\} d\theta = J_0(rk) \quad (26)$$

que es la función de Bessel de primer tipo y orden cero con rk como variable. Por esto que la ecuación (25) es simplemente

$$\bar{g}(\omega, r) = \int_0^{2\pi} J_0(rk) h(\omega, \phi) d\phi \quad (27)$$

$$= J_0(rk) \int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi \quad (28)$$

Utilizando las ecuaciones (14) o (22), la ecuación (28) se simplifica aún más

$$\bar{g}(\omega, r) = h_0(\omega) J_0(rk) \quad (29)$$

$$\bar{g}(\omega, r) = g(\omega, 0, 0) J_0(rk) \quad (30)$$

De manera similar, el promedio direccional de la función de autocorrelación espacial definida por la ecuación (18) se reduce a

$$\bar{S}(r) = \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega) J_0(rk) d\omega \quad (31)$$

Los términos a integrar en las ecuaciones (29) o (31) quieren decir que, para la potencia total de los microtemores en el espacio del arreglo, la contribución promedio de las componentes de las ondas entre ω y $\omega + d\omega$ están siempre pesadas por el coeficiente $J_0(rk)$, que se encuentra relacionado con la estructura subterránea. Es por esto que $\bar{S}(r)$, la parte izquierda de la ecuación (31) proporciona la potencia total de todos los microtemores propagándose bajo la influencia de la estructura que subyace al arreglo circular de radio r .

Ahora se define el “coeficiente de autocorrelación espacial a una frecuencia angular ω ”, $\rho(\omega, r)$, o simplemente “el coeficiente de autocorrelación”, $\rho(f, r)$, así como el espectro de potencia de los microtremores en una estación dentro del arreglo espacial (el centro del círculo) se normaliza con respecto a $h_o(\omega)$

$$\rho(\omega, r) \equiv \bar{g}(\omega, r)/h_o(\omega) \quad (32)$$

Utilizando la ecuación (29)

$$\rho(\omega, r) = J_0(rk), \quad (33)$$

de $k = \omega/c(\omega)$ (donde $c(\omega)$ es la velocidad de fase),

$$\rho(\omega, r) = J_0(r\omega/c(\omega)), \quad (34)$$

y siendo que $\omega = 2\pi f$,

$$\rho(f, r) = J_0(2\pi fr/c(f)). \quad (35)$$

Por lo tanto el coeficiente de autocorrelación espacial a una frecuencia f esta relacionado con la velocidad de fase $c(f)$ por medio de la función Bessel del primer tipo y orden cero. La Figura (8) muestra un diagrama esquemático del coeficiente de autocorrelación espacial controlado por las dos variables f (frecuencia) y r (tamaño del arreglo).

Esta derivación teórica deja claro, que el coeficiente de velocidad a una cierta frecuencia puede ser calculada por el coeficiente de autocorrelación espacial de la componente de la onda cuya frecuencia es ω , de un registro de microtremores con forma de arreglo circular de radio r .

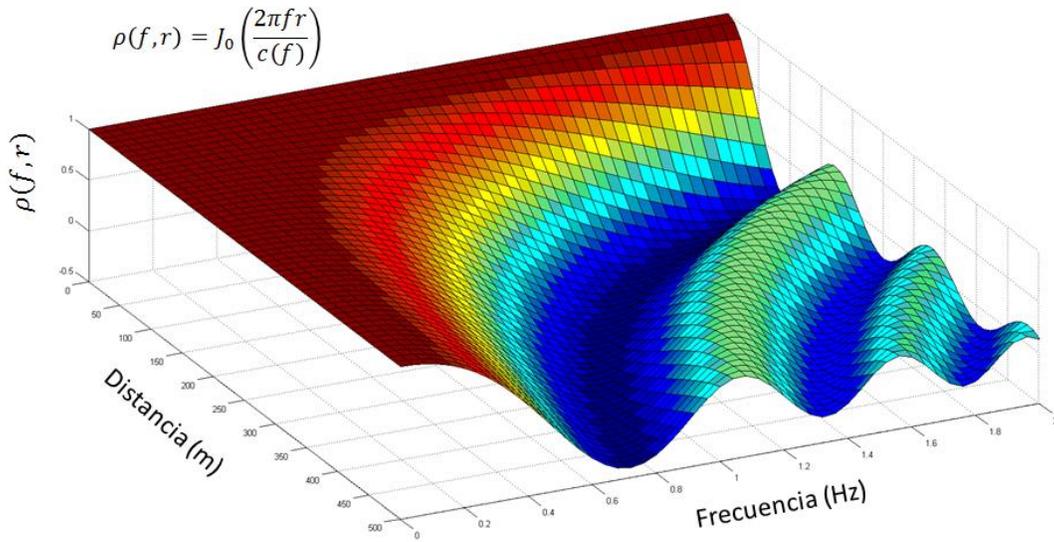


Figura 8. Gráfica esquemática del coeficiente de autocorrelación espacial, en función de la frecuencia y del tamaño del arreglo.

El coeficiente de autocorrelación espacial es una cantidad única del sitio de estudio, y este refleja la estructura de velocidad que subyace al arreglo directamente por debajo de este.

1.3 Método H/V

1.3.1 Relación de la curva H/V con la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

La idea de observar el cociente espectral de las componentes horizontales entre la componente vertical del registro de ruido sísmico de una sola estación fue introducido por Nogoshi e Igarashi (1971). Ellos mostraron la relación que existe entre el cociente H/V y la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

Konno y Ohmachi (1998), estudiaron el movimiento de la partícula para un sistema de una sola capa y un semi-espacio, ellos observan que la variación del movimiento de rotación de la partícula de retrogrado a progrado ocurre con respecto al periodo, también observaron variaciones en los periodos pico, así como en los valles conforme aumenta o disminuye el contraste de velocidad entre la capa superficial y el semi-espacio (Figura 9).

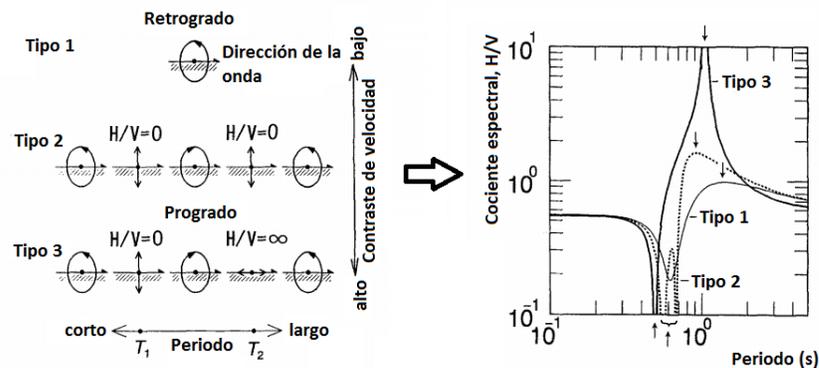


Figura 9. De lado izquierdo la órbita del movimiento de la partícula de ondas Rayleigh en tres tipos de modelos con distintos contrastes de velocidad, de lado derecho tres tipos de H/V, las flechas hacia abajo muestran periodos pico, mientras que las flechas para arriba muestran los valles de la curva (Modificada de Konno y Ohmachi, 1998).

Así mismo Konno y Ohmachi (1998), compararon los cocientes espectrales H/V del ruido sísmico registrado en varios sitios de Tokyo donde se tenía información de la estructura de velocidades sísmicas y observaron un buen acuerdo de los picos de las curvas de elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh con las crestas de los cocientes calculados.

Por otro lado Bard (1998), considera que el ruido sísmico se compone principalmente de ondas superficiales. Bajo esta premisa se podría decir, que:

- El cociente H/V está relacionado con la elipticidad de las ondas Rayleigh, esto debido a la predominancia de las ondas Rayleigh en la componente vertical.
- La elipticidad es dependiente de la frecuencia y exhibe un pico alrededor de la frecuencia fundamental para sitios que muestren un contraste lo suficientemente grande entre el material superficial y los materiales profundos. Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical, correspondiendo al cambio de sentido de rotación de las ondas fundamentales de Rayleigh, de un sentido progrado a bajas frecuencias, a un sentido retrogrado a frecuencias intermedias.

En otras palabras los cocientes espectrales tienen más que ofrecer que el simple cálculo de la frecuencia fundamental. En este caso, el cociente espectral H/V puede asumirse como una medida de la elipticidad de las ondas Rayleigh en la superficie de un medio estratificado y de ahí que pueda ser utilizado para determinar un perfil de V_s (e.g. Arai y Tokimatsu, 2004; Fäh et al. 2001).

Yamanaka et al. (1994) realizó registros continuos de ruido sísmico en la parte noroeste de la planicie de Kanto (Japón) y mostró la relación entre las curvas de H/V observadas con las curvas de elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh en sitios de carácter sedimentario. El buen ajuste entre las curvas de H/V y elipticidad lo lleva a sugerir que los microtemores por encima de las frecuencias de 0.1 – 1 Hz consisten principalmente del modo fundamental de ondas Rayleigh.

1.3.2 Relación de la curva H/V con las ondas de cuerpo, interpretación de Nakamura

Nakamura en 1989 retomó la técnica H/V, popularizándola pero recibió críticas de la comunidad científica debido a que afirmaba que el cociente H/V era una estimación confiable de la función de transferencia para las ondas S esto lo llevó a acuñar el término función de cuasi-transferencia (QTS por sus siglas en inglés). A pesar de la teoría semi-cualitativa de la técnica, esta técnica resultó atractiva, ya que el método es tan simple y económico que logró difusión inmediatamente a lo largo del mundo, ya sea para verificar la información con la que se contaba o hasta para la aplicación directa del método (Bard, 1998).

En el 2000, Nakamura revisa y vuelve a explicar con mayor detalle la teoría de la función de cuasi-transferencia de la onda S. Él propone dividir la señal de los microtemores en dos partes considerando que esta contiene ondas de tipo Rayleigh y ondas de cuerpo; y suponiendo que el registro del ruido se realiza en una cuenca sedimentaria (Figura 10).

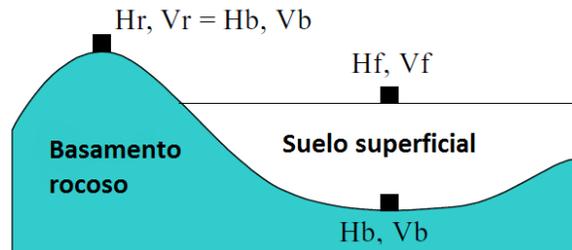


Figura 10. Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria.

Siendo así el espectro de las componentes horizontal y vertical de la cuenca sedimentaria (H_f , V_f) puede ser escrito de la siguiente manera.

$$H_f = A_h * H_b + H_s \quad V_f = A_v * V_b + V_s \quad (36)$$

$$T_h = \frac{H_f}{H_b} \quad T_v = \frac{V_f}{V_b} \quad (37)$$

Donde A_h y A_v son el factor de amplificación horizontal y vertical respectivamente de la onda de cuerpo incidente. H_b y V_b son el espectro de las componentes horizontal y vertical en el basamento

por debajo del relleno sedimentario. H_s y V_s son el espectro de las componentes horizontal y vertical de las ondas Rayleigh. T_h y T_v son el factor de amplificación del movimiento horizontal y vertical de la superficie sedimentaria basado en el movimiento sísmico de la roca expuesta colindante a la cuenca. En general la velocidad de las ondas P es de 3 a 4 veces grande que la velocidad de ondas S. En dicho medio sedimentario, la componente vertical no puede ser amplificada ($A_v = 1$) alrededor del rango de frecuencias donde las componentes horizontales reciben una gran amplificación. Si no existe efecto de las ondas Rayleigh, $V_f \cong V_b$. Por otro lado, si V_f es mas grande que V_b , se le considera efecto de ondas superficiales. Entonces estimando el efecto de las ondas Rayleigh por medio de $V_f/V_b (= T_v)$, la amplificación horizontal puede ser rescrita como,

$$T_h^* = \frac{T_h}{T_v} = \frac{H_f}{V_f} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{[A_h + \frac{H_s}{H_b}]}{[A_v + \frac{V_s}{V_b}]} \quad (38)$$

donde

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{[A_h + \frac{H_s}{H_b}]}{[A_v + \frac{V_s}{V_b}]} \quad (39)$$

En la ecuación (38) $H_b/V_b \cong 1$. H_s/H_b y V_s/V_b se encuentran relacionadas con la ruta de las ondas Rayleigh. Si no existe influencia de ondas Rayleigh, $QTS = A_h/A_v$. Si la cantidad de ondas Rayleigh es alta, entonces el segundo término en la formulación anterior se vuelve dominante y $QTS = H_s/V_s$ y la frecuencia en H_s/V_s es casi igual a la frecuencia fundamental f_0 de A_h . En el rango de f_0 , $A_v=1$. QTS muestra un pico estable en la frecuencia f_0 .

Sin embargo, hay varios detalles que Nakamura (2000) no menciona, como por ejemplo:

- que componente horizontal considerar para calcular los cocientes espectrales
- como disminuir el efecto multidireccional de las fuentes de microtemores que impide conocer la dirección de máximo movimiento

Aun así el método Nakamura es sumamente utilizado para estudios de microzonificación, obteniendo, en la mayoría de los casos, información de la frecuencia fundamental, pero amplificaciones subestimadas.

Uno de los puntos a favor del método Nakamura es que la frecuencia fundamental se puede obtener con cierta confiabilidad; esta frecuencia es de suma importancia porque, conociéndola se puede evitar la construcción de edificaciones con frecuencias similares (Reinoso, 2000).

Considerando la relación de la curva de H/V con la curva de elipticidad de ondas Rayleigh y tomando en cuenta que el método SPAC estima la curva de dispersión de ondas Rayleigh. Uno podría asumir cierta relación entre estas dos curvas. Este trabajo explora la relación entre una serie de perfiles de ondas S obtenido a partir de la inversión de la curva H/V y el perfil obtenido de la inversión de la curva de dispersión de velocidad de ondas Rayleigh obtenida del método SPAC.

Capítulo 2

2.1 Zona de estudio y adquisición de datos

2.1.1 Localización de la ciudad de Coatzacoalcos

La ciudad de Coatzacoalcos se encuentra en la parte limítrofe del Estado de Veracruz; ubicada en la zona norte del Istmo de Tehuantepec, junto al río Coatzacoalcos el cual desemboca en el Golfo de México. En las coordenadas, 18.1323°N, -94.4793°O y con una altura media de 10 metros sobre el nivel del mar (Figura 11).

Esta ciudad limita con los municipios de: Chinameca, Moloacán, Oteapan, Minatitlán, Cosoleacaque, Las Choapas, Agua Dulce, Nanchital, e Ixhuatlán del Sureste; y alberga a los Ejidos de: 5 de mayo, Francisco Villa, La Esperanza, Lázaro Cárdenas, Manuel Almanza, Paso a Desnivel, Colorado y Guillermo Prieto, también contiene las congregaciones de: Villa Allende, Las Barrillas y Mundo Nuevo.

La ciudad de Coatzacoalcos se encuentra en la sub-provincia fisiográfica de la Planicie o Llanura Costera Veracruzana. La Planicie Costera Veracruzana es una planicie de gruesos depósitos aluviales, donde abundan suelos de grueso espesor, formados por materiales depositados por el río Coatzacoalcos.

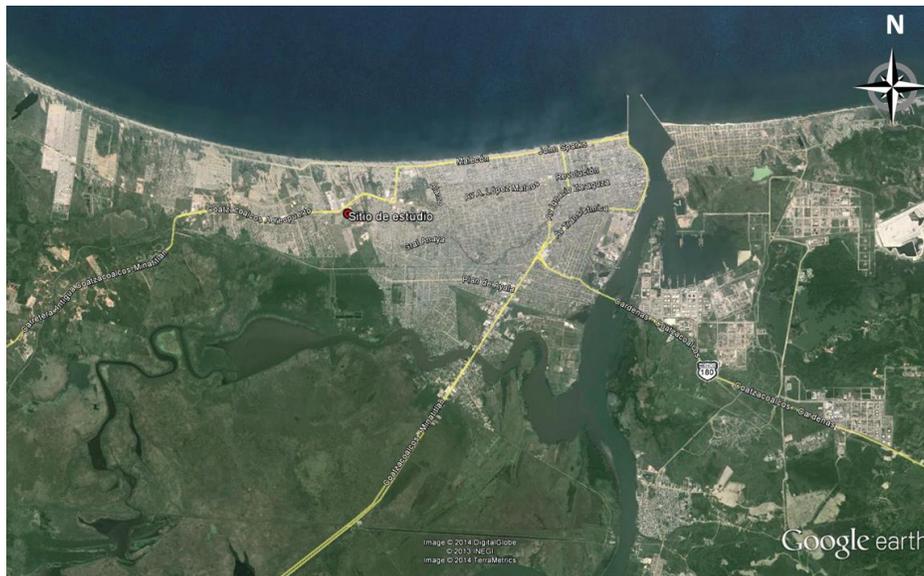


Figura 11. Imagen de la Ciudad de Coatzacoalcos. El punto rojo designa el sitio de estudio de coordenadas 18.139075°N, -94.483864°O. Google Earth 2013.

2.1.2 Geomorfología de la ciudad de Coatzacoalcos

Geissert (1999) ubica a la ciudad de Coatzacoalcos dentro de la unidad geomorfológica denotada como Planicie baja acumulativa (Figura 12).

Coatzacoalcos se encuentra en la sub-provincia fisiográfica de la Planicie o Llanura Costera Veracruzana. La Planicie Costera Veracruzana es una planicie de gruesos depósitos aluviales, donde abundan suelos de grueso espesor, formados por materiales depositados por el río Coatzacoalcos.

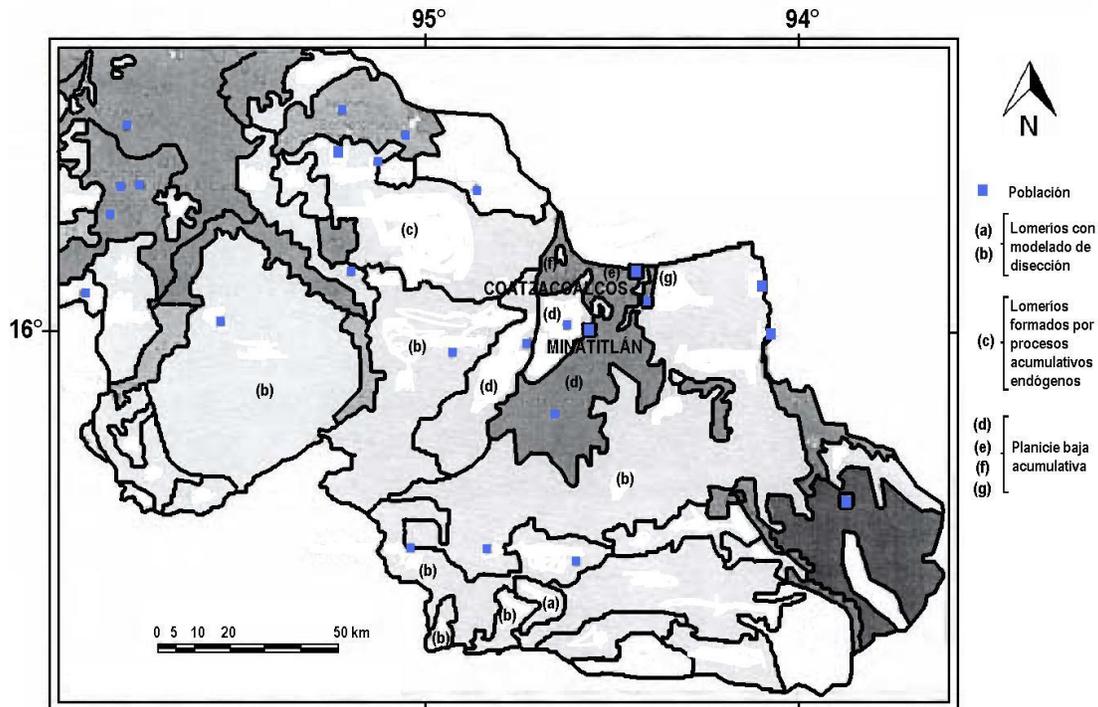


Figura 12. Unidades geomorfológicas del sector sur del estado de Veracruz (Geissert, 1999).

Las unidades geomorfológicas que se distinguen en la zona del sureste del estado de Veracruz son:

- **Planicie de acumulación eólico-marina:** Se caracteriza por el predominio de la acción del oleaje que produce formas litorales, en ocasiones esta zona es modelada posteriormente por el viento, y transformadas en dunas. Se ubica entre la laguna del Ostión y la desembocadura del río Tonalá. Las dunas se presentan de manera discontinua, y en su mayoría son de forma parabólica.
- **Planicie de acumulación fluvio-lacustre:** Se ubica en la planicie inundable del sistema fluvial Coatzacoalcos-Uxpanapa, desde la población de Hidalgotitlán hasta la desembocadura de estos ríos en el Golfo de México. Se manifiesta por formas fluviales asociadas con el cauce permanente (meandros activos, meandros abandonados, brazos muertos, terrazas, etc.), así como numerosas lagunas permanentes, separadas por islas de tierra firme y pantanos.
- **Planicie de acumulación fluvio-marina:** Constituida por una pequeña planicie que termina en una pequeña duna y playa en la laguna del Ostión al oeste del Coatzacoalcos, formada por depósitos recientes arcillo-limo-arenosos.
- **Planicie de acumulación fluvial:** Son planicies formadas por los aluviones de los grandes ríos procedentes de las montañas. En la zona se encuentra la pequeña planicie del río Huazuntal y sus afluentes, detrás de la laguna del Ostión.

2.1.3 Geología regional

El subsuelo de la ciudad de Coatzacoalcos se caracteriza por depósitos del cuaternario como lo son depósitos aluviales (Qhoal) formados por grava y limo, depósitos eólicos (Qhoeo) constituidos por arenas de cuarzo, depósitos de litoral (Qholi) compuestos de cuarzo y magnetita, depósitos en pantanos (Qhopa) compuestos por limo y arcilla de color oscuro con olor fétido (Carta Geológico-Minera Coatzacoalcos E15-1-4, 2004).

Como se puede apreciar en la Figura (13), el sitio de estudio de este trabajo pertenece a la zona de depósitos de origen eólico (Qhoeo), estos depósitos cuaternarios recientes consisten de sedimentos de playas y cordones litorales de playas antiguas que son reelaboradas por los vientos, principalmente con las tormentas de los Nortes, propiciando el avance de los campos de dunas tierra adentro. Los depósitos en cuestión se distribuyen a todo lo largo de la franja costera desde la Laguna del Ostión, en el extremo poniente, hasta la desembocadura del río Tonalá (Ortiz, 2010).

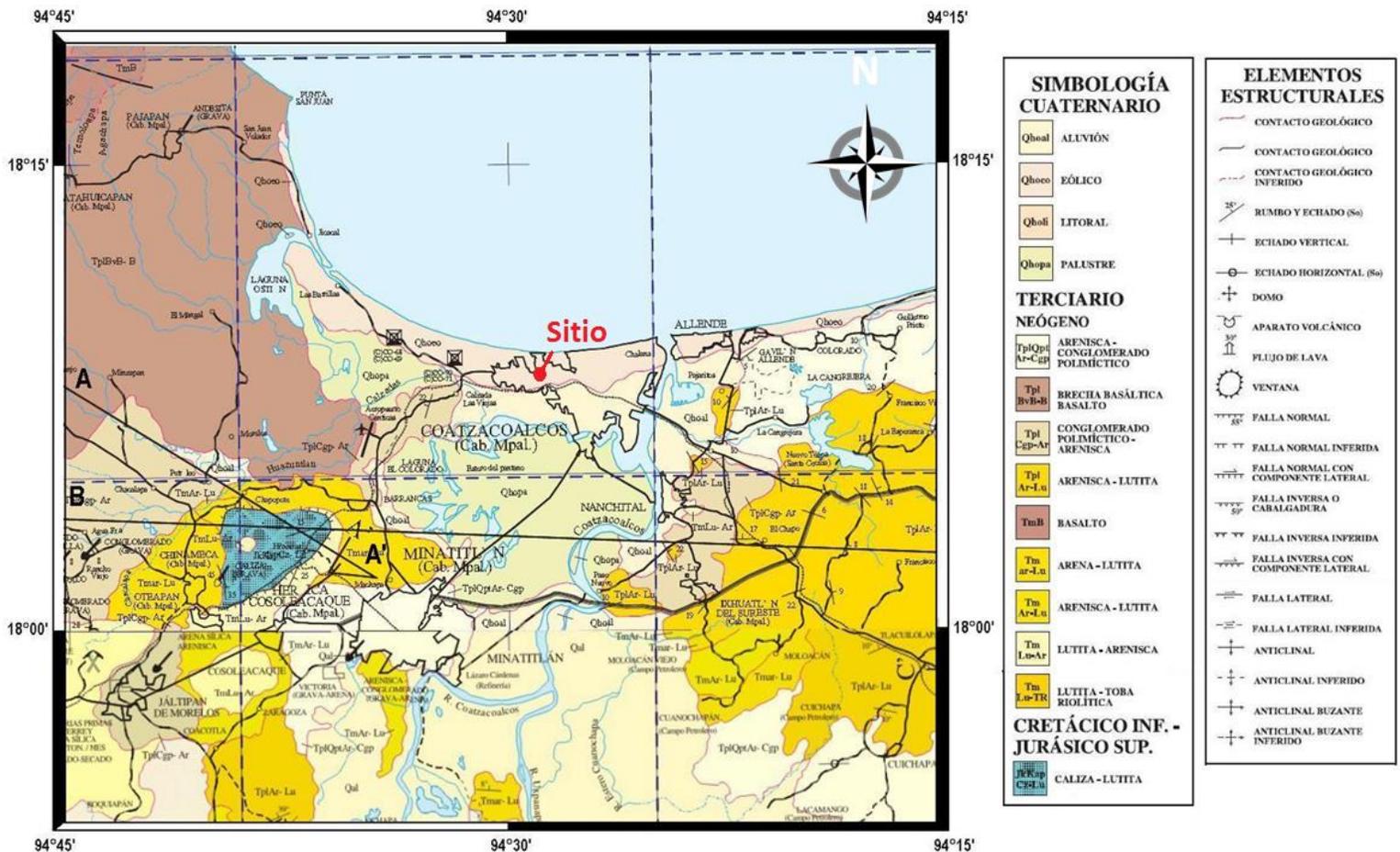


Figura 13. Mapa de las unidades geológicas de la zona de Coatzacoalcos, el sitio de estudio está demarcado con un punto rojo. (Modificado de la carta geológico-minera Coatzacoalcos E15-1-4 del Servicio Geológico Mexicano, SGM, 2004).

2.1.4 Geotecnia de la ciudad de Coatzacoalcos

De acuerdo con Guzmán (2010), la zona urbana de la ciudad de Coatzacoalcos se puede dividir en cuatro zonas geotécnicas (Figura 14); Zona Geotécnica Alta (ZGA), Zona Geotécnica Baja (ZGB), Zona Geotécnica de Transición (ZGT) y Zona Geotécnica Costera (ZGC) (Figura 14).



Figura 14. Zonas Geotécnicas de la ciudad de Coatzacoalcos, punto rojo con las siglas SPAC denota el sitio de estudio (Modificada de Bosquez y Ceballos, 2010).

A continuación se describirán las zonas geotécnicas según Guzmán (2010).

Zona Geotécnica Alta (ZGA). Esta zona corresponde al sitio de estudio y está formada por arenas de dunas y médanos con espesores que van de los 15 a 30[m], cuya compactación es característica debido a su origen eólico, aumenta con la profundidad. La compactación varía de muy suelta a suelta desde la superficie hasta aproximadamente 4 a 6[m] de profundidad, después se incrementa hasta adquirir una compactación mediana con un espesor de aproximadamente 10[m], para llegar alrededor de 15[m] de profundidad. Finalmente la compactación es alta entre los 15 a 30[m]. Es escasa la información de los suelos que subyacen a estas arenas; sin embargo se infiere que subyacen los suelos arcillosos y limosos de origen marino o aluvial a partir de los 20[m] de profundidad.

Zona Geotécnica Baja (ZGB). En esta zona se tiene una secuencia de depósitos principalmente de origen fluvial, constituidos en la parte superficial por arenas uniformes, muy sueltas a medianas, con espesores pequeños (2 a 4[m]), a las que subyacen arenas pocos limosas, limos arenosos de baja plasticidad, arenas limpias, medias a finas de compactación media a compacta y arcillas limosas de plasticidad media a alta con apreciable cantidad de materia orgánica; abajo y a profundidades del orden de 18[m] se encuentran arenas limpias y arenas pocos limosas con bolsas de arcilla; esta secuencia se encuentra en los sondeos hechos a lo largo de la margen izquierda del río Coatzacoalcos.

El origen fluvial de estos depósitos es evidente ya que esta zona forma parte de la zona de inundación de los ríos “Calzadas” y “Coatzacoalcos”.

Zona Geotécnica de Transición (ZGT). En esta zona, el espesor de arenas de origen eólico existente también en la ZGA se reduce entre 2 y 4[m], suprayaciendo a estratos cohesivos muy blandos o arenosos sueltos que se alternan hasta llegar a los 20 m de profundidad; a partir de la cual la resistencia del suelo se incrementa, a diferencia del incremento significativo de resistencia en la ZGB que ocurre a los 35 m de profundidad aproximadamente.

Zona Geotécnica Costera (ZGC). Esta zona igualmente está formada por dunas y médanos al igual que la ZGA, solo que aquí se aprecian claramente que las arenas sueltas tienen un espesor menor (entre 2 y 4[m]). Para profundidades mayores la compactación del suelo se incrementa rápidamente. Este incremento en la compactación del suelo, se atribuye a la cercanía y el efecto dinámico de las aguas del mar.

2.1.5 Sismicidad de la ciudad de Coatzacoalcos

El estado de Veracruz se encuentra ubicado en una región donde existe una sismicidad importante y donde históricamente han ocurrido sismos de magnitud importante (Figura 15). Eventos como el terremoto de Jáltipan de 1959 de 7.0 M_w , con un epicentro a unos 32 km de la ciudad de Coatzacoalcos con un saldo de 20 muertes y grandes daños, es considerado como uno de los sismos más costosos de Veracruz.

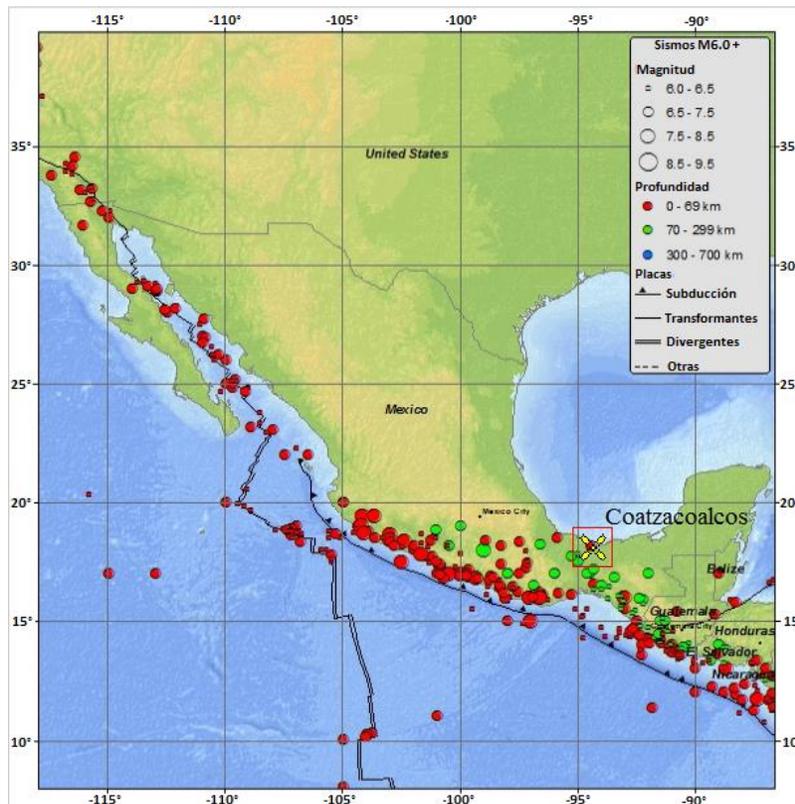


Figura 15. Mapa de la sismicidad en México de 1900 a marzo del 2012. Coatzacoalcos está representado por una cruz amarilla (Modificado de USGS, Earthquake Hazards Program).

Afortunadamente estos sismos ocurrieron antes de que se diera el crecimiento industrial y poblacional que hoy tiene la región de Coatzacoalcos. Es justamente este crecimiento de la población el que hace más relevante el tener una evaluación tanto del peligro como del riesgo sísmico de la región.

De igual forma el sismo del 28 de agosto de 1973 marco al estado de Veracruz como el evento más fuerte que haya tenido lugar en México y el segundo más mortífero. También conocido como el Terremoto de Orizaba, con una magnitud de 7.3 M_w , según el SSN y de 8.7 M_w , este evento provocó alrededor de 1200 muertes y más de 4000 heridos.

Si bien la actividad sísmica que ocurre en Veracruz no es comparable con la actividad sísmica a lo largo de la costa del Pacífico mexicano, tanto en magnitud como en la ocurrencia de sismos, estos temblores locales pueden tener un efecto importante en la región, particularmente considerando el reciente desarrollo industrial de la zona. Es importante señalar que la ciudad de Coatzacoalcos se encuentra ubicada sobre sedimentos recientes que probablemente producen una amplificación importante de las ondas sísmicas. Ha quedado claro que estas amplificaciones en cuencas sedimentarias han producido daños importantes en varias ciudades del mundo. El evaluar la amplificación relativa y periodos dominantes es de primordial importancia para la estimación del peligro sísmico de la zona.

2.1.6 Instrumentación

Para el registro del ruido sísmico se utilizaron tres estaciones temporales, cada una consistía de un sismómetro Trillium Compact, un registrador RefTek modelo 130S-01, una antena GPS esta antena aparte de darnos la posición del sismómetro ayuda para obtener el tiempo de comienzo de la grabación, una batería de 12 volts, cables de comunicación y una computadora portátil, esta última con el propósito de verificar la señal en tiempo real. En la Figura (16) se puede observar una fotografía de la configuración de una estación temporal.

Especificaciones generales del equipo:

Sismómetro: Trillium Compact de Nanometrics

Tabla 2. Características del sismómetro Trillium

Sensibilidad	749.1 [$V \cdot s/m$] nominal $\pm 0.5\%$ de precisión
Ancho de banda	-3 puntos de dB a 120.2 [s] y 108 [Hz]
Voltaje	9 [V] a 36 [V] DC
Nivel de corte de la señal	26 [mm/s] de 0.1 [Hz] a 10 [Hz]
Temperatura de operación	-40 °C a 60 °C

Registrador: 130S-01 de RefTek

Tabla 2. Características del registrador RefTek

Rango dinámico	138 dB a 100 mps
Precisión de GPS	$\pm 10 \mu sec$ (con posición 3D fija y validada)
Tipo de Muestreo	1000, 500, 250, 125, 100, 50, 40, 25, 10, 5, 1 [mps]
Temperatura de operación	-20 °C a 70 [°C]



Figura 16. Configuración de una estación temporal para la medición de ruido sísmico en la ciudad de Coatzacoalcos, de izquierda a derecha se pueden apreciar, sismómetro Trillium Compact, batería de 12 Volts, registrador Reftek 130S y antena GPS.

2.1.7 Sitio de estudio: Expo Feria Coatzacoalcos

El sitio de estudio es el terreno comprendido entre la Av. Universidad Veracruzana y el Centro de Convenciones de Coatzacoalcos, a un costado de una cancha de fútbol de la Universidad Istmo Americana. Este terreno es sede de la Expo Feria Coatzacoalcos, se escogió este lugar debido a que cuenta con el espacio suficiente para realizar los arreglos y al hecho de que el terreno cuenta con pocas vibraciones antropogénicas (tránsito vehicular, peatones, etc.), que afectaran la señal registrada.

Para realizar las mediciones de ruido sísmico se dispusieron estaciones temporales en forma de triángulos equiláteros, con un vértice en común, la estación colocada en este vértice permaneció inmóvil durante toda la adquisición. Los triángulos equiláteros se realizaron con las siguientes dimensiones 10 ,15 ,30 ,45 ,60 ,80 y 100 metros. Para cada uno de los arreglos se realizaron registros de aproximadamente 30 minutos, a 100 muestras por segundo.

Con la finalidad de facilitar el análisis de los datos registrados, se utilizó un código de colores para cada estación de registro, de tal forma que la estación que se fijó en el vértice inferior izquierdo en todos los triángulos (punto rojo de coordenadas 18.139075°N, -94.483864°O) era la estación A (rojo) (Figura 17). A partir de esta estación se dispusieron los dos vértices restantes de cada triángulo del tamaño correspondiente. Para el lado de orientación norte-sur se utilizó la estación B (verde) y en el lado restante se usó la estación C (azul).



Figura 17. Los diferentes arreglos triangulares SPAC y la localización relativa de las estaciones temporales A, B y C.

Capítulo 3

3.1 Procesamiento de los datos

3.1.1 Pre-procesamiento de los datos

Para comenzar el análisis de las señales, estas se convirtieron a formato ASCII, utilizando el programa de computadora *RT_ASC* (software desarrollado por Ref Tek). Después utilizando el software Matlab se grafican las trazas del ruido sísmico, estas se truncan y se les remueve la media. El truncamiento se realiza con la finalidad obtener el mismo tiempo de inicio t_0 en todas las señales; ya que al momento de comenzar los registros, cada sensor comenzó a grabar con algunos segundos, o décimas de segundo de diferencia. Resulta importante tener un mismo t_0 ya que en esto se basa la correlación entre las señales y la estimación de velocidades.

3.1.2 Aplicación del método SPAC

El procesamiento del método SPAC se realizó con el software de uso libre Geopsy, diseñado por Marc Wathelet. Este programa calcula los coeficientes de autocorrelación entre las estaciones, así como la curva de dispersión de velocidad de ondas Rayleigh. Esta curva de dispersión se invierte utilizando el software *dinver* (parte del software Geopsy) y se estima una estructura geológica de velocidades. El procesamiento se realizó como a continuación se describe:

- Se cargan las tres señales de la componente vertical de cada arreglo.
- Se calculan los coeficientes de autocorrelación para cada ventana de cada arreglo y se grafican como un histograma. En este caso se utilizaron ventanas de 120 (s) y se trasladaron un 50% (Figura 18).

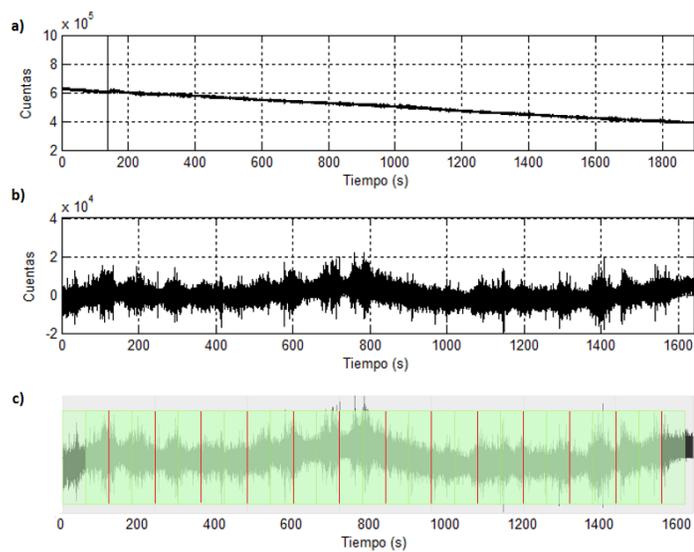


Figura 18. Registro de ruido de la estación C para el arreglo de 100 metros, en el inciso a) se observan los datos crudos, en el inciso b) se observa la traza truncada, sin media y sin tendencia lineal, en el inciso c) se observan las ventanas 120 (s) con un traslape del 50%.

- Se calculan los coeficientes de autocorrelación para cada ventana y de cada ventana se calculan la curvas promedio del coeficiente de autocorrelación y la desviación estándar para cada arreglo (Figura 19).

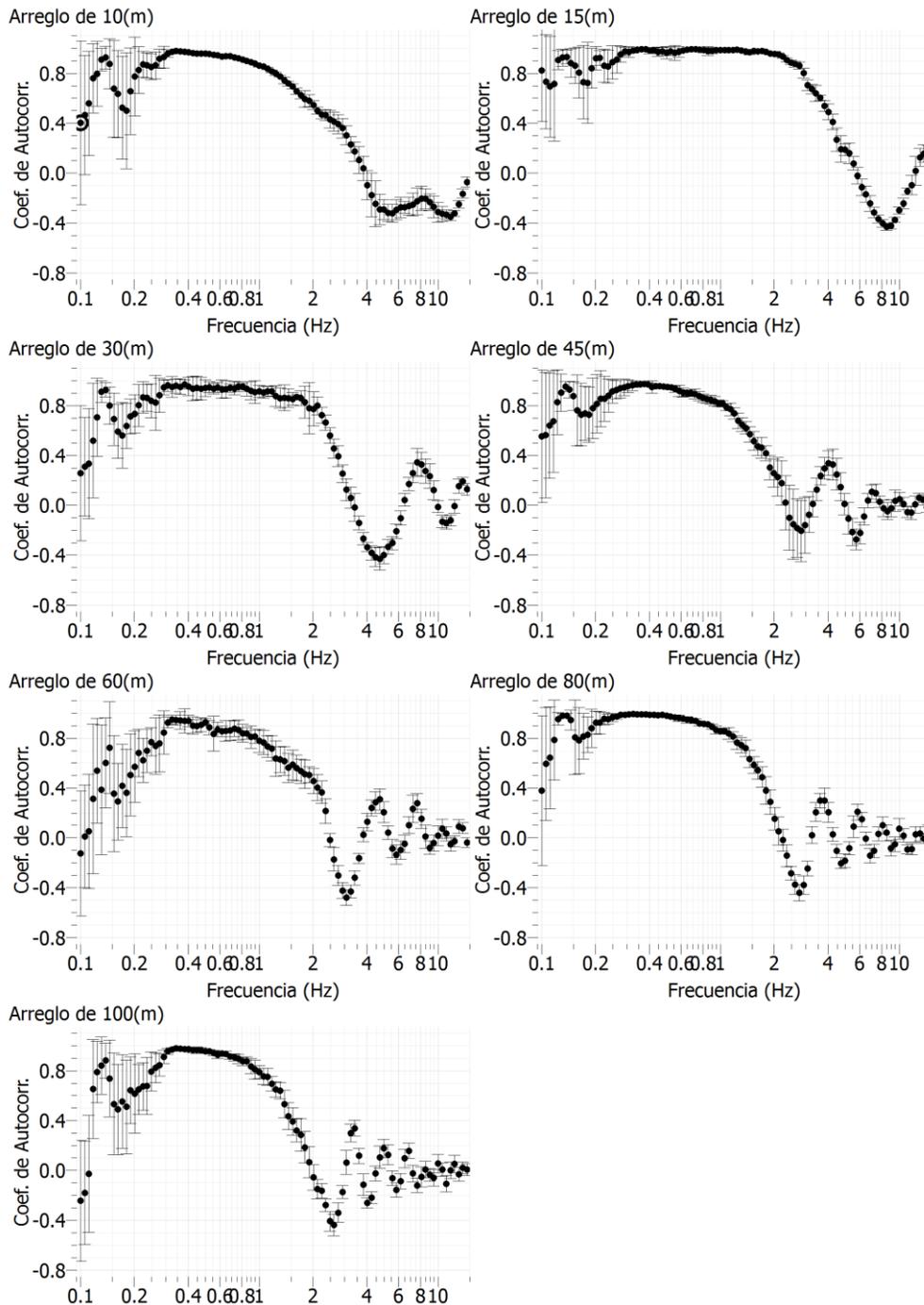


Figura 19. Coeficientes de autocorrelación promedio y desviación estándar.

De las curvas de coeficientes de autocorrelación espacial promedio se calcula un histograma de velocidad de fase para las ondas Rayleigh, sobre este histograma se realiza el picado de la curva de dispersión de velocidad de las ondas Rayleigh (Figura 20).

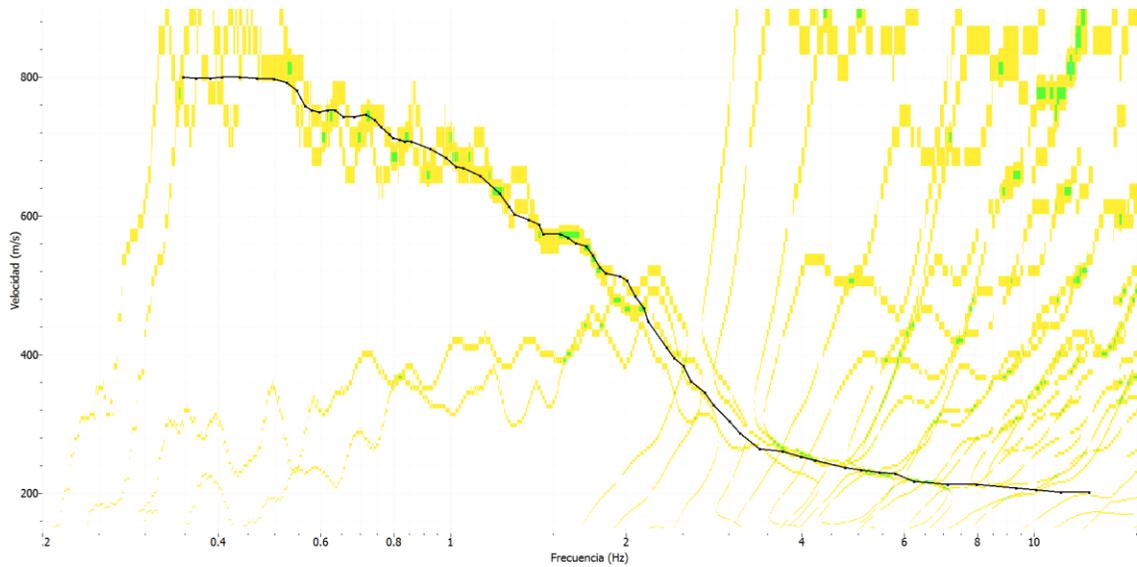


Figura 20. Histograma de velocidad de fase derivado de los coeficientes de autocorrelación espacial para los arreglos de 15, 30, 60, 80 y 100 metros (en color amarillo y verde) y curva picada manualmente (en color negro).

Una vez seleccionada la curva de dispersión se obtiene la zona de confiabilidad de la curva, para esto se utiliza el abanico de confiabilidad de Miyakoshi (1995). Como se puede apreciar en la figura (21), este abanico consiste en un par de líneas en función del tamaño de los arreglos utilizados y la frecuencia. Estos abanicos están definidos de manera semi-empírica y se denotan como $C_S = r * 10 * f$ (límite superior) y como $C_I = r * 2 * f$ (límite inferior); donde r es la distancia entre estaciones y f es la frecuencia.

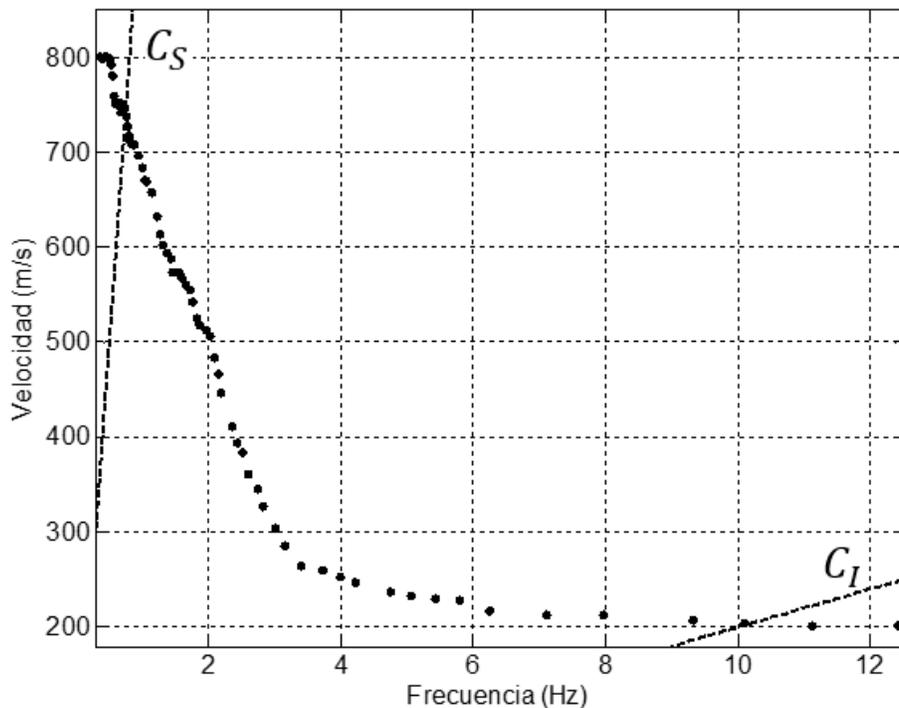


Figura 21. Curva de dispersión de velocidad de las ondas Rayleigh y abanico de confiabilidad. Las líneas punteadas indican los abanicos de confiabilidad de la curva.

3.1.3 Inversión de la curva de dispersión

Para realizar la inversión de la curva de dispersión se utilizó el software dinver (incluido en Geopsy), y la inversión se realizó de la siguiente manera:

- Se propone un modelo de 2 capas y un semi-espacio, como se ilustra en la Figura (22), para realizar la inversión de la curva de dispersión.

1	h_1, V_{P1}, V_{S1}	$1[m] < h_n < 100[m]$
2	h_2, V_{P2}, V_{S2}	
N	∞, V_{Pn}, V_{Sn}	$120 [m/s] < V_{Sn} < 500 [m/s]$

Figura 22. Modelo propuesto para el ajuste de la curva de dispersión, cada capa se caracteriza por un espesor (h), una velocidad de onda S (V_s), velocidad de onda P (V_p).

Utilizando los parámetros de este modelo se realiza un ajuste de la curva de dispersión. En la Figura (23) se observa el ajuste obtenido para la curva de dispersión del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

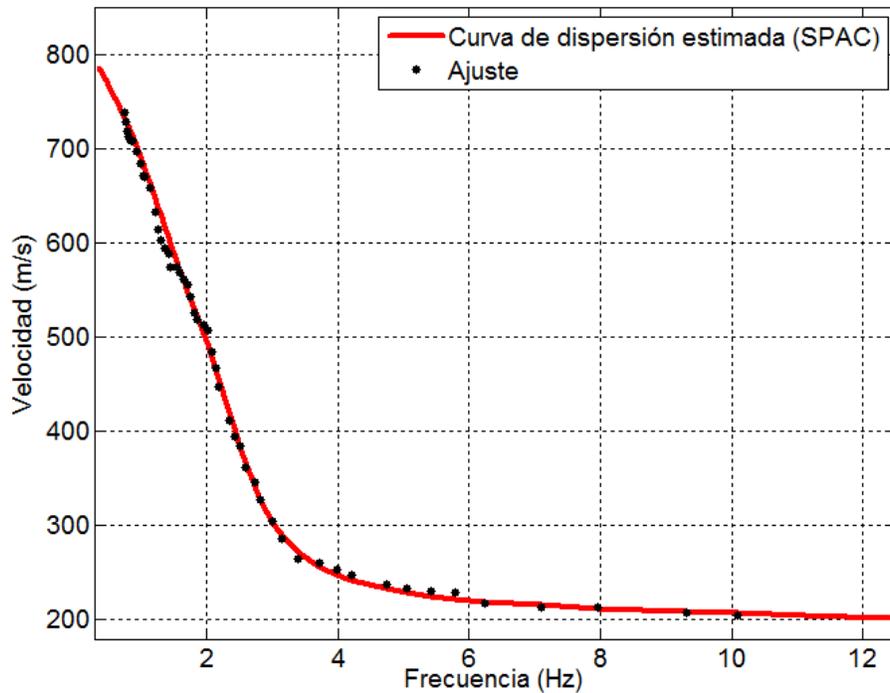


Figura 23. Curva de dispersión de velocidad de fase del modo fundamental de ondas Rayleigh picada (puntos) y curva ajustada (línea roja).

Una vez obtenido dicho ajuste se estima una estructura de velocidades de onda P y S, dicha estructura se muestra en la Figura (24). Este modelo es el resultado de los 7 arreglos triangulares, este modelo se describe en la Tabla (3).

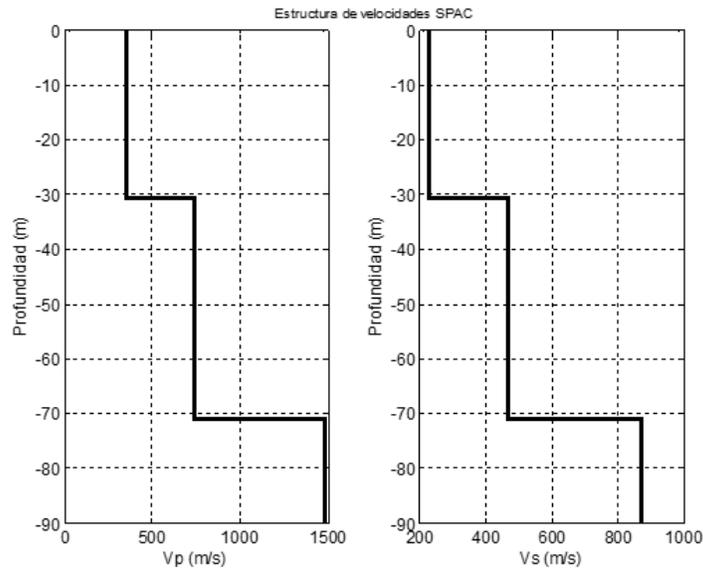


Figura 24. Modelos estructurales de velocidad de onda P, onda S y densidad obtenidos de la inversión de la curva de dispersión.

Tabla 3. Modelo estructural de velocidades de onda P, S para el método SPAC.

Núm. de capa	Espesor (m)	V _P (m/s)	V _S (m/s)
1	30.66	350	227
2	40.43	740	464
Semi-espacio	∞	1480.2	872

- Se calcula la curva de elipticidad de ondas Rayleigh teórica para el sitio de estudio, utilizando el software gpell (parte del software Geopsy) y el modelo estructural estimado del método SPAC, y se obtiene una curva de elipticidad teórica, con una $f_0=1.3863$ [Hz] (Figura 25).

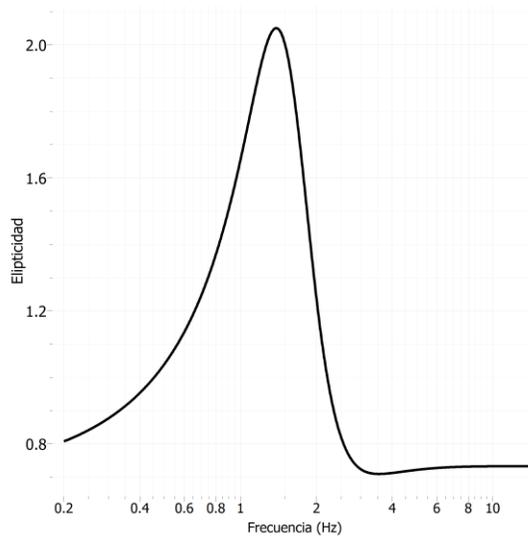


Figura 25. Curva de elipticidad teórica para el modelo estructural obtenido del método SPAC, cuya $f_0=1.3863$ [Hz].

3.1.4 Aplicación del método H/V

El procesado de los datos para la obtención de los coeficientes H/V se realizó utilizando Geopsy. Los parámetros y procedimientos utilizados para realizar el cálculo de los cocientes H/V fueron los siguientes:

- Al igual que en el método SPAC se utilizaron ventanas de 120 (s) traslapadas un 50%. El programa calcula los espectros de potencia de las tres componentes y los suaviza utilizando la ecuación de suavizado de Konno y Ohmachi (1998).

$$\left(\frac{\text{sen} \left(b \log_{10} \left(\frac{f}{f_c} \right) \right)}{b \log_{10} \left(\frac{f}{f_c} \right)} \right)^4 \quad (40)$$

donde b es el coeficiente de ancho de banda, f es la frecuencia y f_c es la frecuencia central. Un valor pequeño de b daría como resultado un suavizado fuerte, mientras que un valor pequeño se asocia a suavizados bajos. Para este estudio se utilizó $b=40$.

- El cálculo de los cocientes H/V se realizó utilizando el promedio cuadrado de las señales horizontales entre la vertical es decir:

$$H(f) = \sqrt{\frac{N^2(f) + E^2(f)}{2}} \quad (41)$$

$$H/V = \frac{H(f)}{V(f)} \quad (42)$$

- Se calcularon los cocientes espectrales H/V de cada ventana de cada estación y de estas ventanas se calcula el promedio, y se estima la frecuencia fundamental (f_0) y su desviación estándar, así como el rango en que se encuentra A_0 , que es la amplitud a la que corresponde f_0 .
- Se graficaron los cocientes espectrales H/V así como la desviación estándar, para A-promedio, B-100 y C-100. En la Figura (26) se muestran las curvas H/V de las estaciones A-promedio, B-100 y C-100, donde las barras grises paralelas denotan la desviación estándar de f_0 y las líneas negras denotan la desviación estándar con respecto a la amplitud. En el Apéndice II se pueden apreciar las curvas H/V de cada registro de cada estación.

Este procedimiento se aplicó a las estaciones **A**, **B** y **C**. Como previamente se mencionó la estación **A** permaneció fija, entonces el cociente espectral obtenido para **A** fue el valor promedio de todas las ventanas de registro. Esto es, para la estación **A** se promediaron los cocientes de los 7 registros, mientras que para las estaciones **B** y **C** se utilizaron los registros grabados en cada vértice del arreglo, es decir cada vértice tiene un f_0 y una curva H/V particular.

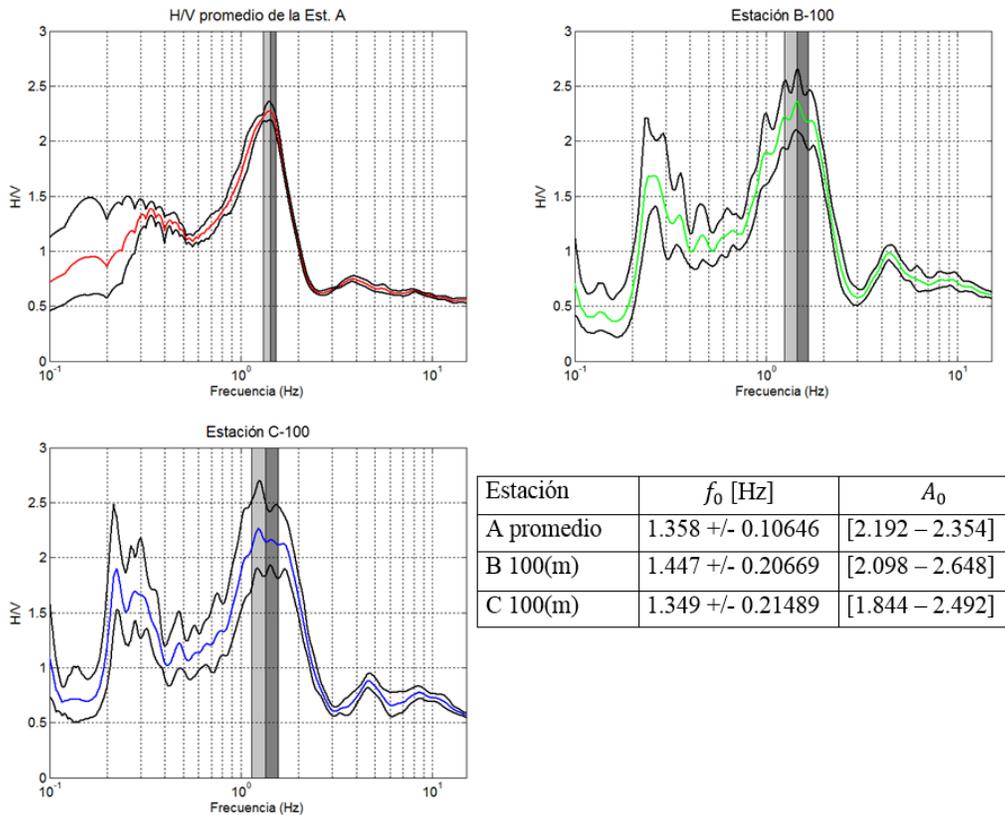


Figura 26. Curvas H/V promedio. Arriba izquierda curva promedio para la estación A. Arriba derecha curva promedio de la estación B-100. Abajo curva promedio de la estación C-100.

3.1.5 Inversión de las curvas H/V

La inversión de las curvas H/V se realizó utilizando el mismo modelo y parámetros de la Figura (22). Para esto se utilizó el programa dinver, se invirtieron las curvas H/V como una aproximación a las curvas de elipticidad, y se obtuvieron los resultados mostrados en la Figura (27).

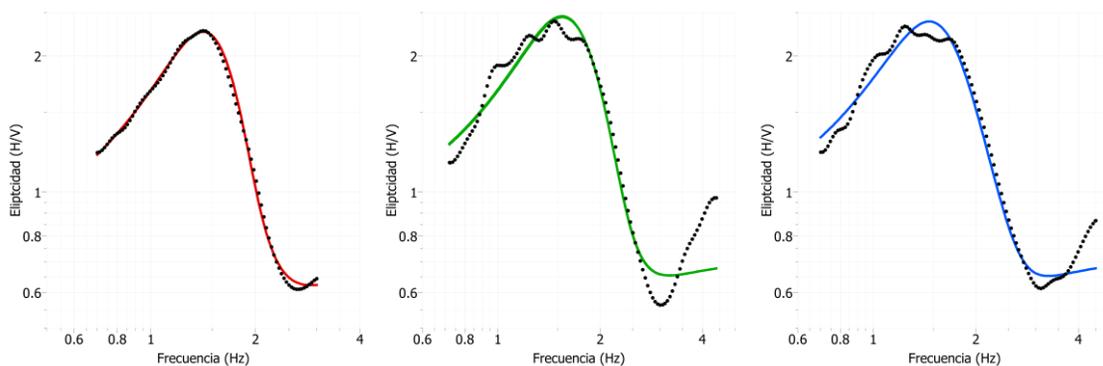


Figura 27. Ajuste de las curvas de elipticidad a las curvas H/V. De izquierda a derecha se observan la curva H/V promedio de la estación A (puntos) y el ajuste a la curva de elipticidad (línea roja); la curva H/V promedio de la estación B(puntos) y el ajuste a la curva de elipticidad (línea verde);y por último la curva H/V promedio de la estación C (puntos) y el ajuste a la curva de elipticidad (línea azul).

De cada ajuste de las diferentes curvas H/V se obtuvieron los respectivos modelos estructurales de velocidad de ondas sísmicas. Estos modelos se utilizaron para realizar un modelo 3D para evaluar la variaciones laterales de los depósitos del sitio (Figuras 28, 29 y 30).

Estructura de velocidades para la estación A-promedio

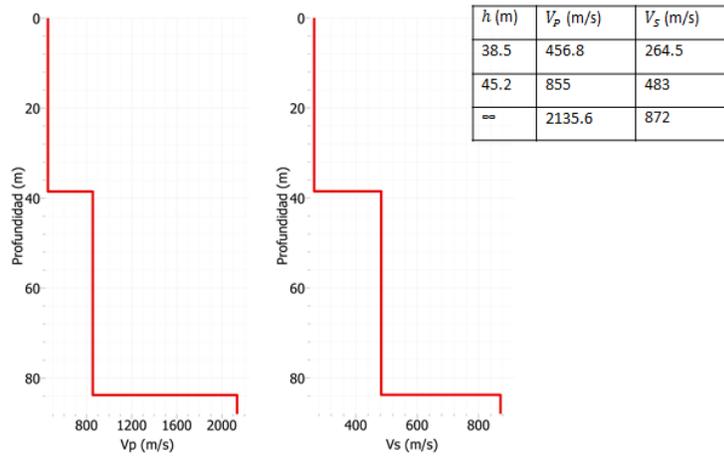


Figura 28. Modelo estructural de velocidades sísmicas para la curva H/V de la estación A-promedio.

Estructura de velocidades para la estación B-100

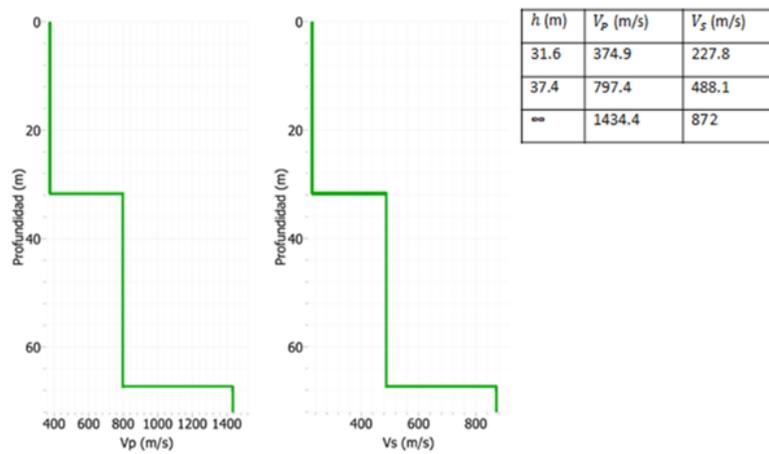


Figura 29. Modelo estructural de velocidades sísmicas para la curva H/V de la estación B-100.

Estructura de velocidades para la estación C-100

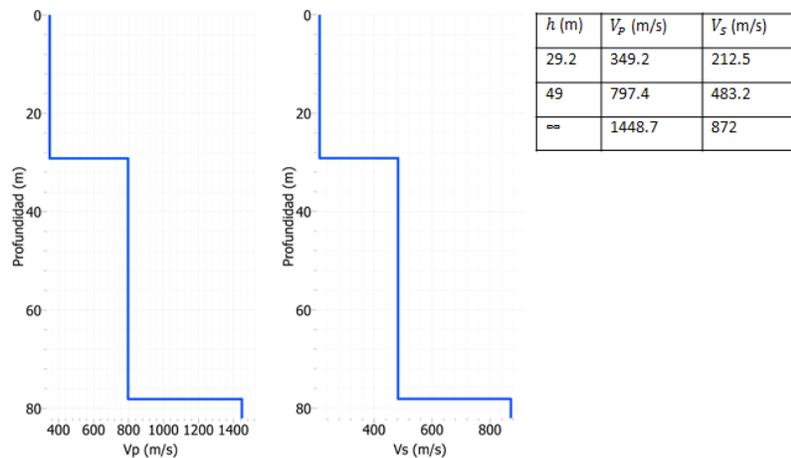


Figura 30. Modelo estructural de velocidades sísmicas para la curva H/V de la estación C-100.

Capítulo 4

4.1 Resultados

4.1.1 Comparación de la estructura geológica de velocidad de ambos métodos

Los perfiles de velocidad 1D se compararon en una misma grafica para observar las variaciones entre ellos (Figura 31).

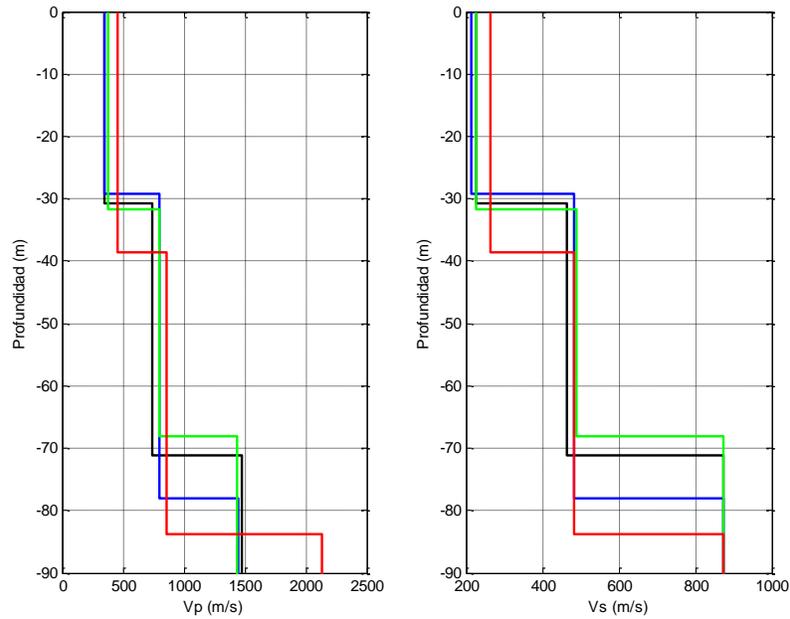


Figura 31. Comparación de las estructuras de velocidades sísmicas.

Se observan un buen acuerdo entre los modelos de las estaciones B-100 y C-100, de igual forma estas estaciones mantienen cierta similitud con el perfil obtenido del método SPAC. Se observan variaciones mayores con respecto a la estación A-promedio. Esta estación no se movió durante la adquisición de los datos.

4.1.2 Comparación de la curva de elipticidad teórica (SPAC) y la curva de H/V

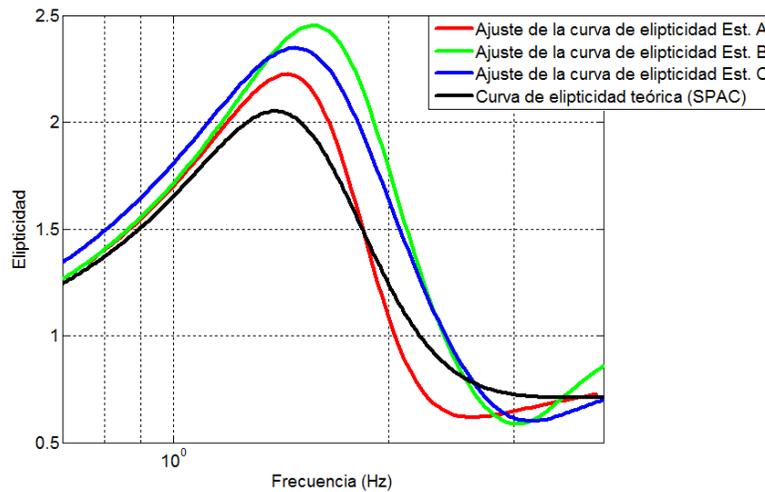


Figura 32. Comparación de las curvas H/V y ajustes.

En la Figura (32) se observan las curvas de elipticidad ajustadas, es apreciable un ligero corrimiento de la frecuencia fundamental de las estaciones B-100 y C-100 con respecto a la estación A-promedio. Esto podría ser reflejo del mayor espesor en las capas de baja velocidad en el modelo estructural de la estación A.

4.1.3 Comparación de la curva de dispersión de ondas Rayleigh (SPAC) y la curva de dispersión de ondas Rayleigh (H/V)

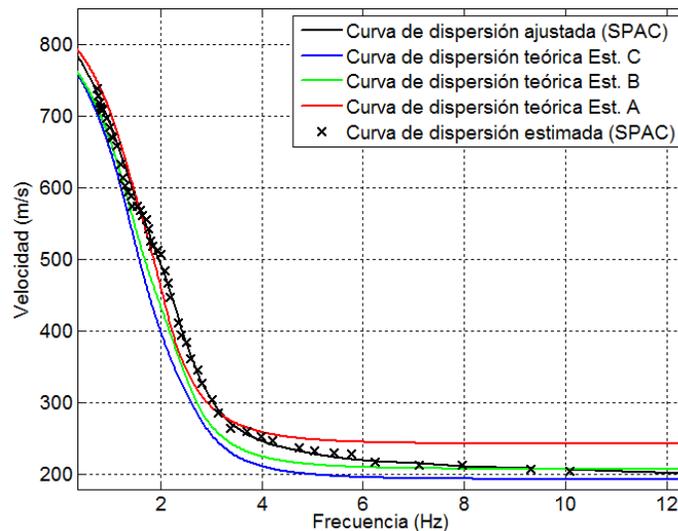


Figura 33. Comparación del ajuste de las curvas de dispersión.

En la Figura (33) se observa una misma tendencia de las curvas de dispersión de velocidad. Obteniendo resultados similares al comparar el ajuste de las curvas de elipticidad, es decir las estaciones B y C mantienen buen ajuste con la curva obtenida del método SPAC, mientras que la estación A difiere de las demás a partir de los 3.5 Hz aproximadamente.

Este ligero desajuste de la estación A, podría implicar una inclinación de los estratos buzando hacia la estación A. Es decir la capa de velocidad de 870 (m/s) se está presentando cada vez a menos profundidad a lo largo de las líneas A-B y A-C.

4.1.4 Modelo 3D

Por último se realizó un modelo 3D utilizando el software Oasis Montaj, este modelo revelo que en efecto existen variaciones de inclinación en las capas de la estructura V_s . Esta es la razón del porqué del corrimiento en la frecuencia de f_0 de los cocientes H/V, es decir entre más ancho o delgado sea el estrato resonante existirán variaciones en el valor de f_0 .

En las Figuras (34, 35 y 36) se puede observar la variación de velocidad de onda S por ejemplo en la estación A se observa un espesor 83.7 (m) antes de llegar a los 870 (m/s), que para este estudio dicha capa es el semi-espacio. Y en cuanto a la estación B-100 se tiene un espesor 69 (m) antes de llegar a la capa de 870 (m/s), esto se refleja en un incremento de f_0 hacia frecuencias más altas, este análisis se puede observar con más detalle en el Apéndice I.

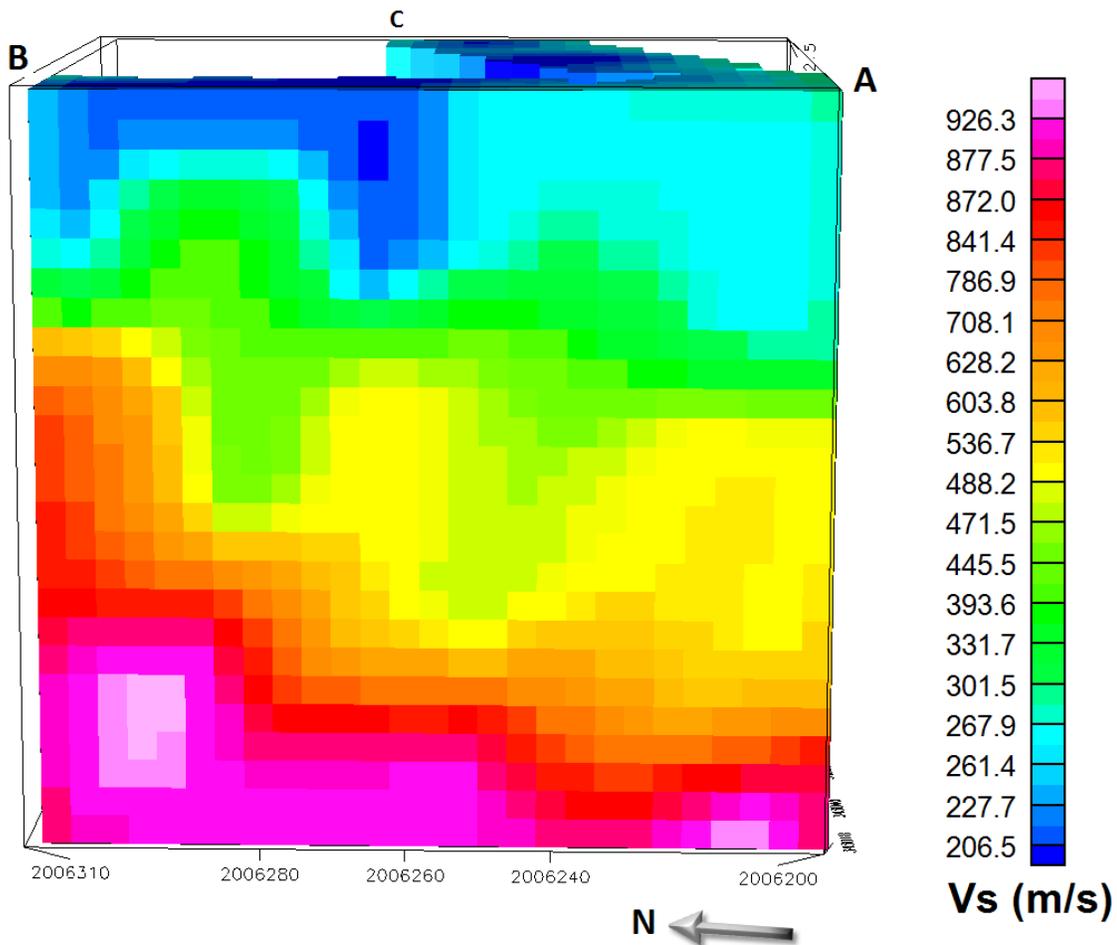


Figura 34. Modelo 3D de la variación de la velocidad de onda S a lo largo del arreglo SPAC.

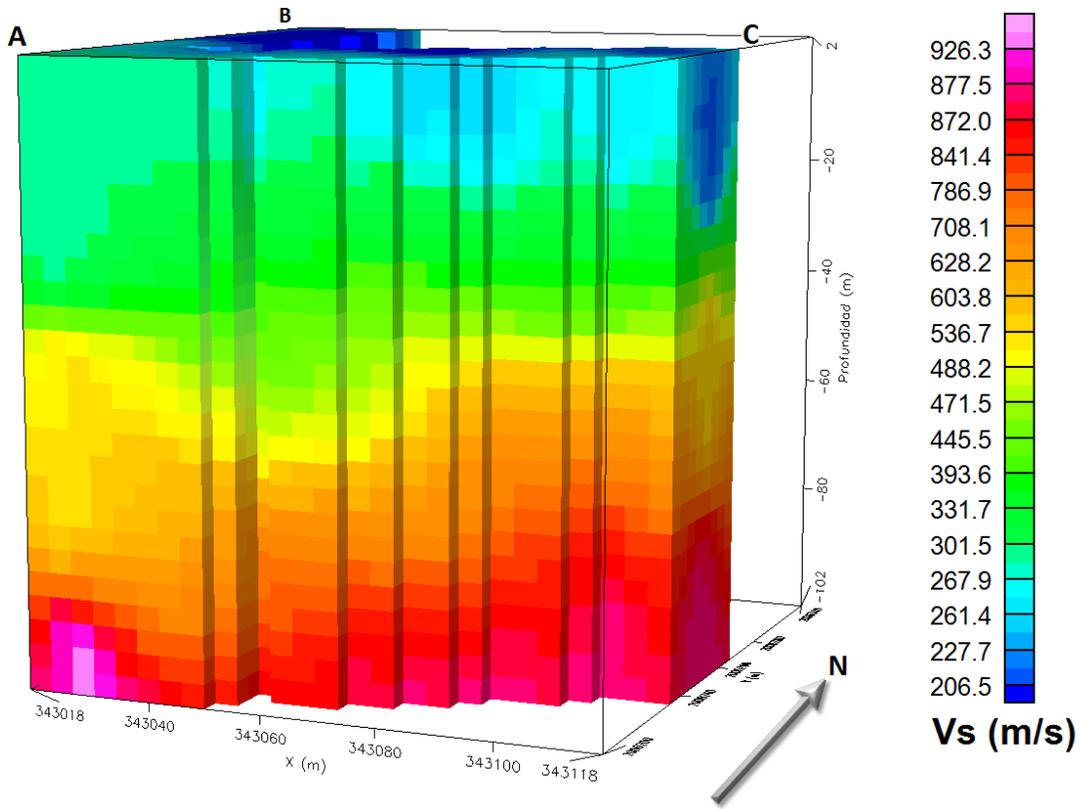


Figura 35. Modelo 3D de la variación de la velocidad de onda S a lo largo del arreglo SPAC.

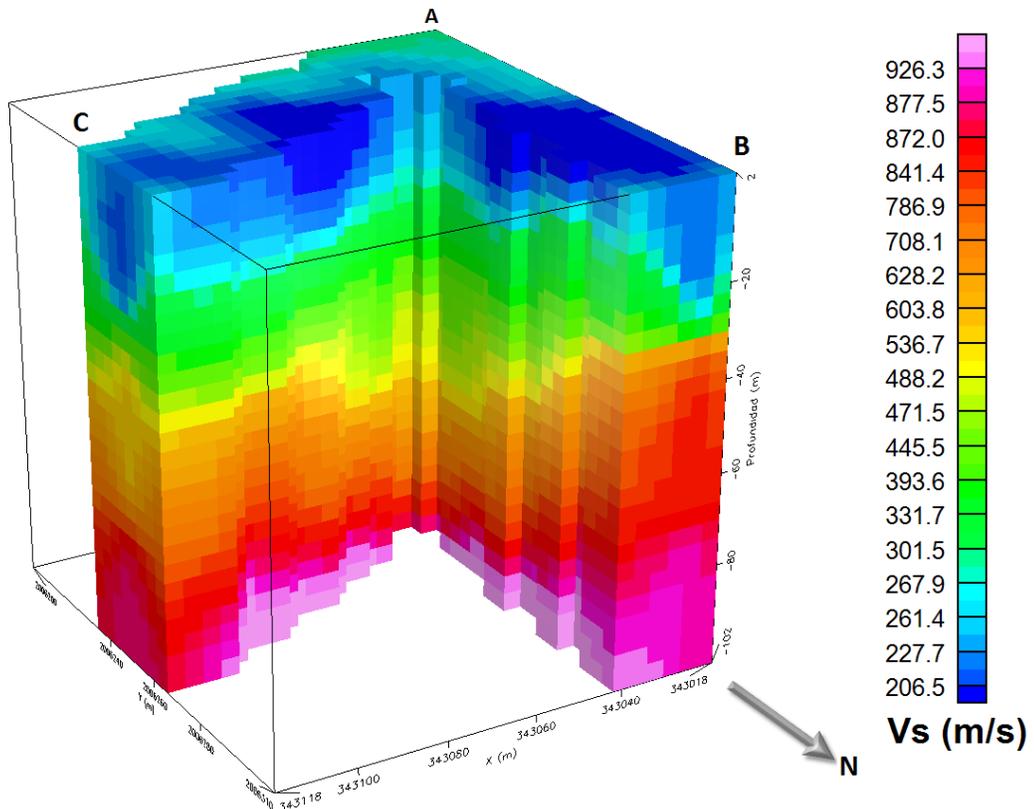


Figura 36. Modelo 3D de la variación de la velocidad de onda S a lo largo del arreglo SPAC.

4.2 Conclusiones

El presente trabajo realizado para la ciudad de Coatzacoalcos, consistió de 7 arreglos SPAC triangulares con dimensiones de 10, 15, 30, 45, 60, 80 y 100 metros. Con estos arreglos se calculó la curva de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh del sitio, esta curva se invirtió y se obtuvo una estructura de velocidad de onda S. Posteriormente se invirtieron las curvas H/V calculadas para los vértices de cada arreglo, para esto se consideró una aproximación de la curva H/V con la curva de elipticidad de ondas Rayleigh. Con las estructuras V_s de los vértices de cada triangulo se realizó una malla tridimensional. Dicha malla es un modelo de velocidad de onda S en tres dimensiones que tiene una profundidad de exploración de aproximadamente 100 metros y estima variaciones de velocidad de onda S desde los 206.5 (m/s) hasta los 926.3 (m/s). Este modelo permitió observar el adelgazamiento de las capas de menor velocidad (entre 200 a 500 (m/s)) con respecto al semi-espacio caracterizado por una velocidad de onda S de 872 (m/s).

Asimismo el método H/V permitió estimar de buena manera la frecuencia fundamental para el sitio, siendo la f_0 promedio del sitio 1.4 Hz. Esta cifra está de acuerdo con lo encontrado por Bosquez y Ceballos en 2010, en un estudio para caracterizar mapas de familias espectrales para la zona conurbada de Coatzacoalcos, estas cifras se pueden revisar el Apéndice I.

Utilizar cocientes H/V como una aproximación a la curva de elipticidad logra aprovechar de mejor manera la información que se puede obtener de este método. Invertir cada H/V nos permitió obtener el modelo 3D que logra mostrar el adelgazamiento de las capas que sobre yacen al semi-espacio. Estas variaciones en el espesor de los estratos son relativas a las frecuencias fundamentales encontradas a lo largo de los arreglos.

Por su parte el modelo 3D obtenido permitió encontrar el basamento ingenieril del sitio, esto es una capa lo suficientemente rígida como para sostener la cimentación de construcciones, dicha capa se encuentra en los puntos que rebasan las velocidades de 720 (m/s). Para el modelo presentado los puntos a los que se encuentra esta velocidad oscilan entre los 50 y 65 metros de profundidad.

El estudio se realizó bajo la premisa de explorar diferentes aplicaciones de los resultados obtenidos con los métodos H/V y SPAC. Así como integrar los métodos, es decir tratar de complementar los resultados obtenidos de cada método con la intención de mejorarlos. En efecto, se observó estos métodos lograron caracterizar de buena manera el subsuelo del sitio de reconocimiento con un modelo 1D, por separado y en conjunto.

A pesar de la relativa sencillez de aplicación de estos métodos, este tipo de estudios requieren un análisis cuidadoso de los datos, desde el truncamiento correcto de las trazas y la selección de la curva de dispersión para el método SPAC, hasta el cálculo de la frecuencia fundamental correcta de acuerdo al máximo del cociente espectral H/V. Es por eso que tener un modelo 3D que permita corroborar los resultados obtenidos resulta muy útil.

En conclusión es altamente recomendable, para estudios SPAC, el utilizar sismómetros de banda ancha y de tres componentes, ya que la posibilidad de utilizar el método H/V en conjunto con el método SPAC logra mitigar la incertidumbre que se pueda tener con respecto al modelo estructural obtenido utilizando únicamente sismómetros de componente vertical. Así como realizar un análisis cuidadoso de los datos y aprovechar la información que nos brindan ambos métodos.

Referencias

1. Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415 – 456.
2. Arai, H., Tokimatsu, K., 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95 (1), 53 – 63.
3. Asten, M.W., 1978. Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 68 (6), 1623 – 1636.
4. Asten, M. W., Henstridge, J.D., 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance for sedimentary basins. *Geophysics* 49 (11), 1828 – 1837.
5. Bard, P.-Y., 1998. Microtremors measurements: a tool for site effect estimation? *Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan, pp. 1251 – 1279.
6. Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y., 2006. The nature of noise wavefield and its applications for site effect studies, A literature reviews. *Earth science reviews*, 79, 205 – 227.
7. Chouet. B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini. M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 653 – 666.
8. Fäh, D., Kind, F., Giardini, D., 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International* 145 (2), 535 – 549.
9. Flores-Estrella, H., Aguirre González, J. 2003. SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City. *Geofísica Internacional* 42 (2), 227 – 236.
10. Geissert D., 1999. Regionalización geomorfológica del estado de Veracruz. *Investigaciones Geográficas*. Boletín No. 40, Instituto de Geografía, UNAM, México, 23-47 p. (ISSN 0188 - 4611).
11. Gonzalez-Herrera, R., Mora-Chaparro. J. C., Aguirre-Gonzalez, J., Novelo-Casanova, D. A., 2013. La estructura de velocidades y su relacion con el peligro sismico en Tuxtla Gutierrez, Chiapas. *Revista mexicana de ciencias geologicas*. Volumen 30, No. 1. México abril del 2013.
12. Gutenberg, B., 1958. Microseisms. *Advances in Geophysics* 5, 53 – 92.
13. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations – measurements, processing and interpretations. *SESAME European research Project*, deliverable D23. 12, 2005.

14. Guzmán Ventura, Juan Antonio, Trejo M., Francisco de J., Williams Linera, Francisco, Riquer Trujillo, Guadalupe, Leyva Soberanis, Guadalupe, Lermo Samaniego, Javier. 2010. Estudios preliminares de microzonificación sísmica para la ciudad de Coatzacoalcos, Ver. XXV Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica: del 11 al 13 de noviembre de 2010. Acapulco, México. pp. 241-245.
15. Kagawa, T., 1996. Estimation of velocity structures beneath Mexico city using microtremor array data. 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, México.
16. Kanai, K., Tanaka, T., 1961. On microtremors VIII. Bulletin of the earthquake Research Institute 39, 97 – 114.
17. Kudo, K., Kanno, T., Okada, H., Özel, O. Erdik, M., Sasatani, T., Hogashi, S. Takahashi, M., Yoshida, K. 2002. Site-Specific Issues for Strong Ground Motions during the Kocaeli, Turkey, Earthquake of 17 August 1999, as Inferred from Array Observations of Microtremors and Aftershocks. Bulletin of the Seismological Society of America 92 (1), 448 – 465.
18. Lermo, J. Chavez-Garcia, F.J., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? Bulletin of the Seismological Society of America 84 (5), 1135 – 1364.
19. Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground Surface. WR of R.T.T., 30 – 1.
20. Nakamura, Y., 2000. Clear Identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12 World Conference of Earthquake Engineering, Nueva Zelanda.
21. Nogoshi, M. y T. Igarashi, 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), Journal Seismological Society Japan, 24, 26-40 (en Japonés con resumen en Inglés)
22. Okada, H., 2003. The microtremor survey method. Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists 12. E.U.A.
23. Ortiz-Pérez M.A. y Oropeza O., 2010. Regionalización geomorfológica. Atlas Regional de Impactos Derivados de las Actividades Petroleras en Coatzacoalcos, Veracruz. Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT- Instituto de Geografía, UNAM 31-34p.
24. Reinoso, E. y M. Ordaz, 1999. Spectral Ratios for Mexico City from free-field Recordings. Earthquake Spectra, 15, no.2.
25. Seo, K., 1997. Comparison of measured microtremors with damage distribution. JICA, Research and DEvelopment Project on Earthquake Disaster Prevention.
26. Shearer, Peter M., 2009. Introduction to Seismology. Cambridge University Press.
27. Wathelet, Marc; (2002). GEOPhysical Signal database for noise arraY processing (Versión 2.9.0) [Software].

28. Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., Niwa, M., 1994. Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (6), 1831–1841.

Apéndice I

Sensibilidad de las curvas de elipticidad a diferentes estructuras geológicas.

Los modelos de curvas de elipticidad se obtuvieron proponiendo diferentes estructuras de velocidad, y diferentes variaciones a diferentes parámetros característicos. Se utilizó el software gpell parte del software Geopsy. En las tablas de valores de estructura los datos tienen el siguiente formato.

Fila 1 <número de capas incluyendo el semi espacio para el primer modelo >

Fila 2 <espesor (m)> <Vp(m/s)> <Vs(m/s)> <Densidad(kg/m³)>

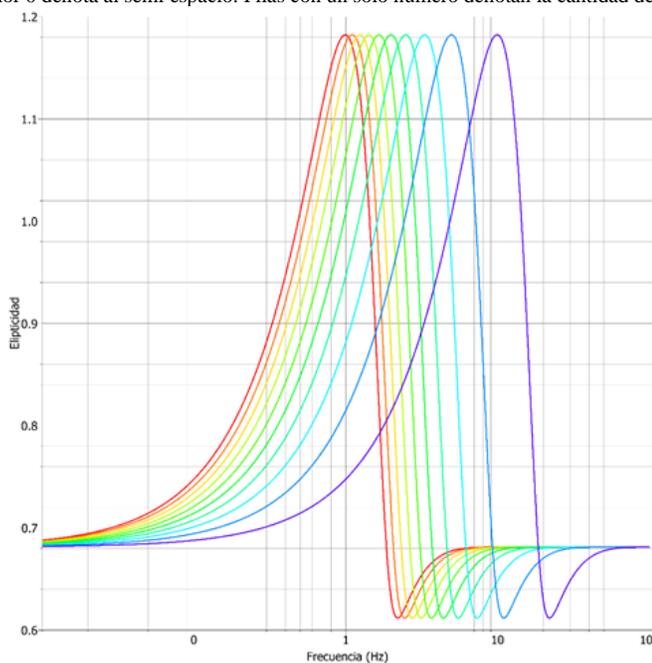
....

Fila n 0 <Vp(m/s)> <Vs (m/s)> <Densidad (kg/m³)>

Fila n 1 <número de capas incluyendo semi-espacio del siguiente modelo>

...

Nota: El valor 0 denota al semi espacio. Filas con un solo número denotan la cantidad de capas para dicho modelo.



Estructura	Curva
1	■
2	■
3	■
4	■
5	■
6	■
7	■
8	■
9	■
10	■

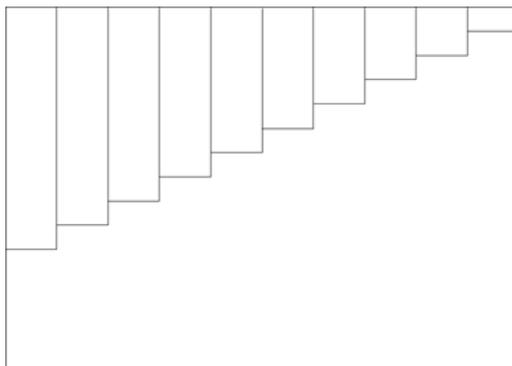
Valores de Estructuras

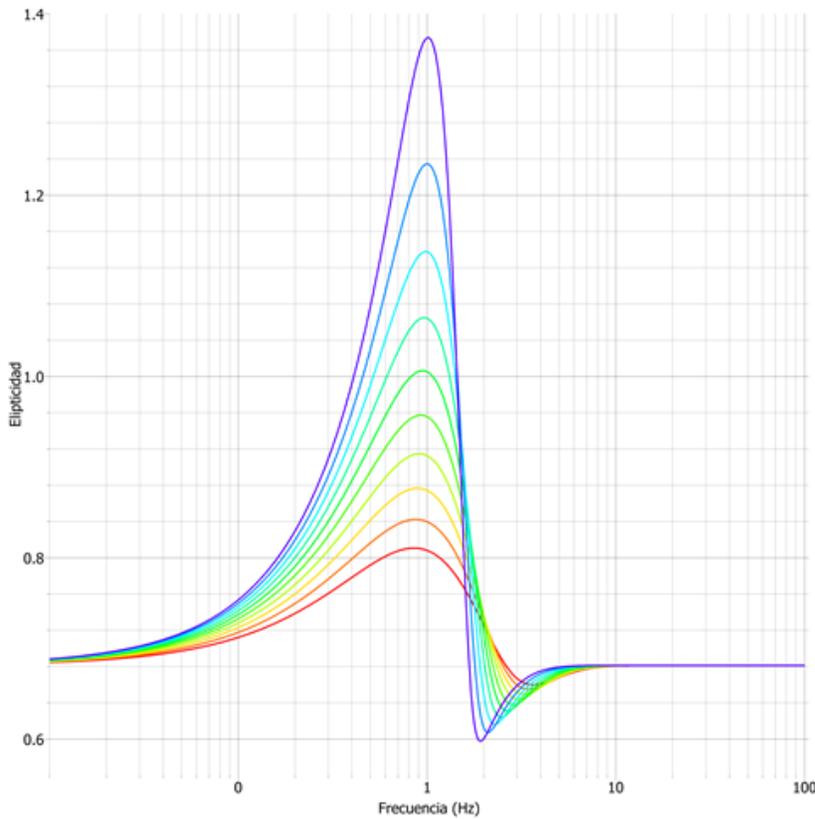
h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ³)
2			
100	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
90	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
80	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
70	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
60	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
50	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
40	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
30	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
10	866	500	1679
0	1732	1000	1997

Es de notar el corrimiento del pico donde se encuentra f_0 hacia frecuencias mas altas con el decremento del espesor de la capa superficial, similar a la de un oscilador libre de diferentes alturas.

Estructuras

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10





Estructura	Curva
1	■
2	■
3	■
4	■
5	■
6	■
7	■
8	■
9	■
10	■

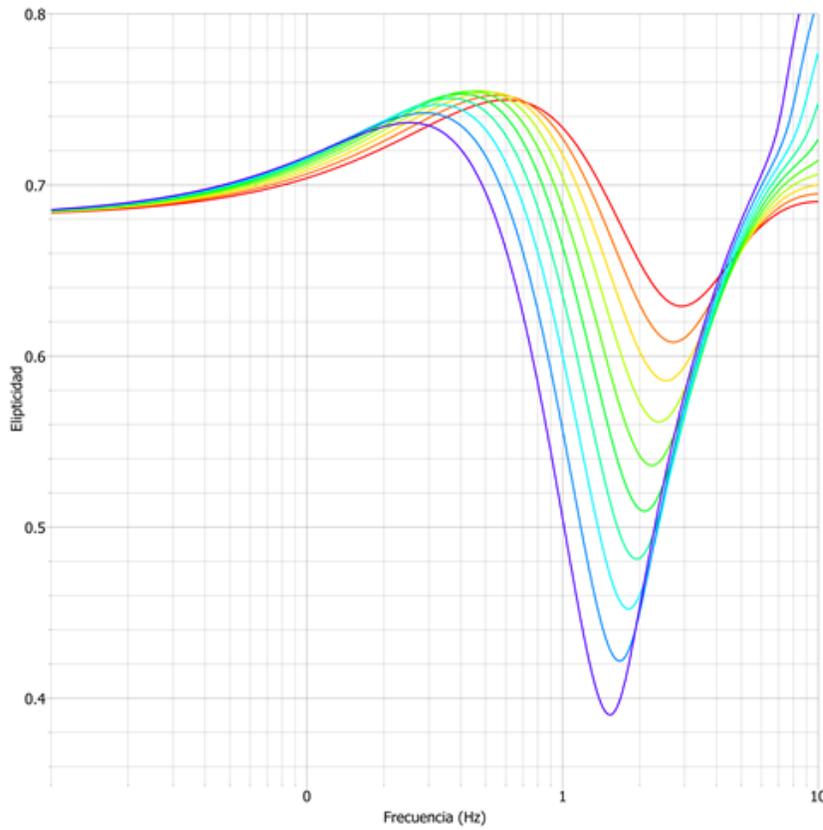
Valores de Estructuras

h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ³)
2			
100	1386	800	1889
0	1732	1000	1997
2			
100	1316	760	1865
0	1732	1000	1997
2			
100	1247	720	1839
0	1732	1000	1997
2			
100	1178	680	1813
0	1732	1000	1997
2			
100	1109	640	1786
0	1732	1000	1997
2			
100	1039	600	1758
0	1732	1000	1997
2			
100	970	560	1727
0	1732	1000	1997
2			
100	901	520	1696
0	1732	1000	1997
2			
100	831	480	1662
0	1732	1000	1997
2			
100	762	440	1626
0	1732	1000	1997

Cabe notar el incremento en las amplificaciones con el decremento de la velocidad, esto es un reflejo del fenómeno de amplificación en suelos blandos y de velocidades bajas.

Estructuras

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10



Estructura	Curva
1	■
2	■
3	■
4	■
5	■
6	■
7	■
8	■
9	■
10	■

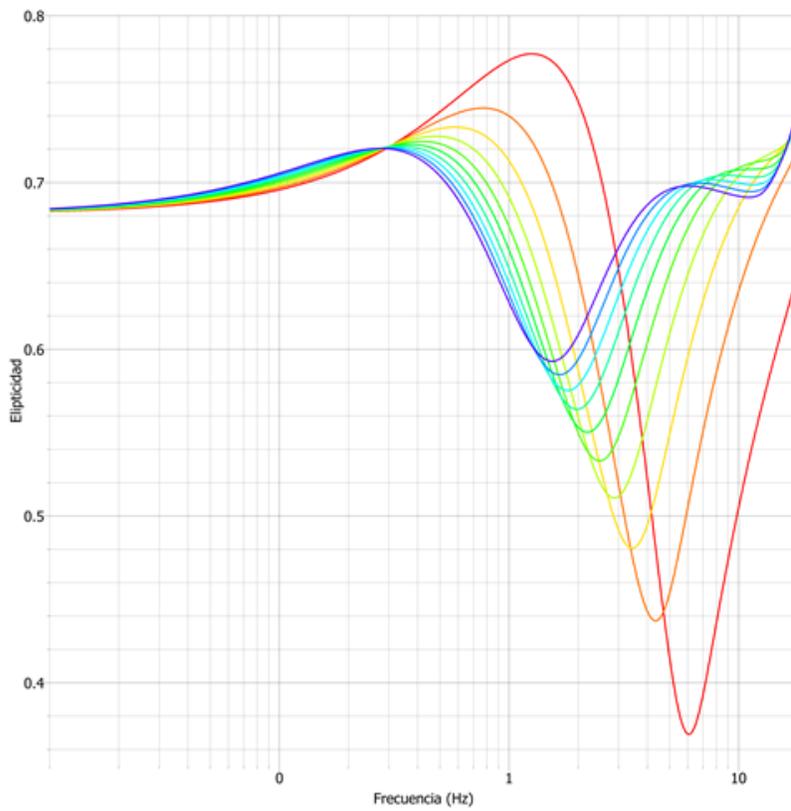
Valores de Estructuras

h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ³)
3			
50	1559	900	1945
50	1386	800	1889
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1316	760	1865
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1247	720	1839
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1178	680	1813
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1109	640	1786
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1039	600	1758
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	970	560	1727
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	901	520	1696
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	831	480	1662
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	762	440	1626
0	1732	1000	1997

Es de notar la deamplificación de los valles con la reducción de la segunda capa, y un corrimiento de f_0 hacia frecuencias mas bajas.

Estructuras

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10



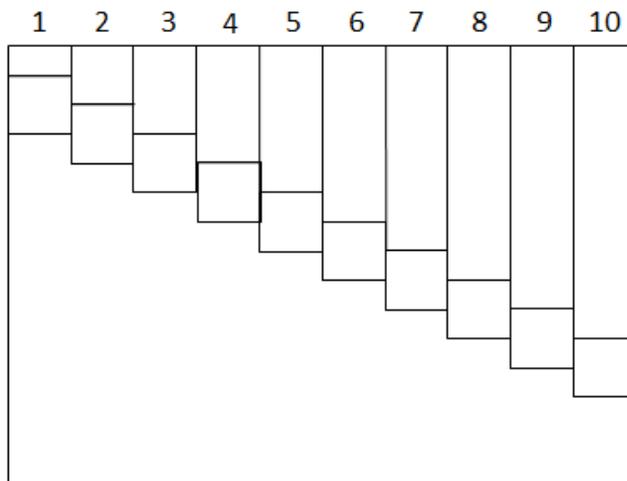
Estructura	Curva
1	Red
2	Orange
3	Yellow
4	Light Green
5	Green
6	Dark Green
7	Cyan
8	Blue
9	Dark Blue
10	Purple

Valores de Estructuras

h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m ³)
3			
10	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
20	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
30	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
40	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
60	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
70	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
80	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
90	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
100	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997

Se pueden observar variaciones tanto el f_0 como en los valles. Pero a diferencia del modelo anterior se observa que las frecuencias de los valles disminuyen.

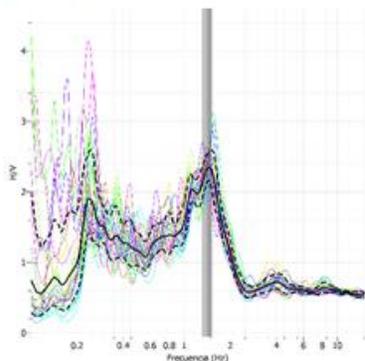
Estructuras



Apéndice II

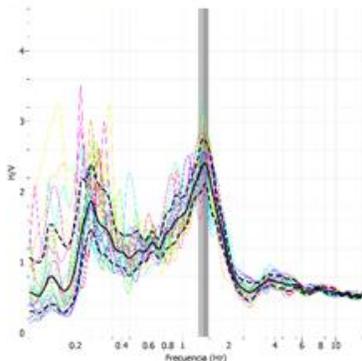
Coeficientes H/V para los distintos arreglos.

Est. A-10



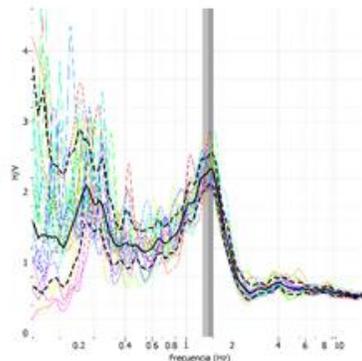
$$f_0 = 1.41237 \pm 0.101691$$
$$A_0 = 2.32766 [2.13764, 2.53457]$$

Est. A-15



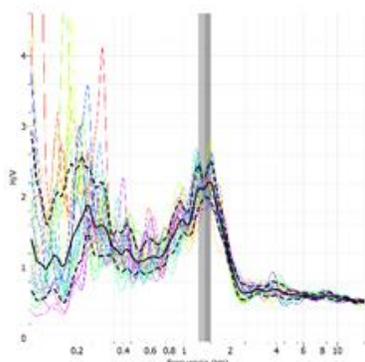
$$f_0 = 1.36752 \pm 0.103069$$
$$A_0 = 2.39946 [2.08406, 2.76261]$$

Est. A-30



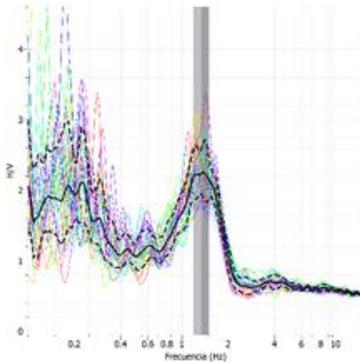
$$f_0 = 1.39372 \pm 0.11651$$
$$A_0 = 2.28853 [2.09188, 2.50367]$$

Est. A-45



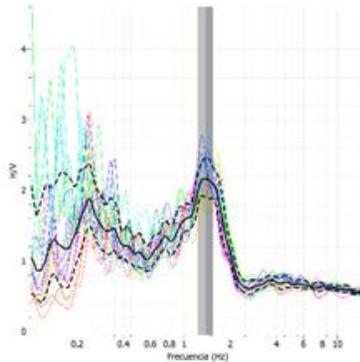
$$f_0 = 1.36205 \pm 0.126112$$
$$A_0 = 2.12749 [1.9889, 2.27573]$$

Est. A-60



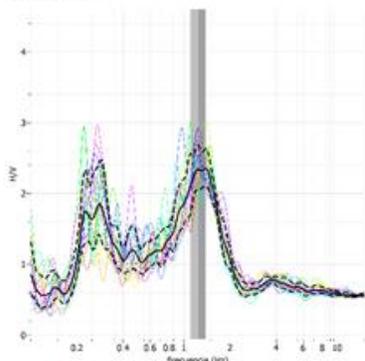
$$f_0 = 1.34467 \pm 0.159913$$
$$A_0 = 2.24365 [1.94127, 2.59319]$$

Est. A-80



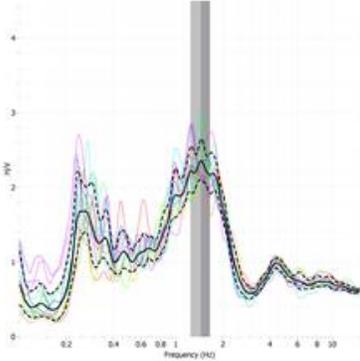
$$f_0 = 1.38218 \pm 0.161263$$
$$A_0 = 2.16419 [1.90068, 2.46425]$$

Est. A-100



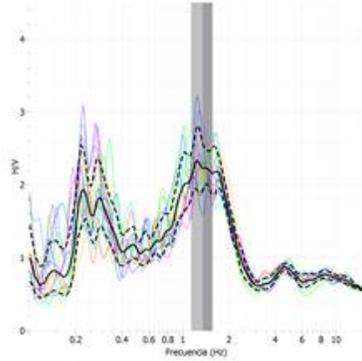
$$f_0 = 1.24357 \pm 0.137899$$
$$A_0 = 2.34161 [2.04991, 2.67483]$$

Est. B-100



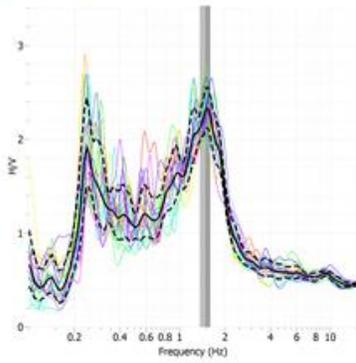
$$f_0 = 1.44725 \pm 0.206695$$
$$A_0 = 2.35676 [2.09859, 2.64669]$$

Est. C-100



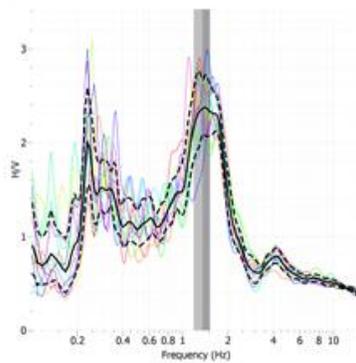
$$f_0 = 1.34871 \pm 0.214896$$
$$A_0 = 2.22799 [1.93438, 2.56629]$$

Est. B-45



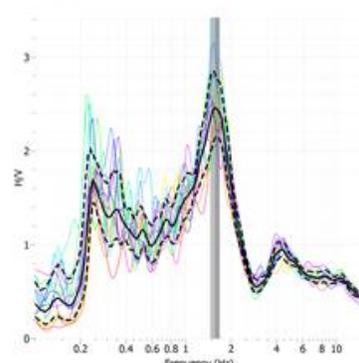
$f_0 = 1.48173 \pm 0.119358$
 $A_0 = 2.30603 [2.10195, 2.52993]$

Est. B-60



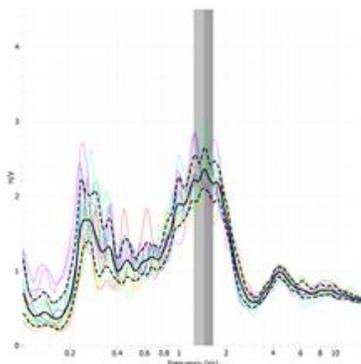
$f_0 = 1.34879 \pm 0.165932$
 $A_0 = 2.35969 [2.08443, 2.6713]$

Est. B-80



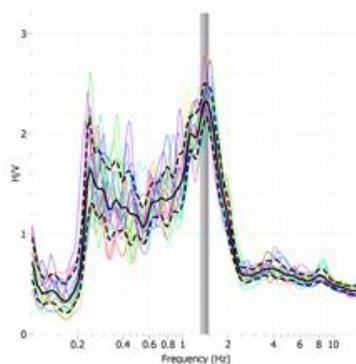
$f_0 = 1.5665 \pm 0.11193$
 $A_0 = 2.45687 [2.14299, 2.81672]$

Est. B-100



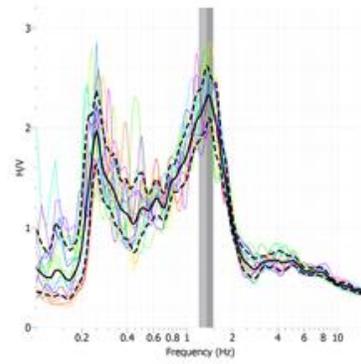
$f_0 = 1.44725 \pm 0.206695$
 $A_0 = 2.35676 [2.09859, 2.64669]$

Est. C-10



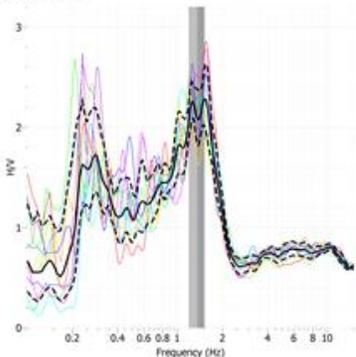
$f_0 = 1.39521 \pm 0.0924531$
 $A_0 = 2.30537 [2.12407, 2.50214]$

Est. C-15



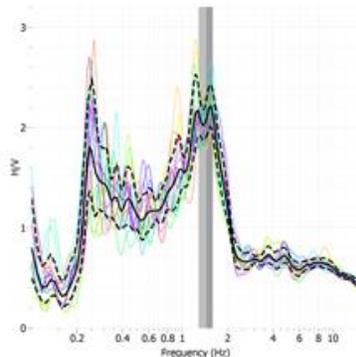
$f_0 = 1.34419 \pm 0.148532$
 $A_0 = 2.30156 [2.02505, 2.31582]$

Est. C-30



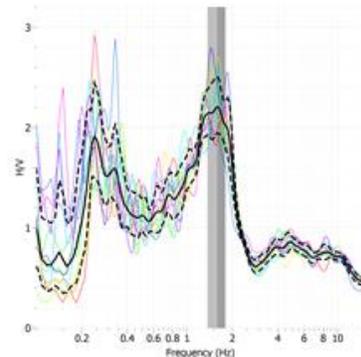
$f_0 = 1.35852 \pm 0.164187$
 $A_0 = 2.09192 [1.83673, 2.38257]$

Est. C-45



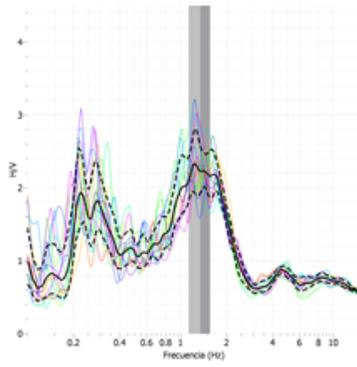
$f_0 = 1.43764 \pm 0.157631$
 $A_0 = 2.08236 [1.90866, 2.27188]$

Est. C-80



$f_0 = 1.57942 \pm 0.214127$
 $A_0 = 2.20629 [1.94329, 2.50487]$

Est. C-100



$f_0 = 1.34871 \pm 0.214896$
 $A_0 = 2.22799 [1.93438, 2.56629]$