



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Métodos de ruido sísmico para la
determinación de la estructura 3D de
velocidad de onda de corte

TESIS

Para obtener el título de

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

OMAR VELÁZQUEZ VÁZQUEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019

Agradecimientos

Este estudio ha sido apoyado por la empresa Geoexplora SA de CV y al director general de esta empresa Aristóteles Jaramillo Rivera a quien le externo un agradecimiento.

A la Universidad Nacional Autónoma de México UNAM y a la Facultad de Ingeniería FI por la oportunidad de formar parte de la comunidad de la máxima casa de estudios.

Un agradecimiento especial para el MC José Piña Flores por todo el apoyo brindado durante la elaboración de este trabajo, por todas sus enseñanzas, sus consejos y todo el tiempo de dedicación y arduo trabajo.

Agradezco al Dr Martin Cárdenas Soto por aceptar formar parte de este proyecto, siendo un guía y un profesor fundamental para mi formación académica.

Sobre todo el más grande de los agradecimientos a mi familia, a mis padres María Vázquez y a mi padre David Velázquez, sin su sacrificio no podría haber logrado nada. A mi hermano Fernando Velazquez quien ha sido mi inspiración y mi modelo a seguir, a los demás miembros de mi familia que siempre han estado presentes en mi vida (tío Abundio y tía Rebe, Diego, Dani, tía Reyna, tío Anibal, Gus, Pame, tía Amalia, tío Ariel, Gaby y mi apreciada Xime). A todos mis amigos y compañeros que formaron parte de mi desarrollo académico.

Y a todas esas personas que me apoyan incondicionalmente, Ivonne Fernández, Georgina Pichardo, Ana Lucia Ramos, Raúl Sánchez, Ulises Sánchez Coloapa y todos aquellos que olvidé mencionar.

"Nuestro miedo más profundo no es ser inadecuados. Nuestro miedo mayor es nuestro poder inconmensurable, es nuestra luz, no nuestra oscuridad lo que nos aterra. Optar por la mezquindad no sirve al mundo, no hay lucidez en encogerse para que los demás no se sientan inseguros junto a ti. Nuestro destino es brillar como los niños, no es el de unos cuantos es el de todos. Y conforme dejamos que nuestra luz propia alumbre, inconscientemente permitimos lo mismo a los demás. Y al liberarnos de nuestro propio miedo nuestra presencia automáticamente libera a otros."

Marianne Williamson "Our deepest fear"

ÍNDICE

RESUMEN	4
Introducción	5
Objetivos	8
Objetivo General	8
Objetivos específicos.....	8
1.- Zona de estudio	9
1.1 Zona de estudio	9
2.- Marco teórico	11
2.1 Cocientes espectrales H/V	11
2.2 Autocorrelación espacial SPAC	12
2.3 Análisis de Frecuencia-Numero de Onda F-K	13
2.4 Análisis Multicanal de Ondas Superficiales MASW	14
3 Adquisición y procesamiento de datos	15
3.1 Adquisición de Datos	15
3.2 Procesamiento de datos cociente espectral H/V	16
3.3 Procesamiento de datos Autocorrelación Espacial SPAC	19
3.4 Procesamiento de datos Frecuencia número de Onda F-K	21
3.5 Procesamiento de datos Análisis Multicanal de Ondas Superficiales MASW	22
4 Integración de Resultados	23
4.1 Criterio de selección de la curva de dispersión del modo fundamental	23
4.2 Integración de resultados de métodos dispersivos	26
4.3 Inversión simultanea de la Curva de dispersión y el cociente H/V	27
5 Generación del modelo de velocidad Vs en 3D	30
5.1 Inversión de Cocientes Espectrales H/V	30
5.2 Modelo 3D de velocidad de onda de Corte (Vs)	31
5.2 Confrontación con secciones de SEV	35
6 Conclusiones y recomendaciones	37
Referencias	39

RESUMEN

En este trabajo se utiliza una combinación de métodos de prospección sísmica basados en el análisis de Ruido Sísmico Ambiental (RSA) para definir la estructura de velocidad del subsuelo. Se aplicaron las técnicas de cocientes espectrales H/V, el de Autocorrelación Espacial (SPAC, por sus siglas en inglés) y el de Frecuencia-Número de onda (F-K). Además, para definir de mejor forma la curva de dispersión en frecuencias altas, se aplicó el método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW, por sus siglas en inglés) con el objetivo de tener mayor certeza en la obtención del perfil de velocidad de onda S. Por otra parte, la inversión conjunta de las curvas de dispersión y los cocientes espectrales H/V permitió mitigar el problema de no-unicidad en los perfiles de velocidad, dando como resultado la distribución espacial de V_s a una profundidad promedio de 80 m. Observamos que, para la zona sur, el basamento geotécnico ($V_s > 720$ m/s) se encuentra aproximadamente a 60 m de profundidad, mientras que para la zona norte no se alcanzó a observar este límite.

Abstract

We use a combination of seismic prospecting methods based on Ambient Seismic Noise (ASN) to define the subsoil velocity structure. The techniques: H/V spectral ratio, spatial autocorrelation (SPAC), and frequency wavenumber (f-k) were applied. Besides, the Multichannel Surface Wave Analysis (MASW) method was applied to have greater certainty in obtaining the S-wave velocity profile. The joint inversion of the dispersion curves and the H/V spectral ratio allowed us to mitigate the non-unicity problem to recover the 1D velocity profiles just to 80 m depth. We observe that, for the southern zone, the geotechnical basement ($V_s > 720$ m / s) is approximately 60 m deep, while for the northern zone, it was not possible to observe this limit.

Introducción

El diseño de proyectos para la construcción y edificación de obras civiles requiere la evaluación de parámetros dinámicos del suelo como lo es la velocidad de propagación de onda S y la frecuencia fundamental del sitio. La falta de rigidez en el subsuelo, el asentamiento horizontal y el contenido de material arcilloso representan un riesgo sísmico. El riesgo sísmico es una medida importante a considerar para una zona de construcción. Los sismos han afectado en gran medida a los asentamientos humanos, prueba de esto son los daños estructurales provocados en diferentes edificaciones tras la ocurrencia de un sismo fuerte. Sin embargo se ha observado que estos daños, así como la intensidad del movimiento del suelo están relacionados con la geología, rigidez del suelo e inclusive la topografía del sitio afectado. Un ejemplo de este fenómeno es la ciudad de México, donde Singh et al. (1988) analizaron los registros de movimiento y observaron que durante el sismo de Michoacán de 1985, en la zona de lago se presentó una amplificación de 8 a 50 veces con respecto a la zona de loma.

Para realizar construcciones efectivas, es indispensable caracterizar los efectos de sitio. Para esto es necesario conocer tanto el periodo fundamental, así como la estructura de velocidades de onda S (VS) del sitio. Esta información se puede estimar con métodos geofísicos y geotécnicos tradicionales tales como la refracción y reflexión sísmica o la perforación de pozos geotécnicos. Una alternativa para estimar estos parámetros es el análisis de ruido sísmico ambiental (RSA)

Los estudios de RSA se basan en el análisis de ondas superficiales contenidas en el medio. El ruido sísmico es generado por las olas oceánicas, la actividad humana (como es el tráfico y las grandes maquinarias), el viento, la actividad volcánica y toda aquella actividad que perturba el suelo (Okada, 1997). En la actualidad existen distintos métodos para el análisis de registros de vibración ambiental, tales como el Cociente

Espectral H/V (Nakamura, 1989), el Método de Autocorrelación Espacial (SPAC) (Aki, 1957) y f-k (Capon, 1969).

La técnica del Cociente Espectral H/V permite estimar el efecto de sitio. Fue introducida por Nogoshi e Igarashi (1971), y años más tarde retomada por Nakamura (1989). Esta técnica estima el periodo dominante del sitio realizando un cociente entre el espectro del componente horizontal sobre el espectro del componente vertical de las ondas de Rayleigh (Nakamura, 1989). 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 VS del sitio. Estos autores relacionan 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 de Vs. Dentro de los resultados de su investigación, Fäh et al., determinan que las estructuras de Vs son satisfactorias para la evaluación del peligro sísmico del sitio.

El método SPAC fue introducido por Aki (1957) y estima una estructura Vs analizando el componente vertical de las ondas de Rayleigh. El procedimiento hace uso de la autocorrelación espacial entre pares de estaciones, para un arreglo que obedece una geometría particular. La técnica del espectro f-k (frecuencia-número de onda) fue propuesta por Capon (1969), supone que los microtemores contienen el componente vertical de las ondas de Rayleigh, además que trata la señal como un proceso estacionario que lo representa con una función de densidad espectral f-k. Esta técnica permite determinar la estructura Vs del subsuelo y además estimar la dirección de propagación de la onda (Okada, 2003).

En este trabajo se emplean técnicas de RSA (HV, F-K y SPAC) complementando con un método sísmico activo MASW (Park 1999), el objetivo principal es obtener la estructura de Vs y generar un modelo tridimensional para obtener mejores interpretaciones del sitio. Como objetivos específicos se plantean:

- a) Aplicar diferentes métodos de prospección sísmica de ruido sísmico ambiental para obtener la distribución espacial de las velocidades de onda de corte (V_s),
- b) Obtener la distribución espacial de los valores de periodos dominantes para el área de estudio,
- c) Determinar la distribución de velocidad de onda de corte a profundidad y estimar la profundidad del basamento geotécnico.

Para lograr los objetivos planteados, en esta tesis se abordan cinco apartados, el primer capítulo expone las condiciones de la zona de estudio. En el segundo capítulo se presenta el marco teórico explicando el ruido sísmico, las ondas presentes en los microtemores y las tres técnicas de vibración ambiental empleadas en la investigación: Cociente espectral H/V (Nakamura, 1989), f-k (Capon, 1969) y Método de Autocorrelación Espacial (Aki, 1957). El tercer apartado aborda la adquisición de datos y el procesamiento de las tres técnicas empleadas. En el cuarto capítulo se realiza integración de los resultados obtenidos mientras que en el quinto capítulo se genera un modelo 3D de velocidad V_s y se presenta un análisis de los resultados y parámetros estimados. Finalmente se exponen las conclusiones y recomendaciones del estudio en el sexto apartado.

Objetivos

Objetivo General

Obtener la distribución espacial de la velocidad de onda de corte mediante la combinación de métodos de ruido sísmico ambiental para una zona de estudio.

Objetivos específicos

1. Aplicar diferentes métodos de prospección sísmica de ruido sísmico ambiental para obtener la distribución espacial de las velocidades de onda de corte (V_s).
2. Obtener la distribución espacial de los valores de periodos dominantes para el área de estudio.
3. Estimar la profundidad del basamento geotécnico.

1.- Zona de estudio

1.1 Zona de estudio

La zona de estudio se encuentra en el municipio de Lerma de Santiago, Estado de México. El cual tiene una forma regular que asemeja a una “L” de aproximadamente 241,800 m² (Figura 1.1). Geológicamente, el sitio de interés se encuentra dentro de una zona de actividad volcánica constituida por una secuencia de rocas formadas por derrames piroclásticos y, en menor medida, por derrames continentales formando parte de una serie de lagos antiguos correspondientes al Lago de Toluca-Perales y Perales-Atacomulco. Estos lagos formaron parte de antiguas cuencas cerradas. Actualmente, las cuencas están drenadas por la erosión remanente del río Lerma y antiguos lagos que se constituyeron.

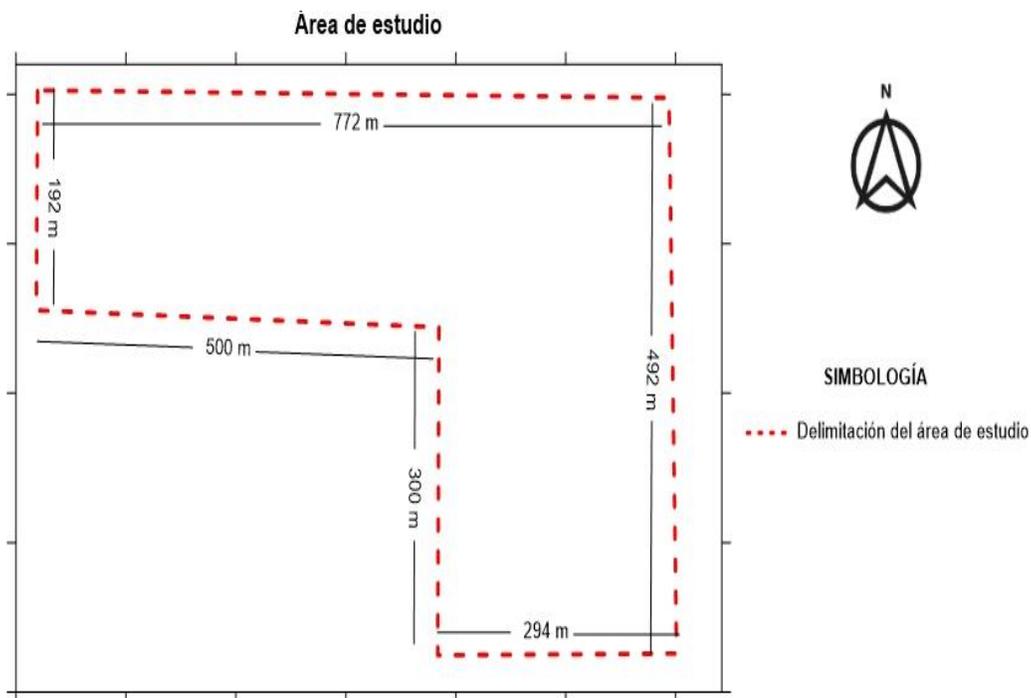


Figura 1.1 Esquema representativo del área de interés

Con respecto a la topografía, esta zona muestra que la superficie es relativamente plana en dirección norte-sur y está asentada sobre sedimentos

lacustres cuaternarios (ver figura 1.2). En la dirección este-oeste se encuentran algunas diferencias de elevaciones en distancias cortas, que van de algunos cientos de metros hasta algunos kilómetros. Esta topografía abrupta se generó a partir de dos eventos volcánicos; el primer evento muestra una colada de lava proveniente del este con dirección al oeste. El segundo evento se relaciona a un domo volcánico localizado al poniente de la zona de estudio y está relacionado a rocas vulcanitas intermedias y básicas del cuaternario (Mooser, 1996). Estos eventos generaron una topografía en profundidad que está cubierta por los depósitos lacustres.

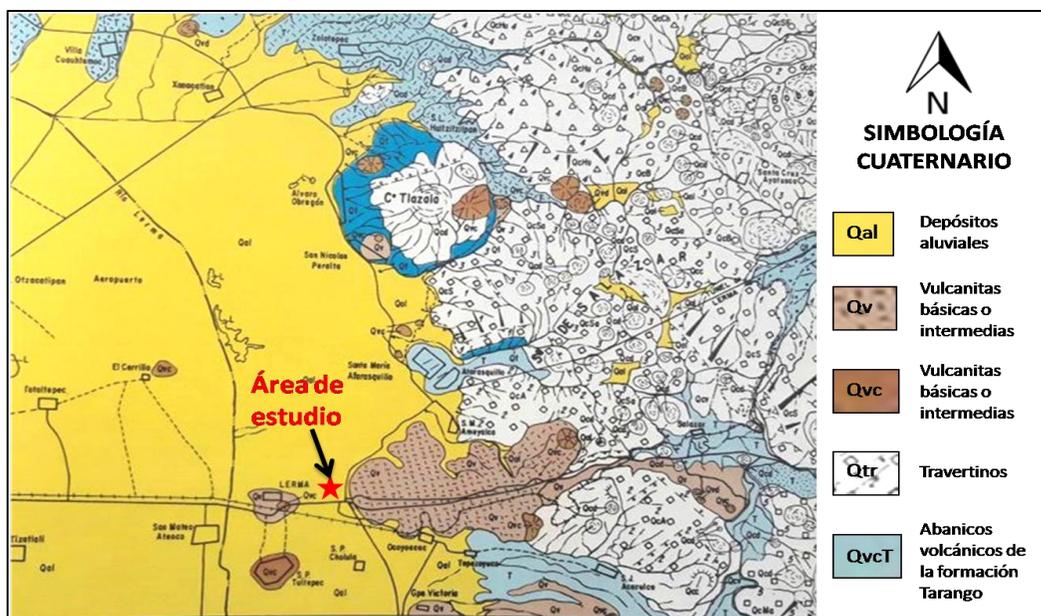


Figura 1.2 Localización de la zona de estudio en el nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla Mooser 1996.

Estudios de mecánica de suelos realizados a 35 m de profundidad en la zona de estudio muestran la caracterización geológica somera, donde se observa que los sedimentos arcillosos se encuentran desde 0 hasta 26 m, por debajo de esta unidad se observan sedimentos limo arenosos y limo arcillosos que van desde los 26 m hasta una profundidad indefinida. En la figura 1.3 se observa un perfil estratigráfico en dirección norte-sur generado a partir de 4 sondeos mecánicos realizados a una profundidad de 35 m.

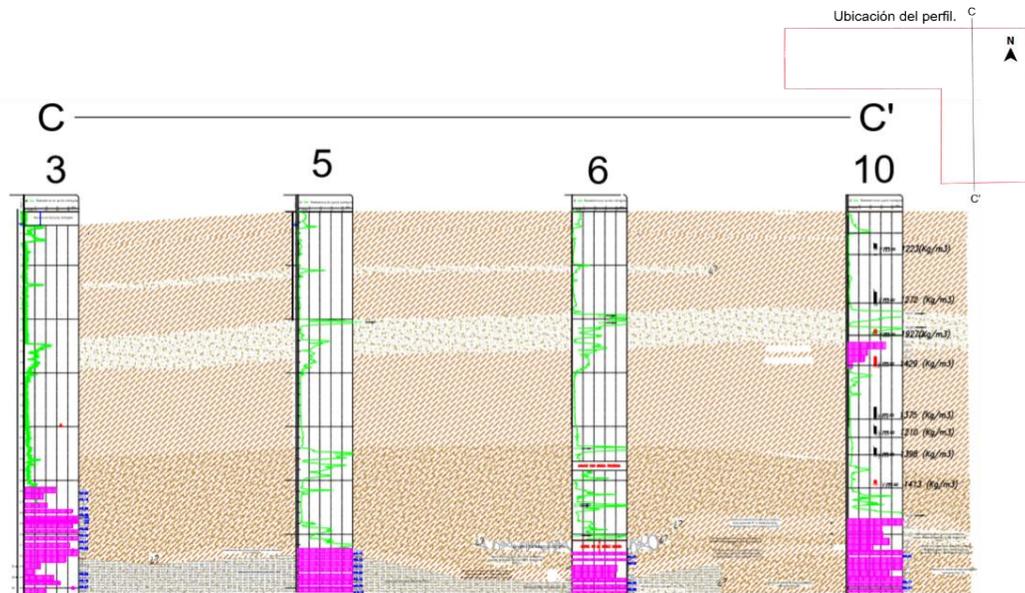


Figura 1.3 Perfil de correlación geológica realizada a partir de sondeos mecánicos donde se observa la composición estratigráfica en los primeros 25 m sedimentos arcillosos, subyaciendo los sedimentos arcillosos se observan sedimentos limo arenosos de mayor resistencia con respecto a los sedimentos arcillosos

2.- Marco teórico

2.1 Cocientes espectrales H/V

El cociente espectral H/V de registros de ruido sísmico ambiental ha sido utilizado frecuentemente en ingeniería para obtener el periodo fundamental del sitio. Existen tres interpretaciones del cociente espectral H/V a partir del contenido del tipo de ondas en el ruido sísmico ambiental. Para el primer caso, Nogoshi e Igarashi (1971) interpretan que el ruido sísmico predominan las ondas superficiales y concluyeron que se obtiene una buena correlación de la relación espectral H/V con el modo fundamental de las ondas de Rayleigh en sitios con alto contraste de impedancia.

También, existen tres interpretaciones del cociente espectral H/V a partir del contenido del tipo de ondas en el ruido sísmico ambiental. Para el primer

caso, Nogoshi e Igarashi (1971) interpretan que en el ruido sísmico predominan las ondas superficiales. Estos autores concluyen que se obtiene una buena correlación de la relación espectral H/V con el modo fundamental de las ondas de Rayleigh en sitios con alto contraste de impedancia.

La segunda interpretación se debe a Nakamura (1989,2000). Este autor se basa en la suposición de que el efecto de las ondas superficiales en el cociente espectral H/V puede ser "eliminado", de modo que en el resultado final, el cociente H/V está directamente relacionado con las ondas de cuerpo y con las funciones de transferencia para las ondas SH. Su primera explicación (Nakamura, 1989) se basa en tres supuestos fuertes y recibió muchas críticas por varios expertos (Kudo, 1995 citado en Bard, 1999), lo que llevó a una segunda explicación, ligeramente modificado (Nakamura, 2000).

La tercera interpretación se debe a Sánchez-Sesma et. al., (2011). Estos autores relacionan el cociente espectral H/V con la diagonal principal de la Función de Green cuando fuente y receptor coinciden. Esto bajo el supuesto que el campo de ondas en el ruido sísmico ambiental es difuso y contiene todo el tipo de ondas (P-SV SH Rayleigh y Love). A partir de la relación del cociente espectral H/V con las partes imaginarias de la función de Green se han desarrollado herramientas para invertir el cociente espectral H/V y obtener un perfil de velocidades asociado (Piña-Flores et al 2017, García-Jerez et al 2016)

2.2 Autocorrelación espacial SPAC

El Método de Autocorrelación Espacial (SPAC por sus siglas en inglés) fue propuesto por el Profesor Keti Aki (1957). El SPAC es una técnica de sísmica pasiva que se basa en el análisis de diversos registros de microtemores obtenidos al mismo tiempo en un arreglo circular de varias estaciones independientes. El objetivo de esta técnica es el cálculo de la velocidad de fase de las ondas de Rayleigh para cada frecuencia detectada en los

registros de ruido. Mediante un proceso de inversión de las curvas de dispersión de velocidad de fase de las ondas de Rayleigh, se puede estimar el modelo estructural de velocidades. El método parte del supuesto de que todos los microtremores están compuestos básicamente por ondas superficiales y que son estacionarios en el espacio y el tiempo.

De acuerdo con la metodología propuesta por Aki (1957), se deben instalar las estaciones en un arreglo circular, de tal forma que quede cubierto todo el azimut, sin olvidar colocar una estación al centro del círculo.

2.3 Análisis de Frecuencia-Numero de Onda F-K

La metodología de la Frecuencia-Número de Onda (F-K) es una de las técnicas que existe para el manejo de los registros de ondas superficiales obtenidos de los arreglos de sensores. La metodología se basa en la construcción de una curva de dispersión con base en la máxima respuesta del arreglo para cada frecuencia en particular, dentro del plano k_x - k_y , que corresponde a los números de onda en componentes x-y del plano horizontal del arreglo de sensores.

El método calcula la semblanza, como la razón entre la salida del arreglo (Beam Power) y la energía de entrada, ya que esta provee una medida de la energía que llega a un punto. En la práctica, la localización de la máxima semblanza (ocurrencia de máxima energía) se hace en el plano k_x - k_y , la cual provee una estimación de la velocidad y el azimut de las ondas que viajan a través del arreglo (Wathelet, 2007).

Mediante los tiempos de arribo de las ondas a los diferentes sensores del arreglo, se logra construir la máxima semblanza del mismo. El proceso, que es realizado para todo el rango de frecuencias, da como resultado la curva de dispersión del medio. En esta curva, los puntos obtenidos para las frecuencias altas brindan información de las capas más superficiales, mientras que las frecuencias bajas se necesitan para llegar a profundidades

mayores del medio. De esta forma, los arreglos de sensores con menor apertura de radio brindan información de frecuencias más altas, con lo que se logra caracterizar las capas más someras, y los arreglos con aperturas mayores generan mejor información de frecuencias bajas y a su vez capas más profundas.

2.4 Análisis Multicanal de Ondas Superficiales MASW

El Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW, por sus siglas en inglés) fue propuesto por Park y otros (Park *et al.*, 1999). Este método se usa para obtener la velocidad de fase de las ondas de Rayleigh las cuales se propagan a lo largo de la superficie desde el punto de impacto a los receptores utilizando una fuente activa. El método MASW considera que más de la mitad de la energía de las fuentes impulsivas se transforman en ondas Rayleigh. El campo de ondas grabado en un sismograma común puede ser transformado en una imagen que resalte el modo de oscilación fundamental de las ondas superficiales.

El procedimiento para aplicar la técnica de MASW consta de tres pasos:

- Adquisición de datos. Adquisición en campo de registros multicanal.
- Análisis de dispersión. Obtención de las curvas de dispersión de cada registro.
- Inversión. Cálculo de las variaciones de velocidad de onda cortante (V_s) con la profundidad en un perfil unidimensional que refleja la dispersión teórica más cercana a la curva de dispersión obtenida.

3 Adquisición y procesamiento de datos

3.1 Adquisición de Datos

La adquisición de registros de RSA se llevó a cabo con un acelerógrafo modelo K2 Altus Digital Recorder de manufactura Kinematics con una antena GPS. Se realizaron 14 registros independientes de RSA distribuidos espacialmente a lo largo de la zona de estudios. Además, se realizaron 4 arreglos circulares de 6 sensores con grabación simultánea con diámetro de 80 mts. El trabajo de campo para la prueba de SPAC consistió en el registro de vibración y/o ruido ambiental, con un tiempo de grabación de 2 horas, en un arreglo constituido por 6 sismómetros de banda ancha, dispuestos en una configuración radial de radio $r = 40$ m, con uno de los sismómetros situado en el centro del arreglo y los restantes ubicados alrededor del central. En la figura 3.1 se muestra el esquema de la distribución espacial de la adquisición de datos. También se muestra la disposición de 2 sondeos eléctricos Verticales en arreglo Schlumberger con $AB/2$ de 300 m. Cuyos resultados serán discutidos y confrontados en la sección 5.3.

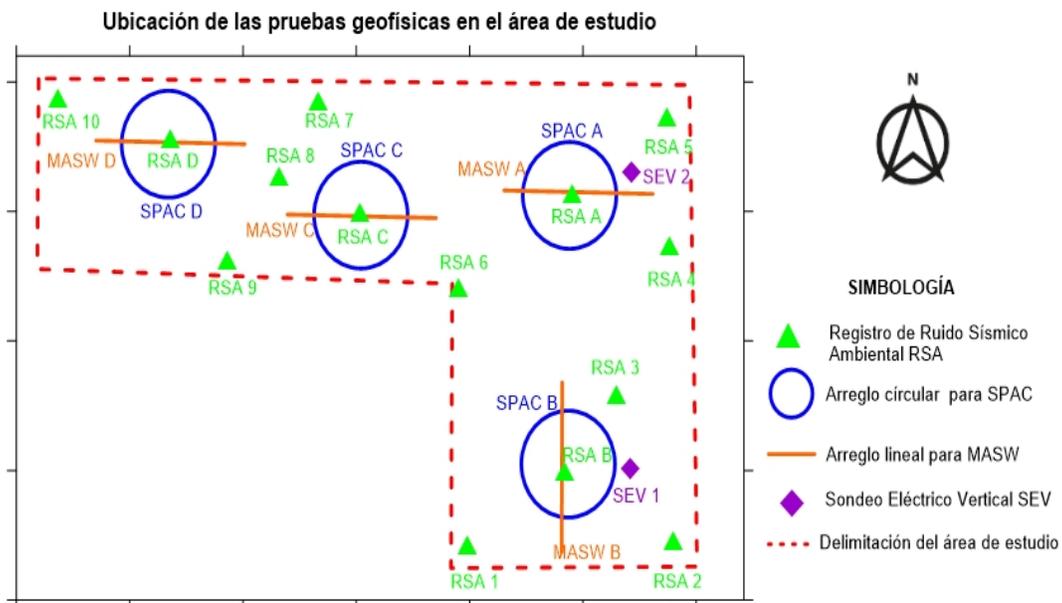


Figura 3.1 Localización de las pruebas geofísicas realizadas en la zona de estudio.

Además, se realizaron 4 tendido con un arreglo lineal de 24 geófonos utilizando el sismógrafo de manufactura GEOMETRIX de 24 canales. En la figura 3.2 se muestra un esquema del arreglo o tendido sísmico. El tendido posee una longitud de 120 m, donde se utilizaron 24 geófonos equiespaciados a 5 m, uno con respecto al otro en base a la horizontal. Se localizaron cinco puntos de tiro, cuatro laterales y otro más ubicado entre los geófonos 12 y 13. La fuente sísmica artificial que se utilizó, fue un marro de acero de 20 Lbs.

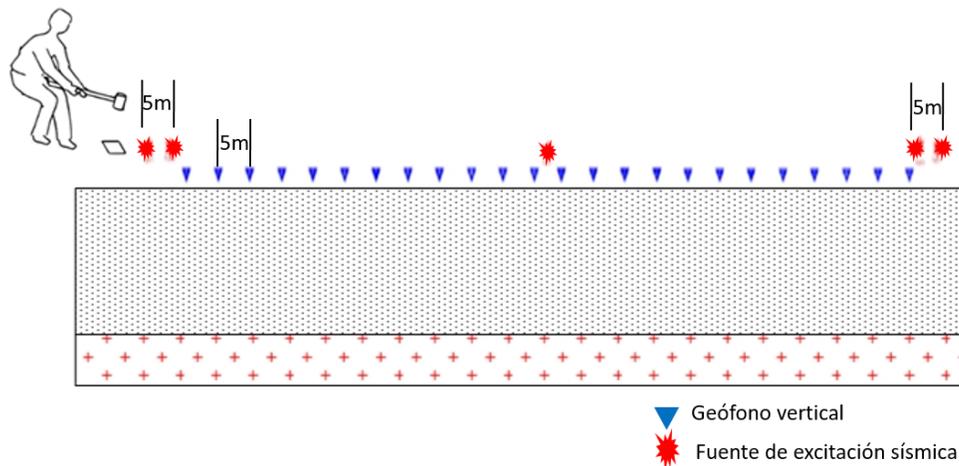


Figura 3.2. Arreglo sísmico utilizado en el proyecto para la adquisición de datos de MASW. Los geófonos se encuentran espaciados cada 5 m con sus respectivas fuentes para la generación de ondas sísmicas.

3.2 Procesamiento de datos cociente espectral H/V

El procesado de los datos de RSA para la obtención de los cocientes espectrales H/V se realizó basado en las correlaciones cruzadas intemporales (CCI); utilizando el software *HV-Process* (desarrollado por Piña-Flores J. 2018) el cual se basa en que el RSA es de carácter difusivo o cuasidifusivo. Las correlaciones cruzadas intemporales cruzadas tienen la ventaja de minimizar las fuentes transitorias o de alta energía que pueden afectar el cociente espectral, dando como resultado un cociente espectral

estable a lo largo de todo el registro sísmico. Los parámetros y procedimientos utilizados para realizar el cálculo de los cocientes espectrales H/V fueron los siguientes:

- Se utilizaron ventanas de 50 (s) traslapadas un 90%. Se calcula los espectros de potencia de las tres componentes y los suaviza utilizando la ecuación de suavizado de Konno y Ohmachi (1998).
- El cálculo de los cocientes H/V se realizó utilizando las siguientes ecuaciones:

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \frac{1}{n} \sum_{l=1}^n \sqrt{\frac{HE_l(\omega) + HN_l(\omega)}{V_l(\omega)}}$$

$$HE_l(\omega) = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n \left[|u_i^l(\omega) * u_i^m(\omega)| \right] \quad HN_l(\omega) = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n \left[|u_j^l(\omega) * u_j^m(\omega)| \right] \quad V_l(\omega) = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n \left[|u_k^l(\omega) * u_k^m(\omega)| \right]$$

$$\left[|u_i^l(\omega) * u_i^m(\omega)| \right]$$

$u_i^l(\omega)$ es el desplazamiento en dirección i para una ventana de tiempo l en el dominio de la frecuencia y n es el número de ventanas de tiempo

- Se calcularon los cocientes espectrales H/V para cada ventana y se obtuvo el promedio con el fin de estimar la frecuencia fundamental (f_0) y su desviación estándar, así como el valor de la amplitud (A_0) correspondiente a f_0 .

La Figura 3.3. En el panel superior muestra el cociente espectral H/V de ruido sísmico ambiental para la estación (RSA 8) obtenido a partir del procesamiento de la forma tradicional (per ejemplo Geopsy®) donde se aprecia que la amplitud, para algunas ventanas, llegan a ser del orden de 40 (figura 3.3-1a). Además el cociente no se muestra estable durante todo el

tiempo de registro fluctuando las amplitudes en un rango de 10 a 40 (figura 3.3-3a). Por otro lado, el cociente espectral H/V obtenido mediante la CCI del RSA, permite minimizar el efecto de las señales transitorias o de fuentes de alta energía, estabilizando las ventanas con amplitudes en un rango de 15 a 25, presentando una menor desviación estándar (figura 3.3-1b)

Estos cocientes determinaron las frecuencias características del sitio o el periodo dominante. A partir de los resultados del cociente espectral se observa que la frecuencia característica de la zona de estudio varían en un rango de 0.79(s) a 1.30(s). En la Tabla 3.1 se muestran los valores de la frecuencia característica para el sitio de estudio.

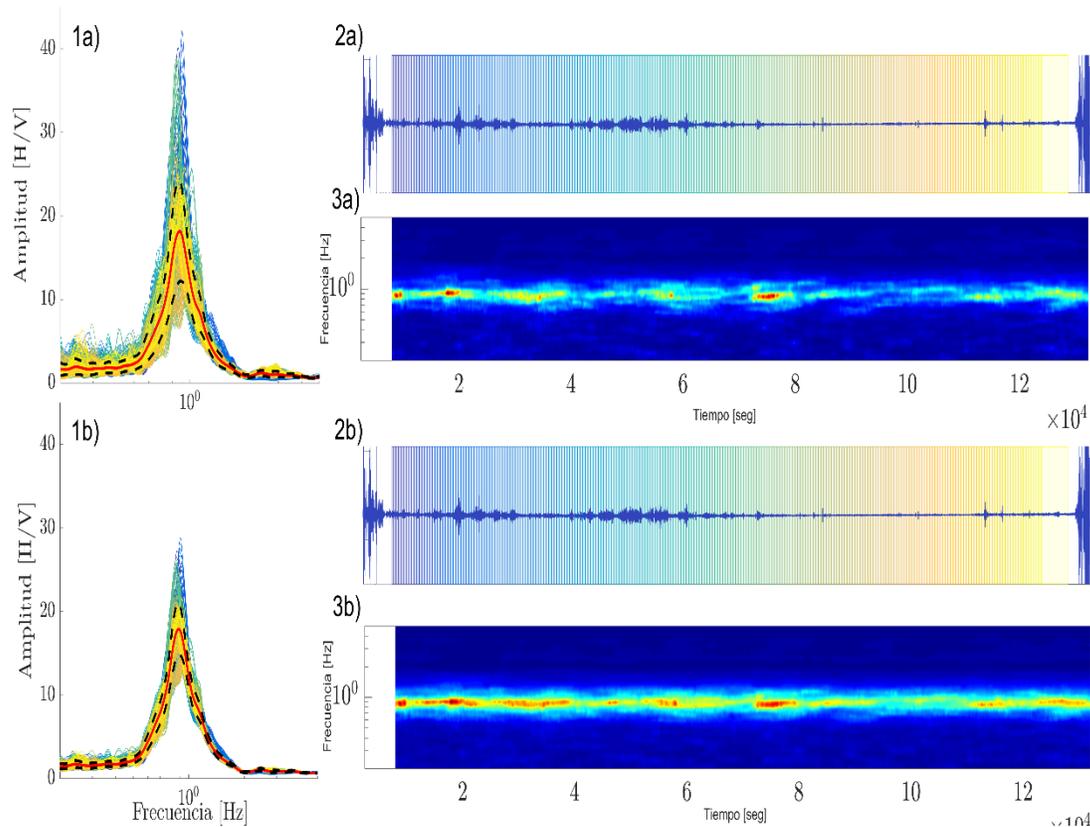


Figura 3.3. Panel 1a) Cociente espectral H/V obtenido por la forma tradicional Geopsy®). Panel 2a) y 3a) HV-grama de frecuencia contra tiempo, donde se observa que la frecuencia de la máxima amplitud del H/V no constante a lo largo del registro. Panel 1b) Cociente espectral H/V obtenido mediante CCI. Panel 2a) y 3a) HV-grama de frecuencia contra tiempo, donde se observa que la frecuencia de la

máxima amplitud del H/V es constante a lo largo del registro.

Con los resultados de los cocientes espectrales H/V, se construyó un mapa de isoperíodos del sitio (ver figura 3.4), en donde se observa la variación espacial de los valores del periodo dominante, el cual se encuentra en un rango entre 0.65 y 1.4 s; valores característicos de una zona de transición y lago pertenecientes a materiales lacustres y aluvión.

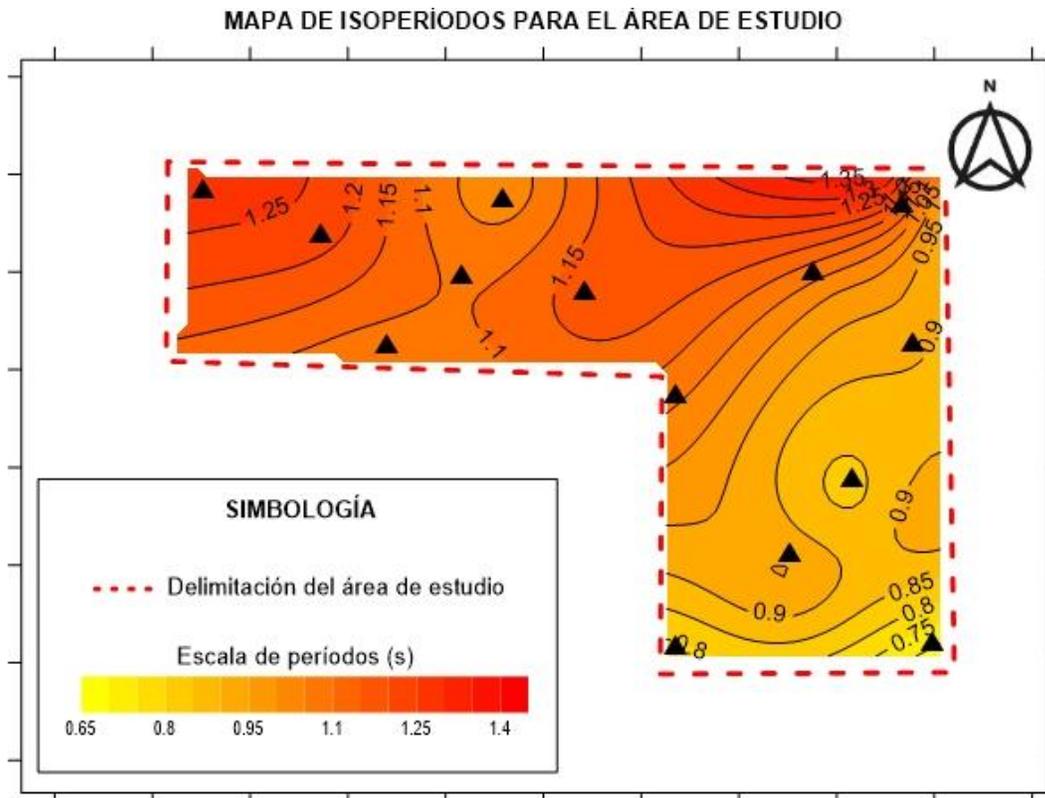


Figura 3.4. Mapa de Isoperíodos generado a partir del análisis de cocientes espectrales H/V.

3.3 Procesamiento de datos Autocorrelación Espacial SPAC

El procesamiento del método SPAC se realizó con el software de uso libre Geopsy (Wathelet, 2002). A partir de los datos de RSA se calcula los

coeficientes de Auto-correlación entre pares de estaciones. Posteriormente, con un método de inversión, se calcula la curva de dispersión de velocidad de ondas Rayleigh. Esta curva de dispersión se invierte para estimar el perfil unidimensional de velocidades de onda de corte V_s . La metodología para el procesamiento de RSA aplicando SPAC se describe a continuación:

- Análisis de la componente vertical de cada estación.
- Cálculo de los coeficientes de autocorrelación para cada arreglo de estaciones a partir de ventanas de tiempo con una longitud de 120 seg con un traslape al 50%.

Posteriormente, se calculó el promedio de los coeficientes de autocorrelación para cada arreglo con su respectiva desviación estándar. A partir de las curvas de coeficientes de autocorrelación espacial promedio se calcula el diagrama de dispersión de velocidad de fase para las ondas Rayleigh, el cual permite seleccionar y extraer (manual o automáticamente) los datos de la curva de dispersión de velocidad de las ondas Rayleigh. La figura 3.5 muestra el diagrama de dispersión obtenido para el arreglo B junto con las curvas de coherencia obtenidas para los anillos propuestos. Para fines de este trabajo, se asume que la curva de dispersión seleccionada corresponde al modo fundamental de las ondas de Rayleigh. Esta selección lleva un control de calidad que se explicará más adelante.

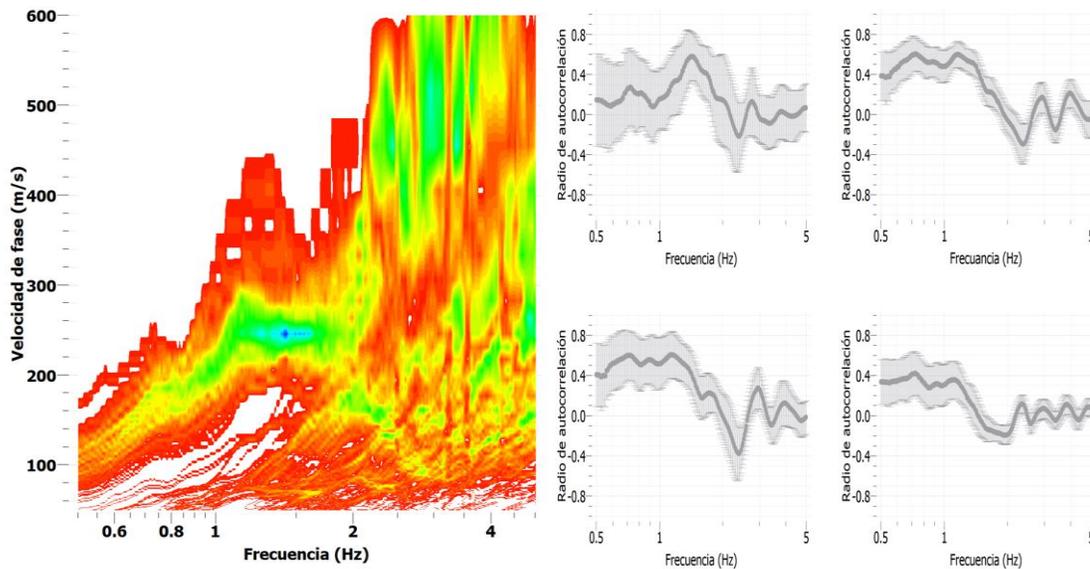


Figura 3.5. Diagrama de dispersión. El panel izquierdo muestra el diagrama de dispersión obtenido a partir de la inversión de los coeficientes de correlación. El panel derecho muestra los coeficientes de correlación para cada par de anillos propuestos.

3.4 Procesamiento de datos Frecuencia número de Onda F-K

El procesamiento del método FK se realizó con el software de uso libre Geopsy (Wathelet, 2002). El método asume que frentes de ondas planas atraviesan el arreglo que se ubica en la superficie del suelo. Considerando una onda de frecuencia f con una dirección de propagación y una velocidad conocidas (o los números de onda equivalentes K_x y K_y a lo largo de los ejes horizontales X y Y), los tiempos de arribo son calculados en todos los sensores según su ubicación y las fases de los registros son cambiadas según los tiempos de retardo. La respuesta del arreglo es calculada sumando las señales transformadas al dominio de la frecuencia.

Si las ondas viajan con velocidad y dirección específicas, todas las contribuciones se acumularán constructivamente, resultando un arreglo de gran salida o respuesta. La localización de esta máxima salida en el plano del número de onda K_x y K_y , generando histogramas para cada frecuencia

Teniendo en cuenta los histogramas para cada frecuencia se calcula

una función de densidad de probabilidad para valores de lentitud para cada banda de frecuencia individual. Para poder producir la función de densidad de probabilidad a partir de la re-normalización de un histograma agrupado se establecieron los límites de velocidad siendo 50 m/s el límite inferior y 500 m/s el límite superior. En la figura 3.7 se observa el diagrama de dispersión para el arreglo A.

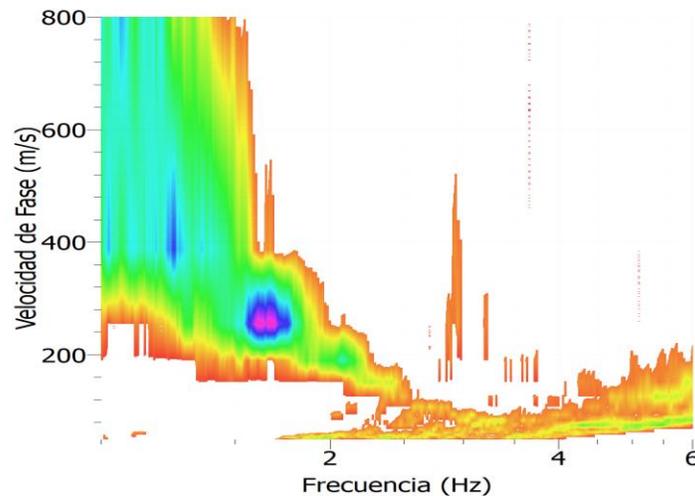


Figura 3.7. Diagrama de dispersión obtenido a partir de la técnica de Análisis Frecuencia número de onda para el arreglo A.

3.5 Procesamiento de datos Análisis Multicanal de Ondas Superficiales MASW

El procesamiento de los datos de sísmica con fuente activa aplicando la técnica de MASW se utilizó el software Geopsy para extraer las curvas de dispersión de las ondas Rayleigh. Esta técnica realiza una transformada en el dominio del espacio para obtener una función dependiente del número de onda k , posteriormente calcula la velocidad de fase y finalmente despliega las curvas de dispersión. De las curvas de dispersión de ondas Rayleigh se

obtiene un promedio y de esta forma la curva de dispersión representativa. La curva de dispersión promedio y/o representativa es invertida para obtener el perfil unidimensional de onda de corte.

- Definimos 5 y 100 m como la distancia a mínima y máxima de la fuente al receptor. Esto permite excluir señales cercanas al disparo de origen. Utilizamos los 2 s de registro para el análisis de MASW.
- Al aplicar la transformada se genera un diagrama de dispersión teniendo frecuencia en el eje X y la velocidad de fase de las ondas Rayleigh en el eje Y (figura 3.7)

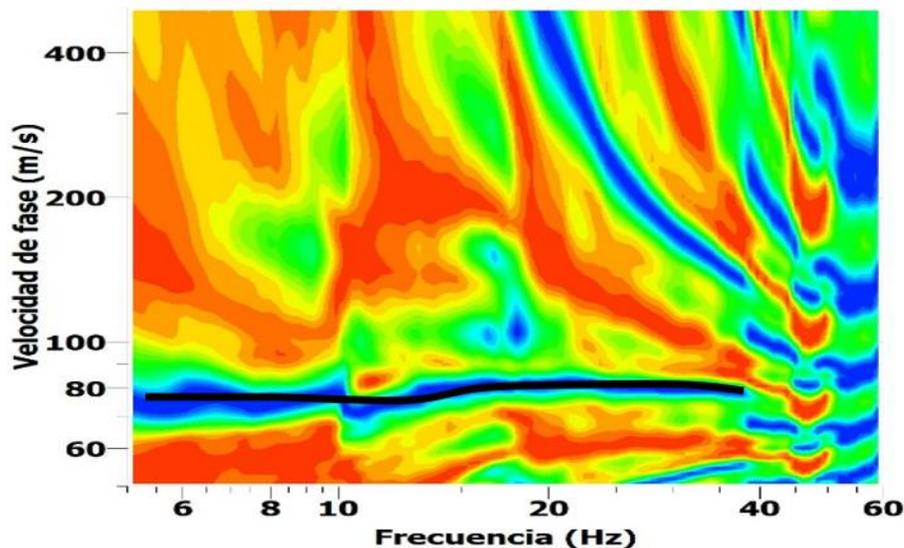


Figura 3.7. Diagrama de dispersión obtenido a partir de la técnica de Análisis Multicanal de Ondas superficiales para el arreglo MASW B.

4 Integración de Resultados

4.1 Criterio de selección de la curva de dispersión del modo fundamental

En los diagramas de dispersión obtenidos mediante las diferentes métodos dispersivos (e. i. f-k, SPAC, MASW), las bandas de alta energía en la imagen de dispersión se interpretan como curvas modales de dispersión (Shuangxi 2009). Los

múltiples modos de dispersión para un medio estratificados pueden reproducir curvas efectivas de dispersión (Tokimatsu *et al.* 1992). Además, los efectos de osculación y/o efectos de modos múltiples se presentan cuando el medio de propagación tiene un contraste alto de impedancia y/o zonas de baja velocidad (Tokimatsu *et al.* 1992) La resolución de los diagramas de dispersión puede aumentar el grado de dificultad para distinguir los diferentes modos cuando hay efectos de osculación o múltiples modos, por lo cual causará una errónea identificación del modo fundamental y dará lugar a las curvas efectivas de dispersión (Zhang & Chang 2009). En consecuencia, si se extrae una errónea curva efectiva de dispersión, conducirá a una sobreestimación de la velocidad de la onda S y el error en la profundidad durante la inversión, si es que se consideran estas curvas efectivas como curvas modales (Gao *et al.* 2016).

Para mitigar el problema de la identificación de la curva de dispersión del modo fundamental, Piña flores *et al.*(2019) proponen utilizar el cociente espectral H/V. Estos autores señalan la relación entre estas dos curvas puede ser resumida siguiendo los pasos descritos a continuación:

- 1.- Los puntos de inflexión y críticos de las curvas de dispersión pueden ser guías para distinguir el modo fundamental de los modos superiores. Este punto es de gran ayuda al momento de visualizar las curvas de dispersión y ubicar los modos fundamentales y superiores.
2. Las frecuencias que correspondan a los puntos de inflexión y a los puntos críticos de la velocidad de grupo de la curva de dispersión del modo fundamental, son cercanos a las frecuencias fundamentales del espectro H/V.
3. El efecto de osculación entre el modo fundamental y el modo superior se encuentra entre las frecuencias de los picos principales y los siguientes mínimos de la relación espectral H / V.
- 4.-La banda con un posible efecto de los múltiples modos es localizado entre las frecuencias de los picos principales y los picos mínimos subsecuentes de la relación

espectral H/V.

5. La amplitud de los picos principales de la relación espectral H/V incrementa en proporción del aumento de la curva de velocidad de fase.

En este trabajo se utiliza el cociente H/V para identificar el modo fundamental de las ondas de Rayleigh. En la figura 4.1 se muestra en ejemplo del diagrama de dispersión para el arreglo "A" identificando el modo fundamental. En el panel superior se muestra el diagrama de dispersión conjunta con las tres técnicas de ondas superficiales: SPAC (Azul); F-K (Verde) y MASW (Rojo). Entre las frecuencias del mínimo (2 Hz) y máximo (0,9 Hz) pico del cociente espectral H/V se observa el efecto de osculación (círculo rojo) entre el modo fundamental y el 1er modo superior. Además, en este rango de frecuencias se observa el efecto de modos múltiples (cuadro amarillo). Las líneas de color lila representan los modos superiores de las ondas de Rayleigh obtenidas a partir del perfil de velocidades mediante la inversión simultánea de la curva de dispersión del modo fundamental y el cociente espectral H/V.

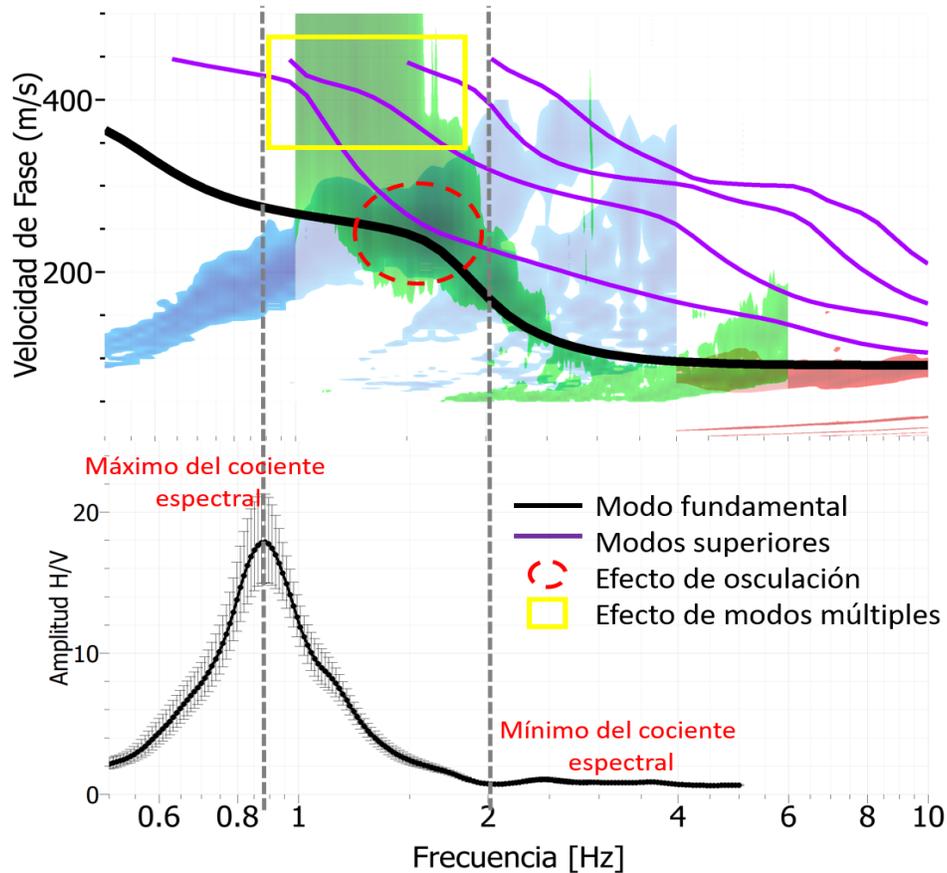


Figura 4.1. Identificación del modo fundamental de las ondas de Rayleigh para el Arreglo A. Conjunto de diagramas de dispersión con las diferentes técnicas de ondas superficiales (Panel superior). Cociente espectral H/V. Entre las frecuencias del mínimo y máximo pico del cociente son indicadores de las posibles zonas de osculación y efecto de múltiples modos de las curvas de dispersión de las ondas de Rayleigh.

4.2 Integración de resultados de métodos dispersivos

Al observar los resultados obtenidos para cada una de las técnicas dispersivas, es notorio que las curvas de dispersión de velocidad de fase se observan en diferentes rangos de frecuencias. Es decir, la curva de dispersión utilizando la técnica de SPAC se encuentra en un rango que va desde 0.9 Hz hasta 2 Hz, mientras que para la curva de dispersión obtenida mediante el método F-K se encuentra en un rango que

va desde los 2 Hz hasta los 6 Hz. Por otro lado, la curva de dispersión generada a partir del MASW se localiza en el rango de frecuencias de 6 Hz hasta 40 Hz (figura 4.2).

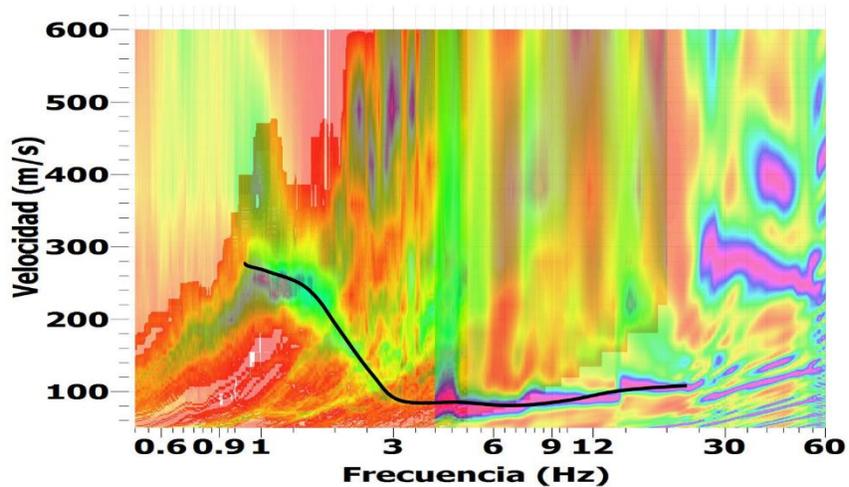


Figura 4.2. Diagrama de dispersión Complementario para el arreglo A

Los métodos de SPAC y F-K se consideran técnicas de sismica pasiva porque se basan en el análisis de datos de ruido sísmico ambiental, mientras que el MASW es un método sísmico activo porque el medio de propagación es excitado mediante una fuente sísmica artificial, Sin embargo, al ser estos métodos dispersivos, (que su análisis parte de la dispersión de ondas superficiales) se pueden conjuntar para obtener una curva de dispersión robusta.

4.3 Inversión simultánea de la Curva de dispersión y el cociente H/V

La curva de dispersión, obtenida mediante la combinación de los métodos dispersivos, muestra que está en un rango de frecuencia entre 0.9 Hz a 40 Hz, En la figura 4.4 se muestra en color azul la curva que pertenece a la técnica de SPAC, mientras que en color verde corresponde al método F-K y en rojo a la técnica de MASW. El proceso de inversión se realizó con el programa *H/V-Inv* (http://www.ual.es/GruposInv/hv-inv/download/HVInv_2,5_WIN64.zip 17/09/2019), el cual genera un conjunto de curvas de dispersión teóricas a partir de perfiles de velocidad, las cuales son comparadas con las curvas de dispersión

observadas calculando un valor de ajuste (misfit) (figura 4.5). Este proceso se realizó para las cuatro curvas de dispersión observadas a partir de la combinación de los métodos dispersivos.

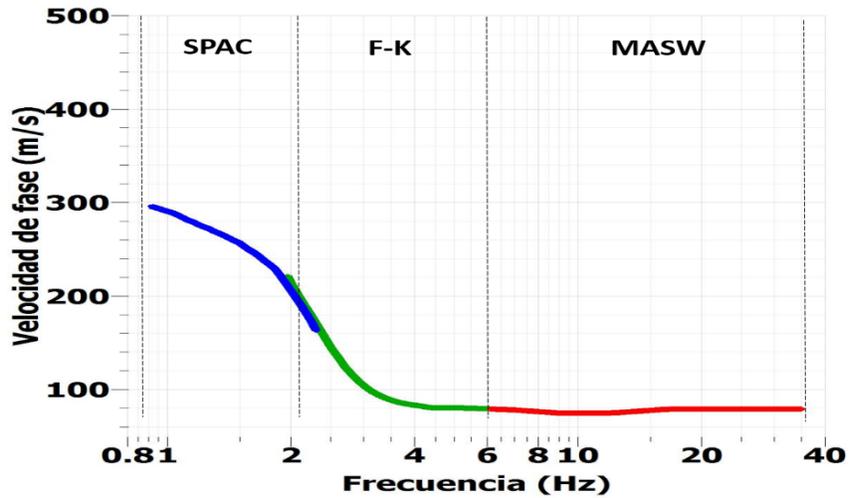


Figura 4.4. Curva de Dispersión Complementaria con los métodos de ruido sísmico (SPAC-FK) y el método activo (MASW) para el arreglo A

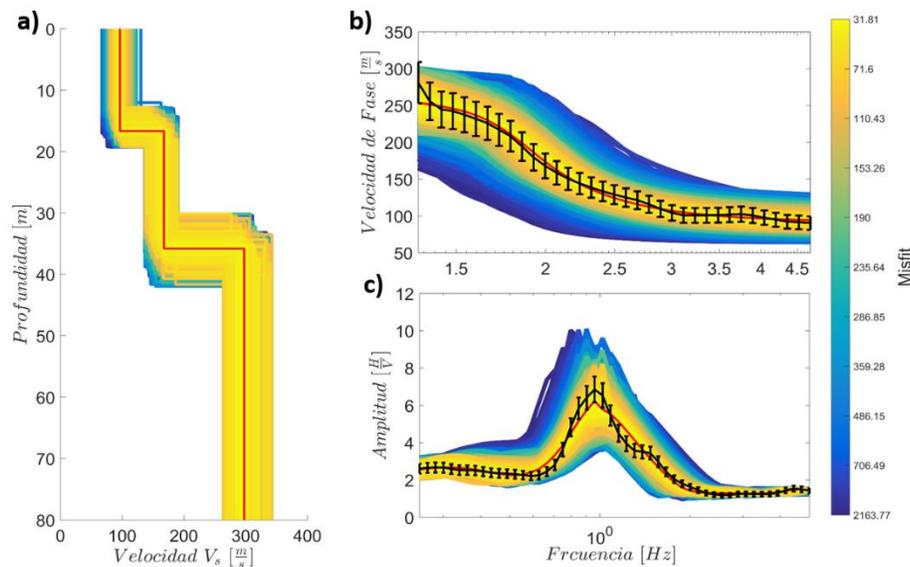


Figura 4.5. Modelo de velocidad de onda de corte (panel a) obtenido a partir de la inversión conjunta entre la curva de dispersión de las ondas de Rayleigh (panel b) y el cociente espectral H/V (panel c)

Los perfiles de velocidades 1D, resultado de la inversión, ponen en evidencia la presencia de tres unidades sismoestratigráficas; la primera unidad (U1) presenta un espesor de 18 m y 180 m/s de velocidad promedio de onda de corte para la zona sur del área de estudio; para la zona norte se observa que la unidad uno puede ser dividida en dos unidades, la U1 con espesor de 17 m y velocidad de onda de corte de 90 m/s y la U1b que se observa a partir de los 17 m hasta los 35 m con velocidad promedio de onda S de 160 m/s. La segunda unidad sismoestratigráfica (U2) muestra un espesor de 40 m en la parte sur de la zona de estudio y espesor indefinido en la porción norte, con velocidad de onda de corte en un rango de 300 a 350 m/s.

Finalmente la unidad (U3) se observa a partir de los 60 m en la parte sur del predio mientras que en la zona norte no se observa la presencia de esta unidad, y presenta velocidad de onda de corte de 800 m/s siendo esta capa considerada como basamento geotécnico. En la figura 4.6 se muestra de lado izquierdo el modelo unidimensional de velocidad de onda S para el arreglo B obtenido a partir de la inversión conjunta al compuesto por el SPAC B, FK B, MASW B y RSA B siendo este un modelo representativo para la zona Sur. De lado derecho el modelo 1D de velocidad de onda S para el arreglo A obtenido a partir de la inversión conjunta al compuesto por el SPAC A, FK A, MASW A y RSA A tomando este perfil como un modelo representativo de la zona Norte.

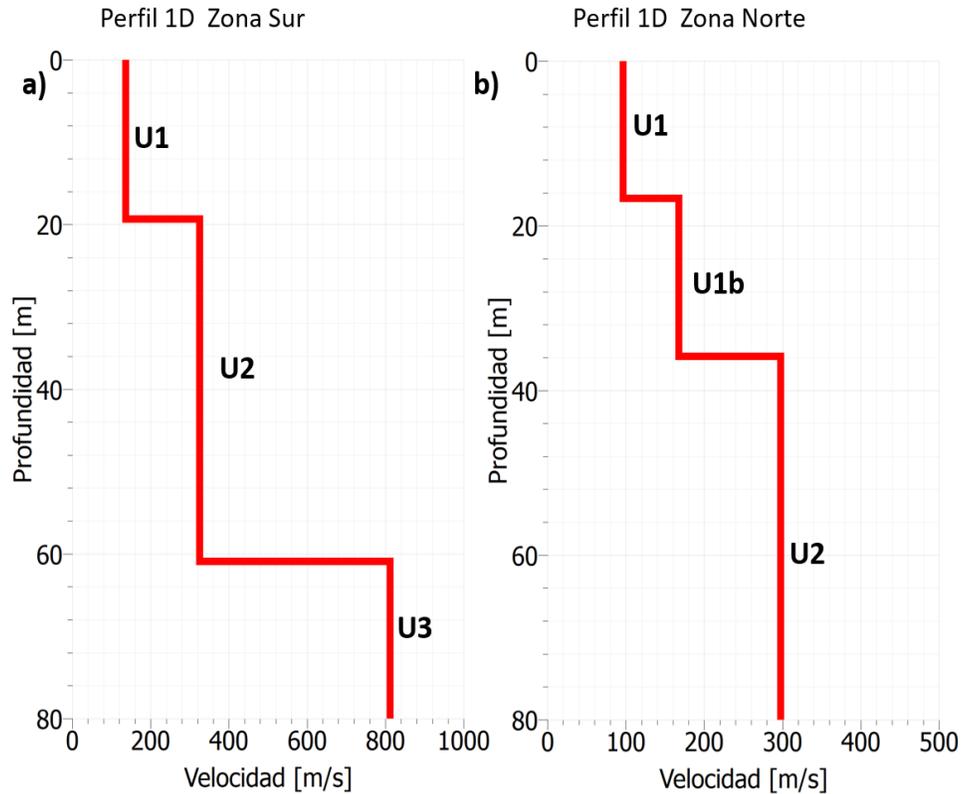


Figura 4.5. Perfiles 1D de velocidad de onda de corte. Perfil representativo de la zona Sur (panel a) perfil representativo de la zona norte (panel b).

5 Generación del modelo de velocidad Vs en 3D

5.1 Inversión de Cocientes Espectrales H/V

A partir de los resultados obtenidos para los cuatro arreglos de SPAC-FK-MASW se obtuvieron perfiles unidimensionales los cuales sirven de modelo inicial para hacer la inversión de los cocientes espectrales aledaños a cada arreglo. En la tabla 5.1 se muestran los arreglos que dieron el modelo semilla y con qué estación de RSA se relacionaron para la inversión de los cocientes espectrales. La inversión de los cocientes espectrales se realizó con HV-INV obteniendo el mejor ajuste para la determinación de los perfiles unidimensionales de velocidad de onda de corte (V_s) teniendo una

profundidad máxima de investigación de 80 m. En la figura 5.1 se muestra la inversión del cociente espectral de la estación #1 y el perfil de velocidad de onda S obtenido, mostrando en rojo el mejor ajuste.

Tabla 5.1. Arreglos que dan origen al modelo inicial para la inversión de los cocientes espectrales

Arreglo	Cociente espectral		
Arreglo A	RSA 4	RSA 5	
Arreglo B	RSA 1	RSA 2	RSA 3
Arreglo C	RSA 6	RSA 7	RSA 8
Arreglo D	RSA 9	RSA 10	

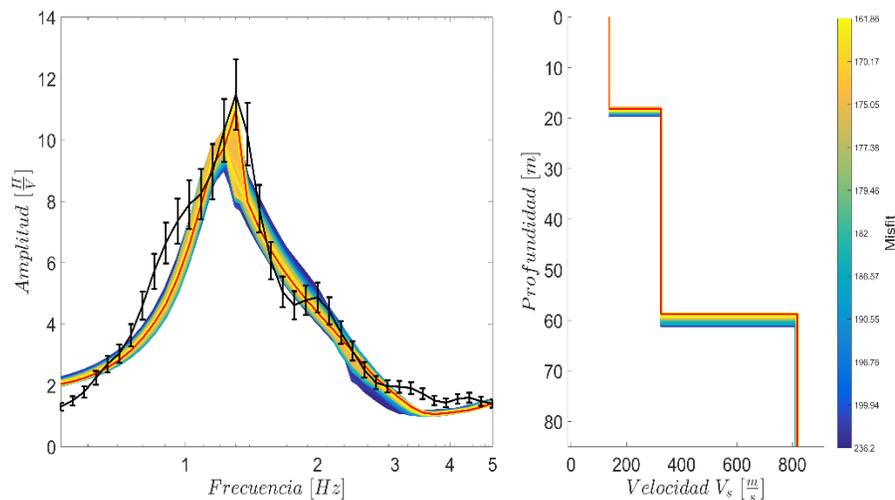


Figura 5.1. Inversión del cociente espectral H/V. Panel izquierdo Curva del cociente espectral H/V y mejores ajustes. Panel derecho perfil 1D de velocidad de onda de corte (VS)

5.2 Modelo 3D de velocidad de onda de Corte (Vs)

Al tener los 14 perfiles unidimensionales de velocidad de onda de corte fue posible integrarlos e interpolarlos para generar un modelo 3D. El método de interpolación usado fue Kriging, cabe mencionar que algunos datos en la frontera de tu modelo son producto de la extrapolación y no son confiables,

la figura 5.2 muestra el modelo 3D con profundidad máxima de investigación de $Z=80$ m, donde se observa que la distribución de la primer unidad con velocidades de onda de corte menores a 200 m/s asociada a los sedimentos arcillosos es parcialmente uniforme, y se observan desde superficie hasta 25 m de profundidad aproximadamente. La unidad con velocidad de onda S en un rango de 200 a 450 m/s muestra un incremento en espesor con tendencia al norte esto se observa de mejor manera en la figura 5.3 la cual muestra el corte de la sección A-A'. La unidad asociada al basamento geotécnico es decir velocidad de onda de corte superior a los 720 m/s se observa a partir de los 60 m en la parte sur, mientras que en la zona norte no se aprecia esta unidad, esto se observa de mejor manera en la imagen 5.5 la cual es una vista en planta para un corte realizado en $Z=60$ m.

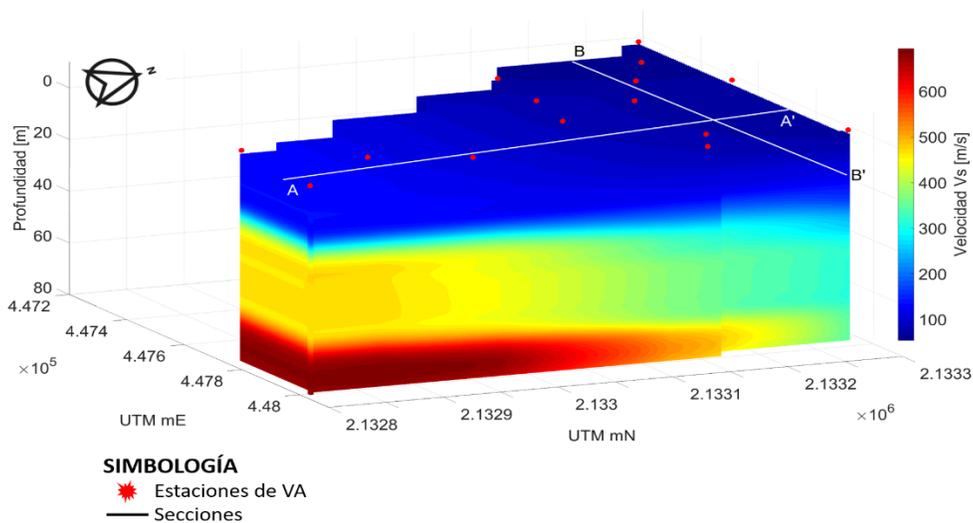


Figura 5.2. Estructura de velocidad de onda de corte en modelo 3D

El perfil de velocidades de onda de corte correspondiente a la sección A-A' tiene dirección S-N y profundidad de investigación de 80 m (figura 5.3), es paralelo a la sección estratigráfica C-C' (figura 1.3) cuya profundidad de investigación es de 35 m, lo que permite correlacionar la unidad que presenta velocidades de onda S menores a 200 m/s con los sedimentos arcillosos que

se mencionan en el perfil estratigráfico. Por otra parte, a partir de los 25 m de profundidad y hasta los 60 m en la zona Sur se observa la unidad con valores de velocidad de onda de corte en un rango de 200 a 450 m/s que puede ser asociada a una litología probable de sedimentos limo arenosos y limo arcillosos; esta unidad presenta un espesor indefinido en la zona Norte. A partir de 60 m tenemos la unidad con velocidad promedio de onda S mayor a 720 m la cual es considerada como el basamento geotécnico, el cual no es observado en la zona norte evidenciando que el espesor de material menos compacto es mayor en esta zona.

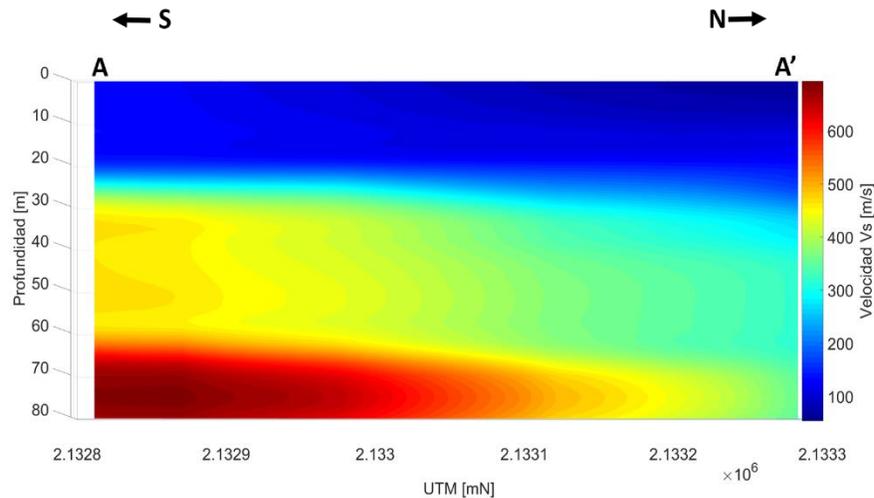


Figura 5.3. Perfil de velocidades de onda de corte de la sección A-A' con dirección S-N

El perfil de velocidad de onda se para la sección B-B' (figura 5.4) se puede resumir en la presencia de dos unidades sismoestratigráficas con distribución regular, al igual que la sección A-A' la primer unidad presenta velocidades de onda S menores a 200 m/s y se observa desde superficie y hasta los 30 m aproximadamente, a partir de los 30 m de profundidad hasta una profundidad indefinida se observa la unidad con valores de velocidad de onda de corte en un rango de 200 a 450 m/s a lo largo de toda la sección.

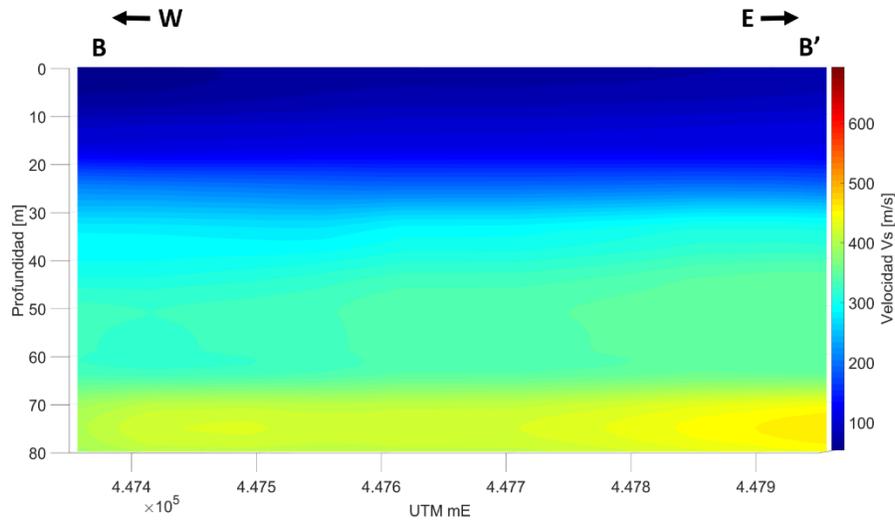


Figura 5.4. Perfil de velocidades de onda de corte de la sección B-B' con dirección W-E

La figura 5.5 muestra la vista en planta de un corte realizado a los 60 m de profundidad donde observamos que la velocidad de onda de corte tiene un decremento en dirección Norte, lo cual es indicativo que el basamento geotécnico se encuentra a mayor profundidad en la zona Norte. Comparando este corte con respecto al mapa de isoperiodos generado en el capítulo 3.2, se observa que los periodos son más cortos en la zona Sur y más largos en la zona Norte confirman que el espesor de los materiales arcillosos y limo arenoso tiende a ser mayor en la porción Norte de la zona de interés.

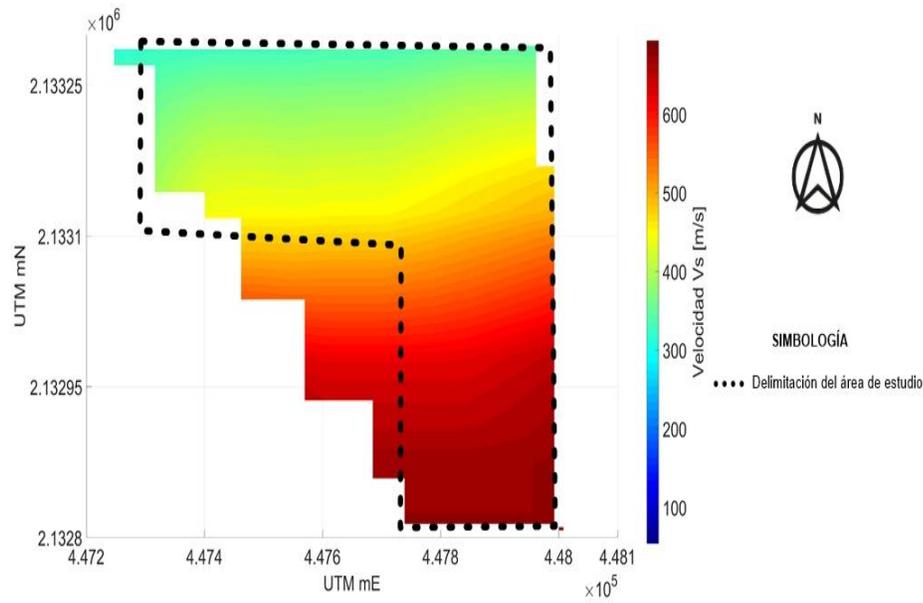


Figura 5.5. Distribución lateral de la velocidad de onda de corte V_s a una profundidad de 60 m.

5.2 Confrontación con secciones de SEV

A fin de validar los resultados obtenidos de la prospección sísmica en la figura 5.6 y 5.7 se muestran los perfiles geoelectricos SEV 1 y SEV 2 respectivamente obtenidos a partir de los arreglos Schlumberger. Haciendo un análisis entre las secciones geosísmicas y geoelectricas en la figura 5.6 se observa que la unidad U1 presenta a valores menores a $30 \Omega \text{ m}$ y tiene un espesor aproximado de 25 m y se asocia a materiales arcillosos por su baja resistividad, a partir de los 25 m y hasta los 60 m se observa la unidad dos con valores de resistividad en un rango de 30 a $90 \Omega \text{ m}$ por estos valores de resistividad se asocia a materiales limo-arcillosos y limo-arenosos. Por debajo de los 60 metros se observa una unidad altoresistiva que se asocia a materiales más compactos.

En la figura 5.7 correspondiente al perfil geoelectrico se observa la primera unidad hasta la profundidad de 30 m con valores de 30 a $100 \Omega \text{ m}$ asociado a materiales de relleno heterogéneo y materiales de depósito lacustre. La unidad dos muestra valores de resistividad en un rango de 20 a $70 \Omega \text{ m}$

asociada a materiales limo-arcillosos y limo-arenosos, es espesor de esta unidad esta indefinido por esta metodología.

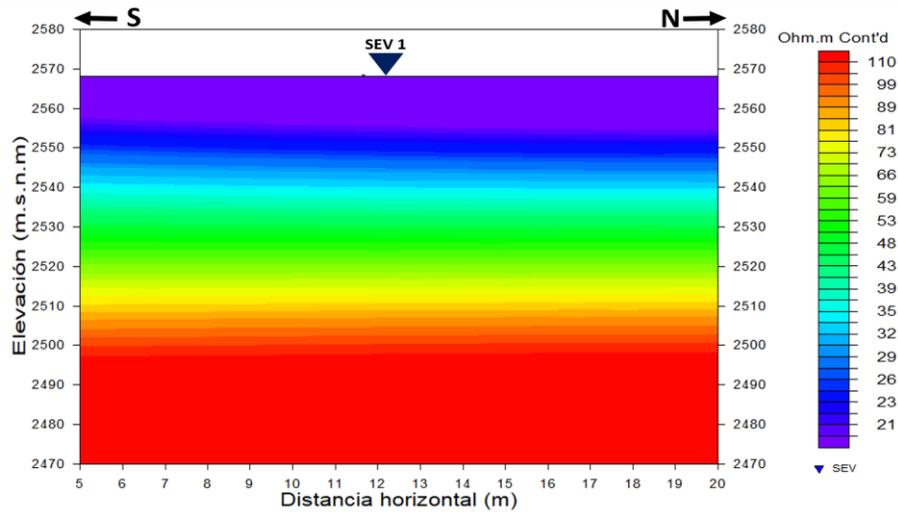


Figura 5.6. perfil geoelectrico obtenido a partir del sondeo electrico vertical SEV 1 con profundidad de investigacion de 100 m

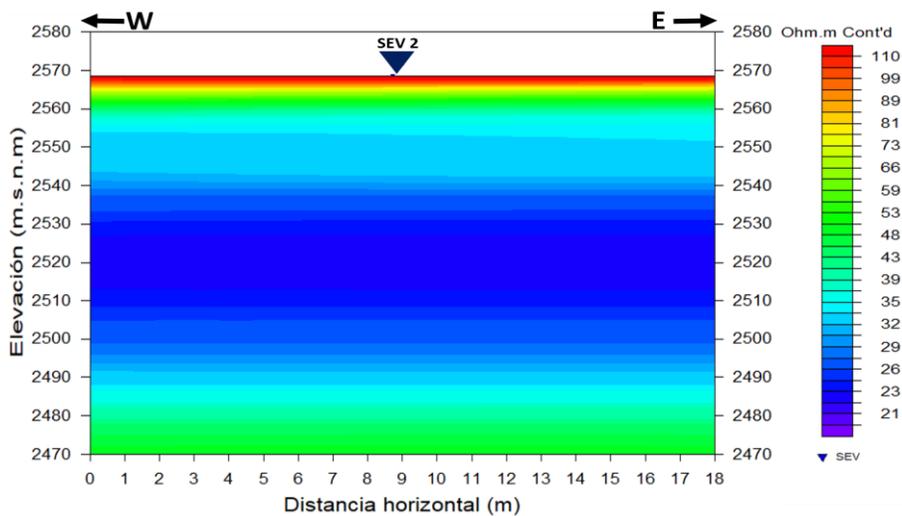


Figura 5.7. perfil geoelectrico obtenido a partir del sondeo electrico vertical SEV 2 con profundidad de investigacion de 100 m

6 Conclusiones y recomendaciones

Las conclusiones y recomendaciones que se derivan de este estudio son:

1. La geología planteada a partir de los sondeos mecánicos indica que la zona de estudio se encuentra asentada sobre sedimentos arcillosos en los primeros 30 m; depósitos aluviales del cuaternario (Mooser, 1996).
3. El análisis de los cocientes espectrales H/V permitió generar un mapa de isoperiodos que muestra que los periodos cortos (menores a 1 s) están presentes en la zona sur, y los periodos largos (mayores a 1 s) en la zona norte del área de estudio.
4. La aplicación de los diferentes métodos de análisis de dispersión de ondas de Rayleigh, resulta ser un excelente complemento para obtener una curva de dispersión robusta en un rango de frecuencias mayor al que se obtendría separando los métodos.
5. La inversión conjunta de la curva de dispersión de las ondas de Rayleigh y el cociente espectral H/V permite resolver una profundidad mayor de investigación (80 m para este trabajo). El proceso de inversión conjunta mitiga el problema de la no-unicidad si solo se considera el perfil 1D más representativo del sitio.
6. Al generar modelos iniciales a partir de los arreglos invertidos en conjunto, fue posible estimar los mejores modelos para la inversión de los cocientes espectrales, permitiendo tener perfiles 1D de velocidad de onda de corte distribuidos en toda la zona de interés.
7. El modelo 3D de Vs muestra una confiable distribución lateral y en profundidad de velocidad. Los datos localizados en los límites de la zona de interés, son producto de la extrapolación por lo que no son tan confiables, para reducir la incertidumbre en la frontera se recomienda la colocación de más estaciones.

8. Se observa que la distribución de la primera unidad con velocidad promedio de onda de corte menor a 200 m/s, asociada a los sedimentos arcillosos, es parcialmente uniforme, y se observan desde superficie hasta 25 m de profundidad aproximadamente. La unidad con velocidad de onda S en un rango de 200 a 450 m/s muestra un incremento en espesor con tendencia al norte. La unidad asociada al basamento geotécnico es decir velocidad de onda de corte superior a los 720 m/s se observa a partir de los 60 m de profundidad en la parte sur, mientras que en la zona norte no se aprecia esta unidad.

9. Se detectó el basamento geotécnico a profundidad de 60 m en la zona Sur, mientras que en la zona norte no se alcanzó a observar el basamento, lo que es congruente con el mapa de isoperiodos, donde se observa que para la zona norte se tienen periodos más largos, es decir el espesor del material los materiales blandos es mayor con respecto a la zona Sur.

10. Es recomendable realizar los estudios geofísicos de manera previa a la ejecución de cualquier otro método de exploración directa, teniendo en cuenta el marco geológico es posible determinar la distribución de algunos parámetros dinámicos que permitan optimizar todo tipo de exploración consecuente.

Referencias

Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors; Bull. Earthq. Res. Inst. Univ.; Tokio, 35, 415-457.

Capon, J., High-Resolution Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis, Proceedings of the IEEE, 57, No. 8, 1408-1419, 1969.

Fäh, D., Kind, F., Giardini, D., 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios. Geophysical Journal International 145 (2), 535 – 549.

Gao, L., Xia, J., Pan, Y., & Xu, Y., 2016. Reason and Condition for Mode Kissing in MASW Method. Pure Appl. Geophys, 173(5), 1627-1638. doi: 10.1007/s00024-015-1208-5

García-Jerez, A., Piña-Flores, J., Sánchez-Sesma, F. J., Luzón, F., & Pertou, M. 2016. A computer code for forward computation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption, Comput. Geosci., 97, 67–78. doi: 10.1016/j.cageo.2016.06.016

Kawase H., Sánchez-Sesma F.J., Matsushima S., 2011, The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversion Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves. Bull. Seismo. Soc. Am. 101, 5, 2001-2014.

Mooser, F., Montiel, A. y Zúñiga, A. (1996). Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla, 1:100,000. Comisión Federal de Electricidad. 27 pp., una lámina de leyenda, 35 mapas geológicos a escala 1:100 000 y una lámina de perfiles geológicos. México.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground Surface. WR of R.T.T., 30 – 1.

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)

Okada, H., 2003. The microtremor survey method. Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists 12. E.U.A.

Piña-Flores, J., Cardenas-Soto, M., García-Jerez, A., Seivane, H., Luzón, F & Sánchez-Sesma F. 2019. Dispersion diagrams and H/V spectral ratios for a stratified médium. *Journal of Applied Geophysics*. (Sometido)

Piña-Flores, J., Perton, M., García-Jerez, A., Carmona, E., Luzón, F., Molina-Villegas, J. C., & Sánchez-Sesma, F. J. 2017. The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophys. J. Int.* 208, 577–588 doi: 10.1093/gji/ggw416.

Shuangxi, Z., 2009. Effective Dispersion Curve and Pseudo Multimode Dispersion Curves for Rayleigh Wave. *Journal of Earth Science*, Vol. 22, No. 2, p. 226–230. doi: 10.1007/s12583-011-0175-8

Singh, S.K., Mena, E. y Castro, R., 1988, Some aspects of the source characteristics and ground motion amplification in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacán, Mexico Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, 451 – 477.

Tokimatsu, K., Tamura, S. & Kojima, H., 1992. Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics. *J. Geotech. Engrg.* 118(10): 1529-1543.

Wathelet, M., 2007: Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversions.- 185 págs. Université de Liège, Bélgica. [Tesis Ph. D

Wathelet, Marc; (2002). *GEOPhysical Signal database for noise arraY processing (Versión 2.9.0) [Software]*.

Zhang, S. X. & Chan, L. S., 2009. Possible effects of misidentified mode number on Rayleigh wave inversion. *J. Appl. Geophys.*, 53, 17– 29. doi: 10.1016/S0926-9851(03)00014-4