



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN CIENCIAS

POSGRADO DE GEOFÍSICA

**ATENUACIÓN DE LA ENERGÍA SÍSMICA EN COLIMA, EFECTOS DE SITIO  
EN TECOMÁN Y SU RELACION CON LA ESTRUCTURA DEL SUBSUELO. UN  
ESTUDIO EXPERIMENTAL**

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

**DOCTOR EN CIENCIAS**

(SISMOLOGÍA)

P R E S E N T A :

**JUAN DE LA CRUZ TEJEDA JACOME**

TUTOR:

**DR. FRANCISCO J. CHÁVEZ GARCÍA**

Junio de 2009



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.

**JURADO ASIGNADO:**

Presidente: DR. FRANCISCO CHÁVEZ GARCÍA  
Secretario: DR. RAUL CASTRO ESCAMILLA  
Vocal: DR. JORGE AGUIRRE GONZALEZ  
1<sup>er</sup>. Suplente: DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA  
2<sup>do</sup>. Suplente: DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS

Lugar donde se realizó la tesis:

INSTITUTO DE GEOFISICA, UNAM.

**TUTOR DE TESIS:**

---

DR. FRANCISCO J. CHÁVEZ GARCÍA

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido posible gracias a la beca otorgada por el sistema de becas PROMEP para la realización de los estudios de doctorado en la Universidad Nacional Autónoma de México.

Deseo dar un sincero agradecimiento a mi tutor el Dr. Francisco Chávez García por su paciencia, apoyo y confianza sin las cuales no hubiera sido posible la realización de este trabajo.

Agradezco al Instituto de Ingeniería de la UNAM, las facilidades prestadas durante mi estancia en el D.F., para hacer uso de sus instalaciones, instrumentos sísmicos, equipo de cómputo y software que se utilizaron en la realización de este trabajo.

Agradezco de manera especial a los maestros Miguel Rodríguez G., F. Javier Lermo S., por su apoyo incondicional y comentarios valiosos sobre los temas de este trabajo. A los doctores; Jorge Aguirre y Mario Ordaz también por su apoyo incondicional.

Quiero agradecer también de manera especial a mis compañeros becarios de la coordinación de ingeniería sísmológica, que compartieron de una u otra manera mi estancia en el piso 2 de la torre de ingeniería.

Agradezco al personal de posgrado de ciencias de la tierra del instituto de geofísica por las facilidades prestadas en los trámites administrativos.

Finalmente, deseo agradecer a mi esposa y a mis hijos todo su apoyo y comprensión para que pudiera seguir adelante en la realización de esta dura tarea.

## DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado a todos mis hermanos porque sé que sin excepción, de una u otra manera, siempre han buscado cumplir el gran sueño de nuestra difunta madre. Ellos saben cual fue ese sueño.

## ÍNDICE

<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>3</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>7</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>8</b>
<b>I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>9</b>
<b>I.1 Antecedentes y justificación</b>	
<b>I.2 Objetivos de la investigación</b>	
<b>I.2.1 Objetivo general</b>	
<b>I.2.2 Objetivos particulares</b>	
<b>I.3 Organización de la tesis</b>	
<b>II. ATENUACIÓN DE LA ENERGÍA SÍSMICA EN COLIMA</b>	<b>14</b>
<b>II.1 Introducción</b>	
<b>II.2 Sismotectónica de la región</b>	
<b>II.3 Marco teórico</b>	
<b>II.3.1 Ley de atenuación. Enfoque teórico</b>	
<b>II.3.2 Ley de atenuación. Enfoque empírico</b>	
<b>II.3.3 Análisis de regresión</b>	
<b>II.4 Ecuaciones empíricas de predicción de movimientos débiles del terreno para el estado de Colima.</b>	
<b>II.4.1 Introducción</b>	

**II.4.2 Datos**

**II.4.3 Método**

**II.4.4 Resultados**

**II.5 Conclusiones**

**III. EFECTOS DE SITIO EN TECOMÁN**

**37**

**III.1 Introducción**

**III.2 Datos**

**III.3 Métodos de análisis**

**III.4 Estimación de efectos de sitio usando sismos**

**III.4.1 Cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia**

**(SSR).**

**III.4.2 Cocientes espectrales (HVSR)**

**III.4.3 Inversión paramétrica generalizada (GIS)**

**III.4.4 Comparación de técnicas usando registros de sismos**

**III.5 Estimación de efectos de sitio usando ruido ambiental**

**III.5.1 Cocientes espectrales H/V**

**III.5.2 Influencia de los instrumentos en los resultados de H/V**

**III.6 Comparación de resultados entre sismos y ruido**

**III.7 Conclusiones**

**IV. ESTRUCTURA DEL SUBSUELO EN TECOMÁN Y SU RELACIÓN**

**CON LOS EFECTOS DE SITIO.**

**82**

#### **IV.1 Introducción**

#### **IV.2 Datos**

#### **IV.3 Métodos de análisis.**

**IV.3.1 Análisis de primeros arribos y tiempos de retraso  
(Método *Time-Term*).**

**IV.3.2 Métodos activo (MASW-1D) y pasivo (MAM-SPAC) de análisis  
multicanal de ondas superficiales.**

**IV.3.3 Método de auto correlación espacial (SPAC).**

#### **IV.4 Resultados**

#### **IV.5 Relación de la estructura del subsuelo con los efectos de sitio.**

#### **Funciones de transferencia**

#### **IV.6 Conclusiones**

### **V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES GENERALES**

**116**

<b>REFERENCIAS.</b>	<b>120</b>
<b>APÉNDICE “A”: Derivación de la función de atenuación.</b>	<b>135</b>
<b>APÉNDICE “B”: Fundamentos de refracción sísmica.</b>	<b>137</b>
<b>APÉNDICE “C”. Ondas de Rayleigh de un medio verticalmente Heterogéneo.</b>	<b>142</b>

## RESUMEN

En esta tesis se presentan los resultados de un estudio experimental realizado en el estado de Colima sobre la atenuación de las ondas sísmicas, los efectos de sitio en la ciudad de Tecomán y su relación con la estructura del subsuelo. Estos temas son importantes para la estimación del peligro sísmico en el estado de Colima, ya que permiten establecer la forma en que estos factores están relacionados y son interdependientes.

El estudio de la atenuación de la energía sísmica con la magnitud y la distancia se realizó para una línea perpendicular a la costa. Los datos usados fueron registros de aceleración obtenidos con una red temporal de estaciones sísmicas. Esto no es una práctica novedosa, sin embargo este tipo de estudios no son comunes en absoluto y adicionalmente proporciona datos importantes sobre la sismicidad en la región de Colima.

Se estimaron los efectos de sitio en la ciudad costera de Tecomán, que es la más cercana a la trinchera mesoamericana y ubicada dentro del graben de Colima. Se usaron diferentes instrumentos de medición para registrar sismos y ruido, así como distintas técnicas de análisis para su evaluación. Es común hacer estos estudios utilizando registros de vibración ambiental (ruido) obtenidos con una única estación. Sin embargo, la comparación de resultados utilizando mediciones de ruido de una única estación (cocientes H/V), con los resultados de análisis de ruido y sismos registrados por un arreglo temporal de estaciones sísmicas, es una primera contribución de este trabajo sobre el tema. Asimismo, se compararon los resultados obtenidos de los análisis de ruido registrados con distintos tipos de instrumentos, con los obtenidos del análisis de sismos registrados por el arreglo temporal dentro de la zona urbana. Este estudio permitió obtener conclusiones útiles sobre la validez de las distintas técnicas de estimación utilizadas. Adicionalmente, el uso de distintos equipos de medición nos permitió comparar los resultados obtenidos con ellos y presentar recomendaciones sobre la pertinencia de su uso en estudios de microzonación sísmica.

Finalmente, se evaluó la estructura del subsuelo en cinco sitios de la ciudad de Tecomán usando datos de fuente activa y pasiva obtenidos con un equipo de refracción sísmica. Los resultados de la estructura se relacionaron con los efectos de sitio por medio del cálculo directo de la función de transferencia 1D, utilizando los perfiles estratigráficos deducidos de la exploración sísmica.



## **ABSTRACT**

This thesis discusses the results from an experimental study done in the state of Colima about the seismic wave attenuation, the site effects at Tecomán city and their relationship with the subsoil structure. These subjects are important for the seismic hazard estimation in the state of Colima, since they allow establishing the way in how these factors are related to each other and/or if they are interdependent.

The seismic energy attenuation study with magnitude and distance was done for a perpendicular coastal line. The data used were acceleration records obtained with a temporary network of seismic stations. This is not a novelty practice, however, this type of studies are not common at all and additionally we obtain important information about the seismicity in the state of Colima.

The site effects at the coastal city of Tecomán, the nearest city to the Mesoamerican trench and located inside the Colima Graben, were estimated. We used different types of instruments to record ground motion and noise as well as different analysis techniques to their evaluation. It is common to do these studies using ambient vibration records (noise) obtained with a single station. However, the benchmark of using noise records from a single station (H/V ratios) against the results of the noise and ground motion analysis recorded with a temporary array of seismic stations is the first contribution from this work about the subject. Also we compared the results obtained from the noise analysis recorded with different types of instruments against those obtained from the ground motion analysis recorded with the temporal array within the urban area. This study provided obtaining useful conclusions about the legitimacy of the different estimation techniques used. Additionally, the use of different equipment for the measurements allows us to compare the results obtained with them and present recommendations about the importance of their use in seismic microzoning studies.

Finally, we evaluated the subsoil structure at five sites of the Tecomán city using passive and active source data obtained with seismic refraction equipment. These results were compared with the site effects using the direct calculation of the ID transfer function using the stratigraphic profiles deduced from the seismic exploration.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### I.1 Antecedentes y justificación

México es un país con una alta sismicidad. Los procesos geológicos relacionados con la tectónica de placas ocasionan un gran número de sismos en el cinturón de fuego del Pacífico. Varios de los estados de nuestro país están directamente afectados por el fenómeno de subducción a lo largo del Pacífico mexicano, desde Jalisco hasta Chiapas. El estado de Colima, por su localización, está sujeto a la ocurrencia de sismos destructivos, como ha sido demostrado en el pasado. Si bien, la tasa de sismicidad es menor a la observada en el estado de Guerrero, no es despreciable. A pesar de ello, tanto la cultura de prevención, como estudios detallados de los sismos y sus efectos, no existen en cantidad suficiente para el estado de Colima.

La instrumentación sísmica del estado de Colima tampoco ha recibido una atención adecuada. Ejemplo de ello es la escasa cantidad de registros sísmicos obtenidos durante los grandes terremotos ocurridos en la región. En el caso del sismo de Tecomán del mes de enero del 2003 ( $M = 7.6$ ), se obtuvieron únicamente 23 registros acelerográficos en terreno libre (Singh *et al.*, 2003). El registro obtenido en la ciudad de Colima está cortado debido a un problema de funcionamiento del instrumento y sólo dura 8 s. De los 23 registros analizados en Singh *et al.* (2003), solamente 2 (incluyendo el de Colima) se obtuvieron a menos de 150 km del epicentro.

El crecimiento acelerado que han sufrido los principales centros urbanos del estado requiere de una acción decidida para evitar ó minimizar los niveles de daño observados durante los últimos sismos que se han presentado en la región. Sin registros sísmicos de los sismos pasados, poco se puede hacer para estudiarlos. Si poco conocemos de ellos, poco es lo que podemos decir con respecto a los que vendrán, con la consecuente falta de previsión en los reglamentos y normas técnicas de construcción que permitan prevenir su impacto destructivo en la infraestructura del Estado.

Existen trabajos anteriores que se han realizado para estudiar la región. Dos ejemplos son los libros: “El macrosismo de Manzanillo del 9 de Octubre de 1995” editado por la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (SMIS) en 1997 y “El sismo de Tecomán, México del 21 de Enero de 2003” editado también por la SMIS en 2006. Sin embargo, se trató de esfuerzos coyunturales asociado a la ocurrencia de esos sismos.

En lo que toca a estudios relacionados con la fuente sísmica, los trabajos más completos son los realizados para el sismo de Manzanillo, del 9 de octubre de 1995 y para el sismo de Tecomán de enero del 2003. Para estos eventos, Courbulex *et al.*, (1997), Pacheco *et al.* (1997), Escobedo *et al.* (1998), Yagi *et al.* (2004) y Nuñez-Cornu *et al.* (2004) coinciden en que el proceso de ruptura de estos sismos muestra una considerable complejidad. Sin

embargo, la ausencia de estaciones localizadas en la vecindad de los epicentros impide determinar la distribución de los desplazamientos en los planos de falla.

En términos de estudios de peligro sísmico en el estado de Colima, destacan los mapas de zonificación sísmica para la República Mexicana de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) de 1993, además del mapa de Aceleración Máxima del Terreno (PGA, por sus siglas en inglés) desarrollado en el marco de un proyecto mundial denominado *Global Seismic Hazard Assessment Program* (GSHAP) para Norteamérica, Centroamérica y el Caribe (Shedlock 1999). Los estudios correspondientes a México fueron realizados con las bases de datos registrados por el Servicio Sismológico Nacional ([www.ssn.unam.mx](http://www.ssn.unam.mx)) y la Base Mexicana de Sismos Fuertes (BMSF), sin embargo, estos mapas abarcan áreas muy grandes y los resultados para Colima ahí incluidos no tienen detalle alguno. Sabemos que los procesos sísmicos son distintos para las diversas zonas de subducción del mundo. Por ello es necesario utilizar datos de cada región en estudio para caracterizar los procesos asociados a las fuentes sísmicas y su impacto en las ciudades más importantes de esa región.

Finalmente, en términos de estudios de efectos de sitio en las ciudades más importantes de Colima, podemos decir que estos han sido muy escuetos. En el estado de Colima sólo se han realizado campañas de medición de vibración ambiental en las ciudades de Manzanillo y Colima-Villa de Álvarez (Lermo *et al.* 1991; Cuenca *et al.* 1997; Chávez-García *et al.* 2007). Adicionalmente, en 1994, Gutiérrez *et al.* (1996) operaron una red sísmica temporal durante dos meses (julio y agosto), registrando pequeños sismos en distintos sitios de la ciudad de Colima. También registraron microtemores en 57 sitios de la ciudad obteniendo un mapa de isoperíodos. Los resultados de estos estudios mostraron que la complejidad de la geología del subsuelo ocasiona amplificaciones significativas. Sin embargo, esa amplificación no tiene una manifestación sencilla, no ha sido posible caracterizar su variación al interior de las zonas urbanas, ni se comprende su relación con la geología del subsuelo.

Posterior al sismo de Tecomán del 2003, Enomoto *et al.* (2004) realizaron mediciones de microtemores en 160 puntos de la zona conurbada Colima-Villa de Álvarez para investigar la relación entre los daños producidos por el temblor y las relaciones espectrales H/V obtenidas en el lugar. Ellos mostraron que existe correlación entre los daños sufridos por viviendas de 1 y 2 niveles con el pico de entre 0.1 y 0.2 s., de período observado en las relaciones espectrales H/V de las zonas estudiadas.

El último trabajo sobre microzonación sísmica en la zona conurbada Colima-Villa de Álvarez (Chávez-García *et al.* 2007), basado también en el análisis de relaciones espectrales H/V de microtemores en más de 310 sitios y en la aplicación de dos técnicas independientes de análisis de microtemores con arreglos de estaciones (SPAC y REMI), mostraron que la microzonación sísmica basada exclusivamente en mediciones de microtemores con una simple estación, no es una alternativa confiable cuando la geología es compleja y los efectos de sitio no son el resultado de un simple contraste de impedancia.

Con este trabajo se buscó atacar dos problemas importantes relacionados con el peligro sísmico en el estado de Colima: La atenuación de la energía de las ondas sísmicas desde la trinchera hasta la ciudad de Colima y los efectos de sitio en una zona urbana asentada sobre un valle aluvial. El desconocimiento de estos temas puede traer consecuencias económicas y sociales potencialmente serias en una zona que no ha recibido suficiente atención, con las herramientas científicas que conforman el estado del arte en cada uno de estos temas. Esta tesis aborda de forma integrada dos de los tres factores que intervienen en el peligro sísmico del estado de Colima, e investiga la forma en que estos factores están relacionados y son interdependientes. El atacar de forma integral el estudio de la atenuación y los efectos de sitio que intervienen en el riesgo sísmico de una región es una contribución original a la forma de hacer ingeniería sísmica en nuestro país, en donde los proyectos de investigación frecuentemente se limitan a una fracción de cada problema.

## **I.2 Objetivos de la investigación.**

### **I.2.1 Objetivo general**

Estudiar la atenuación de la energía sísmica perpendicular a la costa del Estado de Colima, con base en registros de aceleración obtenidos de una red temporal. Adicionalmente, estimar los efectos de sitio y su relación con la estructura del subsuelo superficial en la ciudad costera de Tecomán Colima, utilizando datos de experimentos realizados para esos fines.

### **I.2.2 Objetivos particulares.**

1). Determinar la atenuación de la energía sísmica perpendicular a la costa mediante el establecimiento de ecuaciones empíricas de predicción de movimientos del terreno.

1.1 Ecuaciones para la predicción de la aceleración máxima del terreno

(PGA)

1.2 Ecuaciones para la predicción de la aceleración pseudo-espectral

(PSA, 5% amortiguamiento).

2). Caracterizar la respuesta de sitio en la ciudad de Tecomán, Colima, mediante el uso de diferentes técnicas de evaluación y equipos de medición.

2.1 Estimación de efectos de sitio usando sismos.

2.2 Estimación de efectos de sitio usando ruido ambiental.

2.3 Comparación de resultados entre sismos y ruido.

2.4 Efecto de los tipos de instrumentos de medición en la determinación de los efectos de sitio.

3). Estimar la estructura de velocidades del subsuelo en la zona urbana de Tecomán, y relacionarla con las respuestas de sitio observadas.

Para alcanzar los objetivos planteados, el trabajo se desarrolló en varias etapas. Estas etapas se basaron en la realización de varios experimentos que se diseñaron de acuerdo con los tipos de equipos de medición adquiridos. Se hizo una profunda revisión de la literatura sobre el estado del arte de cada uno de los temas y se seleccionaron los procedimientos más acordes a las características de los experimentos a realizar.

Para estudiar la atenuación de la energía sísmica se utilizó una forma funcional simple basada en desviaciones estándar y coeficientes de correlación de las variables aplicada a sismos de subducción. Para el estudio de los efectos de sitio en Tecomán se utilizaron diversas técnicas de estimación de uso común en la práctica y también en la investigación. La comparación de estas técnicas utilizando equipos de medición con diferentes características, y la delimitación de las ventajas y desventajas de cada una de ellas, es una aportación al estudio de la caracterización dinámica del subsuelo en zonas urbanas. La estimación de la estructura del subsuelo utilizando ondas superficiales obtenidas con fuentes activas y pasivas (ruido ambiental) no es aún algo común en la práctica, ya que existe cierta discrepancia entre los resultados que se obtienen y su relación con la estructura geológica, sin embargo, el uso de diferentes métodos de análisis y tipos de registros nos permitió obtener una estructura del subsuelo confiable.

### **I.3 Organización de la tesis.**

El Capítulo II describe los aspectos teóricos más importantes del estudio de la atenuación de la energía sísmica y su aplicación en la determinación de las ecuaciones de predicción para Colima. Explica el trabajo de campo realizado para obtener los datos sísmicos así como el equipo de medición utilizado. Se explica también la forma funcional de las ecuaciones de atenuación o de predicción de los movimientos del terreno. Finalmente, se muestran los resultados obtenidos utilizando registros débiles de aceleración en la predicción de PGA y PSA para 5% de amortiguamiento.

El Capítulo III presenta una pequeña introducción acerca de los métodos para la caracterización de la respuesta de un sitio. Se describen las técnicas utilizadas en el estudio realizado para la zona urbana de la ciudad de Tecomán, Colima, usando registros de sismos y ruido obtenidos con equipos de diferentes características. Se realiza una comparación entre resultados usando sismos y ruido y el efecto de los diferentes tipos de instrumentos en la respuesta de sitio. Se dan recomendaciones sobre la pertinencia de su uso en estudios de microzonación en zonas urbanas.

El Capítulo IV presenta la estimación de la estructura del subsuelo en cinco sitios de la ciudad de Tecomán, por medio de experimentos de refracción sísmica realizados para el registro de ondas superficiales generadas por fuentes activas y el ruido ambiental. Se describen las distintas técnicas usadas para obtener una estructura del subsuelo confiable. Se calculan las funciones de transferencia 1D para cada sitio, usando los perfiles

estratigráficos deducidos de la exploración sísmica y se comparan con los resultados de los efectos de sitio obtenidos en el Capítulo III.

El Capítulo V presenta las conclusiones y recomendaciones generales del trabajo. Se plantean las características que deben reunir los equipos de medición y las técnicas de análisis mas apropiadas para futuras investigaciones en la región.

## CAPITULO II

### ATENUACIÓN DE LA ENERGÍA SÍSMICA EN COLIMA.

#### II.1 Introducción

Los estudios de riesgo sísmico requieren de modelos de movimiento del terreno para predecir los movimientos esperados. En muchas partes del mundo existen redes de estaciones permanentes de movimientos fuertes que han proporcionado información útil para este objetivo. Sin embargo, éste no es el caso en otras regiones sísmicas, especialmente en países en desarrollo, donde la información de buena calidad es escasa, y donde existen pocas redes para el registro de movimientos fuertes o apenas están siendo instaladas.

Una gran parte de México está sujeta a un riesgo sísmico significativo, especialmente en su costa oeste, a lo largo del Océano Pacífico, donde la zona de subducción ha generado varios sismos grandes. Durante el siglo 20, el Servicio Sismológico Nacional ([www.ssn.unam.mx](http://www.ssn.unam.mx)) reportó 13 sismos con magnitud mayor a 7. El riesgo sísmico asociado con esta zona de subducción ha impulsado muchos estudios. En particular, varios autores han desarrollado ecuaciones para la estimación de movimientos del terreno. Sin embargo, estos esfuerzos no han tenido la misma intensidad a todo lo largo de la zona de subducción. La mayoría de los estudios se han concentrado en la región de Guerrero, en la parte sur del país. Hay varias razones para esto. La primera es que en la zona de Guerrero la tasa de sismicidad es alta, lo que permite obtener información útil en poco tiempo. En segundo lugar, esta sección de la zona de subducción es muy activa y es dónde la mayoría de los grandes sismos destructivos han ocurrido. Un ejemplo es el sismo de Michoacán de 1985 ( $M_w = 8.1$ ). Una tercera razón es que, en 1985, la mayoría de las muertes y daños ocurrieron en la ciudad de México, donde la infraestructura expuesta y la población son las mayores en el país. La sección de Guerrero de la zona de subducción es la más cercana a la ciudad de México y representa la mayor amenaza para esta ciudad. Al mismo tiempo, esta ciudad ha sido menos afectada por grandes eventos que ocurren en cualquier otro lugar de la zona de subducción. Una razón final es que en la década de los 80 se realizó un proyecto conjunto entre la UNAM (México) y la UC San Diego (USA) que permitió la instalación de una extensa red acelerográfica en la costa de Guerrero (Anderson et al, 1987a, b). En su momento, esta red significó un avance importante en la instrumentación de movimientos fuertes en México. Este arreglo ha producido grandes cantidades de información de alta calidad que ha estado disponible libremente, propiciando muchos estudios. Importante como es, sin embargo, la ciudad de México no es la única gran ciudad en el país. La urbanización en todo el país está avanzando y ciudades de mediano tamaño rápidamente se han convertido en grandes ciudades. Varias de ellas se encuentran cerca de la costa del Pacífico y por lo tanto están sujetas a un riesgo sísmico elevado. Esta situación impone la necesidad de mejorar los estudios de atenuación de la energía sísmica en aquellas regiones del país que han recibido poca atención en el pasado.

En México, el primer esfuerzo para desarrollar ecuaciones para estimar movimientos del terreno fue llevado a cabo por Esteva y Villaverde (1974). Estos autores usaron principalmente registros de movimientos fuertes de California pero un 30% de sus datos fueron de México y Centroamérica. Más tarde, modelos empíricos de movimientos del terreno usando sólo información mexicana fueron desarrollados por Bufaliza (1984), Ordaz *et al.* (1989) y García *et al.* (2005). Todos ellos incluyeron la información disponible hasta el momento en sus análisis. Dada la historia de la instrumentación en México, esto significa esencialmente información de movimientos fuertes de la parte sur del país. Ninguno de estos estudios incluyó información del oeste de México, a lo largo de la sección norte de la zona de subducción. La sismicidad en la región norte es menos activa que en Guerrero. Sin embargo, los dos sismos grandes que han golpeado el país en años recientes ocurrieron en esa zona:  $M_w = 8$  en 1995 (Pacheco *et al.* 1997), y  $M_w = 7.6$  en 2003 (Yagi *et al.* 2004; Nuñez-Cornú *et al.* 2004).

En este capítulo se presentan los aspectos más importantes en el desarrollo de relaciones de atenuación desde un punto de vista teórico y empírico, así como los resultados obtenidos del análisis de la información registrada por una red temporal de acelerógrafos para desarrollar ecuaciones empíricas de atenuación en el estado de Colima. También se incluyeron los registros obtenidos por 5 acelerógrafos de la red sísmica nacional permanente, instalada recientemente. El arreglo temporal consistió de 12 acelerógrafos digitales autónomos y fue instalado en enero de 2006 en un arreglo lineal perpendicular a la costa, entre ésta y la capital del estado. Esta red operó durante ocho meses y registró un total de 29 eventos. La magnitud del evento más grande fue de 5.2 y el más pequeño de 3.4. Con estos datos, derivamos ecuaciones empíricas para la estimación de movimientos del terreno tanto para aceleración máxima (PGA, por sus siglas en inglés) como para espectros de respuesta de pseudoaceleración PSA (5% de amortiguamiento) en 10 valores de periodo. Comparamos nuestros resultados con ecuaciones de estimación de movimientos del terreno desarrolladas anteriormente para México y otros lugares. Nuestros resultados muestran que la atenuación en Colima es diferente a la de Guerrero. Esto sugiere que, incluso a lo largo de la misma zona de subducción, las diferencias en la tectónica y en la geología regional pueden afectar la atenuación del movimiento del terreno con la distancia. Por ello la extrapolación de las relaciones de atenuación a otros sitios puede ser incorrecta. Nuestros resultados proveen una primera estimación para la atenuación en Colima, si bien nuestros datos incluyen únicamente registros de sismos pequeños.

## **II.2 Sismotectónica de la región.**

El estado de Colima está localizado al oeste de México, en la costa del Pacífico (Figura 2.1). El ambiente tectónico es complejo, ya que en esta región interactúan tres placas: Rivera, Cocos y Pacífico. Adicionalmente, se ha propuesto la existencia de una microplaca (DeMets y Stein, 1990; Bandy *et al.* 1995). Existen cambios significativos en los parámetros de subducción a lo largo de la trinchera en la costa del Pacífico Mexicano, la cuál está dividida en 4 secciones según Pardo y Suárez (1995). A pesar de que la inclinación de la geometría de contacto de la interplaca es casi constante hasta una



profundidad de 30 km, se observan cambios laterales en la inclinación de la placa subducida una vez que ésta se desacopla de la placa superior. Frente al bloque de Jalisco (Figura 2.1), la subducción de la placa de Rivera tiene una pronunciada inclinación de  $\sim 50^\circ$  y una velocidad de 2.4 cm/año (Pardo y Suárez, 1995). La placa de Cocos bajo Colima muestra una inclinación similar a la de Rivera, pero tiene una mayor velocidad de convergencia (4.8 cm/año). Hacia el sur, la inclinación de la placa de Cocos disminuye gradualmente y es casi horizontal en Guerrero donde subduce con una velocidad de 7.5 cm/año (Pardo y Suárez, 1995), antes de incrementarse nuevamente más al sur hasta alcanzar los grandes valores observados en Centroamérica ( $\sim 70^\circ$ ). Pardo y Suárez, (1995) explicaron el ángulo observado entre el cinturón volcánico y la zona de subducción con base en estas variaciones laterales. Es incierto que las ecuaciones de predicción de movimientos del terreno desarrolladas para Guerrero, en un entorno tectónico diferente, puedan ser aplicadas directamente a Colima. Por esta razón, realizamos un experimento específicamente orientado a investigar este problema.

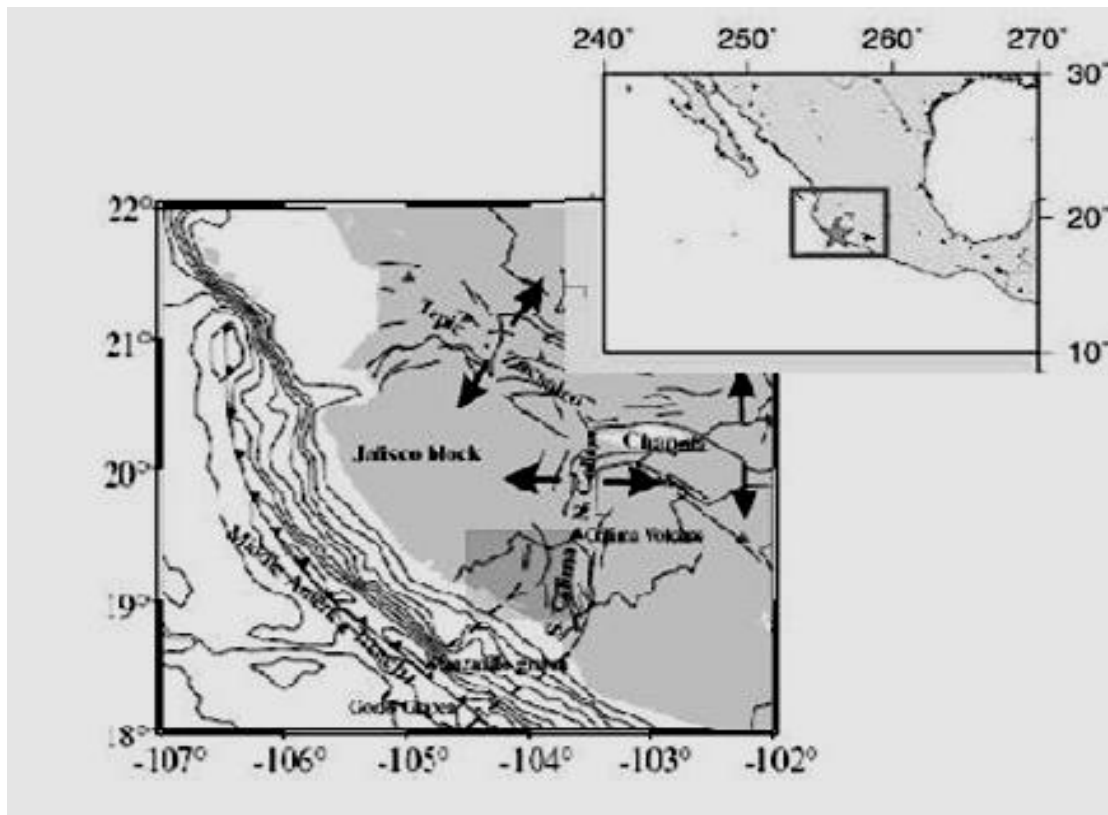


Figura 2.1. Localización del estado de Colima y su entorno tectónico. La estrella indica la localización del área estudiada. Las flechas muestran las direcciones de los esfuerzos principales regionales. Las líneas sólidas en la zona continental muestran las principales fallas en la región y los límites estatales. La línea punteada muestra los límites del graben de Colima. Las líneas sólidas en el mar indican los contornos batimétricos a intervalos de 100 m. La línea sólida con triángulos muestra la zona de subducción (Modificado de Pacheco et al 2003).

## II.3 Marco teórico.

### II.3.1 Ley de atenuación. Enfoque teórico.

Los métodos teóricos son usados para desarrollar relaciones de atenuación en áreas donde hay un número insuficiente de registros de movimientos del terreno. El más común de estos métodos es el estocástico (Boore, 2003). Ha habido algunos intentos de usar modelos dinámicos y cinemáticos más complicados para desarrollar relaciones de atenuación (e.g., Sommerville *et al.* 2001), pero este campo aún está evolucionando. En el método estocástico, el espectro de amplitudes de Fourier de la componente promedio horizontal de la aceleración del terreno, está descrito por la relación:

$$A(f) = Src(f) Attn(f, R) Amp(f), \quad (2.1)$$

donde  $Src(f)$  describe la fuente sísmica,  $Attn(f, R)$  la atenuación causada por la propagación de la onda a través de la corteza y  $Amp(f)$  la respuesta de los materiales bajo el sitio.

El espectro equivalente de aceleración de la fuente, arbitrariamente definido a una distancia de referencia de 1 km, está dado por la ecuación:

$$Src(f) = (2\pi f)^2 \left( \frac{\mathfrak{R}VFS}{4\pi\rho\beta^3} \right) M_0 S(f), \quad (2.2)$$

donde  $\mathfrak{R} = 0.55$  es el patrón de radiación promedio de la onda transversal,  $V = 1/\sqrt{2}$  es la partición de la energía irradiada en dos componentes ortogonales horizontales,  $FS = 2$  es la amplificación debida a la superficie libre,  $\beta$  es la velocidad de la onda transversal de la corteza en la región de la fuente,  $\rho$  es la densidad de la corteza en la región de la fuente,  $M_0$  es el momento sísmico, y  $S(f)$  es el espectro de desplazamiento irradiado por la fuente.

Uno de los modelos de fuentes más usados es el modelo de fuente puntual de una esquina (Aki, 1967, Brune, 1970, 1971):

$$S(f) = \frac{1}{1 + (f/f_0)^2}, \quad (2.3)$$

donde  $f_0$  es la frecuencia de esquina (el punto de inflexión en el espectro de la fuente).

La caída de esfuerzos está implícitamente incluida en las relaciones teóricas de atenuación desarrolladas a partir del método estocástico, en virtud de su relación con la frecuencia angular del espectro de la fuente del sismo (Brune, 1970, 1971):

$$f_0 = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/M_0)^{1/3}, \quad (2.4)$$

donde  $\beta$  tiene unidades de km/s,  $\Delta\sigma$ , unidades de bars, y  $M_0$ , unidades de dina-cm.

Como originalmente la definió Brune (1970, 1971), la caída de esfuerzos es el parámetro que controla la parte de alta frecuencia del espectro de la fuente. Por tanto, este parámetro está más relacionado con la caída dinámica de esfuerzos que con la caída estática. De hecho, no debería de confundirse con la caída estática de esfuerzos, que es una medida del desplazamiento promedio en la falla (Lay y Wallace, 1995). Para evitar una confusión potencial, algunos sismólogos prefieren llamar “*parámetro de esfuerzo*” a este parámetro (Atkinson y Beresnev, 1997).

La atenuación de la energía sísmica durante su propagación por la corteza terrestre está modelada como la multiplicación de dos términos:

$$Attn(f, R) = G(R) D(f) \quad , \quad (2.5)$$

donde  $G(R)$  describe la *atenuación geométrica* del movimiento del terreno y  $D(f)$  describe la disminución del movimiento del terreno con respecto a la distancia de la fuente, o *atenuación anelástica*. La atenuación geométrica se modela como  $R^{-n}$ , donde  $R$  puede ser tanto  $r_{\text{hypo}}$  o  $r_{\text{rup}}$  (ver Figura 2.2) y  $n$  varía con la distancia de acuerdo al tipo de onda dominante (e.g., ondas de cuerpo o superficiales). La dispersión esférica a partir de una fuente puntual corresponde a  $n = 1$ .

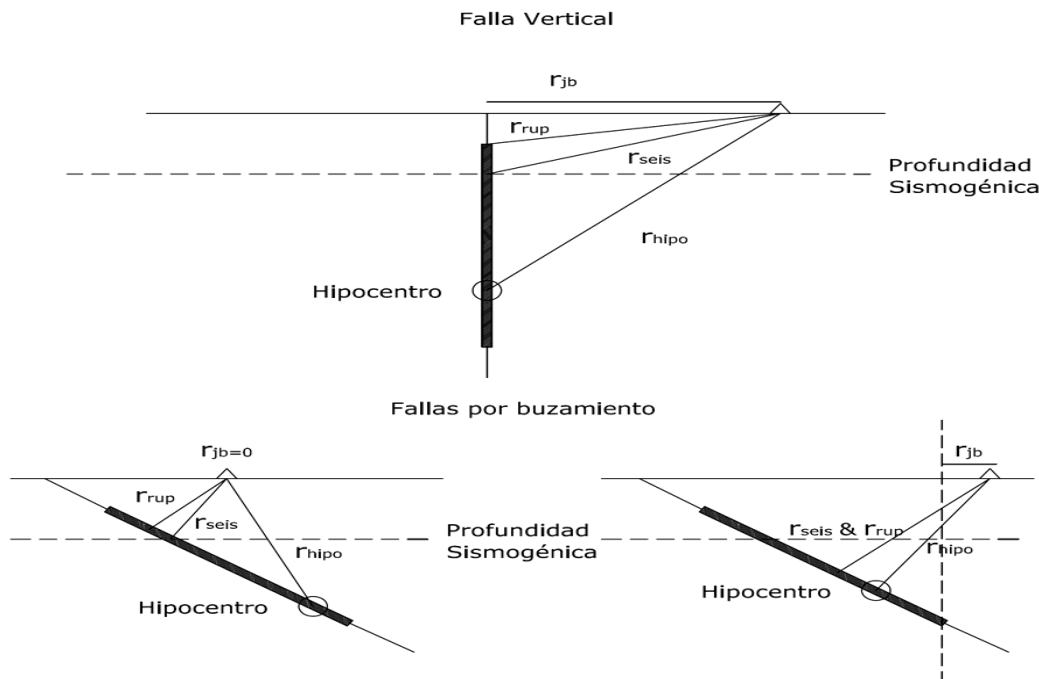


Figura 2.2 Comparación de distancias (de Abrahamson y Shedlock, 1997).  $r_{\text{Hypo}}$  es la distancia hipocentral;  $r_{\text{rup}}$ , la distancia más cercana al plano de ruptura;  $r_{\text{seis}}$ , la distancia más cercana a la parte sísmogénica del plano de ruptura y  $r_{\text{jb}}$  es la distancia más cercana a la proyección superficial del plano de ruptura.

La atenuación anelástica en la corteza se modela con la expresión:

$$D(f) = \exp\left(\frac{-\pi f R}{Q(f)\beta}\right), \quad (2.6)$$

donde  $Q(f)$ , el factor de calidad, es una medida de la atenuación anelástica y esparcimiento (scattering) dentro de la corteza, y que se define por la expresión:

$$Q(f) = Q_0 f^\eta, \quad (2.7)$$

donde  $Q_0$  y  $\eta$  varían de acuerdo al ambiente tectónico (e.g., Singh y Herrmann, 1983).

La respuesta de sitio a menudo llamada amplificación local, se calcula a partir de la ecuación:

$$Amp(f) = \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s(f)\beta_s(f)} \exp(-\pi\kappa_0 f)}, \quad (2.8)$$

donde  $\beta$  y  $\rho$  son la velocidad de ondas de cortante y la densidad de la corteza, respectivamente debajo del sitio. La velocidad efectiva  $\beta_s(f)$ , densidad efectiva  $\rho_s(f)$ , y el factor de amortiguamiento del sitio  $\kappa_0$ , se calculan a partir de las expresiones siguientes (Boore, 2003):

$$\beta_s(f) = \sum_{i=1}^{n_1} d_i / \sum_{i=1}^{n_1} \frac{d_i}{v_{si}}, \quad (2.9)$$

$$\rho_s(f) = \sum_{i=1}^{n_1} \rho_i d_i / \sum_{i=1}^{n_1} d_i, \quad (2.10)$$

$$\kappa_0 = \sum_{i=1}^{n_2} \frac{d_i}{v_{si} Q_{si}}, \quad (2.11)$$

donde  $n_1$  es el número de velocidades diferentes en los estratos a la profundidad correspondiente a un cuarto de longitud de onda, y  $n_2$  es el número de estos estratos. Las estimaciones de  $\kappa_0$  también pueden ser obtenidas de registros (Anderson y Hough, 1984; Hough *et al.* 1988) o inferidas de modelos empíricos de movimientos del terreno (Boore *et al.* 1992; Schneider *et al.*, 1993; Silva y Darragh, 1995).

Hay dos métodos para clasificar un sitio en términos de la velocidad de ondas de cortante,  $V_s$ . El primero es utilizar el valor promedio de  $V_s$  en los primeros 30 m del sitio referido como  $V_{S30}$ . El segundo es el valor promedio de  $V_s$  sobre una profundidad igual a un cuarto de longitud de onda de un periodo o frecuencia de interés referido como *velocidad efectiva*

(Boore y Joyner, 1991). Los reglamentos modernos de construcción de Estados Unidos (BSSC, 1998; ICBO, 1997; ICC, 2000) han adoptado  $V_{S30}$ , como parámetro para clasificar un sitio para propósitos de incorporar condiciones locales de sitio en la estimación de un movimiento del terreno para diseño. Estos reglamentos de construcción han definido cinco tipos de sitio en términos de  $V_{S30}$ , designándolos del tipo A al E. El valor de  $V_{S30}$  está determinado por la fórmula:

$$V_{S30} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n d_i / V_{Si}} , \quad (2.12)$$

donde  $d_i$  es el espesor, y  $V_{Si}$  es la velocidad de onda transversal en el estrato  $i$ . Capas más profundas del terreno son incorporadas progresivamente hasta que la sumatoria en el numerador iguale los 30 m. Boore y colaboradores (1993) fueron los primeros en usar categorías de sitio basadas en  $V_{S30}$ , en el desarrollo de una relación de atenuación. En 1994, los mismos autores fueron los primeros en usar directamente  $V_{S30}$  como parámetro en una relación de atenuación (Boore *et al.* 1994). Debido a su adopción en los reglamentos de construcción, la velocidad a 30 m se ha convertido en el parámetro de sitio preferido en los análisis ingenieriles. De acuerdo con Boore y Joyner (1997), una  $V_{S30} = 310$  m/s y  $V_{S30} = 620$  m/s son estimaciones razonables de la velocidad a 30 m para sitios con suelos y roca comunes en el oeste de Norteamérica.

Joyner y Boore (1981) propusieron un parámetro de sitio  $V_S$  relacionado con la amplificación no resonante, producida como resultado de la conservación de energía de propagación vertical de ondas sísmicas a través de una configuración de sitio de velocidad gradualmente cambiante. Este parámetro, después conocido como *velocidad efectiva* (Boore y Joyner, 1991), está definido como la velocidad promedio desde la superficie hasta una profundidad correspondiente a un cuarto de longitud de onda de un periodo o frecuencia de interés. La velocidad efectiva puede calcularse a partir de la ecuación 2.12, realizando la sumatoria sobre la profundidad hasta un cuarto de longitud de onda, en vez de 30 m. Esta profundidad está dada por la expresión (Boore, 2003):

$$D_{1/4}(f) = \sum_{i=1}^n d_i , \quad (2.13)$$

donde  $T = 1/f$  es el periodo de interés. Se incluyen capas más profundas en la sumatoria hasta que alcanzar la igualdad:

$$\sum_{i=1}^n d_i / V_{Si} = T / 4 ,$$

### **II.3.2 Ley de atenuación. Enfoque empírico**

Una relación empírica de atenuación puede ser descrita por la expresión:

$$Y = c_1 e^{c_2 M} R^{-c_3} e^{-c_4 R} e^{c_5 F} e^{c_6 S} \varepsilon, \quad (2.14)$$

o por su forma logarítmica:

$$\ln Y = c_1 + c_2 M - c_3 \ln R - c_4 R + c_5 F + c_6 S + \ln \varepsilon, \quad (2.15)$$

donde el término de distancia  $R$  está dado por las expresiones alternativas:

$$R = \begin{cases} r + c_7 \exp(c_8 M) \\ \sqrt{r^2 + [c_7 + \exp(c_8 M)]^2} \end{cases}, \quad (2.16)$$

La primera expresión se utiliza cuando se considera un modelo de fuente puntual y la segunda cuando se considera un modelo de fuente finita.

En estas ecuaciones,  $Y$  es un parámetro de la intensidad del movimiento sísmico,  $M$  es la magnitud,  $F$  es el mecanismo de falla del sismo,  $S$  describe las condiciones locales del sitio,  $\varepsilon$  es un término de error aleatorio con una media de cero y una desviación estándar de  $\sigma_{\ln Y}$  (el error estándar del estimado de  $\ln Y$ ), y  $r$  es una medida de la distancia más corta del sitio a la fuente del sismo.

En algunos casos los coeficientes  $c_3$ ,  $c_6$  y  $c_7$  dependen de  $M$  y  $R$ . Muchos de estos coeficientes son dependientes del ambiente tectónico de las regiones en las que ocurren los sismos. Las ecuaciones (2.14) a (2.16) se basan en modelos sísmicos (Lay y Wallace, 1995). Por ejemplo, las expresiones  $Y \propto e^{c_2 M}$  y  $\ln Y \propto c_2 M$  son consistentes con la definición original de magnitud sísmica (Richter, 1935). Las expresiones  $Y \propto R^{-c_3}$  y  $\ln Y \propto -c_3 \ln R$  son consistentes con la atenuación geométrica del frente de ondas sísmicas.

Algunas relaciones de atenuación asumen  $c_3 = 1$ , que es el valor teórico para la propagación de ondas de cuerpo generadas por una fuente puntual en un espacio homogéneo. Si no es restringido,  $c_3$  será típicamente mayor que 1 debido a que la propagación del frente de ondas no es realmente esférica. Algunas veces, se hace variar  $c_3$  en función de la distancia para acomodar diferencias en la atenuación geométrica de diferentes tipos de ondas, y para tomar en cuenta la reflexión crítica en la base de la corteza u otros fuertes reflectores.

Las expresiones  $Y \propto e^{c_4 R}$  y  $\ln Y \propto -c_4 R$  son consistentes con la atenuación anelástica que resulta del amortiguamiento y al esparcimiento (scattering) de las ondas sísmicas debido a la anelasticidad de los materiales. La relación entre  $Y$  y los parámetros restantes ha sido establecida a través de los años por modelos teóricos y empíricos de movimientos del terreno.

Una completa descripción del movimiento del terreno requiere definir su amplitud como una función del tiempo por medio de una historia en el tiempo o su equivalente en el dominio de la frecuencia por medio de un espectro de Fourier.

Las relaciones empíricas de atenuación son casi siempre obtenidas por regresiones de mínimos cuadrados sobre un conjunto particular de datos de movimientos fuertes. Por lo tanto, éstas cambian con el tiempo cuando se dispone de información adicional. La mayoría de las relaciones predictivas son actualizadas en la literatura cada 3 ó 5 años, o después de la ocurrencia de un gran sismo en regiones bien instrumentadas. A pesar de los intentos por remover los datos cuestionables y el uso de esquemas de ponderación basados en la calidad de los datos, cierta cantidad de dispersión en los resultados es inevitable. La dispersión resulta de la aleatoriedad en la mecánica de ruptura y de la variabilidad y heterogeneidad de la fuente, trayectoria de viaje, y condiciones del sitio. La dispersión en los datos puede ser cuantificada por medio de límites de confianza (Campbell, 1985) o por la desviación estándar de parámetros pronosticados.

Hay un gran número de relaciones de atenuación que se han determinado en todo el mundo y que pueden usarse para la estimación ingenieril de movimientos fuertes del terreno. Es imposible hacer una lista de ellas. Sin embargo, existen algunas para entornos tectónicos de subducción que son usadas comúnmente en el mundo y en México, como por ejemplo; Atkinson y Boore, (1995, 1997, 2003); Molas y Yamasaki, (1995, 1996); Youngs, *et al.*, (1997); Crouse, (1991<sup>a</sup>, 1991b); Fukushima y Tanaka, (1990); Ordaz *et al.*, (1989); García *et al.*, (2005), etc. Todos los modelos de atenuación tienen limitaciones que resultan de la disponibilidad de los registros sísmicos, del criterio usado para seleccionar los registros, de las consideraciones teóricas usadas para desarrollar los modelos, y de los parámetros sismológicos usados para definir la fuente, el trayecto y los efectos de sitio. Es peligroso asumir que un modelo de atenuación puede ser extrapolado mas allá de los datos, las consideraciones teóricas, ó de la región geográfica de aplicabilidad.

La forma funcional de las relaciones predictivas se seleccionan para reflejar la mecánica de un proceso de movimiento del terreno. Esto minimiza el número de coeficientes empíricos y permite una mayor confianza en la aplicación de las relaciones predictivas a condiciones (magnitudes y distancias) que están generalmente pobremente representadas en la base de datos. Las formas comunes de relaciones predictivas están basadas en las siguientes consideraciones:

- 1). Los valores máximos de los parámetros de movimientos fuertes del terreno están distribuidos logarítmicamente (i.e., los logaritmos de los parámetros están normalmente distribuidos). Como resultado, la regresión es realizada usualmente en el logaritmo de  $Y$  en vez de sobre  $Y$  misma.
- 2). La magnitud sísmica se define típicamente como el logaritmo de algún parámetro máximo del movimiento del terreno. Consecuentemente, el logaritmo natural de  $Y$  debería ser aproximadamente proporcional a  $M$ .

El área sobre la cual ocurre la ruptura de la falla aumenta con el incremento de la magnitud del sismo. Como resultado, algunas de las ondas que produce el movimiento fuerte en un sitio llegan primero de una distancia,  $R$ , que es la distancia más cercana al plano de ruptura, y algunas otras llegan de distancias mayores a  $R$ . La distancia efectiva o promedio, por tanto, es mayor que  $R$  por una cantidad que aumenta con el incremento de la magnitud.

Los parámetros de movimiento del terreno pueden ser influenciados también por características de la fuente (e.g., fallas de deslizamiento de rumbo, normal e inversa) o características del sitio (e.g., roca dura, roca suave, aluvión, etc).

### **II.3.3 Análisis de regresión**

Ya sea que se hayan desarrollado a partir de observaciones empíricas o de datos teóricos, todas las relaciones de atenuación se derivan de un procedimiento de ajuste estadístico conocido como análisis de regresión (Draper y Smith, 1981). Un análisis de regresión se usa para determinar la mejor estimación de los coeficientes  $c_1$  hasta  $c_8$  en las ecuaciones (2.14) y (2.15), usando procedimientos de ajuste estadístico.

Tradicionalmente, se han usado tres métodos:

- (1) Regresión por mínimos cuadrados no lineal ponderada, introducida por Campbell (1981);
- (2) Regresión de dos etapas, introducida y después refinada por Joyner y Boore (1981, 1993, 1994); y
- (3) Regresión por efectos aleatorios, introducida por Brillinger y Preisler (1984) y después refinada por Abrahamson y Youngs (1992).

Cada uno de estos métodos tiene sus ventajas y desventajas, pero todos tienen la misma intención, mitigar los sesgos producidos por la distribución irregular de datos con respecto a la magnitud, distancia y otros parámetros sismológicos.

La diferencia entre una observación del movimiento del terreno y su predicción es el residual. La desviación estándar de los residuales es el error estándar de la estimación de la regresión, y representa una medida de la variabilidad aleatoria de un parámetro de movimiento del terreno. La desviación estándar de  $\ln Y$  se calcula como:

$$\sigma_{\ln Y} = \sqrt{\frac{1}{n-p} \sum_{i=1}^n (\ln Y_i - \overline{\ln Y_i})^2}, \quad (2.17)$$

donde  $n$  es el número de observaciones,  $p$  es el número de coeficientes de regresión,  $i$  es el índice del registro,  $\ln Y_i$  es el valor observado, y  $\overline{\ln Y_i}$  es el valor predicho.

Las gráficas de los residuales contra uno o más parámetros sismológicos como la magnitud o distancia, se usan para identificar sesgos indeseables en la relación de atenuación.



Cualquier tendencia estadísticamente significativa, identificada visualmente, o de una prueba de hipótesis estadística formal (Draper y Smith, 1981) puede indicar incertidumbre epistémica o de modelado, como lo es un problema con la forma funcional de la relación o la necesidad de incluir otro parámetro sismológico en el modelo (Campbell, 1985).

## **II.4 Ecuaciones empíricas de predicción de movimientos débiles del terreno para el estado de Colima.**

### **II.4.1 Introducción**

Para el desarrollo de las ecuaciones empíricas de predicción de movimientos del terreno en el estado de Colima, instalamos una red temporal de 12 acelerógrafos. Esta red operó durante 8 meses (Enero-Agosto de 2006) para registrar sismos locales y regionales. Los instrumentos se colocaron en una línea perpendicular desde la costa en Tecomán hasta las ciudades conurbadas de Colima y Villa de Álvarez, ya que nuestro objetivo era estimar la atenuación hacia éstas ciudades ubicadas dentro de la región continental. En adición a los datos obtenidos con esta red, utilizamos la información registrada durante el mismo periodo por 5 estaciones permanentes de la red nacional acelerográfica de movimientos fuertes, recientemente instalados por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. La red temporal y las 5 permanentes registraron un total de 29 eventos. De éstos, sólo 26 fueron conservados para el análisis; los tres restantes fueron registrados por menos de tres estaciones. La figura 2.3 muestra la ubicación de las estaciones de las redes temporal y permanente utilizadas en el estudio y la figura 2.4 muestra la localización de los 26 sismos retenidos para el análisis con respecto a las estaciones.

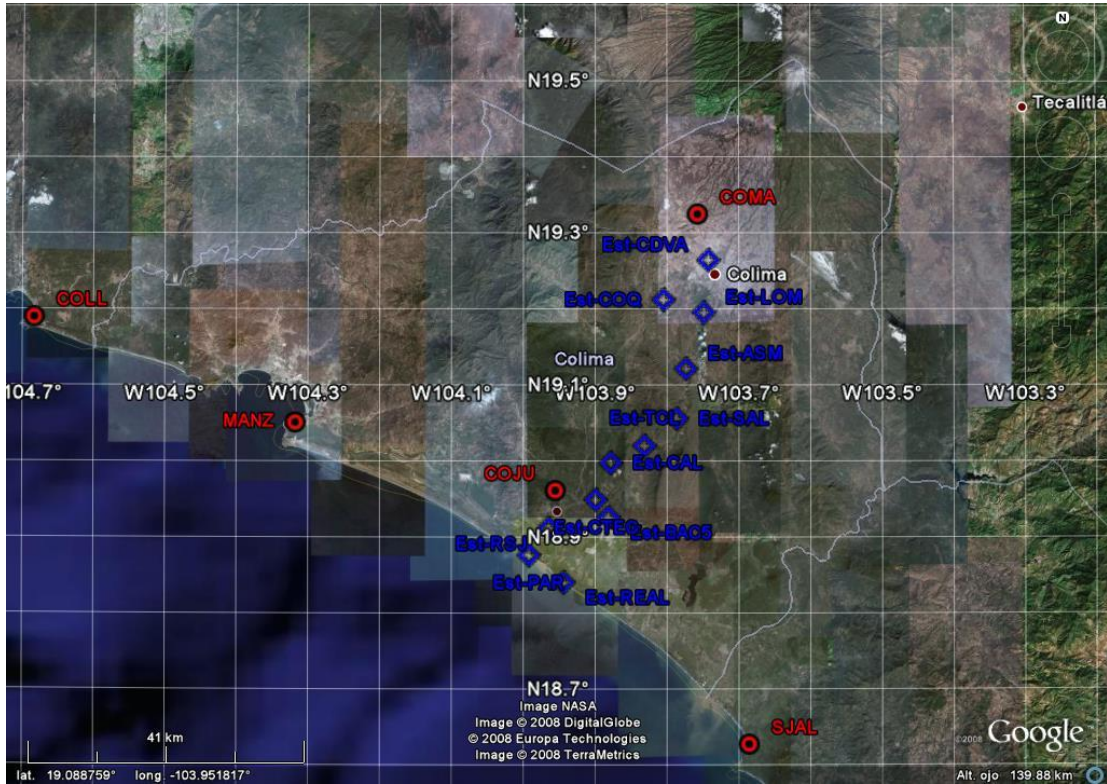


Figura 2.3. Ubicación de las estaciones utilizadas en el estudio. Los rombos azules muestran la red temporal. Los círculos rojos la red permanente del Instituto de Ingeniería.

El conjunto de datos consiste en 162 registros de aceleración de tres componentes de 26 sismos obtenidos a distancias locales y regionales ( $R < 175$  km) con magnitudes locales entre  $3.3 < M_L < 5.2$ ; y a profundidades de entre  $5 \text{ km} < H < 76$  km. Las ecuaciones obtenidas predicen máxima aceleración del suelo y espectros de respuesta de pseudoaceleración (5% de amortiguamiento) para diez valores de periodo. La dependencia de la magnitud es modulada por el efecto de profundidad focal. Se utilizó un modelo de regresión estratificado de dos etapas para desacoplar la evaluación de la dependencia de la distancia de la dependencia de la magnitud y profundidad focal (Joyner *et al.* 1981; Fukushima y Tanaka, 1990; Chang *et al.* 2001), usando una forma funcional simple para zonas de subducción, sin tomar en cuenta los efectos de sitio. Comparamos nuestros resultados, en los rangos de magnitudes, distancias y profundidades de nuestra base de datos, con modelos empíricos de atenuación desarrollados previamente para zonas de subducción en México y otras partes del mundo con ambientes tectónicos similares.

#### **II.4.2 Datos**

La red temporal de 12 acelerógrafos digitales operó durante ocho meses en el año de 2006. Fueron instalados a lo largo de una línea perpendicular a la costa, entre ésta y la ciudad capital del estado (Figura 2.2). Los instrumentos usados fueron 5 registradores Etna de Kinometrics con sensores Episensor FBA, y 7 GSR-18 de Geosig con acelerómetros AC-63 FBA. Cada instrumento posee su propio receptor GPS para una sincronización precisa del tiempo. La mayoría de las estaciones fueron instaladas en roca o suelo firme, y sólo cuatro

instrumentos (aquellos cercanos a la costa) fueron instalados en suelos arenosos o arenolimosos. Desafortunadamente, no existe información sobre la estructura del subsuelo en los sitios instrumentados. Debido a esto, no hemos corregido la información de esas cuatro estaciones. A los datos registrados por el arreglo temporal, agregamos aquellos registrados por los 5 acelerógrafos digitales permanentes de la red sismológica nacional instalados en Colima, todos ellos en roca. Estos equipos son también registradores ETNA con sensores Episensor. Todos los instrumentos usados son modelos recientes y por lo tanto, la calidad de la información es alta.

Las características más relevantes de los instrumentos utilizados en la red se muestran en las tablas 1 y 2.

Tabla 1. Resumen de las características generales de los sensores utilizados

<b>Manufactura</b>	<b>Tipo</b>	<b>Rango de Frecuencias</b>	<b>Sensitividad</b>	<b>Nivel de clip</b>
Geosig	AC-63	DC a 100 Hz	5 V/g	2g
Kinometrics	Episensor	DC a 180 Hz	1.25 V/g	2g

Tabla 2. Resumen de las características generales de los digitizadores utilizados

<b>Manufactura</b>	<b>Tipo</b>	<b>Canales</b>	<b>Max. SPS</b>	<b>Volts/cts</b>
Geosig	GSR-18 ADC	3 @ 18 bits	200	$5/2^{23}$
Kinometrics	ETNA	3 @ 21 bits	250	$2.5/2^{23}$

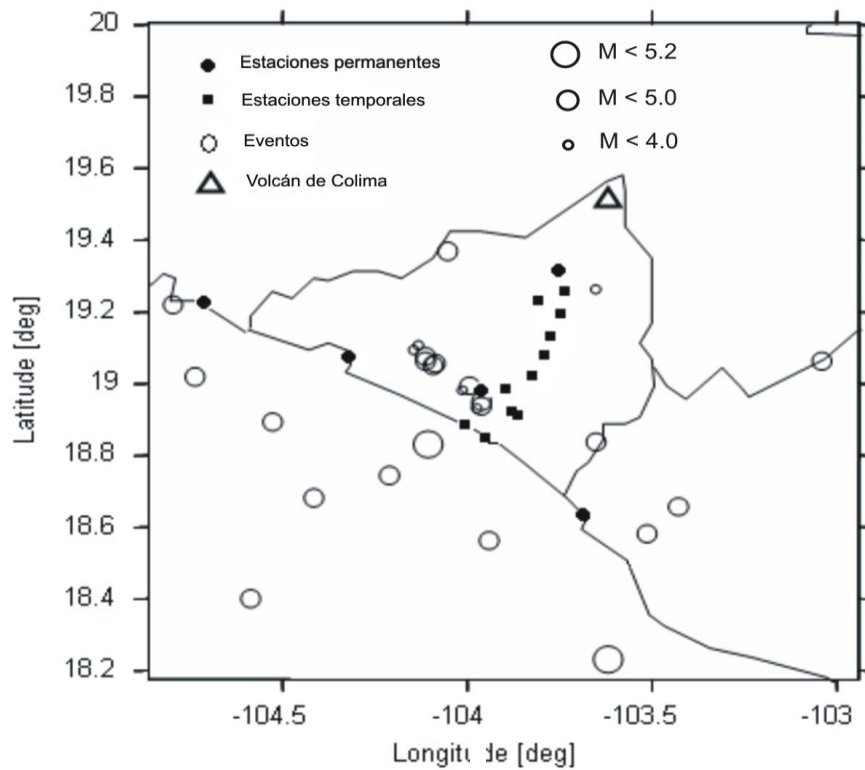


Figura 2.4. Distribución de estaciones y sismos usados en este estudio. Los círculos abiertos indican los epicentros de los eventos analizados, calculados de tiempos de arribo en las estaciones mostradas con símbolos sólidos.

Durante los ocho meses que operó el arreglo temporal, fueron registrados un total de 29 eventos. De éstos, sólo 26 fueron conservados para el análisis; los tres restantes fueron registrados por menos de tres estaciones. Esos eventos generaron 162 acelerogramas de tres componentes. Usamos tiempos de llegada de ondas P y S en las 17 estaciones para localizar los eventos. Las magnitudes locales fueron determinadas de los acelerogramas usando el procedimiento estándar para simular un registro Wood-Anderson y calculando la magnitud a partir de la amplitud máxima (Kanamori y Jennings, 1978). El Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó la ubicación de 15 de nuestros 26 eventos. No utilizamos estas ubicaciones debido a que sus estaciones están muy dispersas en la región de Colima, resultando en grandes distancias epicentrales y pobre cobertura azimutal. La información de nuestro arreglo local permitió determinaciones hipocentrales con errores *rms* pequeños. La diferencia entre nuestras magnitudes y aquéllas determinadas por el SSN es menor a 0.2. Las magnitudes de los eventos se encuentran en el rango de 3.3 a 5.2. En este rango no hay diferencias significativas entre la magnitud local y de momento (Hanks y Boore, 1984; Heaton *et al.* 1986; Reiter, 1991).

La figura 2.5 muestra la distribución de PGA para la media geométrica de las componentes horizontales con la distancia hipocentral de los eventos usados para el análisis. Se observa una buena distribución de los datos para distancias entre 15 y 175 km., y para aceleraciones

de entre 0.7 y 80 Gales. Sin embargo, la mayor densidad se encuentra entre 30 y 150 Km y entre 0.8 y 40 Gales.

La figura 2.6 muestra la distribución de la magnitud con la distancia hipocentral de estos eventos. En ella se observa una mayor distribución de magnitudes entre 4 y 4.7 a distancias de entre 20 y 125 km.

La figura 2.7 muestra la relación entre la distancia hipocentral y la profundidad de los eventos registrados. En ella se observa que la mayoría de los sismos son de profundidad superficial ( $H < 45$  km), para distancias de entre 20 y 135 km.

Los parámetros más relevantes de los sismos utilizados en el análisis se proporcionan en la tabla 3.

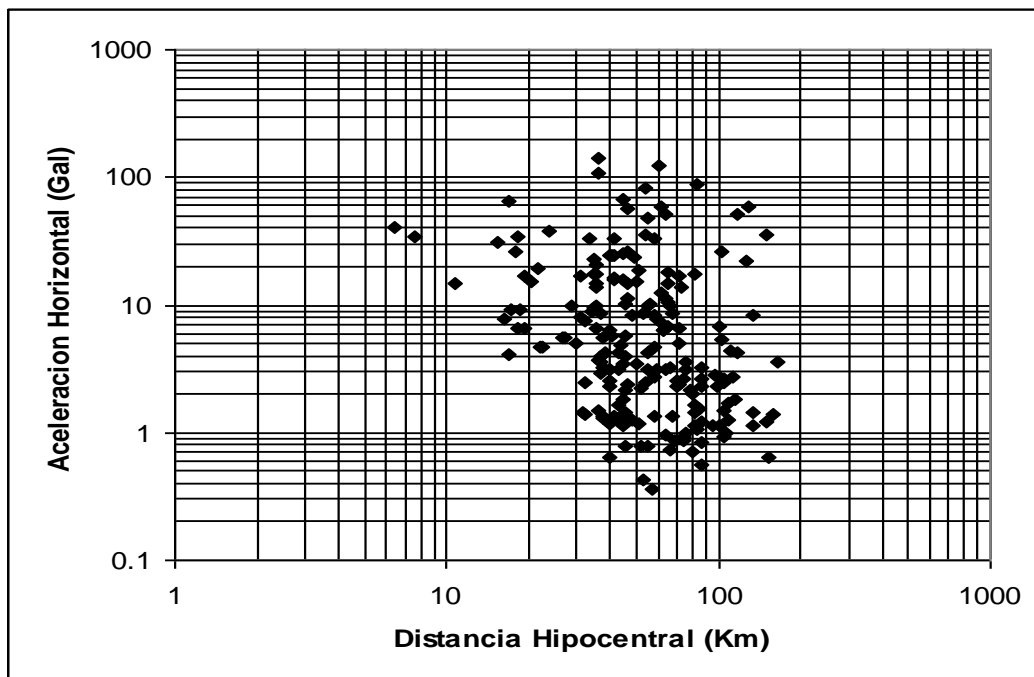


Figura 2.5. Distribución de los datos en función de la aceleración máxima horizontal y la distancia hipocentral.

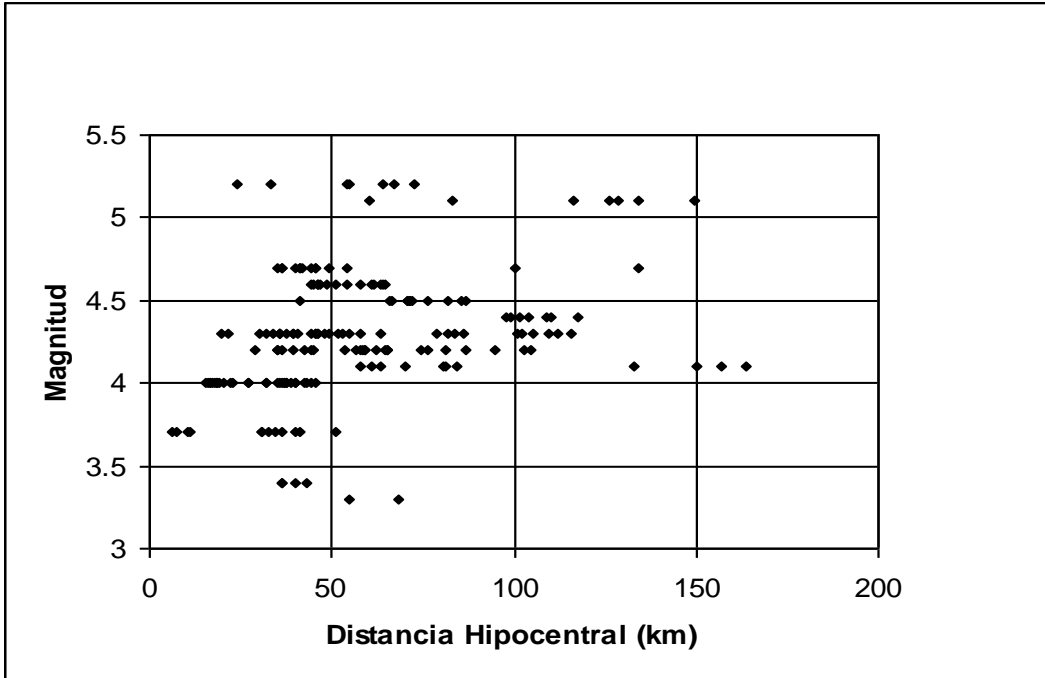


Figura 2.6. Distribución de los datos en función de la magnitud y la distancia hipocentral. Esta gráfica indica que nuestros resultados serán validos para distancias menores que 125 km y magnitudes menores que 5.

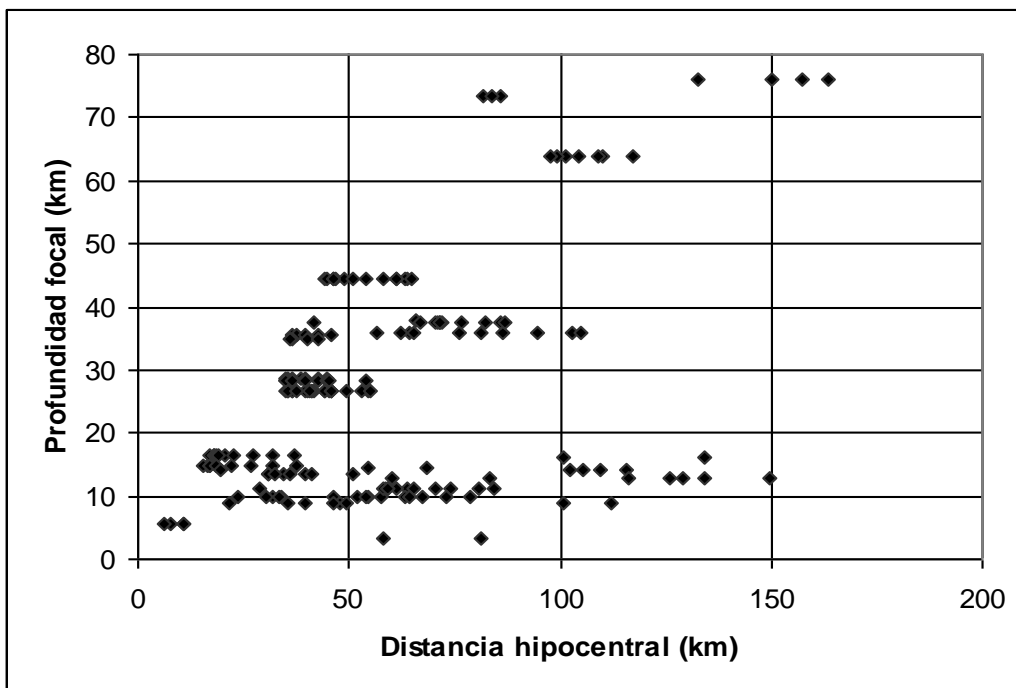


Figura 2.7. Distribución de los datos en función de la distancia hipocentral y la profundidad.

Tabla 3. Parámetros relevantes de los eventos retenidos para el análisis.

Evento N°	Fecha (día-mes-año)	Tiempo Origen (hr:min)	Latitud N (°)	Longitud W (°)	Prof. (km)	Magnitud Local
1	17/03/2006	13:08	20.225	-103.851	76.0	4.1
2	20/03/2006	23:37	19.064	-103.038	64.0	4.4
3	22/03/2006	22:42	18.950	-103.961	16.3	4.0
4	23/03/2006	00:35	18.938	-103.963	14.9	4.0
5	25/03/2006	05:29	19.074	-104.116	26.8	4.7
6	25/03/2006	05:36	18.996	-103.993	35.7	4.0
7	25/03/2006	11:59	18.980	-104.014	34.9	3.4
8	26/03/2006	09:28	19.049	-104.092	28.5	4.0
9	29/03/2006	17:52	18.679	-104.418	35.8	4.2
10	30/03/2006	08:53	19.062	-104.116	26.6	4.3
11	03/04/2006	21:34	18.579	-103.514	37.8	4.5
12	07/04/2006	07:28	19.054	-104.089	28.3	4.2
13	09/04/2006	16:07	19.093	-104.145	13.6	3.7
14	23/04/2006	10:39	19.219	-104.802	14.3	4.3
15	01/05/2006	22:40	18.897	-104.529	11.2	4.1
16	03/05/2006	16:18	18.562	-103.941	3.4	4.1
17	06/05/2006	05:25	18.743	-104.212	10.0	4.3
18	13/05/2006	11:31	18.655	-103.425	11.1	4.2
19	18/05/2006	23:51	18.837	-103.654	44.3	4.6
20	19/05/2006	06:59	18.931	-103.974	5.5	3.7
21	20/05/2006	00:42	19.260	-103.650	39.9	3.3
22	27/05/2006	23:09	19.368	-104.055	73.3	4.3
23	02/06/2006	01:21	19.020	-104.740	9.0	4.3
24	31/07/2006	18:25	18.830	-104.110	10.0	5.2
25	03/08/2006	1:04	18.400	-104.590	16.0	4.7
26	13/08/2006	15:14	18.230	-103.620	13.0	5.1

### **II.4.3 Método**

Nuestro análisis siguió procedimientos estándar (e.g., Joyner y Boore, 1981, 1993, 1994; Fukushima y Tanaka, 1990). Usamos una forma funcional para sismos registrados en campo cercano en zonas de subducción, en donde se propone una forma escalada por la

magnitud sísmica y la profundidad focal para la definición del efecto de fuente (Chang *et al.*, 2001). Escribimos el valor de la intensidad sísmica,  $A$ , como función de la magnitud y distancia, usando:

$$\ln A = c_1 + c_2 M + c_3 \ln R + c_4 \ln h, \quad (2.18)$$

donde  $\ln$  es logaritmo natural,  $A$  es la media geométrica de las componentes horizontales de la intensidad del movimiento que puede ser la aceleración pico del suelo (PGA) o la ordenada del espectro de respuesta a un valor dado de periodo para 5% de amortiguamiento (PSA).  $M$  es la magnitud local,  $R$  es la distancia hipocentral entre el evento y la estación y  $h$  la profundidad focal (en km);  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$  y  $c_4$  son los coeficientes a determinar. El coeficiente  $c_4$  se obtiene a partir de la ecuación (2.15), reescrita como:

$$\ln A = c_1 + c_2 M + c_3 \ln R + c_4 \ln h, \quad (2.19)$$

donde  $c_4$  se asume igual para todos los sismos y el término constante  $c_1 + c_2 M + c_3 \ln R$  es reemplazado por  $\sum d_i l_i$ , donde  $l_i$  es una variable ficticia y  $d_i$  un coeficiente para el sismo  $i$ . La suma se toma sobre el número de sismos  $n$ . Así, el coeficiente  $c_4$  es obtenido en el primer paso por la solución en mínimos cuadrados del problema de inversión lineal descrito en la ecuación (2.19).

La segunda etapa consiste en la evaluación de los coeficientes  $c_1$ ,  $c_2$  y  $c_3$  de la ecuación (2.18). Los términos  $c_2$  y  $c_3$  están relacionados con el escalamiento de la fuente. Sin embargo, estos dos términos pueden ser considerados independientemente y definen una aceleración inicial que disminuye conforme la distancia aumenta. Fukushima y Tanaka (1990) propusieron calcular los coeficientes  $c_2$  y  $c_3$  a partir de las estadísticas de la correlación entre las variables. De acuerdo con ellos, estos coeficientes pueden ser evaluados a partir de las ecuaciones lineales compuestas con desviaciones estándar y coeficientes de correlación de las variables. Finalmente,  $c_1$  se determina como función de los otros coeficientes y los valores medios de la aceleración del suelo, profundidad focal, distancia y magnitud. Las ecuaciones usadas y su derivación están dadas en el apéndice A. Estas ecuaciones son:

$$\ln A = c_1 + c_2 M + c_3 \ln R + c_4 \ln h, \quad (2.20)$$

$$\ln A = c_1 + c_2 M + c_3 \ln R + c_4 \ln h, \quad (2.21)$$

$$\ln A = c_1 + c_2 M + c_3 \ln R + c_4 \ln h, \quad (2.22)$$

En estas ecuaciones,  $\sigma_M$ ,  $\sigma_{\ln R}$ ,  $\sigma_{\ln A}$ , y  $\sigma_{\ln h}$  son las desviaciones estándar con respecto a  $M$ ,  $\ln R$ ,  $\ln A$  y  $\ln h$ , respectivamente.  $R_{\ln h, \ln R}$ ,  $R_{\ln h, \ln A}$ ,  $R_{M, \ln A}$ , y  $R_{M, \ln R}$  son los coeficientes de correlación entre  $\ln h$  y  $\ln R$ , entre  $\ln h$  y  $\ln A$ , entre  $M$  y  $\ln A$  y entre  $M$  y  $\ln R$ , respectivamente. Los símbolos  $\ln \bar{A}$ ,  $\bar{M}$ ,  $\ln \bar{h}$ , y  $\ln \bar{R}$  representan los valores promedio para  $\ln A$ ,  $M$ ,  $\ln h$  y  $\ln R$ , respectivamente. Se puede argumentar que no existe necesidad de incluir un término de profundidad. Sin embargo, los resultados muestran menos dispersión cuando se le



incluye y la distribución de la información mostrada en la figura (2.7) sugiere que la distancia hipocentral y la profundidad no tiene una correlación simple. Adicionalmente, nuestra base de datos sugiere que los eventos más profundos se atenúan más lentamente respecto a la distancia. Es claro, sin embargo, que se requiere una base de datos más extensa para sustentar la necesidad de este término.

#### **II.4.4 Resultados**

Los coeficientes y las desviaciones estándar determinados se presentan en las Tablas 4 y 5. Un análisis de la relación señal/ruido nos llevó a estimar PSA únicamente para periodos menores a 1 s para el movimiento horizontal y para periodos menores a 0.8 s para el movimiento vertical. Esto era de esperarse para sismos pequeños por la disminución de su energía a distancias largas y a períodos altos, que quedan disfrazados por el ruido ambiental.

Tabla 4. Coeficientes de regresión calculados para el movimiento horizontal promedio

<b>T(s)</b>	<b>c1</b>	<b>c2</b>	<b>c3</b>	<b>c4</b>	<b><math>\sigma</math></b>
PGAh	-0.5342	2.1380	0.4440	1.4821	0.28
0.07	-0.3924	1.9554	0.4200	1.3033	0.27
0.13	-0.4821	2.5676	0.6412	1.6630	0.28
0.19	-0.6559	3.1780	0.9306	2.1734	0.30
0.25	-1.3836	3.5738	1.0681	2.4317	0.32
0.32	-1.6473	3.7029	1.1530	2.5281	0.33
0.38	-1.9799	3.7442	1.1694	2.5511	0.34
0.50	-2.6537	3.7623	1.1801	2.5224	0.36
0.62	-2.9776	3.6381	1.1821	2.4148	0.36
0.80	-3.3181	3.5824	1.2055	2.3725	0.35
0.99	-3.6962	3.4723	1.1664	2.2806	0.35

Tabla 5. Coeficientes de regresión calculados para el movimiento vertical promedio.

T(s)	c1	c2	c3	c4	$\sigma$
PGAv	-0.5231	1.9876	0.5502	1.4038	0.27
0.07	-1.0294	2.1996	0.5626	1.2653	0.27
0.13	-2.0317	2.9507	0.7211	1.9181	0.27
0.19	-2.6411	3.4305	0.8501	2.3413	0.31
0.25	-2.9134	3.5597	0.9267	2.4426	0.33
0.32	-3.0510	3.5220	0.9349	2.4435	0.34
0.38	-3.1475	3.4945	0.9533	2.4438	0.36
0.50	-3.4057	3.3324	0.9290	2.3391	0.36
0.62	-3.4724	3.2640	0.9733	2.3142	0.36
0.80	-3.9437	3.1458	0.8821	2.2571	0.35

Los residuales obtenidos para la aceleración pico del movimiento horizontal (promedio geométrico de ambas componentes) se grafican en la figura 2.8. A pesar de que algunos puntos de los datos se encuentran lejos de los valores predichos, la desviación estándar es 0.28. Observamos que nuestra relación de atenuación no muestra tendencias o sesgos significativos. La disminución aparente de los residuales para distancias grandes refleja únicamente la disminución de la cantidad de información disponible. Verificamos que los residuales para las 4 estaciones en suelo no son diferentes de aquellas estaciones en roca (Figura 2.8). Esto sugiere que los efectos de sitio no afectan de forma significativa nuestros resultados.

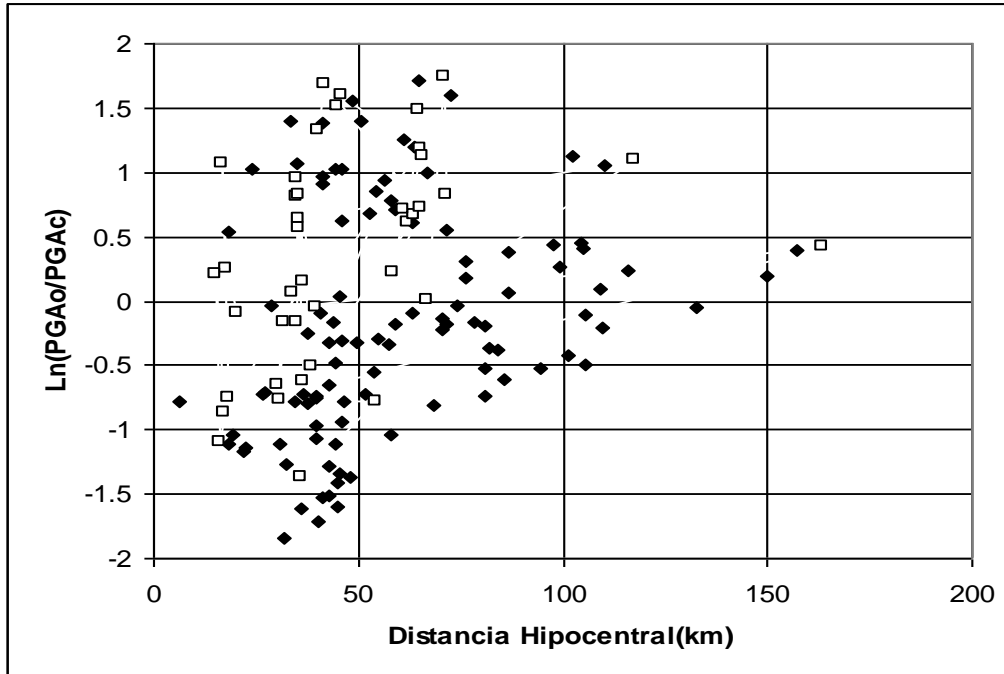


Figura 2.8. Cociente entre PGA horizontal predicho y observado para nuestra base de datos. Los diamantes sólidos corresponden a las estaciones sobre suelo firme. Los cuadrados blancos muestran los residuales para las 4 estaciones sobre suelo suave. La dispersión es similar que la observada en estudios previos. Observamos que nuestra relación no muestra sesgos significativos.

La figura 2.9 compara nuestra predicción de PGA para un sismo de  $M = 5$  y con una profundidad focal de 15 km con los valores que predicen otras relaciones de atenuación desarrolladas para sismos en México (García *et al.* 2005, para sismos intraplaca, y Ordaz *et al.* 1989 para sismos interplaca), Japón (Fukushima y Tanaka, 1990) y en otras partes del mundo (Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003). Esta comparación está limitada por el pequeño traslape en los rangos de magnitudes usados en estos estudios respecto al nuestro (entre 4.6 y 5.2). Por ejemplo, García *et al.* (2005) utilizaron una base de datos con rangos de  $5.2 < M_w < 7.4$  y  $35 < H < 138$  km a distancias regionales ( $R < 300$  km). Fukushima y Tanaka, (1990) utilizaron una base de datos con  $4.6 < M_s < 8.2$  y  $0 < H < 31$  km.; Youngs *et al.*, (1997) de  $5 < M_s < 8.1$  a distancias de 10-500 km y Atkinson y Boore, (2003) de  $5 < M_w < 8.3$ . Sin embargo, observamos que a distancias cercanas de la fuente (hasta 50 km), los valores que predice nuestra relación son similares a los obtenidos por Fukushima y Tanaka (1990), Youngs *et al.* (1997) y Ordaz *et al.* (1989), y mayores que los de García *et al.* (2005) y Atkinson y Boore (2003). Conforme aumenta la distancia, los valores de PGA predichos por nuestra ecuación disminuyen más lentamente que los de otros autores. En consecuencia, para distancias mayores a 100 km, nuestra relación predice valores de PGA mayores. Esto es importante, porque la ciudad de Colima está localizada a 120 km de la zona de subducción. Por lo tanto, el uso de relaciones de atenuación derivadas con la información de otras regiones de subducción puede subestimar el riesgo sísmico para la ciudad de Colima.

Usando el mismo procedimiento de regresión, derivamos coeficientes para 10 valores de periodos del espectro de respuesta de pseudoaceleración para 5% de amortiguamiento. García *et al.* (2005) también derivaron esos coeficientes. La figura 2.10 muestra la comparación entre nuestros resultados y los de García *et al.* (2005), de nuevo, para un sismo  $M = 5$ , a 15 km de profundidad y a una distancia de 50 km. Observamos que nuestros resultados predicen valores mayores de PSA horizontales en todo el rango de periodos.

La comparación de nuestros resultados con los obtenidos por García *et al.* (2005), puede parecer no adecuado debido a que sus autores usaron una base de datos de sismos intraplaca registrados en la región central de México. Sin embargo, es la única publicación disponible actualizada hasta el momento con relaciones de PGA y PSA para nuestro país. Adicionalmente los autores argumentan que la relación para PGA proporciona valores mayores a los que se obtienen con la relación de Ordaz *et al.*, 1989, para sismos interplaca obtenidos con datos de Guerrero.

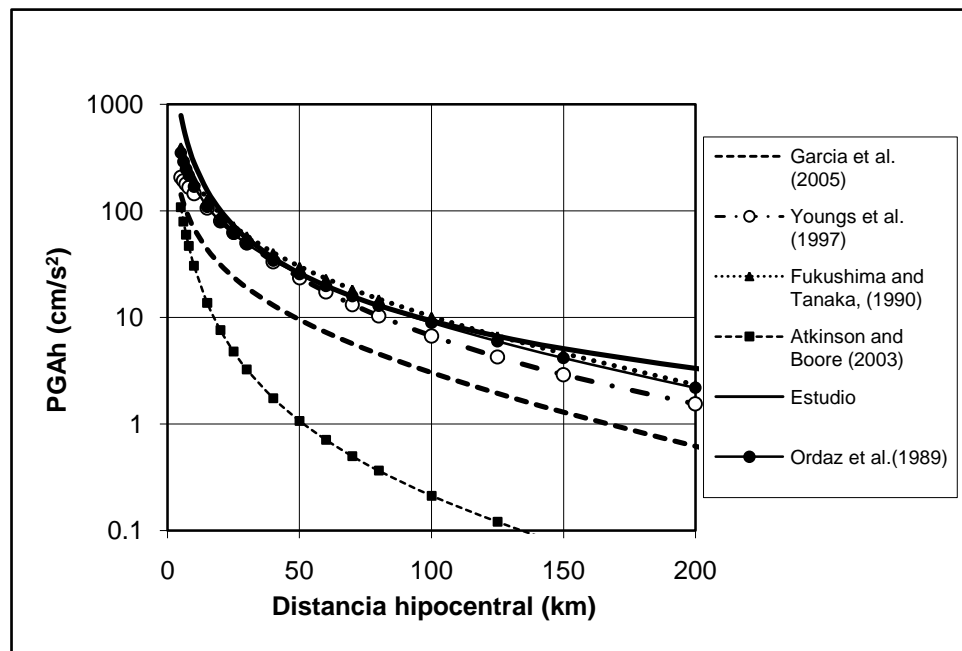


Figura 2.9. Comparación entre diferentes relaciones de atenuación. Se muestran predicciones de PGA horizontal promedio en función de la distancia para un sismo de magnitud 5 a 15 km de profundidad. A distancias pequeñas, nuestra relación muestra valores de PGA similares a los de las otras relaciones, pero predice valores de PGA más grandes para distancias mayores a 100 km.

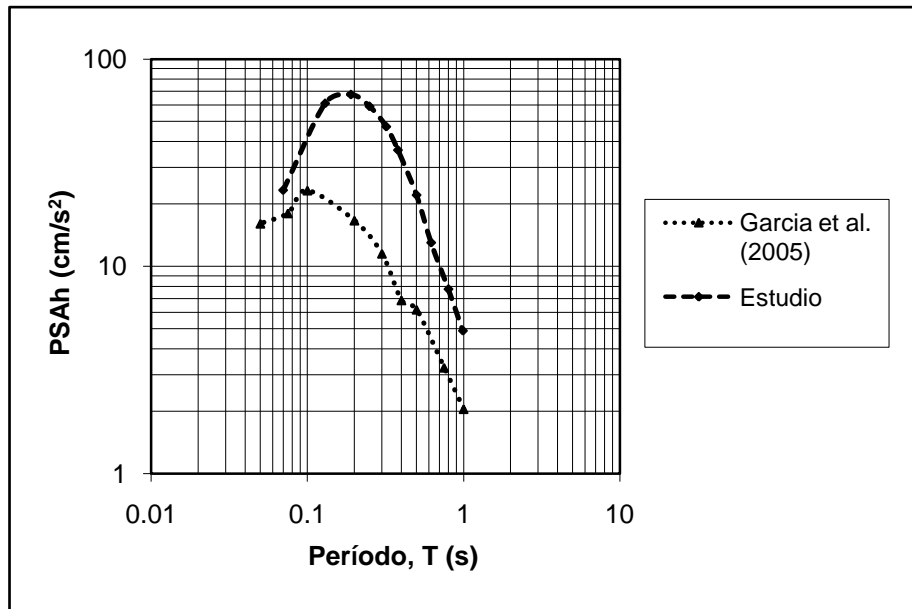


Figura 2.10. Comparación entre García et al. (2005) y nuestro estudio en términos de PSA (5% amortiguamiento) horizontal promedio predicho, como una función del período T. Estos resultados corresponden a un sismo de magnitud 5 a 15 km de profundidad y 50 km de distancia hipocentral. En el rango de periodos entre 0.07-1.0 s, nuestra relación predice valores de PSA más grandes que la de García et al. (2005).

## II.5 Conclusiones

Hemos utilizado los registros obtenidos con una red de 12 acelerógrafos digitales autónomos que operaron durante ocho meses en el estado de Colima para obtener las primeras ecuaciones de atenuación con datos de esta región. Los datos del arreglo temporal fueron completados con registros de 5 acelerógrafos digitales permanentes instalados recientemente en la región de Colima. Usamos el procedimiento de dos etapas propuesto por Joyner y Boore (1981), modificado por Fukushima y Tanaka (1990) y por Chang *et al.* (2001) para obtener ecuaciones de atenuación para PGA horizontal promedio, PGA vertical, y PSA horizontal para 10 valores de periodo de entre 0.07 y 1 s, y PSA vertical para 9 valores de periodo entre 0.07 y 0.8 s.

Observamos que, a distancias pequeñas (menores a 50 km), nuestras ecuaciones predicen valores similares a aquellos que se obtienen con las relaciones propuestas por Ordaz *et al.* (1989), Fukushima y Tanaka (1990) y Youngs *et al.* (1997), y mayores que los predichos por García *et al.* (2005) y Atkinson y Boore (2005). Para distancias mayores a 100 km, nuestros resultados predicen mayores valores de intensidad. Por tanto, nuestras relaciones predicen mayores intensidades en Colima para sismos en la zona de subducción y sugieren que los modelos de movimiento del terreno derivados usando información de Guerrero pueden no ser apropiados para otras secciones de la zona de subducción.

No tenemos información para validar nuestros resultados para sismos grandes. Sin embargo, el evento de enero de 2003 provee una indicación que apoya nuestros resultados. Este evento ( $M_w = 7.6$ ) fue registrado por un solo acelerógrafo localizado en Manzanillo, a 100 km del epicentro. La relación de atenuación de García *et al.* (2005) predice una PGA horizontal de 105 Gal y una PSA horizontal de 151 Gal a un periodo de 0.4 s en Manzanillo para ese evento. El PGA horizontal promedio observada en Manzanillo fue de 329 Gal y el PSA horizontal observada fue de 470 Gal a un periodo de 0.44 s. Esto sugiere que García *et al.* (2005) subestima PGA y PSA en la región de Colima puesto que los valores predichos por las relaciones de atenuación son claramente menores a los medidos por la estación que registró el evento de 2003 (Figuras 2.11 y 2.12).

Aunque la relación de García *et al.* (2005) está basada en datos de sismos con falla normal (intraplaca) de la región central de México, según los autores, proporciona valores de PGA mayores que la relación de Ordaz *et al.* (1989) para sismos de falla inversa (interplaca) obtenida con datos de Guerrero. Esto se observa en la misma figura 2.11 donde también incluimos esta relación.

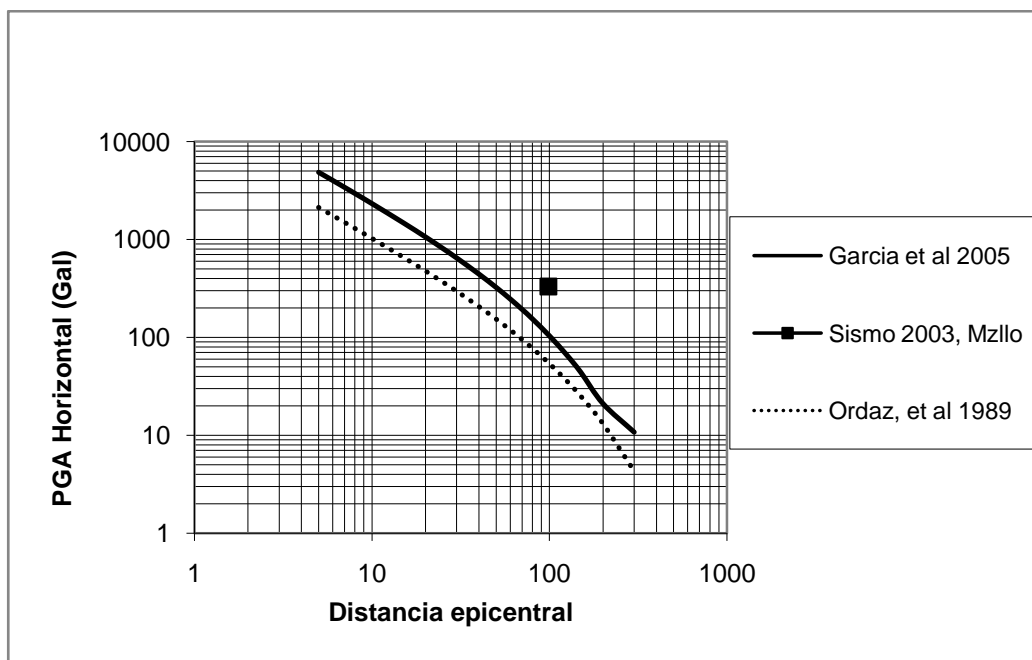


Figura 2.11 Comparación entre valores de PGA para el sismo de Tecomán, 2003 ( $M=7.6$  y  $H=15$  km) observado en Manzanillo y los predichos por García *et al.* (2005) y Ordaz *et al.* (1989).

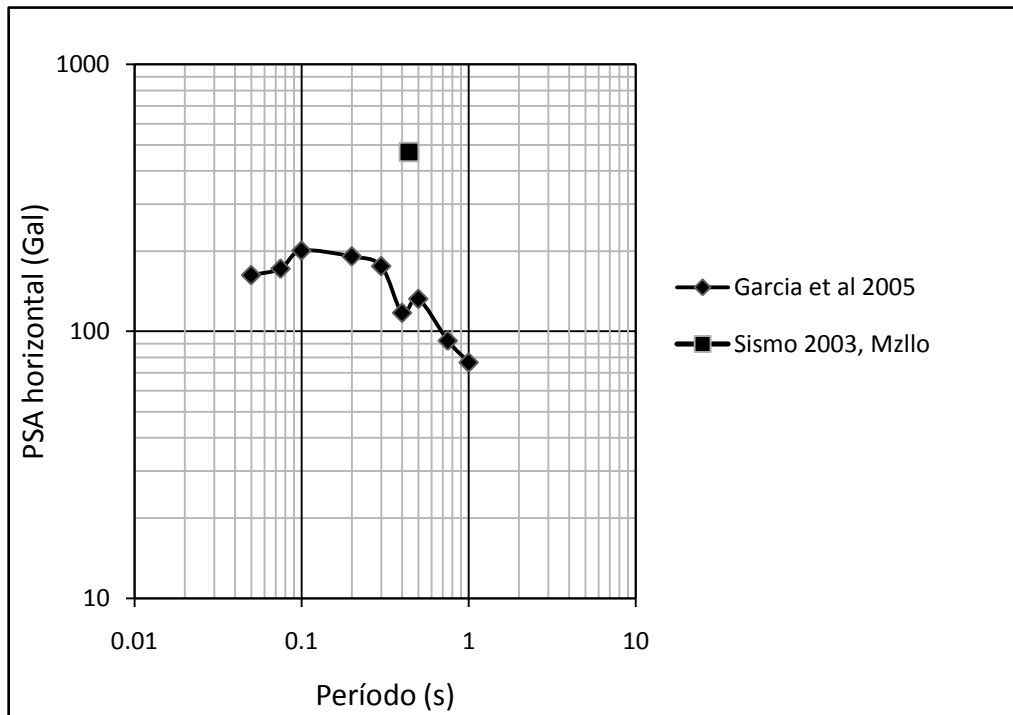


Figura 2.12 Comparación entre los valores de PSA máximo observado en Manzanillo y los predichos por García et al. 2005 para el sismo de Tecomán 2003.

Nuestros resultados son una primera estimación de la atenuación de la región de Colima, sin embargo, tienen algunas limitaciones. Una de ellas es que no consideramos explícitamente los efectos de sitio para las cuatro estaciones que instalamos en suelo aluvial (del total de 17). Sin embargo, los cocientes espectrales H/V calculados con los acelerogramas sugieren que la amplificación local no es importante en esas cuatro estaciones en la banda de frecuencias donde nuestros datos son útiles. Los cocientes H/V obtenidos para todas las estaciones son similares, independientemente de las condiciones locales. Adicionalmente, los residuales para las estaciones en suelo suave no muestran sesgos sistemáticos. A pesar de ello, los efectos de sitio son importantes y no pueden despreciarse en estudios futuros. Por otra parte, nuestros resultados están fuertemente limitados por las pequeñas magnitudes que registramos durante el experimento de campo. Las posibles diferencias entre los modelos de movimiento del suelo derivadas de movimientos fuertes y débiles han sido discutidas en, por ejemplo, Douglas (2003) y Bragato y Slejko (2005). Además, podría ser útil comparar los modelos de movimiento de suelo para las diferentes secciones a lo largo de la zona de subducción en términos de la varianza (Douglas, 2004). Sin embargo, actualmente no hay suficiente información para ello. Las pequeñas magnitudes que pudimos registrar en el periodo de ocho meses muestran la baja sismicidad que caracteriza la sección noroccidental de la zona de subducción, comparada con la región de Guerrero donde se registran mensualmente más de 25 sismos

de magnitud mayor a 3.5. Sin embargo, aun si los niveles de sismicidad son bajos, si ocurren sismos grandes. Creemos que nuestros resultados podrán ser mejorados en el futuro cercano, conforme se incremente el número de estaciones acelerograficas permanentes. La información que sea obtenida permitirá afinar nuestras estimaciones y mejorar nuestra comprensión de las características sísmicas de la zona de subducción y su variación a lo largo de la trinchera.



## CAPÍTULO III

### EFFECTOS DE SITIO EN TECOMÁN

#### III.1 Introducción.

En este capítulo se presenta una estimación de los efectos de sitio en la ciudad de Tecomán, Colima. Los datos utilizados son registros de sismos y ruido ambiental obtenidos con una red temporal de 9 sismógrafos con sismómetros triaxiales de 4.5 Hz, y de dos estaciones acelerográficas. Adicionalmente se realizaron mediciones de ruido con acelerómetros y con sismógrafos de banda ancha en la mayoría de los puntos de la red.

Los datos de sismos se analizaron utilizando las técnicas SSR (cocientes espectrales de registros sísmicos con respecto a un sitio de referencia), HVSR (cocientes espectrales de los componentes horizontales relativos al componente vertical de la onda S) y GIS (inversión paramétrica del espectro de amplitudes de Fourier de la ventana de ondas S) aplicados a registros de sismos. Los registros de ruido ambiental se analizaron utilizando la técnica H/V (cocientes espectrales de los componentes horizontales relativos al componente vertical).

El objetivo de estimar los efectos de sitio con datos de diversos instrumentos de medición sísmica y con diferentes técnicas de análisis, es investigar la confiabilidad de los resultados basada en la mejor combinación entre instrumentos y técnicas disponibles. Adicionalmente, discutir la influencia de cada uno de los instrumentos sobre los resultados y seleccionar la combinación más confiable para el tipo de suelo en estudio.

La ciudad de Tecomán está localizada al sur del estado de Colima en las coordenadas  $18^{\circ} 54' 30''$  de latitud;  $-103^{\circ} 52' 28''$  de longitud y 30 m de altitud. Es una ciudad de aproximadamente 76,000 habitantes situada en una planicie costera cercana a la desembocadura del río Armería. La ciudad es la cuarta más importante del estado de Colima y hasta ahora no se había realizado ningún estudio de microzonificación sísmica en el lugar.

Es bien conocido que los movimientos sísmicos del terreno pueden amplificarse significativamente en depósitos sedimentarios superficiales. En Colima, las consecuencias de este fenómeno en zonas urbanas cercanas a las fuentes sísmicas han sido demostradas en los patrones de daño observados en los sismos de Manzanillo, 1995 (Pacheco *et al.* 1997); y Tecomán 2003 (Singh *et al.*, 2003; Núñez-Cornú *et al.*, 2004). El contraste de impedancia del subsuelo puede amplificar notablemente el nivel de vibración e incrementar la duración del movimiento. Una forma de prevenir los efectos destructivos durante grandes sismos es identificando distintas zonas con una respuesta sísmica homogénea y mapeando estas zonas a la escala de una ciudad. La microzonificación sísmica de una ciudad se basa en la determinación de la amplificación máxima del movimiento que puede ocurrir en cada zona con respecto a un sitio de referencia. Adicionalmente, se desea determinar las frecuencias a las cuales se presenta dicha amplificación.

La amplificación del movimiento sísmico debido a la presencia de suelos blandos se ha estimado usando enfoques teóricos y experimentales. Dentro de las técnicas teóricas se encuentran los procedimientos de modelado del suelo a partir del conocimiento de sus propiedades mecánicas y su geometría. Dentro de las técnicas experimentales se incluyen los procedimientos de análisis de registros de vibración ambiental y de registros de temblores obtenidos en el sitio en estudio.

El modelado unidimensional (1D) de la geometría y propiedades mecánicas a partir de datos geotécnicos es el más simple. Consiste en suponer que el subsuelo está formado de estratos horizontales caracterizados por su espesor, densidad, coeficiente de amortiguamiento y velocidad de onda de cortante. El espesor y la densidad de los estratos pueden conocerse a partir de sondeos geotécnicos y de las pruebas de laboratorio realizadas a las muestras obtenidas en dichos sondeos. Adicionalmente, las velocidades de ondas de cortante de los estratos pueden obtenerse mediante correlaciones entre los parámetros obtenidos de las pruebas geotécnicas y estas velocidades, o mediante pruebas dinámicas tal como la prueba de sonda suspendida. Cuando las velocidades de ondas de corte en los distintos estratos del suelo no son determinadas mediante pruebas dinámicas, suelen utilizarse expresiones empíricas que relacionan, por ejemplo, la velocidad con el número de golpes que se obtiene de una prueba de penetración estándar (e.g., Ovando y Romo, 1990, 1991). Sin embargo los modelos geotécnicos unidimensionales, no siempre son capaces de reproducir con precisión la respuesta del suelo debido a los efectos de heterogeneidades laterales del terreno. En estos casos se debe recurrir a modelos 2D y 3D, o a procedimientos experimentales como mediciones de vibración ambiental, registro de temblores o técnicas de refracción multicanal. Una vez que se cuenta con un modelo geotécnico del suelo es posible calcular su función de transferencia.

En la evaluación de los efectos de sitio para Tecomán usamos técnicas experimentales entre las que podemos mencionar en primer lugar a los cocientes espectrales de registros sísmicos con respecto a un sitio de referencia (SSR, por sus siglas en inglés). (Borcherdt, 1970; Chávez-García, *et al.*, 1990). Ésta es una técnica que ha mostrado su confiabilidad a lo largo de los años. El uso de cocientes espectrales de la ventana de las ondas S de registros de sismos (HVSR, por sus siglas en inglés) es una alternativa que utilizamos también para estimar estos efectos (Lermo y Chávez-García, 1993). Adicionalmente, empleamos la inversión paramétrica de los espectros de Fourier de sismos registrados en una red (GIS, por sus siglas en inglés). (Andrews, 1986; Boatwright *et al.* 1991, Hartzell, 1992; Field y Jacob, 1995). También utilizamos datos de microtemblores o ruido sísmico de una sola estación para obtener cocientes espectrales de los componentes horizontales con respecto al vertical registrado en el mismo sitio (H/V), (Nakamura, 1989; Lermo y Chávez-García, 1994).

En los últimos años se ha incrementado el uso de técnicas de correlación en el dominio del tiempo y de las frecuencias con registros de redes temporales de estaciones para la medición simultánea de ruido ambiental (e.g., SPAC, por sus siglas en inglés) así como el uso de técnicas de exploración sísmica convencional (e.g., *Time-Term*) y de refracción multicanal (e.g., MASW, por sus siglas en inglés) para la medición de ondas superficiales

producidas por fuentes artificiales y por ruido urbano para obtener la respuesta del sitio de manera indirecta. En estos casos, el problema consiste en invertir la curva de dispersión de ondas superficiales (Rayleigh) para obtener la estructura superficial del suelo. A partir de la estructura se puede obtener la función de transferencia que representa la amplificación y frecuencia dominante del sitio en estudio. El uso de estas últimas técnicas y su aplicación en la determinación de la estructura del suelo y su relación con los efectos de sitio en Tecmán, se trata en el Capítulo IV de este trabajo.

En los últimos 20 años las técnicas para calcular/modelar los efectos de sitio han evolucionado considerablemente debido al incremento en las capacidades de cálculo. Los instrumentos de registros sísmicos utilizados, tales como sismógrafos o sensores de velocidad y acelerógrafos también han evolucionado. Sin embargo, las características de cada uno de ellos pueden jugar un papel importante en la determinación de las amplificaciones y frecuencias dominantes del terreno. Debido a que en este trabajo utilizamos datos registrados con instrumentos de distintas características, la comparación de resultados obtenidos con cada uno de ellos, fue también un objetivo importante de nuestra investigación.

### **III.2 Datos.**

Los registros de sismos obtenidos por la red temporal de sismógrafos (AYTO; BOMB; CAMP; CUAU; EDUE; ESEC; INDE; PROC; TUXP) y de sismos previos registrados en dos estaciones acelerográficas (BAC5; CTEC) en la zona urbana de Tecmán, así como los datos de una estación en terreno firme (COJU) utilizada como estación de referencia, fueron analizados utilizando tres técnicas independientes que permiten separar los efectos de sitio de los efectos relacionados con la fuente y el trayecto entre la fuente y el sitio de interés.

Los equipos utilizados fueron 9 sismógrafos de tres componentes con sensores de velocidad GS-11D con frecuencia propia de 4.5 Hz y tarjeta de conversión A/D SADC20 de 24 bits de la marca SARA. Además se usaron datos de sismos y mediciones de ruido obtenidos con dos acelerógrafos triaxiales, uno modelo ETNA de Kinematics con sensor Episensor FBA ES-Deck y tarjeta A/D de 18 bits y otro marca GEOSIG con acelerómetros AC-63 y registrador sísmico GSR-18ADC de 18 bits. Adicionalmente se hicieron mediciones de ruido ambiental en las estaciones de la red temporal con dos sensores, uno de banda ancha, marca GURALP modelo CMG-40T y el otro, un acelerómetro FBA-23 de Kinematics, El registrador en este caso fue un K2 de Kinematics de 6 canales y 21 bits. Las características más relevantes de estos instrumentos se muestran en las tablas 3.1 y 3.2.

Tabla 3.1 Resumen de las características generales de los sensores utilizados

Manufactura	Modelo	Rango de Frecuencias	Sensitividad	Nivel de clip
Geosig	AC-63	DC a 100 Hz	5 V/g	2g
Kinematics	Episensor	DC a 180 Hz	10 V/g	2g
Geo Space LP	GS-11D	0.01-60 Hz	1.0 V/cm/s	-----
Guralp	CMG-40T	0.033-50 Hz	800 V/cm/s	-----
Kinematics	FBA-23	DC a 50 Hz	5 V/g	2g

Tabla 3.2 Resumen de las características generales de los digitizadores utilizados

Manufactura	Modelo	Canales	Max. SPS	Volts/cts.
Geosig	GSR-18 ADC	3 @ 18 bits	250	$5/2^{17}$
Kinematics	ETNA	3 @ 18 bits	250	$2.5/2^{17}$
Sara	A/D SADC20	3 @ 24 bits	250	$2.5/2^{23}$
Kinematics	K2	6 @ 21 bits	250	$5/2^{20}$

Los sismógrafos digitales con sensores de 4.5 Hz se instalaron en una red de estaciones (AYTO, BOMB, CAMP, CUAU, EDUE, ESEC, INDE, PROC, TUXP) que cubrió el área urbana de Tecomán (figura 3.1). Esta red operó temporalmente durante cuatro meses (de septiembre a diciembre de 2006) en la ciudad de Tecomán. Esta red registró 21 sismos reportados por el SSN, de los cuales se utilizaron solo 15 en nuestro análisis de SSR, GIS y HVSR. Los 6 eventos restantes fueron registrados por menos de tres estaciones. De esta red también se obtuvieron registros de ruido en bloques continuos de 10 minutos.

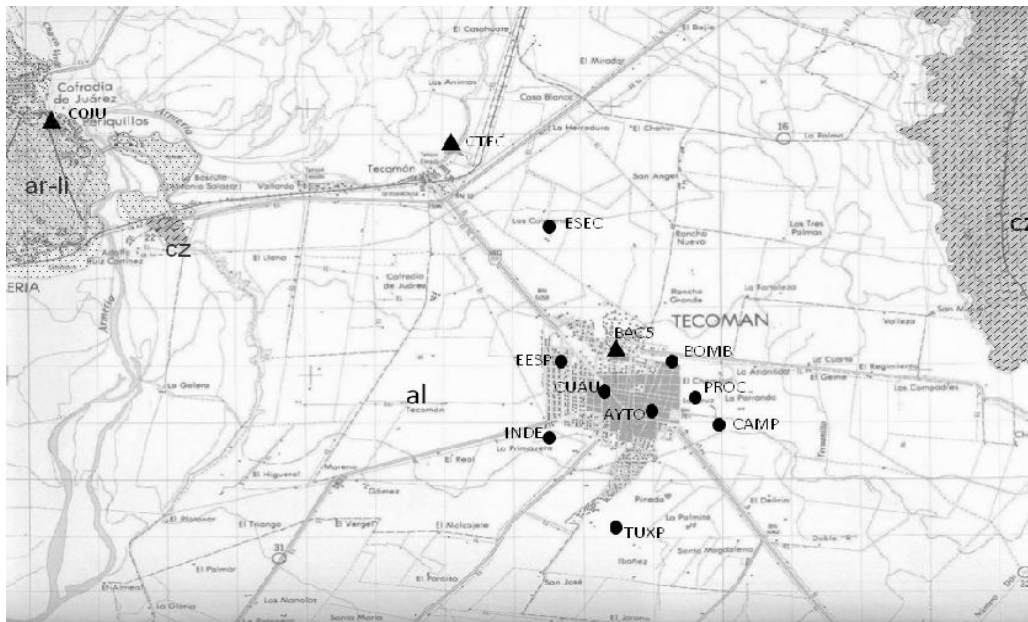


Figura 3.1. Localización de las estaciones utilizadas en el estudio. Los círculos son las estaciones del arreglo denso en la zona urbana. Los triángulos son las estaciones complementarias, incluyendo la de referencia (COJU), al=aluvial, ar-li=arenisca limolita y cz=caliza.

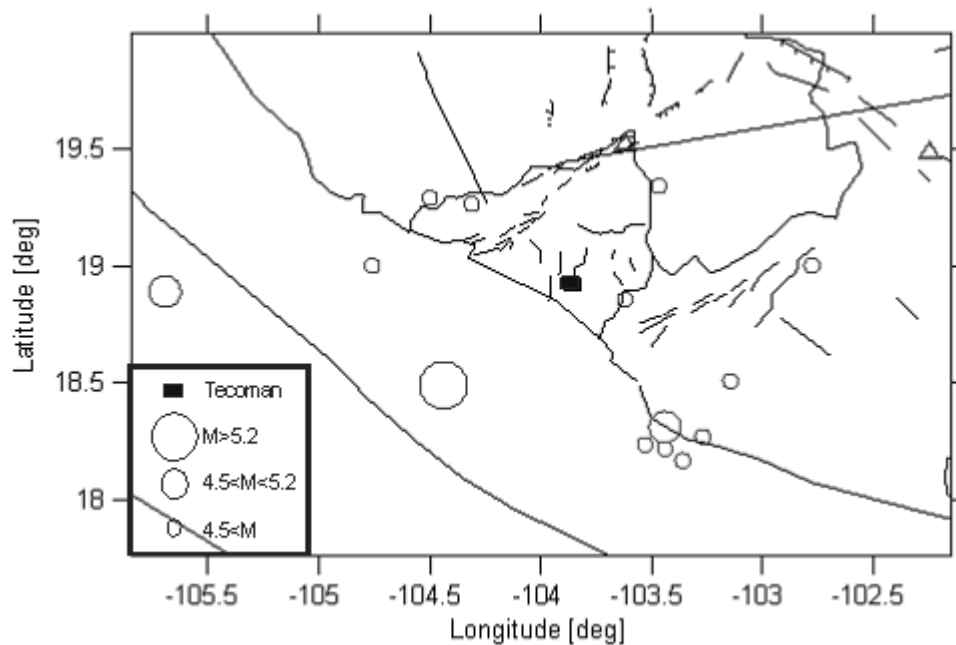


Figura 3.2. Los círculos abiertos muestran la localización de los sismos utilizados en nuestro análisis. Los triángulos abiertos indican volcanes. El rectángulo negro muestra la ciudad de Tecomán. Las líneas continuas muestran los límites estatales, de la costa y la trinchera mesoamericana. Las líneas interrumpidas muestran los sistemas de fallas de la zona en estudio.

Adicionalmente, se utilizaron registros de sismos obtenidos con un acelerógrafo Geosig en la estación BAC5 y un acelerógrafo ETNA en la estación CTEC, registrados en el periodo de marzo a agosto de 2006. Durante ese periodo, la estación BAC5 registro 9 sismos y la estación CTEC registró solo 3. Estos registros se utilizaron para el análisis basado en los cocientes espectrales entre las componentes horizontales y la vertical de las ondas S de la misma estación (HVSZ). Cinco de estos sismos de la estación BAC5 y dos de la estación CTEC también fueron registrados simultáneamente en una estación permanente para movimientos fuertes (COJU) la cual es operada y mantenida por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. Esta estación está ubicada en terreno firme cerca de la ciudad de Tecomán y fue utilizada como estación de referencia para calcular cocientes espectrales con respecto a esta estación (SSR). Uno de los sismos registrados por COJU también fue registrado por 6 estaciones de la red (BOMB, CAMP, CUAU, INDE, PROC, TUXP) y se utilizó para calcular SSR. Por tanto, los sismos utilizados en la determinación de las frecuencias (períodos) dominantes y la amplificación del suelo fueron 24 en total, con magnitudes locales que oscilaron entre 3.3 y 5.2. La tabla 3.3 muestra los parámetros más importantes de los 15 eventos registrados en las 9 estaciones del arreglo y la tabla 3.4 muestra estos parámetros de los 9 eventos registrados en las estaciones complementarias incluyendo la de referencia. La tabla 3.5 muestra la localización de todas las estaciones usadas en el estudio y el número de eventos que se utilizaron para cada una de ellas y la tabla 3.6 muestra la distribución de los sismos sólo en las distintas estaciones del arreglo. La figura. 3.1 muestra los nombres y la ubicación de las estaciones que se utilizaron en el análisis dentro de la zona urbana en estudio, incluyendo la estación de referencia y la figura 3.2 muestra la ubicación de los eventos con respecto a la ciudad de Tecomán.

Tabla 3.3 Datos relevantes de los sismos registrados por el arreglo y utilizados en el estudio.

N° Sismo	Fecha (dd-mm-aa)	Latitud (°)	Longitud (°)	Prof. (Km)	Magnitud local
1	16-09-2006	18.89	-105.69	39	4.6
2	20-09-2006	19.00	-104.76	21	3.7
3	13-10-2006	19.29	-104.50	20	4.2
4	14-10-2006	19.34	-103.47	40	4.1
5	19-10-2006	19.00	-102.78	74	4.0
6	21-10-2006	18.24	-103.53	05	4.2
7	06-11-2006	18.86	-103.62	15	3.8
8	12-11-2006	19.26	-104.31	28	4.2
9	19-11-2006	18.49	-104.44	18	5.2
10	21-11-2006	18.60	-101.89	59	4.3
11	25-11-2006	18.22	-103.44	06	4.0
12	10-12-2006	18.31	-103.44	07	4.6
13	27-12-2006	18.51	-103.15	15	4.0
14	29-12-2006	18.17	-103.36	05	3.7
15	05-01-2007	18.27	-103.27	10	4.3

Tabla 3.4. Datos relevantes de los sismos registrados previamente por las dos estaciones complementarias (BAC5 y CTEC) y la de referencia (COJU).

N° Sismo	Fecha (dd-mm-aa)	Latitud (°)	Longitud (°)	Prof. (Km)	Magnitud local
1*	22-03-2006	18.950	-103.961	16	4.0
2***	25-03-2006	19.074	-104.116	27	4.7
3*	26-03-2006	19.049	-104.092	28	4.0
4*	30-03-2006	19.062	-104.116	27	4.3
5*	03-04-2006	18.579	-103.514	38	4.5
6***	18-05-2006	18.837	-103.654	44	4.6
7**	19-05-2006	18.931	-103.974	06	3.7
8***	31-07-2006	18.830	-104.110	10	5.2
9*	13-08-2006	18.230	-103.620	13	5.1

\*Registrados sólo por BAC5

\*\* Registrados por BAC5 y CTEC

\*\*\* Registrados por BAC5, CTEC y COJU.

Tabla 3.5. Datos de las estaciones sísmicas utilizadas en el estudio. S-SADC20 representa el sismógrafo de 4.5 Hz. A-GEOSIG significa el acelerógrafo Geosig y A-ETNA el acelerógrafo Etna de Kinematics. La última columna indica el número de sismos usados en las determinaciones de HVSR.

Estación N°	Nombre Estación	Tipo de instrumento	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (m)	N° Sismos usados
1	AYTO	S-SADC20	18.9124	-103.8735	39	8
2	BOMB	S-SADC20	18.9188	-103.8690	40	12
3	CAMP	S-SADC20	18.9082	-103.8624	34	15
4	CUAU	S-SADC20	18.9151	-103.8831	39	7
5	EDUE	S-SADC20	18.9230	-103.8878	42	6
6	INDE	S-SADC20	18.9070	-103.8879	34	12
7	PROC	S-SADC20	18.9130	-103.8647	36	15
8	TUXP	S-SADC20	18.8945	-103.8783	29	14
9	ESEC	S-SADC20	18.9381	-103.8873	48	4
10	BAC5 <sup>1</sup>	A-GEOSIG	18.9260	-103.8810	43	9
11	CTEC <sup>1</sup>	A-ETNA	18.9480	-103.8980	54	3
12	COJU*	A-ETNA	18.9510	-103.9493	57	4

\*Estación de referencia

<sup>1</sup>Estaciones complementarias

Tabla 3.6 Distribución de los sismos registrados en las distintas estaciones del arreglo y usados para el cálculo de HVSR y GIS.

N°	Sismo	AYTO	BOMB	CAMP	CUAU	EDUE	ESEC	INDE	PROC	TUXP
1	16-09-06	---	*	*	*	*	---	*	*	*
2	20-09-06	---	*	*	---	*	---	*	*	*
3	13-10-06	*	*	*	*	*	---	*	*	*
4	14-10-06	*	*	*	*	*	---	*	*	*
5	19-10-06	---	---	*	---	---	---	*	*	*
6	21-10-06	*	*	*	---	---	---	*	*	*
7	06-11-06	*	*	*	*	*	---	*	*	*
8	12-11-06	---	*	*	*	---	---	*	*	*
9	19-11-06	---	*	*	*	---	---	*	*	*
10	21-11-06	---	---	*	*	---	---	---	*	*
11	25-11-06	*	*	*	---	---	*	*	*	*
12	10-12-06	*	*	*	---	---	*	*	*	*
13	27-12-06	*	*	*	---	---	*	---	*	*
14	29-12-06	---	---	*	---	---	---	---	*	---
15	05-01-07	*	*	*	---	*	*	*	*	*
	TOTAL	8	12	15	7	6	4	12	15	14

Además de los registros de sismos se obtuvieron registros de ruido ambiental en las estaciones de la red y en las complementarias con distintos instrumentos de medición. La



obtención de esos datos con los distintos instrumentos no fue uniforme para todas las estaciones, debido principalmente a la disponibilidad de algunos equipos. Por ejemplo, con los sismógrafos SADC20 de 4.5 Hz y con un acelerógrafo ETNA se registró ruido en las 9 estaciones de la red. En las 2 estaciones complementarias se registró ruido con el acelerógrafo ETNA y con el sensor de banda ancha K2-GURALP. Asimismo, con los sensores de banda ancha K2-GURALP se midió ruido en 8 estaciones de la red (no se midió en INDE) y con los acelerógrafos K2-FBA sólo se midió ruido en 4 estaciones (AYTO, BOMB, CUAU y PROC) de la red y en la estación complementaria CTEC. En la estación complementaria BAC5 sólo se registró ruido con el acelerógrafo GEOSIG.

La tabla 3.7 muestra la distribución del ruido registrado con los distintos instrumentos con relación a las estaciones usadas en el estudio. Respecto al tamaño de los registros, utilizamos datos de 30 minutos de duración (se pegaron 3 bloques de 10 minutos) para los sismógrafos de 4.5 Hz. En el caso de los acelerógrafos (ETNA y GEOSIG), se utilizaron datos de registros de 25 minutos. La duración de los registros de ruido con instrumentos equipados con registrador K2 y los sensores de velocidad de banda ancha (GURALP) y con los acelerómetros FBA fueron de 30 minutos de duración. La longitud de las ventanas de análisis en cada una de las estimaciones de H/V fue de 40 s. El muestreo fue de 100 muestras por segundo (*mps*) para los sismógrafos y de 200 *mps* para los acelerógrafos. La diferencia entre los tiempos de duración de los registros y el muestreo se debió a que se hicieron en etapas diferentes, con distinto objetivo en algunos casos y buscando optimizar el tiempo disponible de los equipos.

Tabla 3.7 distribución de registros de ruido con los distintos instrumentos de medición respecto a las estaciones del estudio.

Estación	SADC-20	ETNA-EPI	K2-GURALP	K2-FBA	GEOSIG
AYTO	*	*	*	*	--
BOMB	*	*	*	*	--
CAMP	*	*	*	--	--
CUAU	*	*	*	*	--
EDUE	*	*	*	--	--
ESEC	*	*	*	--	--
INDE	*	*	--	--	--
PROC	*	*	*	*	--
TUXP	*	*	*	--	--
BAC5	--	--	*	--	*
CTEC	--	--	*	*	--

### III.3 Métodos de análisis.

En los siguientes párrafos se describen las técnicas de análisis utilizadas para estimar la respuesta de sitio (funciones de transferencia) a partir de sismos y ruido ambiental. Para el análisis con registros de sismos se utilizaron tres técnicas independientes que permiten separar los efectos de sitio de los efectos relacionados con la fuente y el trayecto entre la fuente y el sitio de interés.

La primera técnica consiste en calcular cocientes espectrales de registros de eventos sísmicos con respecto a un sitio de referencia  $SSR$ , (Borcherdt, 1970; Chávez-García, *et al.* 1990). Este procedimiento consiste en comparar registros de sitios cercanos (para los cuales los efectos de la fuente y de trayecto se pueden considerar similares) mediante cocientes espectrales. Estos cocientes son una estimación confiable de amplificación bajo dos condiciones. Primero, el sitio de referencia debe estar ubicado lo suficientemente cerca de la estación examinada para que no haya diferencias importantes en la radiación de la fuente o en la trayectoria fuente-estación. Se ha mostrado que es suficiente con que la distancia hipocentral sea mayor que unas diez veces la abertura de la red (Lacave *et al.*, 2002). Segundo, el sitio de referencia debe estar ubicado sobre un lecho de roca inalterada. Estas dos condiciones han probado ser más bien restrictivas en la práctica. Esta técnica, introducida por primera vez por Borcherdt (1970) es todavía muy usada; sin embargo, es aplicable sólo para datos de redes locales densas. El principio de este método puede describirse como sigue.

Supongamos que tenemos una red de  $i$  sitios, que han registrado  $j$  eventos. El espectro de amplitud de los movimientos del terreno registrados en el sitio  $i$  para el sismo  $j$ ,  $R_{ij}(f)$  puede ser escrito en el dominio de las frecuencias como:

$$R_{ij}(f) = E_j(f) P_{ij}(f) S_i(f), \quad (3.1)$$

donde  $E_j(f)$  es función de la fuente,  $P_{ij}(f)$ , es la contribución de la trayectoria entre la fuente y el sitio, y  $S_i(f)$  es la contribución local del sitio.

Escrita en una forma logarítmica, la ecuación 3.1 toma la forma:

$$\ln R_{ij}(f) = \ln E_j(f) + \ln P_{ij}(f) + \ln S_i(f), \quad (3.2)$$

Esta expresión es la base de la separación entre los efectos de la fuente, trayectoria y el sitio.

La técnica  $SSR$  corresponde al caso en el que el término de trayectoria  $P_{ij}(f)$  es independiente del sitio; es decir, cuando la distancia del sitio estudiado al sitio de referencia es pequeña comparada con la distancia del sitio a la fuente. Supongamos que tenemos un sitio de referencia ( $i=R$ ) que asumimos tiene una respuesta de sitio despreciable ( $\ln S_R=0$ ). Si el espaciamiento entre estaciones es pequeño comparado con la distancia epicentral, tal que  $P_{ij} = P_{Rj}$ , entonces la respuesta de sitio en cada sitio puede estimarse de:

$$\ln S_i^{SR} = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \ln \left( \frac{R_{ij}}{R_{Rj}} \right) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J (\ln R_{ij} - \ln R_{Rj}), \quad (3.3)$$

donde  $J$  es el número de eventos registrados en el sitio  $i$  y en el sitio de referencia. Si el sitio de referencia no tiene una función de transferencia unitaria, entonces se obtiene una respuesta de sitio relativa.

La segunda técnica utilizada para el análisis de registros sísmicos consiste en dividir el espectro de amplitud de Fourier de las ventanas de ondas  $S$  registradas en los componentes

horizontales por el correspondiente espectro del componente vertical (*HVSR*, Lermo y Chávez-García, 1993). Esta técnica es análoga a la introducida por Nakamura (1989) para analizar registros de ruido ambiental. Lermo y Chávez-García (1993) aplicaron este método a datos de sismos obtenidos en varios sitios con sedimentos en México (Ciudad de México, Acapulco, Oaxaca). Ellos encontraron que esta técnica permite identificar la frecuencia y amplitud del pico de resonancia fundamental. Field y Jacob (1995) también aplicaron esta técnica y encontraron que el método reproduce muy bien la forma de la respuesta del sitio. Adicionalmente, tiene la ventaja de no requerir una estación de referencia.

La tercera técnica utilizada para estimar el efecto de sitio con registros de sismos es la inversión paramétrica de los espectros de amplitud de Fourier de la ventana de ondas S (*GIS*) de los sismos registrados en la red de sismógrafos. Esta técnica, asume que el registro de ondas S puede expresarse como la convolución de factores debidos a la fuente, al trayecto y al sitio. La idea de esta técnica, propuesta inicialmente por Andrews (1986), es escribir los términos de fuente y trayecto con pocos parámetros, utilizando modelos sencillos para representarlos. La fuente se describe por un modelo  $\omega^2$ , el cual consta de 2 parámetros únicamente; momento sísmico y frecuencia de esquina. El término de trayecto se reduce a la expansión geométrica de las ondas de cuerpo, multiplicado por un factor que caracteriza la atenuación suponiendo un factor *Q* constante a lo largo de la trayectoria. Los efectos de sitio son estimados como el residual entre las observaciones y el espectro calculado a partir de esos modelos. Los detalles del método han sido presentados en Boatwright *et al.* (1991) y Field y Jacob (1995). La solución se obtiene mediante iteraciones, buscando el mínimo de la diferencia entre observaciones y modelos simultáneamente para todas las estaciones y todos los eventos sísmicos.

El método del cociente espectral tradicional *SSR* fue reevaluado por Andrews (1986) como un problema inverso generalizado (*GI*), resolviendo la ecuación (3.2) para todos los términos de efectos de fuente y sitio simultáneamente. En este esquema de inversión generalizada, el término de trayectoria se modela con una ley elegida *a priori* (por ejemplo,  $P_{ij}(f) = 1/r_{ij}$ , pero puede usarse cualquier otra ley, tal como se presenta en Hartzell, (1992). Los términos  $E_j(f)$  y  $S_i(f)$  son estimados a partir de observaciones ( $i^*j$ ) (si todos los *j* eventos son registrados por todas las *i* estaciones), en general a través de una inversión que ha sido ponderada por mínimos cuadrados. Ya que esos términos están determinados sólo a través de su producto, es necesario estimar uno de ellos *a priori*. Generalmente,  $S_i(f)$  es tomado como igual a 1 en un sitio de referencia  $i_0$ . Una aproximación alternativa es la de determinar la respuesta del sitio con respecto al promedio de la red. Diferentes versiones de este método han sido propuestas por varios autores. Las principales diferencias radican en la elección de la fórmula del término de trayecto (ya sea incluyendo o excluyendo el amortiguamiento del material), y del peso o ponderación del procedimiento para la inversión. El criterio para asignar los pesos está basado en la relación señal a ruido (SNR, por sus siglas en inglés). Información con alta SNR llevará mayor peso que información con baja SNR.

Field y Jacob, (1995) examinaron un esquema de inversión de efectos de fuente y sitio parametrizados para estimar la respuesta de sitio. Ellos excluyeron de su análisis las

observaciones en el sitio de referencia. Este esquema de inversión es muy similar al de Boatwright *et al.* (1991b). Field y Jacob, (1995) propusieron eliminar los datos para los cuales la relación señal a ruido es inferior a un umbral. La técnica de *inversión paramétrica generalizada* (GIS) tal como fue propuesta por Field y Jacob (1995) permite obtener estimaciones confiables de los efectos de sitio, principalmente en lo que respecta a la frecuencia dominante. Sin embargo, la técnica del cociente espectral tradicional es más ventajosa cuando el nivel de ruido varía entre las estaciones, o cuando la respuesta en algunos sitios es más variable que en otros (por ejemplo, en el caso de fuerte sensibilidad acimutal).

Adicionalmente al análisis de registros de sismos, utilizamos registros de vibración ambiental para estimar la frecuencia fundamental y la amplificación local en cada estación. Uno de los aspectos fundamentales que controlan la utilidad del ruido ambiental para estudios de la respuesta de sitios es lo que concierne a la naturaleza del campo de ondas del ruido. Kanai *et al.* (1983) asumieron que el ruido consiste principalmente de ondas S incidentes verticalmente, y que por esta razón son muy similares a las señales sísmicas. Sin embargo, esta suposición fue rechazada por varios autores (Aki, 1957; Horike, 1985; Matsushima y Okada, 1990; Milana *et al.*, 1996; Chouet *et al.*, 1998). Ellos mostraron que en el ruido sísmico hay una gran proporción de ondas superficiales y propusieron técnicas (e.g., SPAC; F-K) para procesar registros de ruido basados en esta suposición. Estas técnicas proveen perfiles de velocidad y por tanto son una prueba indirecta de la predominancia de ondas superficiales. Sin embargo, en años recientes se han presentado algunos estudios dedicados al origen del ruido y a la naturaleza y composición del campo de ondas del ruido (Kamura, 1997; Seo *et al.*, 1996). Estos autores investigaron la estabilidad de las fuentes y las características de microtremores de largo y corto período. Las conclusiones de estas observaciones en diferentes sitios son consistentes y pueden resumirse (Bard, 1999) como:

- A períodos largos (por debajo de 0.3-0.5 Hz), los microtremores son causados por ondas oceánicas a largas distancias. La amplitud espectral correspondiente es generalmente estable por más de varias horas y está bien correlacionada con las condiciones meteorológicas a gran escala sobre el océano.
- A períodos intermedios, (entre 0.3-0.5 Hz y 1 Hz), son generados principalmente por ondas costeras cercanas y por el viento. Su estabilidad es por tanto significativamente más pequeña.
- Más allá de 1 Hz, los microtremores están ligados a las actividades humanas y por tanto reflejan los ciclos humanos.

Esta distinción entre período largo ( $T > 1$  Hz) y período corto ( $T < 1$  Hz) del ruido corresponde al límite tradicional entre microsismos con un origen natural y microtremores con un origen artificial. Sin embargo el límite de 1 s entre estos dos dominios, puede variar como fue mostrado por Seo (1997). En áreas urbanas caracterizadas por frecuencias dominantes bajas y alto contraste de impedancia del subsuelo que producen amplificaciones muy elevadas, los microtremores artificiales pueden ser más energéticos que los

microsismos naturales incluso a periodos intermedios. El ejemplo más famoso de esta aseveración es la ciudad de México, aunque resultados recientes en varias ciudades del mundo (e.g., Grenoble; Lebrun, 1997) han llegado a la misma conclusión.

El ruido ambiental ha sido usado generalmente en cuatro formas diferentes para estimar la respuesta de sitio: espectro absoluto, cocientes espectrales con respecto a un sitio de referencia, cocientes espectrales H/V y registros simultáneos con arreglos de estaciones (Bard, 1999). Los tres primeros tienen una característica común y es que proporcionan directamente alguna información sobre la respuesta del sitio, mientras que la cuarta es básicamente una técnica de exploración geofísica que conduce a una estimación de la respuesta del sitio indirectamente.

Desde las primeras investigaciones hechas por Kanai (1954), varios investigadores han propuesto diversos medios para intentar obtener información relacionada con las condiciones del sitio del espectro de ruido ambiental. Asumiendo que los microtremores corresponden solo a ondas S incidentes verticalmente y que el espectro de la señal incidente es blanco, las características espectrales de los microtremores pueden reflejar directamente la función de transferencia de la onda S de los estratos superficiales (Kanai *et al.* 1954). Desde luego estas suposiciones no son verdaderas ya que los microtremores contienen una cantidad significativa de ondas superficiales y el espectro del ruido natural no es plano. Sin embargo, las frecuencias pico del espectro de ruido a menudo se han interpretado como la frecuencia de resonancia fundamental de los sitios investigados. Esto supone que los efectos de sitio predominan sobre cualquier otro efecto. Esta interpretación tiene evidencia experimental en el rango de largos períodos ( $T > 1$  s), en sitios como la ciudad de México (Lermo *et al.*, 1988). A períodos más cortos, los resultados han sido más debatidos. Para que los efectos de sitio sean dominantes se requiere que el movimiento debido a la vibración ambiental esté dominado por la existencia de una interfaz con un contraste muy grande de impedancia en el subsuelo. En este caso, las ondas superficiales y/o de cuerpo son atrapadas y hay un visible pico espectral en la frecuencia de resonancia, independiente del origen del ruido ambiental. Cuando esa interfaz no existe, el atrapamiento de ondas no es muy eficiente y el espectro del ruido refleja principalmente el espectro de la fuente (Bard, 1999).

Los cocientes espectrales del ruido con respecto a un sitio de referencia, son en todo similares a la aplicación de la técnica SSR a registros de sismos (Bard, 1999). En este caso se asume que existe un campo de ondas debido a ruido y, que puede considerarse espacialmente uniforme, al menos dentro del área de medición. Esta última suposición no es verdadera en el rango de período corto para muchas áreas urbanas por la amplia y gran diversidad de ruido humano generado. Muchos autores (e.g., Koyama, 1996) consideran el cociente espectral de ruido como confiable. Sin embargo existen varias recomendaciones para su medición y procesamiento (Bard, 1999).

- a) Seleccionar al menos uno y preferiblemente varios sitios, para la medición simultánea y continua con duración completa, a fin de checar la variación con el tiempo de las características del ruido.

- b) Adaptar la distancia entre estaciones a la banda de frecuencias de interés.
- c) Es ciertamente más seguro seleccionar algunos sitios donde los cocientes espectrales de microtemores pueden ser chequeados con cocientes espectrales de sismos.

La idea de utilizar el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical de un registro de ruido obtenido por una estación simple, fue introducida primero por Nogoshi e Igarashi (1971). Esta técnica fue después revisada por Nakamura (1989) quien afirmó que este cociente es una estimación confiable de la función de transferencia del sitio para ondas S. Lermo y Chávez-García (1994) mostraron que este procedimiento puede ser adecuado para identificar la frecuencia fundamental de resonancia de depósitos sedimentarios. Aunque la explicación teórica ha sido cuestionada, esta técnica debido a su simplicidad y economía fue inmediatamente tomada en todo el mundo.

Según Nogoshi e Igarashi (1971), el cociente espectral H/V del ruido sísmico consiste predominantemente de ondas superficiales. Bajo esta suposición, los siguientes argumentos son válidos:

- a) La relación H/V está relacionada con la elipticidad de las ondas de Rayleigh.
- b) Esta elipticidad es dependiente de la frecuencia y exhibe un pico bien definido alrededor de la frecuencia fundamental para sitios con alto contraste de impedancia entre materiales superficiales y profundos.

Algunos autores piensan que esto sólo es válido para estructuras simples (Horike, 1996). La existencia de las ondas Love en el campo de ondas de ruido no alterará esta interpretación, pues las ondas Love no afectan la componente vertical. Las ondas Love pueden aumentar la amplitud del pico porque tiene lugar en ellas la fase de Airy a una frecuencia muy cercana a la frecuencia fundamental de la onda S (Konno y Ohmachi, 1998).

Una pregunta importante concierne a la amplitud del pico del cociente H/V y su relación con la amplificación de la onda S. Si consideramos únicamente ondas Rayleigh, no puede haber ninguna relación ya que el pico de elipticidad es infinito. Sin embargo Konno y Ohmachi (1998) arguyeron que cuando se suaviza apropiadamente el espectro de H y V (antes de calcular la relación H/V), los valores resultantes para el pico H/V, están correlacionados con la amplificación de la onda S. Ellos propusieron una función especial de suavizado con un ancho de banda que varía proporcionalmente a la frecuencia central.

La interpretación de Nakamura del cociente H/V está basada en la suposición de que el efecto de las ondas superficiales puede despreciarse y por tanto el resultado final está en relación directa con la función de transferencia para las ondas S. Sus argumentos (Nakamura, 1989, 1996, 2000) consisten en considerar que el cociente H/V en la frecuencia de resonancia fundamental es igual a la función de amplificación real del sitio en dicha frecuencia. Por lo tanto, esta consideración requiere de las siguientes suposiciones:

- 1) La componente vertical no se amplifica en la frecuencia de resonancia fundamental.
- 2) La relación H/V sobre roca es igual a 1 en la frecuencia de resonancia fundamental.
- 3) La proporción relativa o porcentaje de ondas superficiales en el ruido medido sobre la componente vertical, es pequeña en la frecuencia de resonancia fundamental.
- 4) El producto de esta proporción por la relación H/V debido solo a ondas superficiales en la frecuencia de resonancia, es también mucho más pequeño que la función de amplificación real en esa frecuencia.

Mientras que las suposiciones 1 y 2 pueden ser aceptadas con base en la experiencia, la suposición 3 puede ser considerada válida solo para perfiles de suelo con alto contraste de impedancia. La suposición 4 es más controversial y en general no puede ser aceptada ya que el cociente H/V de este producto es muy grande. Con base en las curvas de elipticidad de las ondas de Rayleigh no es posible aceptar las dos últimas suposiciones.

Resumiendo, podemos establecer lo siguiente:

- a) Cualquiera que sean los antecedentes teóricos, los resultados experimentales prueban que el cociente H/V permite determinar la frecuencia fundamental de suelos suaves.
- b) La determinación de la frecuencia de resonancia fundamental es más fácil sobre el cociente H/V que sobre el espectro absoluto o las relaciones espectrales respecto a un sitio de referencia, especialmente en el caso de un contraste de impedancia moderado.
- c) Los resultados experimentales también muestran que la curva H/V puede ser similar o diferente de la función de amplificación real del sitio para ondas S incidentes.
- d) En la actualidad no existen bases teóricas que permitan correlacionar la amplitud del pico H/V con la amplificación esperada para incidencia vertical de ondas S.
- e) La diferencia entre la amplificación de H/V en la frecuencia de resonancia fundamental y su correspondiente amplificación del sitio tiene solo una base instrumental empírica.
- f) Dos factores pueden explicar el pico del cociente H/V: la elipticidad de las ondas de Rayleigh o la resonancia de la onda S.

Cualquiera que sea el origen del ruido, el pico H/V provee una buena estimación de la frecuencia de resonancia teórica 1D, al menos para modelos horizontalmente estratificados.

### **III.4. Estimación de efectos de sitio usando sismos.**

#### **III.4.1 Cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia (SSR)**

En nuestro estudio, la técnica de cocientes espectrales respecto a un sitio de referencia *SSR* fue utilizada para analizar un único evento que fue registrado en 6 de las estaciones de la red densa de sismógrafos y en la estación de referencia COJU en donde opera un acelerógrafo. Esto generalmente no se hace en la práctica ya que combina registros de sismos obtenidos con distintos tipos de instrumentos de medición. Para realizar el análisis derivamos los registros de velocidad (corregidos por respuesta instrumental) obtenidos de la red densa para convertirlos en aceleración antes de calcular los cocientes espectrales (SSR-SV).

También utilizamos cocientes espectrales respecto a COJU para analizar los 5 eventos registrados simultáneamente en esa estación y en la estación BAC5, así como los dos eventos registrados simultáneamente en la estación CTEC y COJU (SSR-SA).

La figura (3.3) muestra los resultados obtenidos para las 6 estaciones del arreglo y la figura (3.4) los muestra para las dos estaciones complementarias. Como podemos apreciar, en el primer caso (figura 3.3) donde los instrumentos involucrados son sismómetros con frecuencia natural de 4.5 Hz y el acelerógrafo ETNA en la estación de referencia, los picos de las razones espectrales se encuentran a frecuencias mayores a 1 Hz que como veremos después, en nada se parecen a las funciones de transferencia reales del sitio. En el segundo caso (figura 3.4) donde los instrumentos son de aceleración aunque de distinto tipo y marca, los picos se presentan en los dos rangos de frecuencias (menores y mayores de 1 Hz) y son similares a las determinaciones realizadas con otras técnicas. Esto sugiere que los análisis de SSR con registros provenientes de la red de sismógrafos y del acelerógrafo en la estación de referencia, tal como habíamos previsto, no proporcionan resultados confiables en terrenos aluviales cuya frecuencia predominante se encuentre en frecuencias menores de 1 Hz..



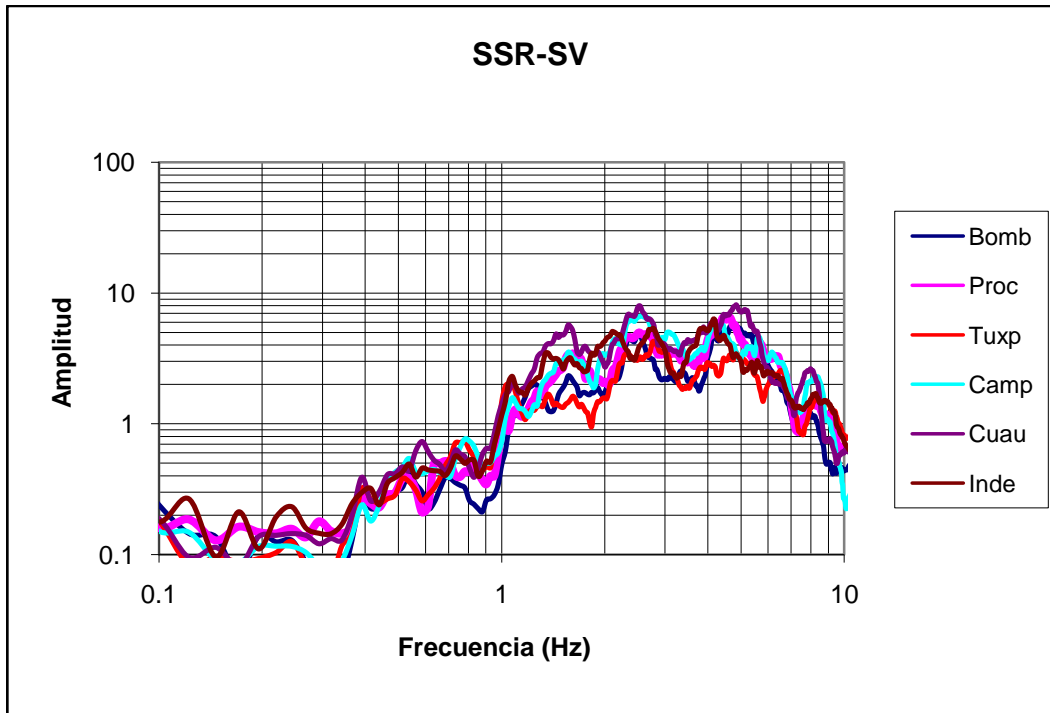


Figura 3.3 Curvas promedio para 6 estaciones del arreglo, obtenidas con la aplicación de la técnica SSR-SV, considerando un solo sismo.

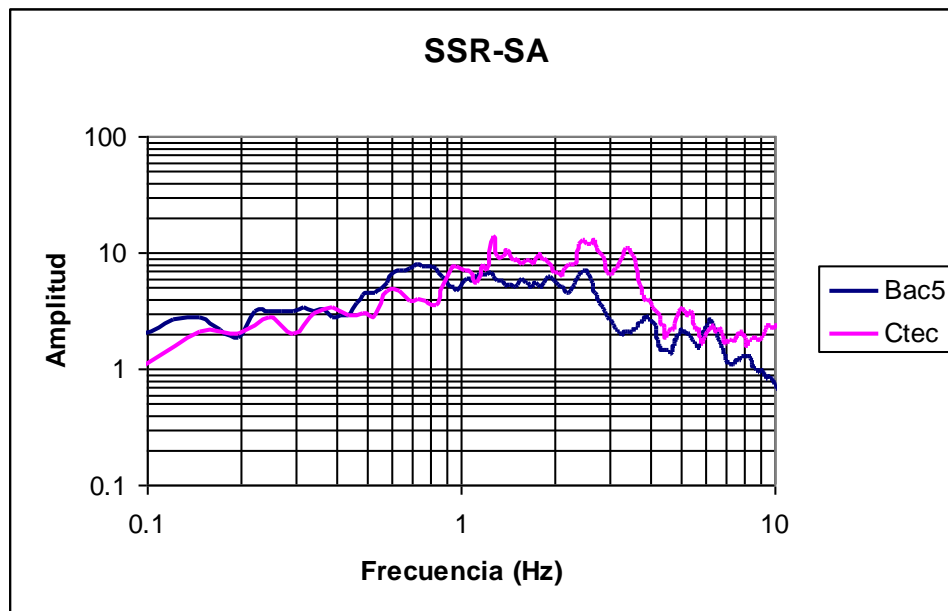


Figura 3.4 Curvas promedio para las 2 estaciones complementarias, obtenidas con el uso de la técnica SSR-SA, utilizando 5 sismos (BAC5) y 2 sismos (CTEC) respectivamente.

### **III.4.2 Cocientes espectrales (HVSR).**

Este método es interesante debido a su simplicidad y economía. Fue aplicado por primera vez a la porción de las ondas *S* de los registros sísmicos obtenidos en tres sitios diferentes en México por Lermo y Chávez-García (1993). Los resultados obtenidos con esta técnica fueron adecuados.

Esta técnica ha sido también utilizada por otros autores (Chávez-García et al., 1996, 1997; Lachet et al., 1996; Riepl et al., 1998; Theodulidis et al., 1995; Zaré et al., 1998). En estos trabajos se concluye que la forma de la curva HVSR exhibe una buena estabilidad experimental. También aparenta estar bien correlacionada con la geología superficial y a los efectos de la fuente y trayectoria. Sin embargo, los estudios también concluyeron, a partir de comparaciones con relaciones espectrales clásicas (incluyendo comparaciones entre registros superficiales y del subsuelo), así como con cálculos teóricos de una dimensión (Lachet *et al.*, 1994), que el nivel absoluto del HVSR depende del tipo de ondas incidentes. Esto nos indica que la determinación del nivel absoluto de amplificación usando solamente HVSR no es una tarea sencilla.

Field y Jacob (1995) también aplicaron esta técnica y encontraron que el método reproduce la forma de la respuesta del sitio, pero subestima el nivel de amplificación. Sin embargo, cuando ellos aplicaron esta técnica a la ventana de las ondas *P* de los registros, obtuvieron resultados muy diferentes. Por lo tanto, concluyeron que el cociente HVSR tiene mayor estabilidad y confiabilidad sólo cuando se aplica a las señales de las ondas *S*. Basados en otras investigaciones, en algunos casos se encontró una buena correlación con la forma espectral, pero en otros, el HVSR fue sólo capaz de mostrar la frecuencia de resonancia fundamental. (Chavez-García *et al.*, 1996; Lachet *et al.*, 1996; Riepl *et al.*, 1998; Theodulidis *et al.*, 1996).

La técnica HVSR se aplicó a los sismos registrados por la red de sismógrafos en Tecomán (HVSR-SV), así como a los sismos registrados en las estaciones acelerográficas complementarias (HVSR-SA). Se utilizaron ventanas de 20 s de las ondas *S* de dichos sismos, ya que permiten abarcar el valor de duración máximo de dichas ondas en la mayoría de los sismos analizados. El corte inicial de las ventanas se realizó un poco antes de la llegada de las ondas *S* y el resultado final se obtuvo del promedio geométrico de las dos componentes horizontales. Las figuras 3.5, 3.6 y 3.7 muestran los cocientes espectrales promedio para cada una de las estaciones sísmicas del arreglo considerando las señales originales o sin corregir (HVSR-SV-sc) y luego corregidas por respuesta instrumental (HVSR-SV-c). Se usaron solo las señales originales para las curvas HVSR de los registros de aceleración en las estaciones complementarias (HVSR-SA).

Las curvas de la figura 3.6 que usa registros de sismos corregidos por respuesta instrumental (HVSR-SV-c), muestran picos mejor definidos en las frecuencias fundamentales comparados con las curvas obtenidas con registros de sismos sin corregir (HVSR-SV-sc, de la figura 3.5). Sin embargo, a frecuencias menores a 0.4 Hz las curvas se abaten significativamente debido a la respuesta de los instrumentos cuyo frecuencia natural está limitada a 4.5 hz.

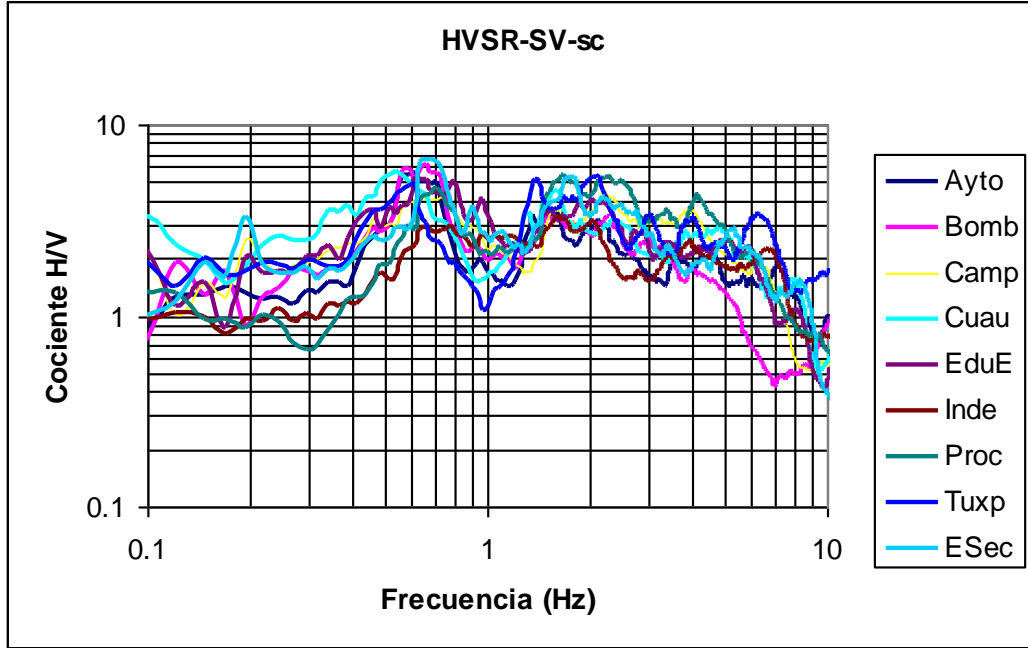


Figura 3.5. Curvas promedio para cada estación del arreglo, obtenidas con la aplicación de la técnica HVSr-SV-sc.

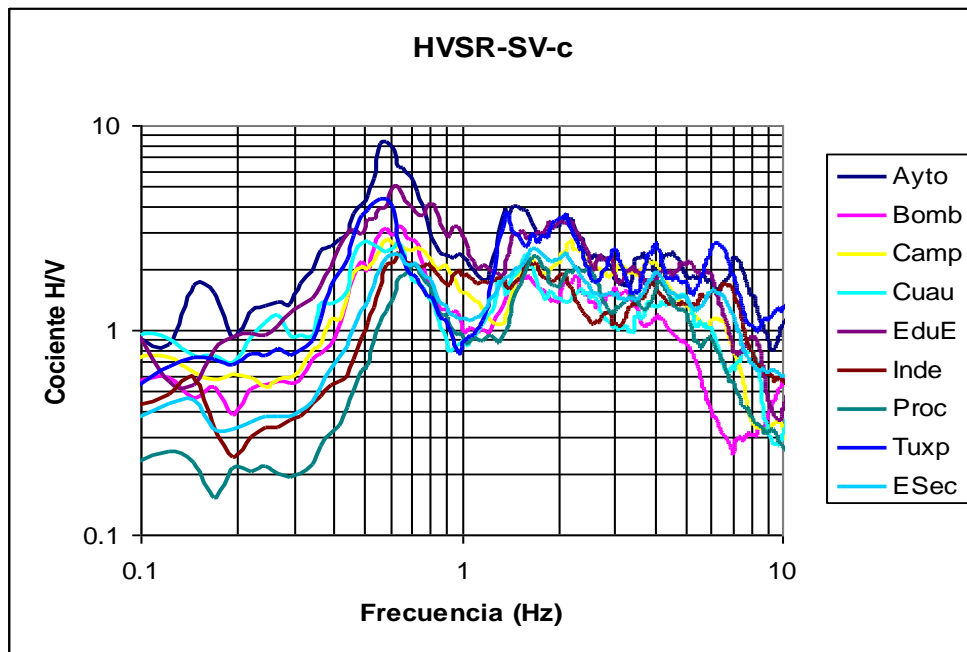


Figura 3.6. Curvas promedio para cada estación del arreglo, obtenidas con la utilización de la técnica HVSr-SV-c.

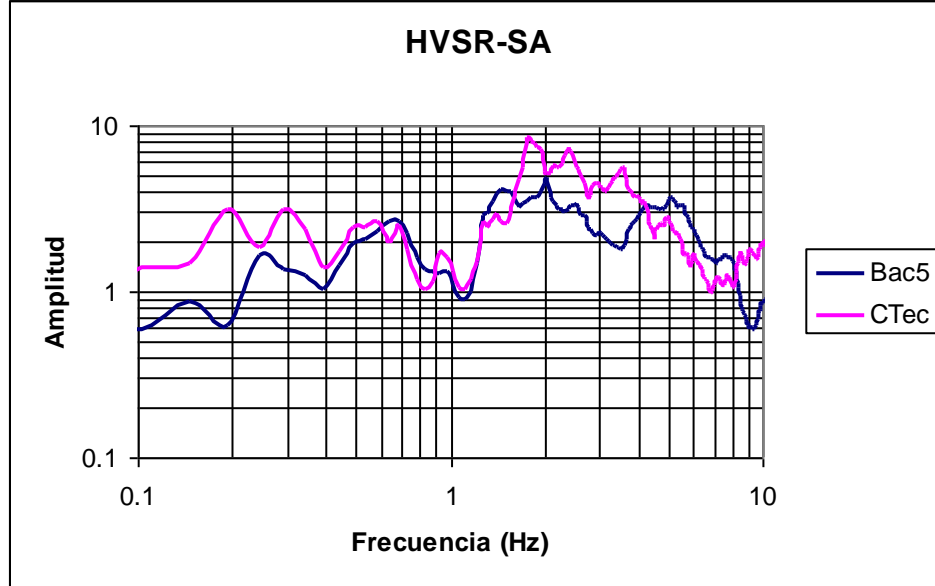


Figura 3.7. Curvas promedio para las dos estaciones complementarias, utilizando la técnica HVSR-SA.

### **III.4.3 Inversión paramétrica generalizada (GIS)**

Hemos aplicado el esquema de inversión paramétrica generalizada a los sismos registrados en las estaciones del arreglo, usando las mismas ventanas de 20 s a la parte de las ondas *S* (GIS-SV), tal como se hizo en el caso de HVSR. La figura 3.8 nos muestra las curvas obtenidas para todas las estaciones. Como se puede observar, los picos aparecen en rangos de frecuencias similares a los de HVSR. Sin embargo, las amplificaciones son más pequeñas, debido a que representan valores relativos y por tanto las amplitudes están afectadas por un factor constante no determinado.

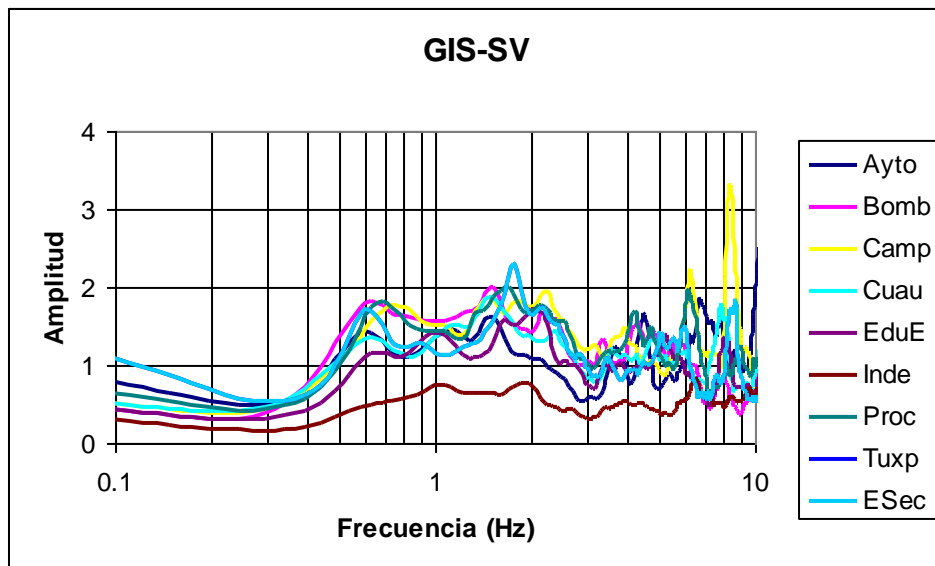


Figura 3.8. Curvas promedio para cada estación del arreglo, obtenidas con la aplicación de la técnica GIS-SV

#### **III.4.4 Comparación de técnicas usando registros de sismos.**

Las figuras 3.3 a 3.8 muestran las curvas promedio obtenidas en cada estación para cada una de las técnicas utilizadas. Las figuras 3.9 a 3.19 muestran estas mismas curvas para estación del arreglo. La mayoría de las curvas por estación muestra picos importantes, tanto a frecuencias bajas ( $f < 1$  Hz) como a frecuencias más altas ( $f > 1$  Hz). Por ejemplo, las curvas obtenidas con la técnica HVSR-SV-sc (figura 3.5), muestran un primer pico en un rango de frecuencias de 0.55 a 0.70 Hz para todas las estaciones. También muestran un segundo pico entre 1.4 y 2.0 Hz. Las amplificaciones varían de 3 a 7. La técnica HVSR-SV-c, (Figura 3.6) muestra esos dos picos para todas las estaciones en los mismos rangos de frecuencias. El nivel de amplificación varía de 2.5 a 8. Las pequeñas diferencias entre HVSR-SV-sc y HVSR-SV-c radican en que al usar registros corregidos, las trazas en el rango de frecuencias bajas toma en cuenta la influencia de la frecuencia natural del sensor (4.5 Hz), y produce curvas mejor definidas que las de los registros sin corregir.

La técnica GIS muestra curvas con picos en los dos rangos de frecuencias antes mencionados. Las frecuencias de los picos máximos están entre 0.6-0.8 Hz., y entre 1.5 y 2.1 Hz, similares a la de las técnicas HVSR-SV-sc y HVSR-SV-c antes descritas. Las bajas amplificaciones de GIS se deben a un problema de *trade-off*. Si se aumenta la amplitud en la fuente por un factor constante y se disminuye la amplificación local por el mismo factor, la amplitud final del espectro permanece constante. Determinar amplitudes absolutas utilizando esta técnica sólo es posible cuando se conoce la función de amplificación en una de las estaciones, o se conoce el momento sísmico de todos los eventos (Boatwright et al., 1991). Dado que no contamos con información independiente, no podemos eliminar esa ambigüedad y por lo tanto las funciones de transferencia determinadas usando GIS están

afectadas por un factor constante. Ese factor es equivalente al promedio de las funciones de transferencia para toda la red.

Los resultados de la técnica SSR-SV con datos de las estaciones BOMB, CAMP, CUAU, INDE, PROC y TUXP del arreglo (figura 3.3) muestran que los picos de amplificación máxima aparecen en el rango de frecuencias altas ( $f > 1$  Hz). La forma de las curvas es diferente de las obtenidas usando HVSR-SV puesto que los picos se encuentran en el rango de 2.1 a 5 Hz. Las amplificaciones en este rango de frecuencias varían entre 4 y 8. Sin embargo, para las estaciones complementarias (BAC5 y CTEC), se observa que los picos se encuentran en los rangos de frecuencias mostrados en las curvas estimadas con las técnicas HVSR-SV y GIS con valores de amplificación de entre 6 y 13. Esto puede deberse al hecho de que en el primer caso, los datos usados fueron mezclas de registros obtenidos por instrumentos de medición con distintas características (sismógrafos de 4.5 Hz y acelerógrafos para movimientos fuertes). En cambio, para el segundo caso, los datos provienen de registros obtenidos con instrumentos de aceleración con características similares. Los valores calculados para el primer caso, fueron eliminados del resultado final por considerarse no confiables.

En resumen, el uso de la técnica HVSR-SV para sismos obtenidos con sensores de 4.5 Hz es confiable estén o no corregidos por respuesta instrumental. Sin embargo es conveniente la corrección puesto que produce trazas más uniformes y con picos de amplificación más claros, principalmente a bajas frecuencias. Las curvas obtenidas con la técnica SSR para las estaciones del arreglo cuyos instrumentos son de características diferentes a la de la estación de referencia no da resultados confiables y por tanto no deben utilizarse. La técnica GIS produce curvas muy suavizadas con picos en los mismos rangos de frecuencias que para las técnicas HVSR-SV pero subestima la amplificación del sitio.

El análisis de los resultados indica que la frecuencia dominante está en el rango de 0.58 a 0.71 Hz. Se observa un segundo modo superior entre 1.48 a 2.04 Hz para la mayoría de las estaciones (ver tabla 3.8), lo cual es de esperarse para casos en el que la respuesta está dominada por estratos horizontales (caso 1D). Sin embargo, el segundo pico observado en frecuencias altas, alcanza amplitudes similares a las del pico de bajas frecuencias en algunos casos (CAMP, INDE, PROC, TUXP). Las amplificaciones varían de 2.6 a 10.3 para ambos rangos de frecuencias.

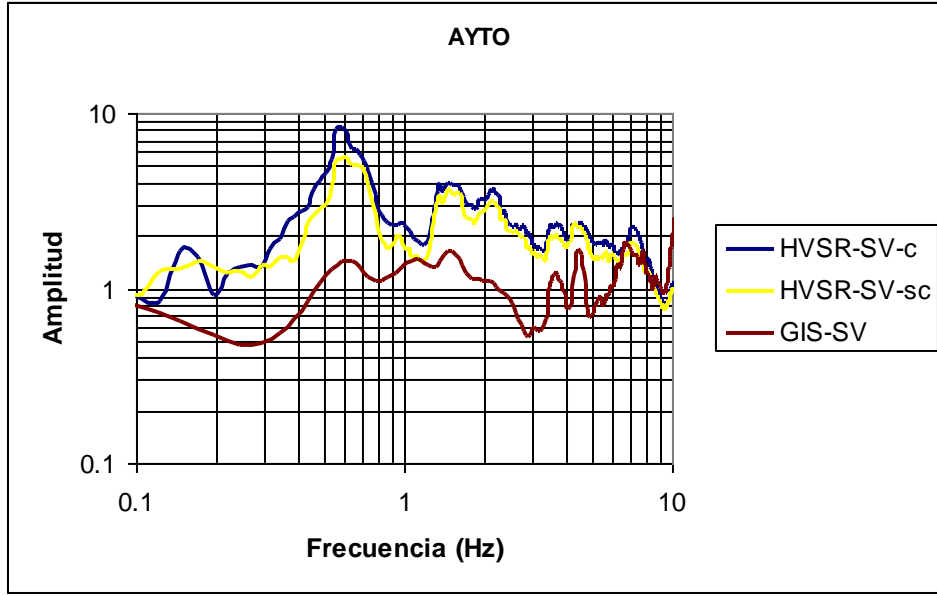


Figura 3.9 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, aplicadas a registros de sismos para la estación AYT0.

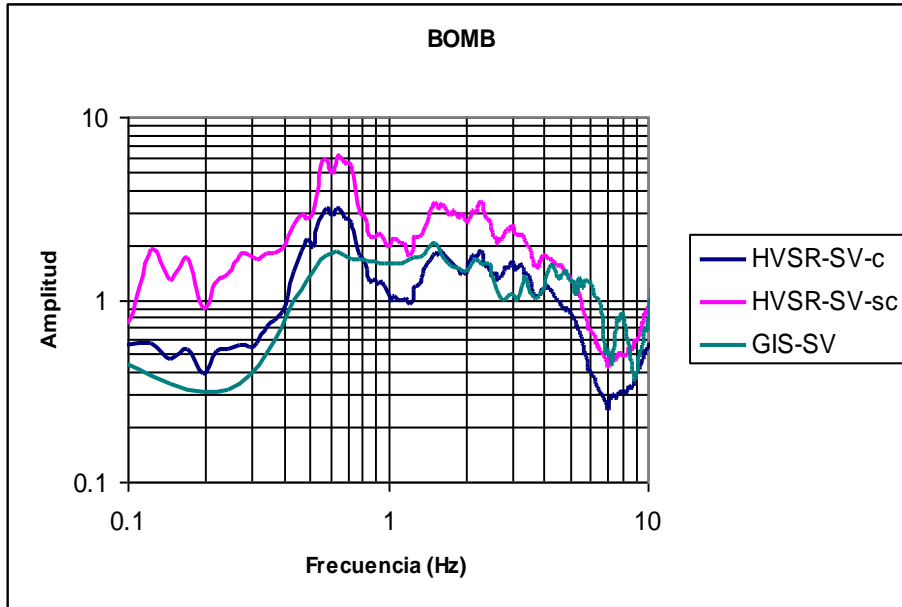


Figura 3.10 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación BOMB.

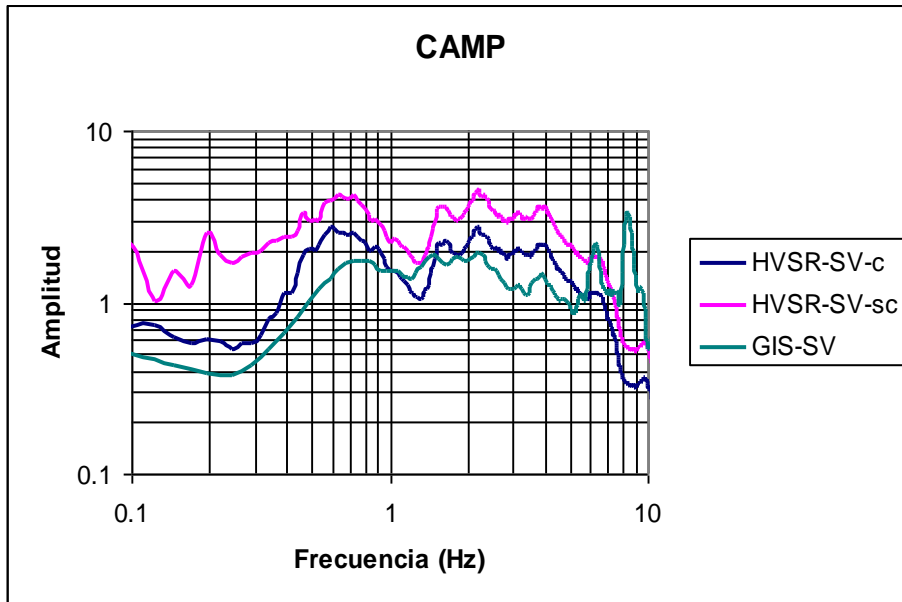


Figura 3.11 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación CAMP.

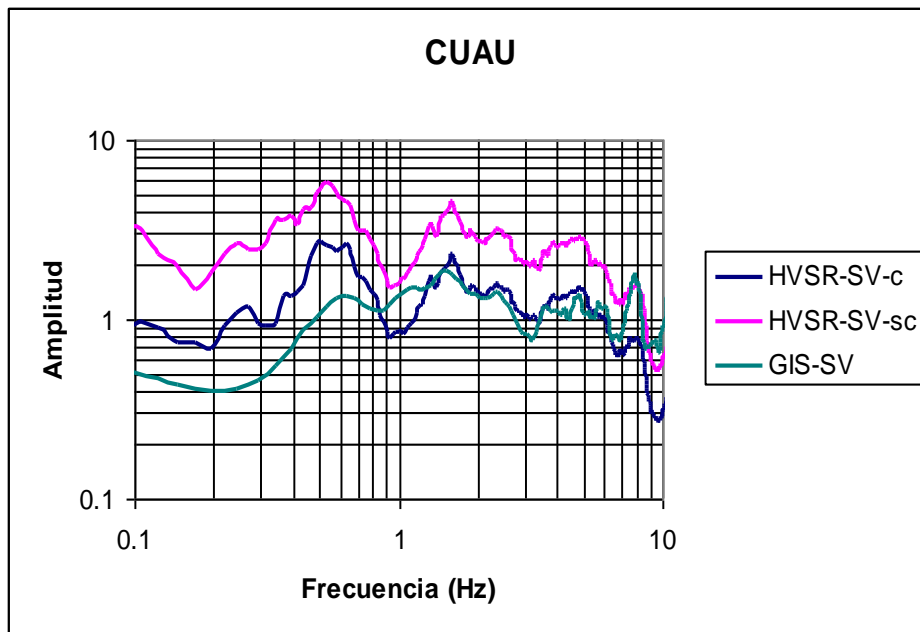


Figura 3.12 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación CUAU.



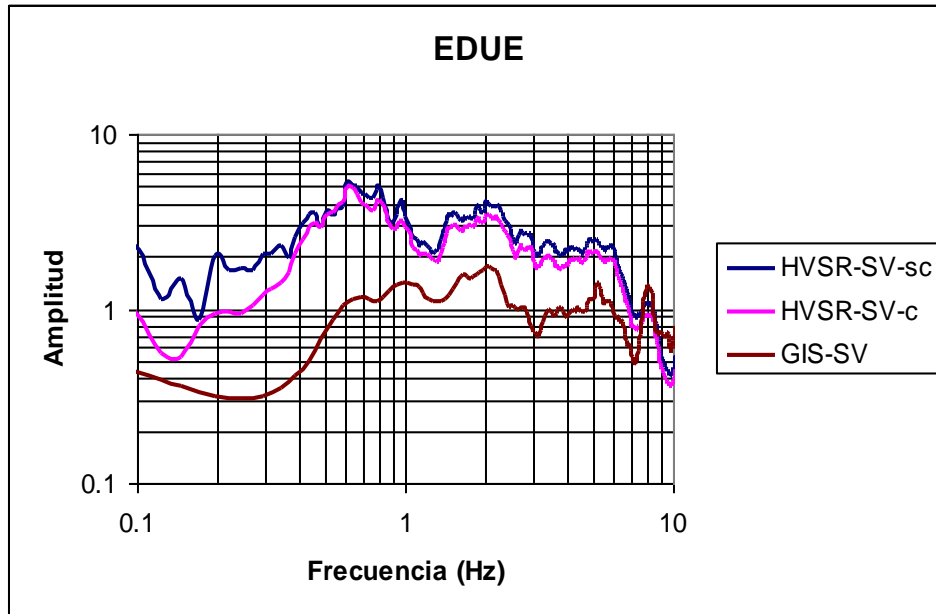


Figura 3.13 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación EDUE.

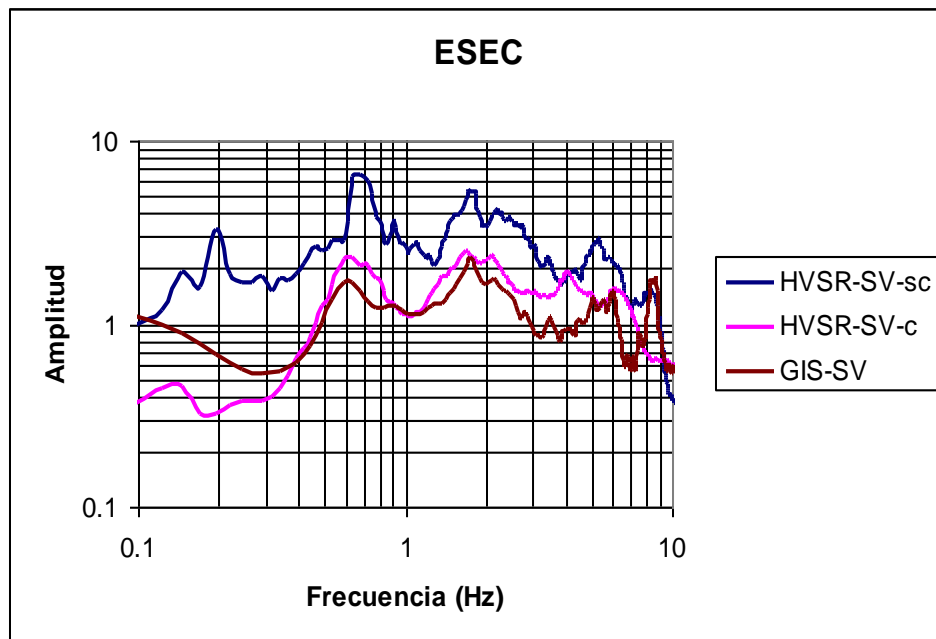


Figura 3.14 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación ESEC.

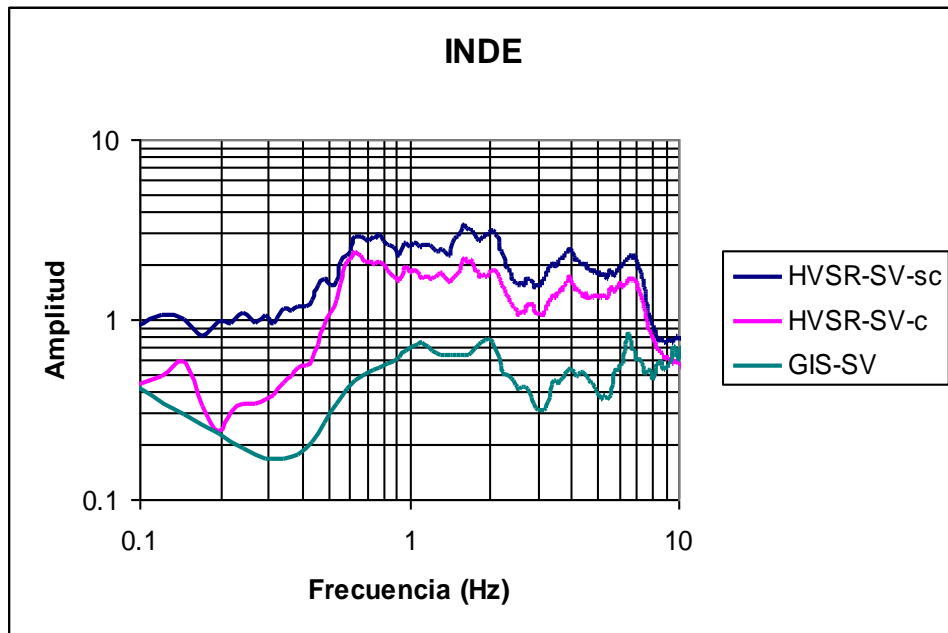


Figura 3.15 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación INDE.

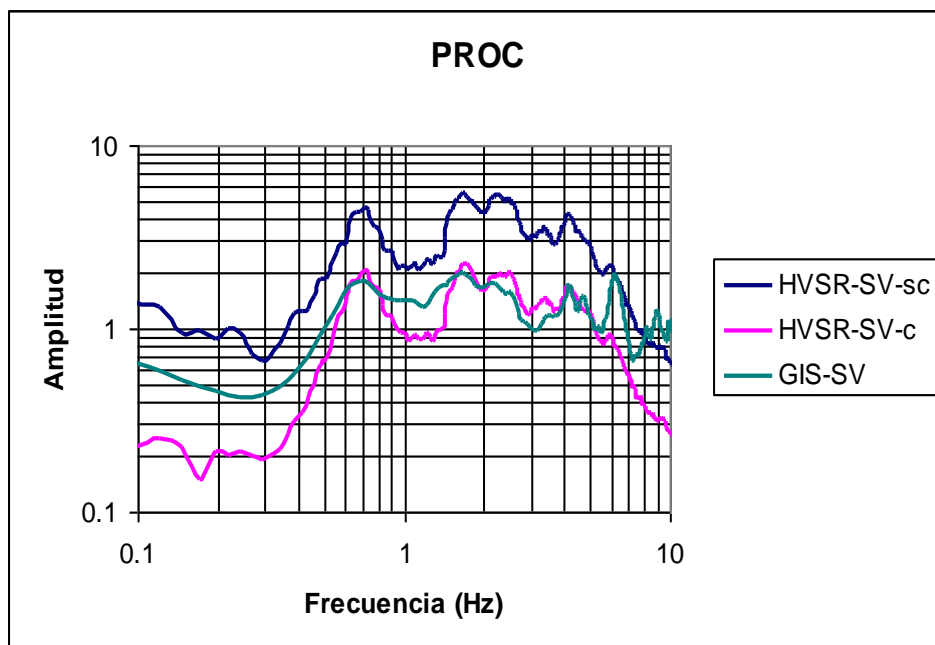


Figura 3.16 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación PROC.

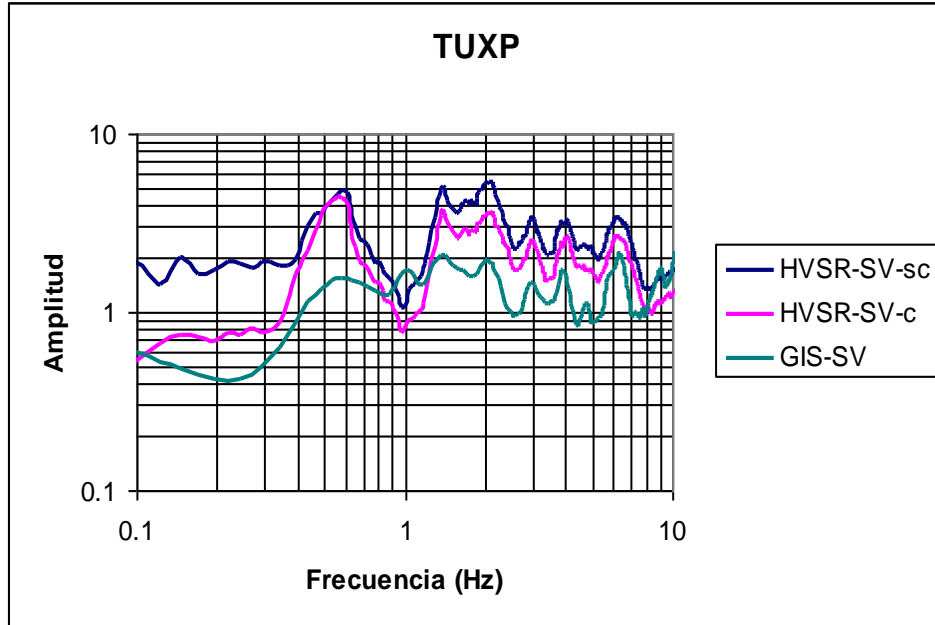


Figura 3.17 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación TUXP.

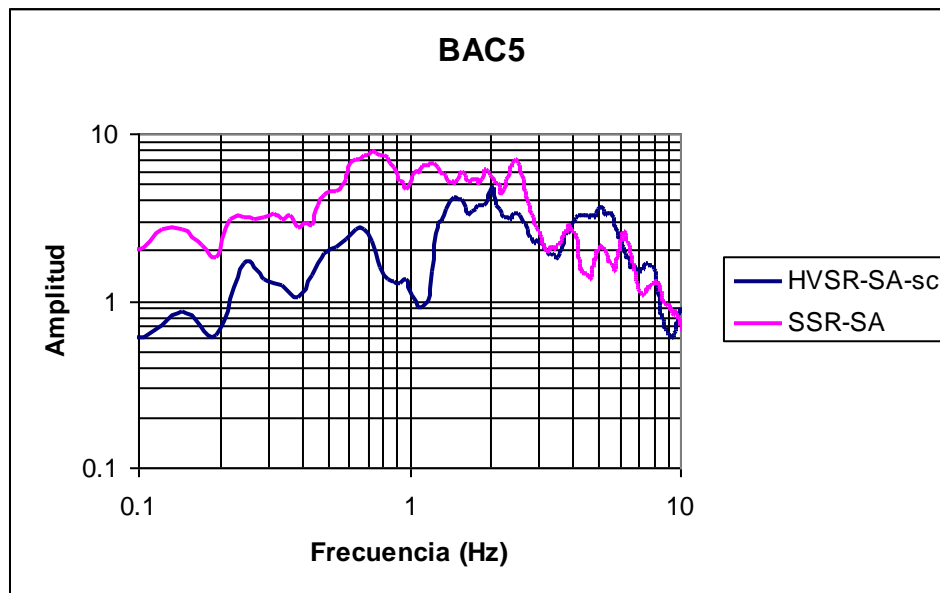


Figura 3.18 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, y tipos de registros de sismos utilizados para la estación BAC5.

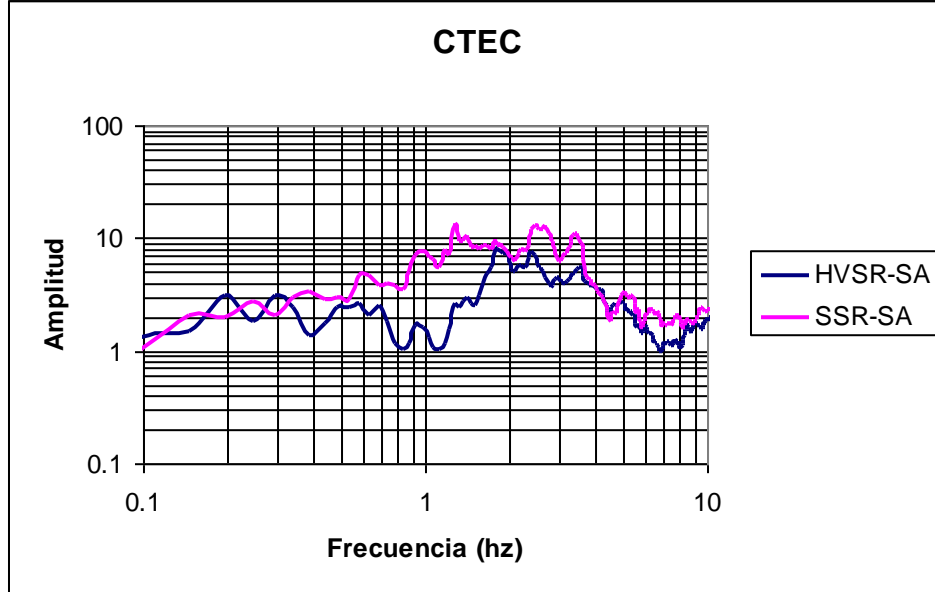


Figura 3.19 Resultados de la combinación de las distintas técnicas, aplicadas a registros de sismos para la estación complementaria CTEC.

La tabla 3.8 muestra los valores de frecuencias dominantes y las amplificaciones observadas en las estaciones para los rangos de bajas ( $f < 1$  Hz) y altas ( $f > 1$  Hz) frecuencias usando sismos para cada técnica de análisis y tipo de registro utilizado. No se consideraron los resultados de SSR-SV para las estaciones del arreglo, aunque sí para las estaciones complementarias. Los resultados muestran que la zona urbana de Tecomán está asentada sobre un valle aluvial cuyo espesor aumenta hacia la costa. Este incremento no es muy alto en la zona urbana de acuerdo a los valores de las frecuencias dominantes estimadas.

Tabla 3.8 Frecuencias dominantes y amplificaciones (entre paréntesis) para rangos de frecuencias bajas ( $f < 1$  Hz) y altas ( $f > 1$  Hz) usando sismos para las estaciones del arreglo.

ESTACIÓN	HVSR-SV-sc	HVSR-SV-c	GIS-SV	SSR-SA
AYTO	0.61 (5.6) 1.44 (3.8)	0.59 (8.2) 1.49 (4.0)	0.63 (1.4) 1.51 (1.6)	-----
BOMB	0.66 (6.2) 1.51 (3.4)	0.64 (3.2) 1.51 (1.8)	0.63 (1.8) 1.51 (2.0)	-----
CAMP	0.64 (4.2) 2.22 (4.6)	0.59 (2.8) 2.22 (2.8)	0.73 (1.8) 2.20 (2.0)	-----
CUAU	0.54 (5.8) 1.61 (4.6)	0.51 (2.7) 1.59 (2.3)	0.63 (1.4) 1.51 (1.9)	-----
EDUE	0.51 (4.9) 2.03 (3.5)	0.61 (5.4) 2.03 (4.1)	0.98 (1.4) 2.05 (1.7)	-----
ESEC	0.66 (6.5) 1.73 (5.4)	0.64 (2.3) 1.68 (2.5)	0.63 (1.7) 1.76 (2.3)	-----
INDE	0.78 (3.0) 1.61 (3.4)	0.64 (2.4) 1.64 (2.1)	1.12 (0.7) 1.98 (0.8)	-----
PROC	0.71 (2.1) 1.71 (2.3)	0.71 (4.6) 1.66 (5.5)	0.68 (1.8) 1.66 (2.0)	-----
TUXP	0.56 (4.4) 1.39 (3.7)	0.58 (4.8) 1.39 (5.1)	0.59 (1.5) 1.37 (2.1)	-----
BAC5	0.68 (2.7)* 2.05 (4.8)	-----	-----	0.73 (7.9) 2.47 (7.0)
CTEC	0.58 (2.5)* 1.75 (7.5)*	-----	-----	0.60 (5.0) 2.69 (13.0)

\*HVSR-SA

### III.5 Estimación de efectos de sitio usando ruido ambiental.

#### III.5.1 Cocientes espectrales H/V.

Para calcular los cocientes espectrales H/V del ruido ambiental en Tecomán, usamos el procedimiento siguiente:

- 1) Selección de una señal de ruido ambiental.
- 2) Selección de  $N_i$  ventanas estacionarias, usando un criterio *anti-trigger* LTA/STA.

3) Cálculo de los espectros de Fourier de cada componente  $S_N(N_i)$ ,  $S_E(N_i)$  y  $S_V(N_i)$ , para cada una de las  $N_i$  ventanas.

4) Suavizado de los espectros (para cada ventana) siguiendo la técnica de Konno y Ohmachi (1998) con parámetro de suavizado  $b$  igual a 40.

5) Cálculo de la media cuadrática de los espectros horizontales suavizados  $S_H(N_i)$  (componentes N y E) para cada ventana:

$$S_H(N_i) = \sqrt{\frac{S_N(N_i)^2 + S_E(N_i)^2}{2}} \quad (3.4)$$

6) Cálculo de los cocientes espectrales  $H/V(N_i)$  para cada ventana:

$$H/V(N_i) = \left( \frac{S_H(N_i)}{S_V(N_i)} \right) \quad (3.5)$$

7) Determinación de la media geométrica del cociente espectral  $H/V$  sobre todas las ventanas.

$$H/V(N_i) = 10^{\frac{\sum \log_{10}(H/V(N_i))}{N_i}} \quad (3.6)$$

8) Determinación de las frecuencias  $F_{HV}$  de los picos de la curva  $H/V$ .

Realizamos mediciones de ruido en todas las estaciones del arreglo temporal utilizando varios tipos de instrumentos. Inicialmente se usaron registros continuos de los sismógrafos SADC20 con sensores de 4.5 Hz. Posteriormente se realizó una campaña de medición de ruido, utilizando acelerómetros FBA-23 y sensores Episensor con registradores K2 y ETNA de Kinometrics, respectivamente, así como la utilización de un sensor de velocidad de banda ancha marca Guralp CMG-40T con el registrador K2. Esto con el fin de comparar resultados con distintos equipos de medición. Las figuras 3.20 a 3.23 muestran las curvas de H/V-Frecuencia obtenidas con datos de registros de ruido en las estaciones del arreglo y las complementarias usando instrumentos de medición con características diferentes.

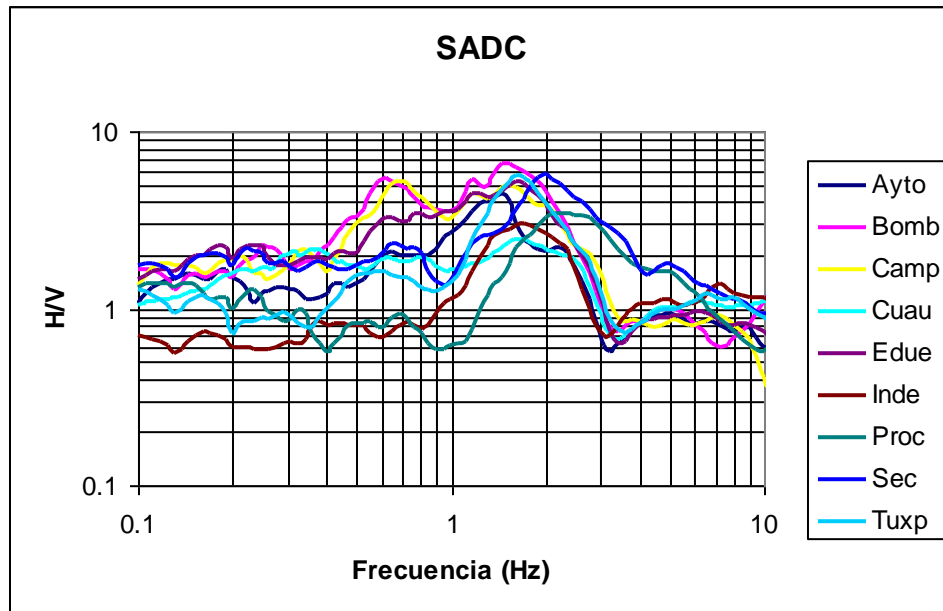


Figura 3.20. Curvas promedio para cada estación del arreglo, obtenidas con el uso de la técnica H/V-RV a datos de ruido registrados con sensores de 4.5 Hz.

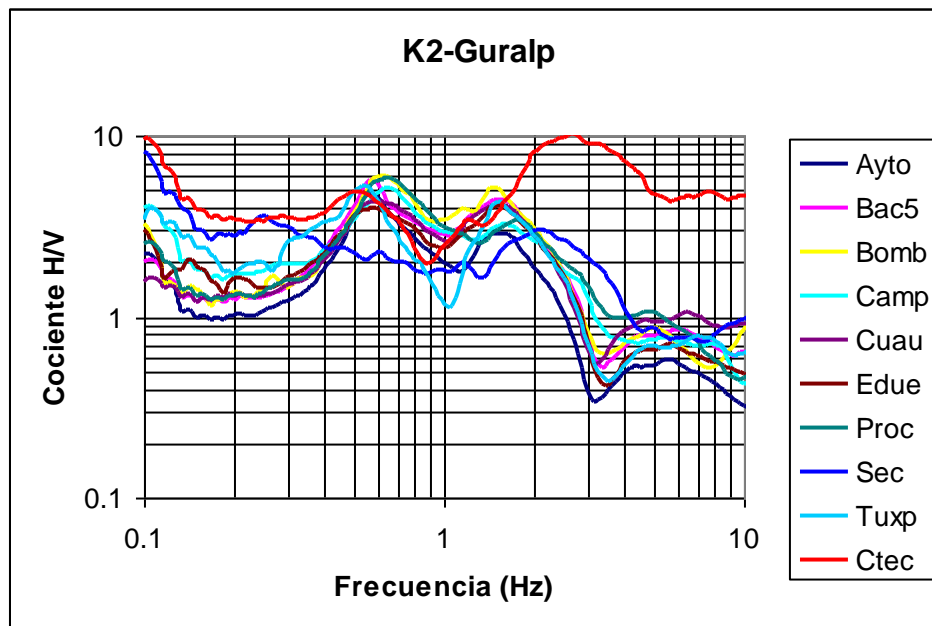


Figura 3.21. Curvas promedio para cada estación del arreglo y complementarias, obtenidas con el uso de la técnica H/V-RV a datos de ruido registrados con sensores de banda ancha.

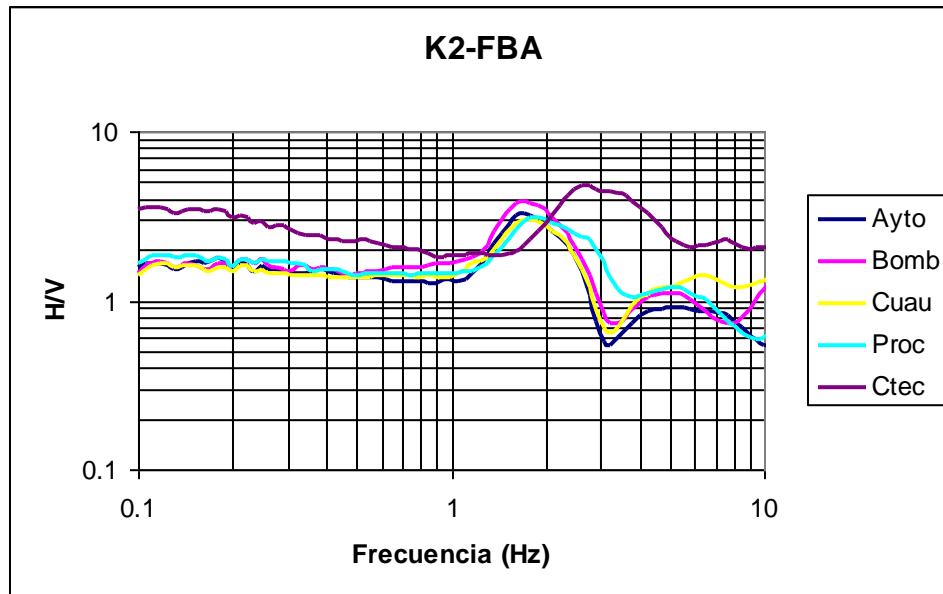


Figura 3.22. Curvas promedio para 5 estaciones del arreglo, obtenidas con el uso de la técnica H/V-RA a datos de ruido registrados con acelerómetros FBA-23.

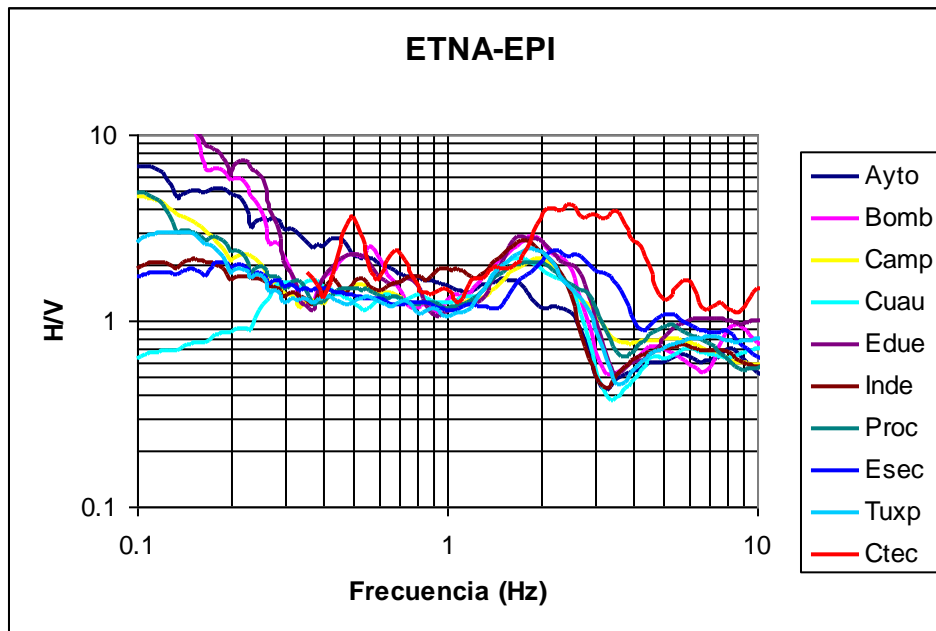


Figura 3.23. Curvas promedio para cada estación del arreglo, obtenidas con el uso de la técnica H/V-RA a datos de ruido registrados con acelerómetros ETNA-EPISENSOR.



Los resultados de la técnica H/V aplicada a los datos de ruido registrados con sensores de velocidad de 4.5 Hz (SADC-20) en las estaciones del arreglo, son similares a los obtenidos con sismos (Figura 3.20). Sin embargo, los picos máximos se encuentran en el rango de frecuencias altas (1.1-2.1 Hz) con amplificaciones entre 3 y 7. Sólo en algunas estaciones se observa el pico en bajas frecuencias, con amplificaciones que llegan hasta 5.5.

Las curvas que resultan de calcular cocientes H/V con registros obtenidos con el sensor de banda ancha Guralp acoplado al registrador K2 (K2-GURALP), muestran los picos máximos en el rango de frecuencias bajas (figura 3.21). También se muestra un segundo pico en el rango de frecuencias altas, con una forma similar a los resultados obtenidos con los registros de sismos. Las amplificaciones observadas varían entre 3 y 9. Un caso especial es la estación complementaria CTEC que se encuentra en el límite norte del valle de Tecmán y que muestra su frecuencia fundamental en 2.6 Hz. Esto sugiere que el espesor de los estratos aluviales en CTEC es de menos grosor que las de las otras estaciones por encontrarse cerca de los límites del valle.

Las curvas obtenidas a partir de registros de aceleración, aunque solo pudieron ser calculadas para 5 estaciones (figura 3.22), muestran similitud con las curvas de las figuras anteriores sólo en el rango de frecuencias altas ( $f > 1$  Hz), con amplitudes casi uniformes en el rango de frecuencias bajas. Esto es un indicio de la falta de sensibilidad de los instrumentos de aceleración a frecuencias bajas.

Los resultados obtenidos de datos de ruido registrados con un acelerómetro Episensor acoplado al registrador ETNA (ETNA-EPIS), en la mayoría de las estaciones, indican un patrón similar a la de la figura anterior, con frecuencias pico en el rango de altas frecuencias. Las amplitudes de estos picos varían de 3 a 5 unidades. Este instrumento también presenta problemas de sensibilidad a bajas frecuencias.

Las figuras 3.24 a 3.34 muestran los mismos resultados pero ahora agrupando las distintas estimaciones para cada una de las estaciones. En estas gráficas se observa concordancia entre las curvas obtenidas de registros medidos con sensores de velocidad, las cuales son distintas de las obtenidas a partir de datos de aceleración. Las curvas obtenidas con acelerógrafos no muestran los picos a bajas frecuencias que muestran las curvas obtenidas con los sismógrafos.

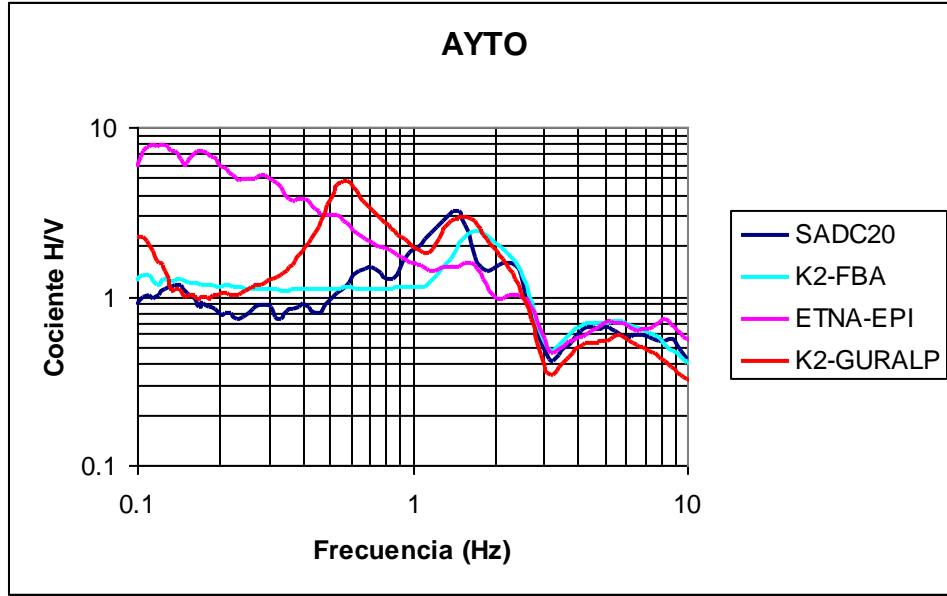


Figura 3.24 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación AYTO.

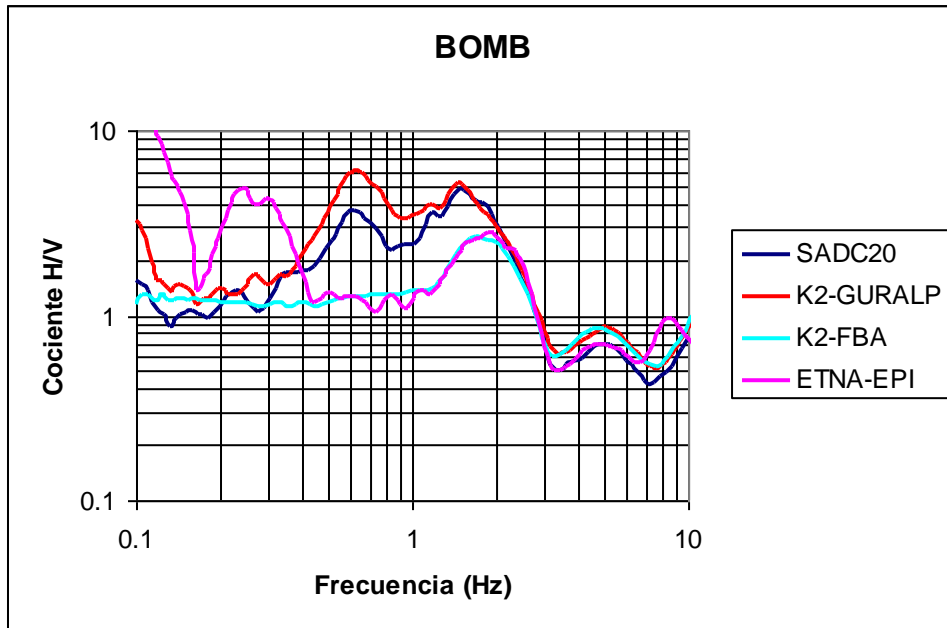


Figura 3.25 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación BOMB.

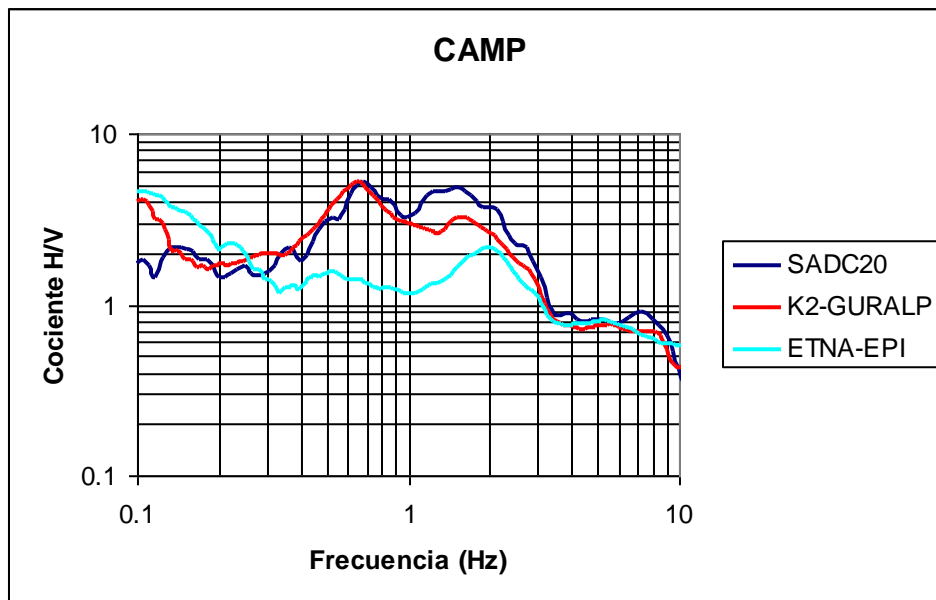


Figura 3.26 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación CAMP.

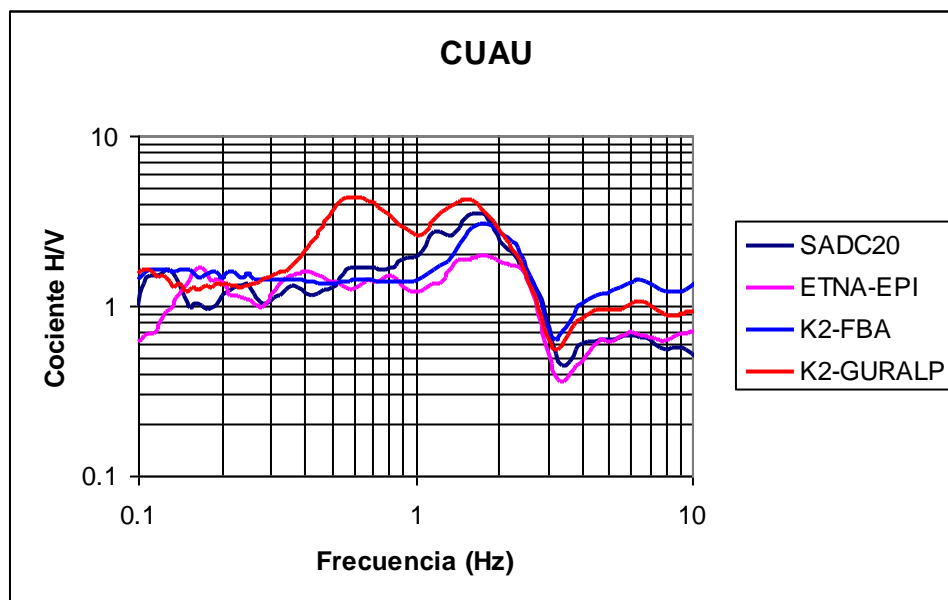


Figura 3.27 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación CUAU.

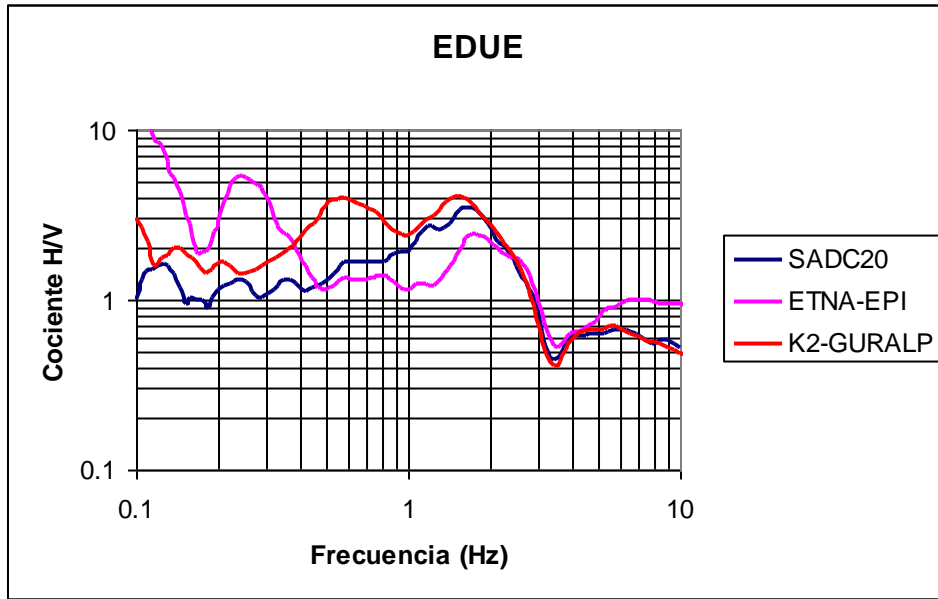


Figura 3.28 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación EDUE.

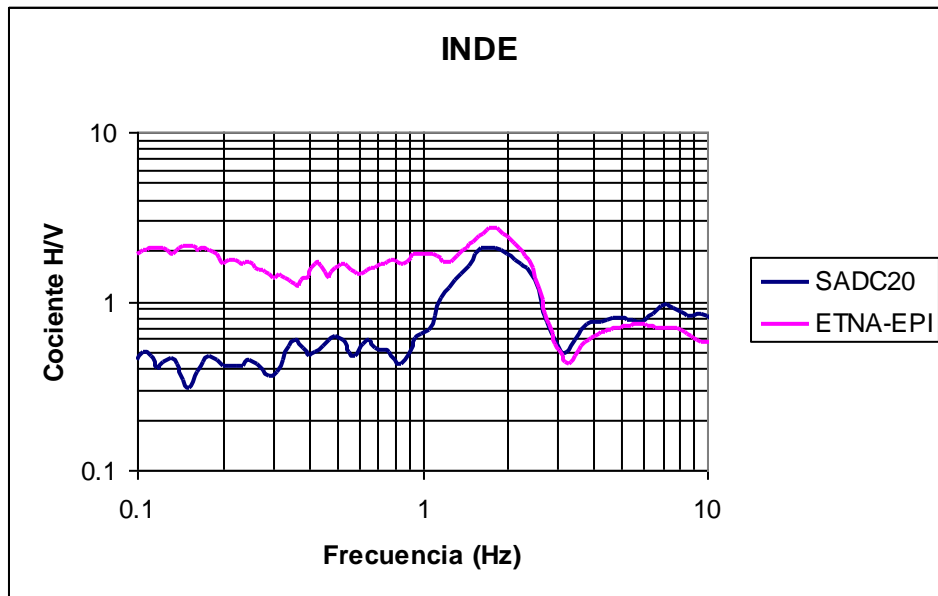


Figura 3.29 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación INDE.

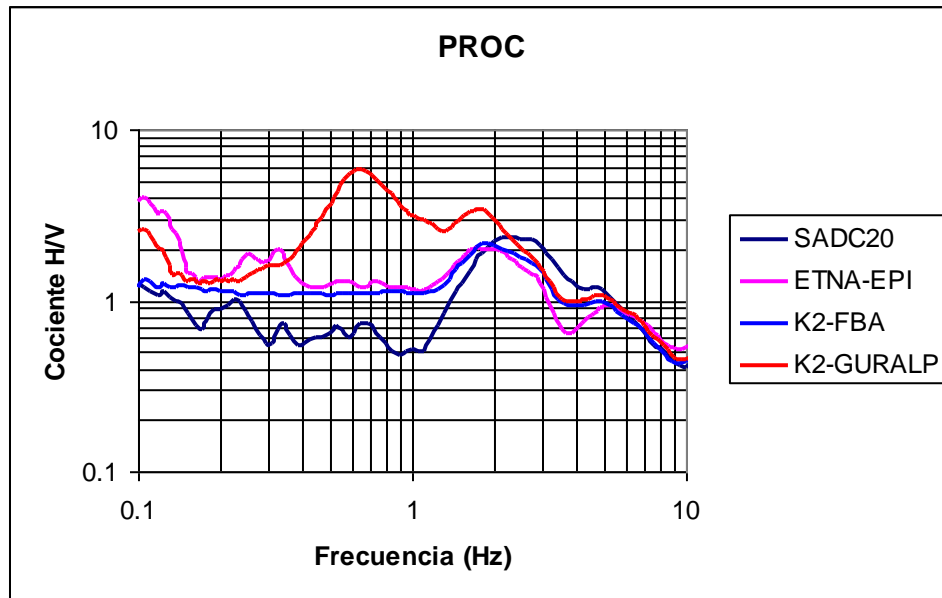


Figura 3.30 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación PROC.

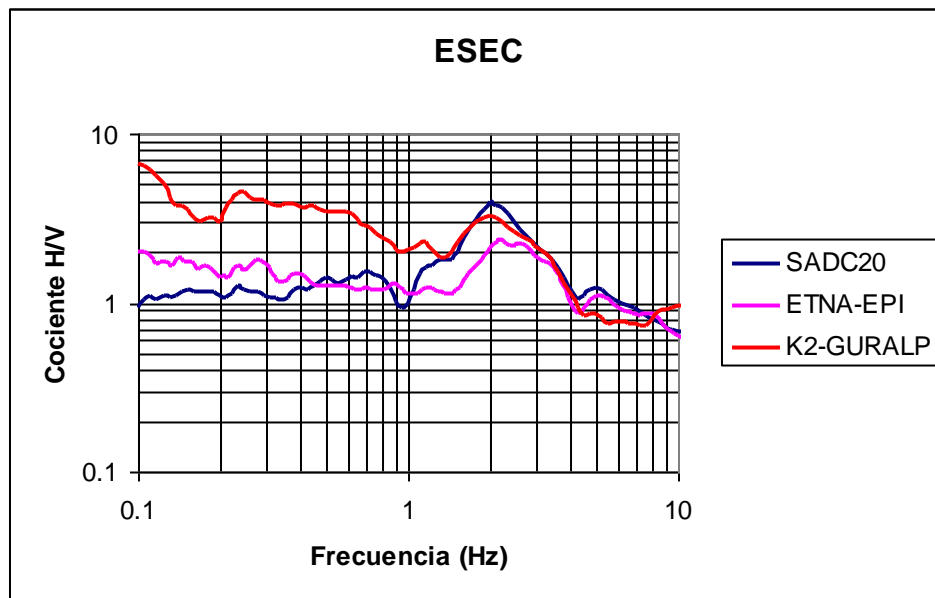


Figura 3.31 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación ESEC.

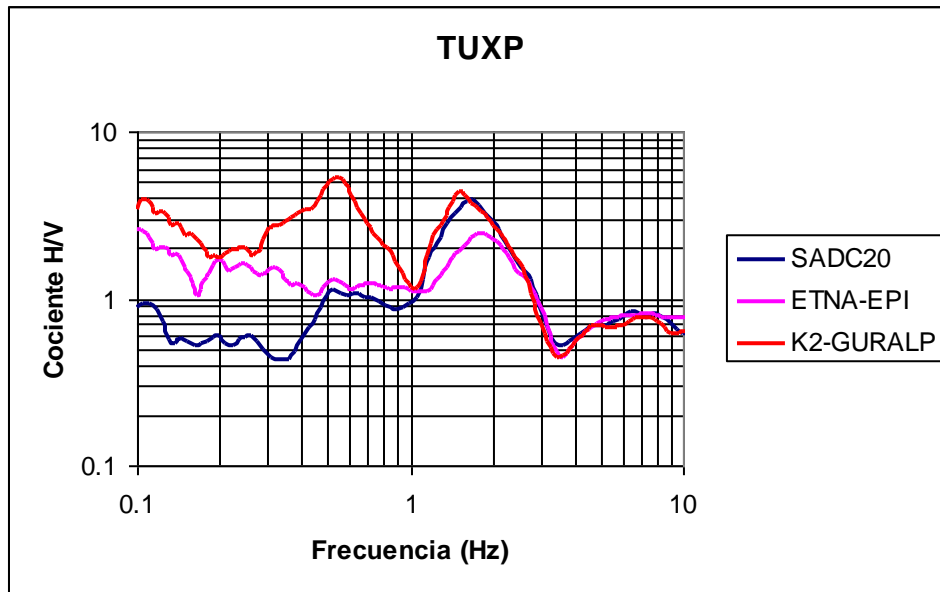


Figura 3.32 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación TUXP.

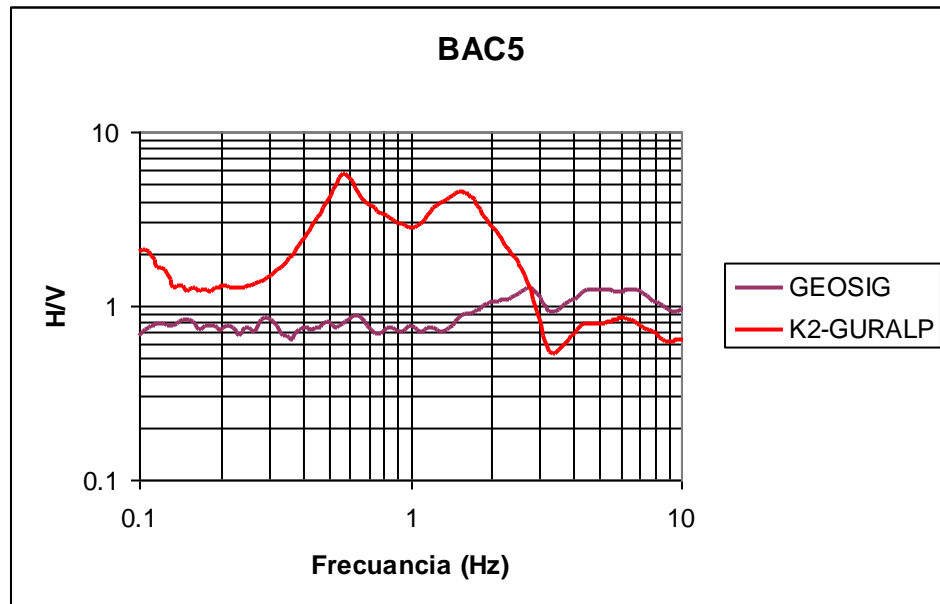


Figura 3.33 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación BAC5.

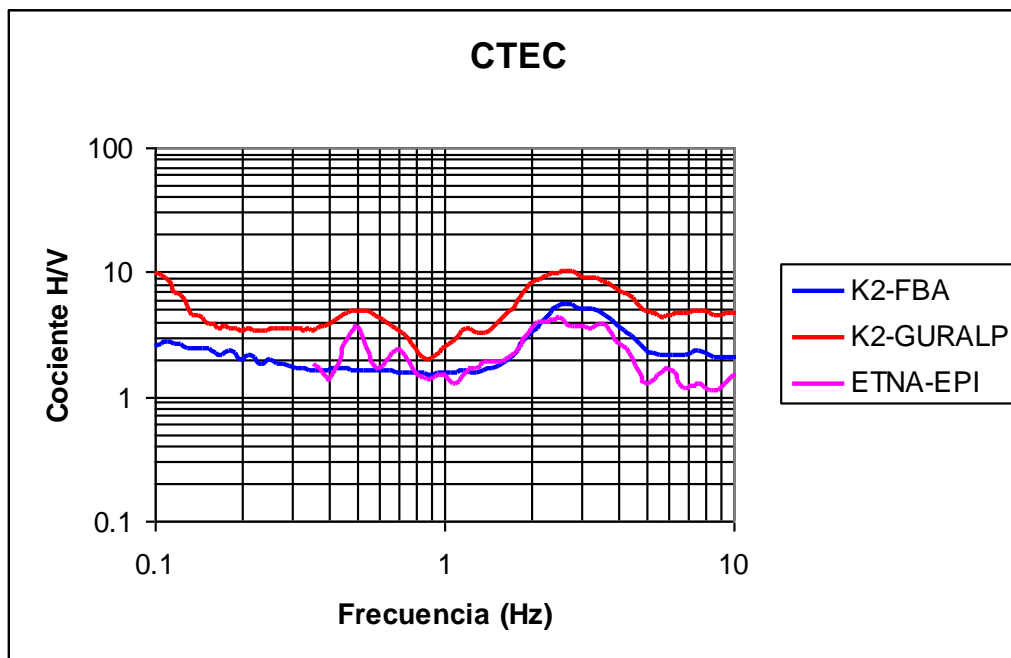


Figura 3.34 Resultados de la aplicación de la técnica H/V a los distintos tipos de datos de ruido registrados en la estación CTEC.

En la tabla 3.9 mostramos los valores de frecuencias dominantes y amplificaciones para las estaciones estudiadas en los rangos de frecuencias bajas y altas, usando el cociente H/V para registros de ruido ambiental considerando los datos obtenidos con los distintos tipos de instrumentos utilizados. Las frecuencias dominantes varían de 0.56 a 0.69 con un primer modo superior entre 1.48 y 2.06 Hz. La amplificación varía entre 2.9 y 7.9 en ambos rangos de frecuencias.

Tabla 3.9 Frecuencias dominantes y amplificaciones (entre paréntesis) para rangos de frecuencias bajas ( $f < 1$  Hz) y altas ( $f > 1$  Hz) usando ruido ambiental para las estaciones del estudio; nd = no determinado.

ESTACIÓN	H/V-RV SADC	H/V-RV K2-GUR	H/V-RA K2-FBA	H/V-RA ETNA-EPI
AYTO	nd 1.42 (3.2)	0.56 (4.8) 1.55 (2.9)	nd 1.71 (3.3)	nd 1.51 (1.7)
BOMB	0.61 (3.7) 1.49 (4.9)	0.63 (6.0) 1.47 (5.2)	nd 1.71 (3.9)	nd 1.87 (2.9)
CAMP	0.69 (5.2) 1.53 (4.9)	0.64 (5.2) 1.59 (3.2)	-----	nd 1.97 (2.2)
CUAU	0.69 (1.7) 1.62 (3.5)	0.60 (4.3) 1.55 (4.2)	nd 1.80 (3.0)	nd 1.64 (2.5)
EDUE	0.67 (1.7) 1.63 (3.5)	0.58 (4.0) 1.53 (4.1)	-----	nd 1.77 (2.8)
ESEC	0.72 (1.1)	0.58 (3.5)	-----	nd

	2.00 (3.9)	2.00 (3.3)		2.19 (3.5)
INDE	nd 1.62 (2.1)	-----	-----	nd 1.77 (2.7)
PROC	nd 2.23 (2.4)	0.66 (5.8) 1.77 (3.4)	nd 1.90 (3.0)	nd 1.77 (2.3)
TUXP	0.52 (1.1) 1.70 (3.9)	0.55 (5.3) 1.51 (4.4)	-----	nd 1.87 (2.7)
BAC5*	-----	0.58 (5.7) 1.51 (4.5)	-----	-----
CTEC*	-----	0.52 (4.9) 2.64 (10.2)	nd 2.62 (5.6)	nd 2.51 (4.3)

### **III.5.2 Influencia de los instrumentos en los resultados de H/V.**

Como hemos observado, la forma de las curvas H/V depende del tipo de instrumento utilizado para la medición del ruido ambiental. Los cálculos de H/V con registros de ruido obtenidos con sensores de banda ancha (K2-GURALP) muestran resultados similares a los obtenidos para registros de sismos, en todo el rango de frecuencias de interés ingenieril (0.1-10 Hz). Los resultados con datos de ruido obtenidos con SADC-20 (sensores de 4.5 Hz) no muestran la frecuencia dominante a bajas frecuencias. Esto es debido a que la respuesta del sensor está limitada en su límite inferior a una frecuencia natural de 4.5 Hz. Los resultados de ruido con registros acelerográficos sólo muestran similitud en el rango de frecuencias altas ( $f > 2$  Hz), y muy dispares en el de frecuencias bajas.

Para estudiar la razón de esta diferencia, realizamos un experimento con el equipo registrador K2 poniéndolo en corto-circuito y obteniendo la señal que representa el ruido propio del instrumento. Utilizando registros de ruido de la estación PROC, obtenidos con el mismo tipo de registrador y los sensores de velocidad de banda ancha Guralp (K2-GURALP) y de aceleración (K2-FBA-23), así como el obtenido con el equipo ETNA-EPI que es una combinación similar al K2-FBA, calculamos la densidad espectral de potencia (DEP) de cada señal y las comparamos entre sí. El resultado es interesante y se muestra en la figura 3.35. Esa figura muestra que las DEP de ventanas de ruido registrado en PROC tienen amplitud menor al ruido electrónico del instrumento de registro en la banda de 0.5 a 1.0 Hz. Es decir, en el caso de la estación PROC, el nivel de ruido sísmico es tan pequeño que el registro obtenido no corresponde a la vibración del terreno en la banda de 0.17-0.35 a 1.0-1.5 Hz sino que lo que se mide en esa banda es el ruido electrónico del acelerógrafo. Ello indica que es preferible evitar el uso de acelerógrafos para registrar vibración ambiental en sitios muy tranquilos.



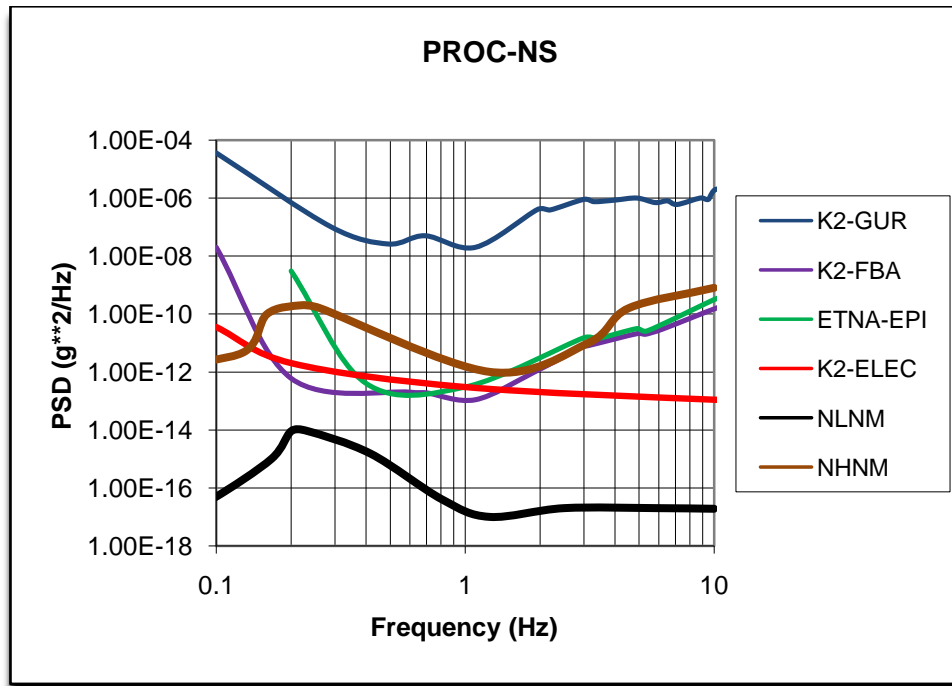


Figura 3.35 Comparación de las DEP para ruido electrónico del K2 (K2-ELEC), y el ruido ambiental de la componente N-S obtenidos con K2-FBA; K2-GUR y ETNA-EPI en la estación PROC y los niveles alto (NHNM) y bajo (NLNM) del modelo de ruido mundial (Peterson, 1993).

El que esta observación sea dependiente del sitio de registro se demuestra observando mediciones de ruido en la ciudad de México. La figura 3.36 muestra cocientes H/V calculados a partir de mediciones de vibración ambiental en un sitio de la colonia Roma de la ciudad de México, en donde el nivel de vibración ambiental es muy alto. Se compara el resultado de utilizar un registrador K2 acoplado ya sea a un sensor de aceleración FBA o a un sismógrafo Guralp de banda ancha. Los cocientes H/V son muy semejantes en todo el rango de frecuencias, lo que indica que ambas combinaciones sensor-registrador funcionan adecuadamente. La figura 3.37 muestra la comparación entre las densidades espectrales de potencia para las mediciones mostradas en la figura 3.36 así como el ruido electrónico del registrador K2. Se muestran asimismo las curvas de referencia para sitios de ruido bajo y alto del modelo de Peterson (1993). Observamos que el nivel de vibración ambiental en la ciudad de México es tan alto que las DEP registradas con la combinación K2-FBA tienen amplitudes mucho mayores que el nivel del ruido electrónico del instrumento. Esta observación nos permite explicar por qué en la literatura se ha mencionado en repetidas ocasiones que no es conveniente registrar vibración ambiental con acelerógrafos, sin embargo no se había publicado explícitamente la razón. Nuestros resultados explican que los acelerógrafos no son convenientes en sitios en los que el nivel de vibración es muy pequeño. Lamentablemente, es difícil determinar a priori en qué sitio el nivel de vibración sería pequeño. Por ello, únicamente podemos recomendar precaución al utilizar sensores FBA en las mediciones de vibración ambiental.

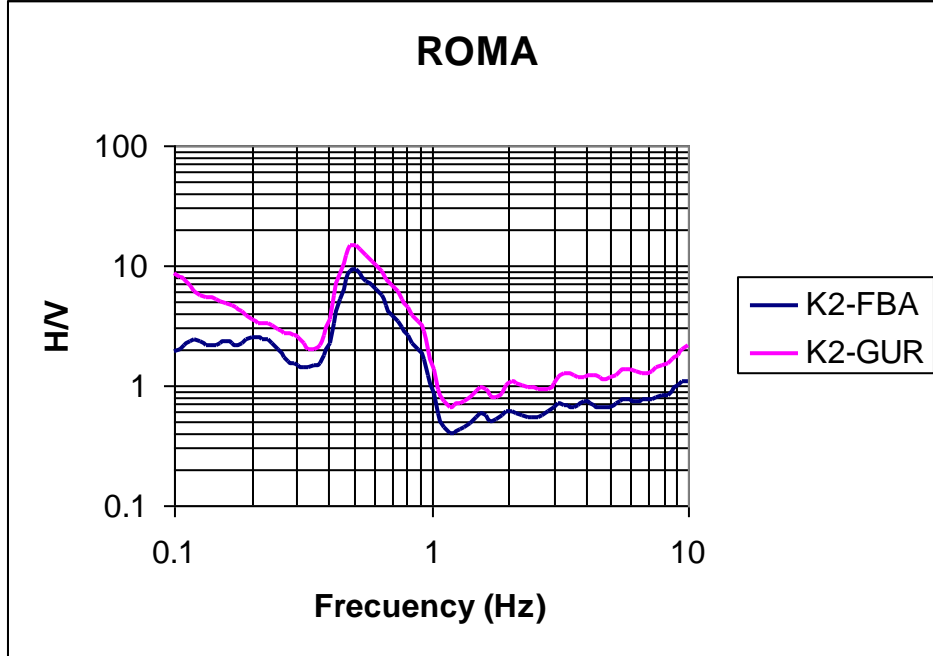


Figura 3.36. Curvas H/V de registros de ruido obtenidos con instrumentos K2-FBA y K2-GURALP para un sitio en la colonia Roma de la ciudad de México.

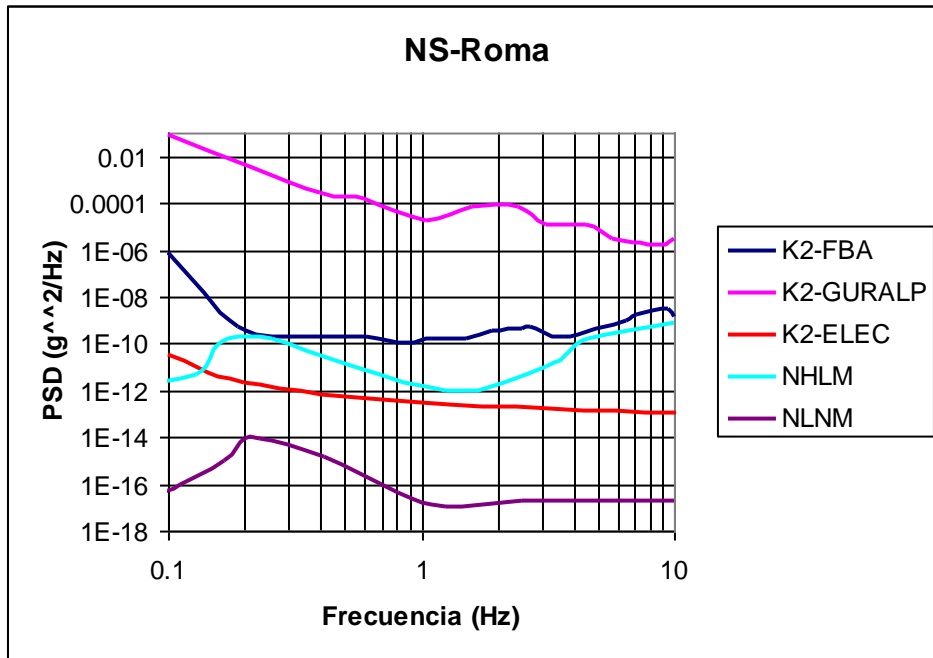


Figura 3.37 Comparación de PSD para ruido electrónico del K2, y el ruido ambiental de la componente N-S obtenidos con K2-FBA y K2-GUR en una estación de la colonia Roma de la

ciudad de México y los niveles alto y bajo del modelo de ruido mundial NHLM y NLNM, respectivamente (Peterson, 1993).

### **III.6 Comparación de resultados entre sismos y ruido.**

Las tablas 3.3 y 3.4 resumen los valores estimados de las frecuencias dominantes y factores de amplificación promedios obtenidos para cada estación, técnica de análisis y tipo de instrumento de medición usando sismos y ruido para los rangos de bajas y altas frecuencias. Existen algunas diferencias entre esos valores dependiendo de la combinación de técnica, tipo de registro y de instrumento utilizado. En general, las técnicas basadas en sismos (HVSR-SV y GIS) muestran picos en bajas ( $< 1$  Hz) y en altas frecuencias ( $> 1$  Hz). La frecuencia dominante es de alrededor de 0.65 Hz en la mayoría de las estaciones del arreglo. Para mediciones de ruido, las estimaciones con sensores de velocidad muestran que la frecuencia dominante también está alrededor de 0.65 Hz. Sin embargo, para las estimaciones con registros de ruido usando acelerógrafos, la frecuencia dominante aparece en altas frecuencias (alrededor de 1.77 Hz). No se observa el pico a bajas frecuencias que se observa con los registros de velocidad. Esto se atribuye al ruido electrónico de los instrumentos en frecuencias menores a aproximadamente 1.5 - 2 Hz, de acuerdo al análisis realizado con las DEP del ruido electrónico de los registradores K2.

La técnica SSR aplicada a registros de sismos obtenidos con sensores de 4.5 Hz en las estaciones de la red y con acelerógrafo en la de referencia no reflejó la respuesta de sitio adecuadamente, y por tanto sus resultados no fueron tomados en cuenta. Sin embargo, la relación espectral con registros obtenidos de instrumentos del mismo tipo como en el caso de las estaciones complementarias, da resultados confiables.

Consideramos que la utilización de la técnica HVSR con registros de sismos obtenidos con los sensores de velocidad de 4.5 Hz con la señal corregida o sin corregir por respuesta instrumental produce resultados confiables en la determinación de la amplificación y frecuencias dominantes, tanto en altas como en bajas frecuencias. Los resultados muestran que la frecuencia dominante estimada en cada una de las estaciones de la red no varía significativamente en el caso de sismos usando registros corregidos y sin corregir por respuesta instrumental.

El uso de la técnica H/V con registros de ruido obtenidos con sensores de banda ancha y registradores K2 es la combinación más adecuada para la determinación de frecuencias pico. Los resultados con registros de ruido de acelerógrafos, sin embargo, no muestran el pico a bajas frecuencias que domina los resultados en los registros de sismos registrados con sismógrafos de 4.5 Hz y los de ruido registrados con sensores de banda ancha. Los resultados con registros de ruido de sensores de velocidad de 4.5 Hz, muestran al pico en bajas frecuencias, solo para algunas estaciones, ello sugiere que este tipo de sensores tiene problemas de sensibilidad a bajas frecuencias. Por tanto, se debe evitar el uso de acelerógrafos para registrar ruido en valles aluviales donde se prevea que la frecuencia dominante sea menor a 1.5 Hz, debido al problema de interferencia del ruido electrónico

del instrumento con la señal, así como el uso de sensores de velocidad de 4.5 Hz de frecuencia natural por su baja sensibilidad a bajas frecuencias. Por otra parte, el factor de amplificación es algo diferente entre los resultados obtenidos del ruido y los obtenidos con sismos, siendo un poco mayor para estos últimos.

### **III.7 Conclusiones**

Hemos realizado un estudio experimental de efectos de sitio en la ciudad de Tecomán, utilizando diversas técnicas de análisis con datos de sismos y ruido obtenidos con sismógrafos y acelerógrafos. Las combinaciones que presentan resultados confiables son los de HVSR aplicados a registros de sismos, obtenidos con instrumentos de velocidad (4.5 Hz) o de aceleración (ETNA ó GEOSIG) y la de H/V a registros de ruido con instrumentos de velocidad de banda ancha (K2-Guralp). El uso de la técnica H/V con registros de ruido obtenidos con acelerógrafos no es confiable por la interferencia del ruido propio del instrumento en la señal, principalmente a frecuencias menores a 1.5 Hz. El uso de la técnica H/V con registros de ruido obtenidos con sensores de velocidad de 4.5 Hz da resultados confiables dependiendo del nivel de ruido en el sitio. La sensibilidad del sensor (4.5 Hz de frecuencia natural) hace que la estimación a frecuencias bajas no sea confiable dependiendo del nivel de ruido en el lugar. La combinación K2-Guralp es la mejor para cualquier rango de frecuencias de interés ingenieril. La técnica SSR para sismos, debe utilizarse solo con registros de instrumentos que tengan las mismas características. Se debe evitar el combinar registros obtenidos con equipos de medición de diferentes características ya que puede alterar los resultados significativamente. En nuestro caso, el uso de registros de velocidad obtenidos con sensores de 4.5 Hz convertidos a aceleración y registros de aceleración obtenidos con acelerógrafos ETNA-EPI como estación de referencia produjo curvas con formas diferentes a las de las demás estimaciones, principalmente en el rango de frecuencias bajas. La técnica de inversión paramétrica generalizada, GIS, es confiable para determinar frecuencias dominantes pero no amplificaciones, ya que éstas dependen del proceso de minimización de la diferencia entre observaciones y modelo simultáneamente en todas las estaciones del arreglo.

Podemos concluir que la confiabilidad en la estimación de los efectos de sitio en Tecomán depende de las características geológicas del subsuelo, el nivel de ruido sísmico en el sitio y del tipo de instrumento utilizado para las mediciones.

La tabla 3.10 muestra los resultados para cada estación, considerando las técnicas que proporcionan los valores más confiables de frecuencias dominantes y amplificación usando tanto registros de sismos (HVSR-c y HVSR-sc, con SADC-20) como de ruido (H/V con K2-GURALP y con SADC-20). La última columna muestra los valores promedio de todas las estimaciones.

Tabla 3.10 Valores más confiables de frecuencias dominantes y factores de amplificación (entre paréntesis) para rangos de frecuencias bajas ( $f < 1\text{Hz}$ ) y altas ( $f > 1\text{Hz}$ ) usando sismos y ruido ambiental para las mejores combinaciones de equipo y técnica utilizada. La última columna muestra los valores promedio de estas combinaciones.

Estación	HVSR-SV-sc	HVSR-SV-c	H/V	H/V	Valores Promedio
	SADC-20	SADC-20	K2-Guralp	SADC-20	
	Sismos	Sismos	Ruido	Ruido	
AYTO	0.61 (5.6)	0.59 (8.2)	0.56 (4.8)	nd	0.61 (6.9)
	1.44 (3.8)	1.49 (4.0)	1.55 (2.9)	1.42 (3.2)	1.48 (3.9)
BOMB	0.66 (6.2)	0.64 (3.2)	0.63 (6.0)	0.61 (3.7)	0.64 (4.7)
	1.51 (3.4)	1.51 (1.8)	1.47 (5.2)	1.49 (4.9)	1.51 (2.6)
CAMP	0.64 (4.2)	0.59 (2.8)	0.64 (5.2)	0.69 (5.2)	0.65 (3.5)
	2.22 (4.6)	2.22 (2.8)	1.59 (3.2)	1.53 (4.9)	2.21 (3.7)
CUAU	0.54 (5.8)	0.51 (2.7)	0.60 (4.3)	0.69 (1.7)	0.56 (4.3)
	1.61 (4.6)	1.59 (2.3)	1.55 (4.2)	1.62 (3.5)	1.57 (3.5)
EDUE	0.51 (4.9)	0.61 (5.4)	0.58 (4.0)	0.67 (1.7)	0.70 (5.2)
	2.03 (3.5)	2.03 (4.1)	1.53 (4.1)	1.63 (3.5)	2.04 (3.8)
ESEC	0.66 (6.5)	0.64 (2.3)	0.58 (3.5)	0.72 (1.1)	0.64 (4.4)
	1.73 (5.4)	1.68 (2.5)	2.00 (3.3)	2.00 (3.9)	1.72 (4.0)
INDE	0.78 (3.0)	0.64 (2.4)	-----	nd	0.71 (2.7)
	1.61 (3.4)	1.64 (2.1)		1.62 (2.1)	1.63 (2.8)
PROC	0.71 (2.1)	0.71 (4.6)	0.66 (5.8)	nd	0.70 (3.4)
	1.71 (2.3)	1.66 (5.5)	1.77 (3.4)	2.23 (2.4)	1.68 (3.9)
TUXP	0.56 (4.4)	0.58 (4.8)	0.55 (5.3)	0.52 (1.1)	0.58 (4.6)
	1.39 (3.7)	1.39 (5.1)	1.51 (4.4)	1.70 (3.9)	1.38 (4.4)
BAC5	0.68 (2.7)*		0.58 (5.7)	-----	0.70 (5.4)
	2.05 (4.8)	-----	1.51 (4.5)		2.26 (5.6)
CTEC	0.58 (2.5)*		0.52 (4.9)	-----	0.59 (3.8)
	1.75 (7.5)*	-----	2.64 (10.2)		2.54 (10.3)

\*HVSR-SA

Con base en las observaciones anteriores podemos concluir que la ciudad de Tecomán se encuentra asentada sobre un valle aluvial con espesores que aumentan uniformemente en dirección a la costa. La amplificación en cada estación se debe a las mismas capas de suelo blando, pero su espesor cambia de sitio a sitio lo que resulta en ligeros cambios de la frecuencia natural de vibrar. El modo fundamental se encuentra entre 0.56 y 0.71 Hz. Se observa también un modo superior entre 1.4 y 2.1 Hz que puede llegar a ser importante. Los factores de amplificación varían entre 3 y 8 en estos dos rangos de frecuencias. La utilización de sismos y ruido en la estimación de los efectos de sitio, nos permitió obtener

frecuencias dominantes y amplificaciones confiables en la zona urbana de la ciudad de Tecomán Colma.

Nuestros resultados indican que el valle de Tecomán tiene un efecto de sitio importante en dos rangos de frecuencias ó periodos de vibración (1.4-1.8 s y 0.48-0.71 s) que pueden amplificar el movimiento del terreno hasta 8 veces. Estos rangos afortunadamente se encuentran fuera de los períodos estructurales de la mayoría de las construcciones actuales (edificios de dos niveles) en la ciudad de Tecomán. Esto puede explicar los niveles menores de daños graves que sufrieron las edificaciones a raíz del sismo de 2003, comparado con las ciudades de Armería, Coquimatlán, Ixtlahuacán y Colima (Bitran *et al.*, 2006) donde las edificaciones están asentadas sobre terrenos más rígidos y cuyas frecuencias dominantes se encuentran más cercanas a las de estos terrenos. Sin embargo, las aceleraciones tan altas que se presentaron en el terreno debido a su cercanía con la fuente sísmica del temblor, es un factor de riesgo muy alto que debe tomarse en cuenta en el Reglamento de construcciones local.

## CAPÍTULO IV

### ESTRUCTURA DEL SUBSUELO EN TECOMÁN Y SU RELACIÓN CON LOS EFECTOS DE SITIO.

#### **IV.1 Introducción**

En el Capítulo III de la tesis se estimaron los efectos de sitio (funciones de transferencia local) usando datos de sismos y microtremores (ruido ambiental). Tal como se comentó en ese capítulo, los efectos de sitio pueden también obtenerse indirectamente del conocimiento de la estructura de velocidades de ondas de corte y otros parámetros geotécnicos del subsuelo. A partir de esta estructura se calcula la función de transferencia que representa la amplificación y frecuencia dominante del sitio en estudio. En este Capítulo se estudian algunas de las técnicas desarrolladas en los últimos años para estimar la estructura del subsuelo en la ciudad de Tecomán usando refracción sísmica y correlación cruzada de registros de ruido. Se midieron perfiles de refracción sísmica multicanal de ondas P y S en 5 sitios dentro de la ciudad. Los análisis estándar de estos registros estuvieron restringidos solo a los estratos más superficiales. El arreglo desplegado para refracción de la onda P fue utilizada también para registrar ruido ambiental. Estos datos fueron procesados usando una extensión del método SPAC; la correlación cruzada se calculó entre pares de estaciones y los resultados se invirtieron para obtener curvas de dispersión de la velocidad de fase contra frecuencia. La profundidad de penetración fue mayor que la del experimento de refracción, pero la velocidad de onda de corte del basamento no pudo determinarse. Por esta razón, se realizaron mediciones adicionales de microtremores con sensores de banda ancha en arreglos irregulares con un mayor espaciamiento entre las estaciones. Los resultados permitieron establecer la velocidad de onda de cortante del basamento. La amplificación del sitio calculada para los perfiles finales es comparable con la amplificación del movimiento del terreno observado en Tecomán. El caso de Tecomán ilustra muy bien que aún una estructura simple del subsuelo, puede requerir del cruce de datos de diferentes experimentos para estimar confiablemente los efectos de sitio.

Como todos sabemos, las características geológicas de los materiales bajo la superficie de la tierra pueden tener un efecto de primer orden en los movimientos del terreno debido a sismos. La descripción geológica de estos materiales que afectan la propagación de las ondas sísmicas, es fundamental para entender sus efectos sobre los movimientos del terreno y central en la predicción de estos efectos. Las propiedades de interés en el material, incluyen las velocidades de onda de compresión y de corte, así como la densidad y las propiedades no lineales. Las predicciones de los efectos de sitio en el rango de frecuencias de interés ingenieril pueden requerir conocer la distribución espacial de las propiedades más relevantes del material a grandes profundidades.

En la actualidad, la caracterización de la geología bajo un sitio dado se reduce generalmente a la especificación de un solo parámetro;  $V_{S30}$ , o sea la velocidad de onda de corte promediada desde la superficie hasta una profundidad de 30 metros. Este parámetro se

usa en algunos reglamentos de edificación para especificar los efectos de sitio y también para predecir de manera empírica, los movimientos del terreno usando modelos de atenuación para un sitio dado. Para obtener este número o su generalización a otras profundidades, la mayoría de los métodos de prospección de sitios intentan derivar la velocidad de onda de corte como una función de la profundidad.

Existen varios métodos de onda superficial para estimar la estructura de velocidades del subsuelo. En lo que sigue haremos una breve descripción de cada uno de ellos, dividiéndolos como métodos invasivos y no invasivos, tal como se muestra a continuación (Boore, 2006).

#### 1) Métodos invasivos

##### a. Con fuente en la superficie

- Receptores en pozo (*borehole*)
- Receptores en penetrómetros de cono

##### b. Con fuente en un pozo (*downhole*)

- Sonda suspendida (PS)
- Receptores en pozos adyacentes (*Crosshole*)

#### 2) Métodos no invasivos

##### a. Estación simple (H/V)

##### b. Estaciones múltiples

- Fuentes activas

1. Análisis Espectral de Ondas superficiales (SASW)
2. Análisis Multicanal de Ondas superficiales (MASW)

- Fuentes pasivas

1. Análisis Frecuencia-Número de Onda (FK)
2. Método de Autocorrelación Espacial (SPAC)
3. Método de refracción de Microtremores (ReMi)

- Activa y pasiva combinadas

Los métodos invasivos requieren de sismómetros o sensores colocados bajo la superficie de la Tierra y los podemos dividir en dos grupos: los que usan fuentes superficiales y los que usan fuentes en un pozo (*downhole*). Los primeros colocan el sismómetro en el fondo de la



perforación y generalmente usan fuentes tales como golpes con martillos o con camiones para generar ondas de corte y ondas de compresión. El segundo grupo incluye estudios tipo *crosshole*, en la cual una fuente en una perforación emite ondas que viajan más o menos horizontalmente hacia los receptores colocados en una o varias perforaciones adyacentes. Para propósitos de ingeniería sísmica, sin embargo, este método ha sido reemplazado por el llamado “método de sonda suspendida P-S”. Este método hace uso de una sonda suspendida dentro de un pozo en la cual una fuente al extremo de la sonda emite ondas acústicas, las cuales están asociadas a las ondas P y S. Estas ondas viajan en el material circundante y son reconvertidas en ondas acústicas, las cuales son luego registradas en dos receptores o sensores separados 1 m. Las velocidades de las ondas son dadas por la diferencia de los tiempos de viaje en los dos receptores.

Los métodos no invasivos han sido usados por muchos años para determinar la estructura de la tierra. Entre ellos podemos mencionar a los métodos de reflexión sísmica usados por geofísicos de exploración, y el uso de tiempos de arribo de ondas de cuerpo, dispersión de ondas superficiales y períodos de oscilación libre de la tierra para determinar la estructura de la Tierra. Estos métodos desarrollados para sismología global están ahora siendo usados para la determinación de la estructura superficial, para ayudar en la determinación de los movimientos del suelo para propósitos de diseño en Ingeniería. Los métodos no invasivos se dividen en aquéllos que usan fuentes activas y los que usan fuentes pasivas. Estos métodos están además organizados de acuerdo a si usan una estación simple o estaciones múltiples para el registro de las señales. La mayor parte de estos métodos intentan medir las velocidades de fase de las ondas de Rayleigh como una función de la frecuencia, y los modelos de velocidad se obtienen por inversión de estas velocidades usando diversos algoritmos de inversión. Muchos de los métodos usan el método de Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW) introducido por Stokoe (e.g., Nazarian y Stokoe, 1984; Stokoe *et al.*, 1994; Brown *et al.*, 2002). Este método usa la diferencia de fases entre dos receptores y una buena variedad de fuentes activas que varían en tamaño; de pequeños martillos para altas frecuencias a grandes vehículos para períodos más largos. Modificaciones a este método incluye el registro multicanal (MASW; e.g., Park *et al.*, 1999). Una limitación de los métodos de fuente activa en general, es la dificultad de generar ondas de bajas frecuencias. Esto limita la profundidad de los modelos de velocidad que pueden obtenerse.

El ruido ambiental (microtremores y microsismos) es producido por una variedad de fenómenos naturales y fuentes artificiales y las frecuencias pueden llegar a ser bastante bajas. Entre los métodos multiestación que usan ruido ambiental se encuentran el método de refracción de microtremores, ReMi (Louie, 2001), los métodos de frecuencia-número de onda, F-K (Capón, 1969; Horike, 1985) y el resurgimiento del método SPAC propuesto inicialmente por Aki (1957). Una limitación en la práctica es que los arreglos de instrumentos no son los bastante densos para resolver velocidades cercanas a la superficie. Estas velocidades pueden tener un efecto importante en la amplificación del sitio.

La mayoría de los métodos basados en la inversión de velocidades de fase suponen que estas velocidades corresponden al modo fundamental de ondas superficiales. Esto no

siempre es así, particularmente a periodos largos para el cual las distancias entre la fuente y los receptores no son suficientes para que las ondas de cuerpo y superficiales puedan ser diferenciadas en tiempo y en amplitud. Ésta es una de las razones por la cual algunos estudios usan una combinación de fuentes activas y pasivas (Yoon y Rix, 2005).

Los métodos de refracción sísmica basados en el análisis de primeros arribos y el cálculo de los tiempos de retraso de las ondas P y S (Términos de Tiempo y Tiempo Recíproco) se utilizan para determinar la estructura del suelo superficial de una manera simple y económica. La principal diferencia entre estas dos técnicas es la manera cómo se calcula los tiempos de retraso. En el análisis basado en términos de tiempo ("*Time-Term*") los tiempos de retraso se calculan automáticamente a través de un proceso de inversión por mínimos cuadrados lineal. En el análisis de tiempo recíproco ("*reciprocal time*"), los tiempos de retraso se calculan manualmente. Cada técnica es diferente y la decisión de cuál de ellas usar depende del objetivo del estudio y del carácter de los datos registrados.

El método estándar de Análisis Espectral de Ondas Superficiales, (SASW, en inglés) usa una fuente activa de energía sísmica registrada repetidamente por un par de sismómetros de 1 Hz separados distancias pequeñas (1 m) y grandes (500 m). Los sismómetros son usualmente sensores de velocidad verticales. Por ello, los resultados se supone corresponden a velocidades de ondas Rayleigh. Las velocidades de fase se derivan esencialmente de una comparación entre espectros de fase y amplitudes calculados en cada par de sismómetros para cada fuente. Cuando el ruido sobrepasa la potencia de la fuente artificial como es común en zonas urbanas, o cuando las fases de las ondas de cuerpo son más energéticas que las ondas Rayleigh, SASW no producirá resultados confiables (Brown, 1998). Boore y Brown (2002), encontraron que los modelos obtenidos con SASW sobrepredicen consistentemente las velocidades superficiales por entre 10% y 50%.

La técnica de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW) ha sido desarrollada (Park, *et al.*, 1999) en respuesta a las deficiencias de SASW en presencia de ruido urbano. El registro simultáneo de 24 o más receptores a distancias cortas (1-2 m) y largas (50-100 m) de una fuente impulsiva o vibratoria, proporciona redundancia estadística para medir las velocidades de fase. El método MASW de fuente activa genera ondas superficiales a través de una fuente de impacto por medio de un mazo sobre una placa de acero o de un equipo vibratorio. Adicionalmente, se utilizan también las ondas superficiales generadas pasivamente por actividades naturales o artificiales.

La principal ventaja de MASW es su capacidad para tomar en cuenta la naturaleza complicada de las ondas sísmicas, tales como los modos superiores de las ondas superficiales, ondas de cuerpo, ondas esparcidas, ondas debido al tráfico vehicular, así como el modo fundamental de las ondas superficiales. Cada una de estas ondas puede influenciar adversamente a las otras durante el análisis de sus propiedades de dispersión. Con el enfoque multicanal, las propiedades de dispersión de todos los tipos de ondas superficiales son graficadas por medio de algún método de transformación del campo de ondas que convierte directamente el registro multicanal en una imagen donde un patrón de dispersión específico es reconocido en la distribución de la energía. Entonces, la dispersión (relacionada con el modo fundamental) es extraída del patrón identificado. Todas las otras

ondas, reflejadas o esparcidas son removidas. La principal desventaja de MASW es la máxima profundidad de investigación a la que se puede llegar, por la dificultad de generar ondas superficiales de bajas frecuencias con fuentes activas en zonas urbanas.

El uso de redes de estaciones sismográficas o acelerográficas para medir ruido, ha sido una alternativa que se utiliza recientemente para estimar la estructura del subsuelo en zonas urbanas. Aki (1957) mostró que los registros de ruido en redes pequeñas pueden ser usados para medir velocidades de fase de las ondas superficiales. El método de autocorrelación espacial (SPAC, en inglés) consiste en analizar la correlación de los microtemores y obtener por inversión la estructura de velocidad de las ondas superficiales. Conociendo la estructura es posible calcular después la respuesta del sitio. Trabajos posteriores han desarrollado nuevos métodos tales como el análisis  $f-k$  de alta resolución (Capón, 1969, Horike, 1985). Varios estudios en Italia (Hough et al. 1992; Malagnini et al. 1993; Chouet et al. 1998), Japón (Horike, 1996; Katoaka et al. 1994; Arai et al. 1996), Nueva Zelanda (Chávez-García et al. 2006) e Israel (Gitterman et al. 1996) ilustraron el interés práctico de la técnica SPAC relativamente vieja, que puede competir favorablemente con otros métodos usados en ingeniería geotécnica para obtener perfiles de velocidad. En particular, su acoplamiento con la técnica de relaciones espectrales H/V, puede llevar hacia una mapeo confiable en 2D ó 3D de las condiciones del subsuelo (Gitterman et al, 1996; Tokimatsu et al, 1996).

Las mediciones de ruido en un arreglo de estaciones es una herramienta muy atractiva para la caracterización de un sitio. Se han hecho muchos trabajos sobre la confiabilidad del método para obtener una estimación correcta de la curva de dispersión, la cual es fundamental para obtener la estructura de  $V_s$  con la inversión de esta curva de dispersión. Las incertidumbres sobre los valores de  $V_s$  están directamente asociadas a los errores sobre los valores de la velocidad de fase y al rango de frecuencias sobre la cual la curva de dispersión es determinada. Otro asunto de principal importancia es identificar e interpretar correctamente las curvas de dispersión en términos de los modos de ondas superficiales. Cualquier interpretación errónea de la curva de dispersión resultará en modelos erróneos que pueden tener una dramática influencia sobre la evaluación de los efectos de sitio.

Para nuestro trabajo usamos un sismógrafo de exploración para registrar perfiles de refracción de onda P y S con golpes de un martillo de 8 lbs como fuente activa. Los registros fueron procesados usando técnicas estándar basadas en el análisis de los primeros arribos de las ondas P y S, como una primera estimación de la estructura superficial de  $V_p$  y  $V_s$  del suelo. Adicionalmente, se registró ruido ambiental usando los perfiles de refracción de onda P analizando los datos con una extensión del método SPAC propuesta recientemente, donde un perfil de  $V_s$  es obtenido de la inversión de curvas de velocidad de fase. Los resultados proveyeron una estimación confiable de la estructura superficial del suelo bajo la ciudad de Tecomán. Sin embargo, las pequeñas aperturas usadas y la alta frecuencia de los geófonos del equipo de refracción imposibilitaron la determinación de la estructura hasta el basamento. Por tanto, fue necesario realizar mediciones adicionales de ruido usando aperturas más grandes con arreglos de sismógrafos autónomos, para restringir completamente la estructura del subsuelo.

## IV.2 Datos

Los datos analizados se obtuvieron de registros en 5 sitios de la zona urbana de Tecomán (figura 4.1) con un equipo de refracción sísmica de Geometrics inc., compuesto de 24 sensores horizontales y 24 verticales de 4.5 Hz de frecuencia natural, propiedad del Instituto de Ingeniería de la UNAM para explorar la estructura superficial del suelo. Para las mediciones de ondas P con fuente activa y ruido ambiental la separación de los geófonos verticales fue de 4 m dando una distancia entre el primero y el último de 92 m. Para el registro de ondas S, se separaron los geófonos horizontales a cada 2 m dando una distancia total de 46 m. Para los experimentos con fuente activa, se grabaron al menos 4 disparos por cada tipo de registro en cada sitio de medición. Para ruido ambiental se grabaron al menos 5 registros de 60 segundos cada uno y para cada sitio estudiado, con un muestreo de 0.004 s (250 mps).

Adicionalmente, se hicieron mediciones de ruido ambiental en sitios correspondientes a 6 estaciones del arreglo denso descritas en el Capítulo III, tal como se muestra en la figura 4.2. Estas mediciones se realizaron con equipos compuestos de sensores de banda ancha Guralp CMG-40 y registradores K2. La duración de los registros fue de al menos 8 horas continuas. Las estaciones no coinciden con los sitios de los experimentos de refracción ya que estos se realizan en áreas abiertas y los K2-Guralp requieren de lugares seguros.



Figura 4.1. Localización de los sitios de los experimentos de refracción sísmica. Los círculos azules indican los 5 sitios de medición (adaptada de Google Earth).

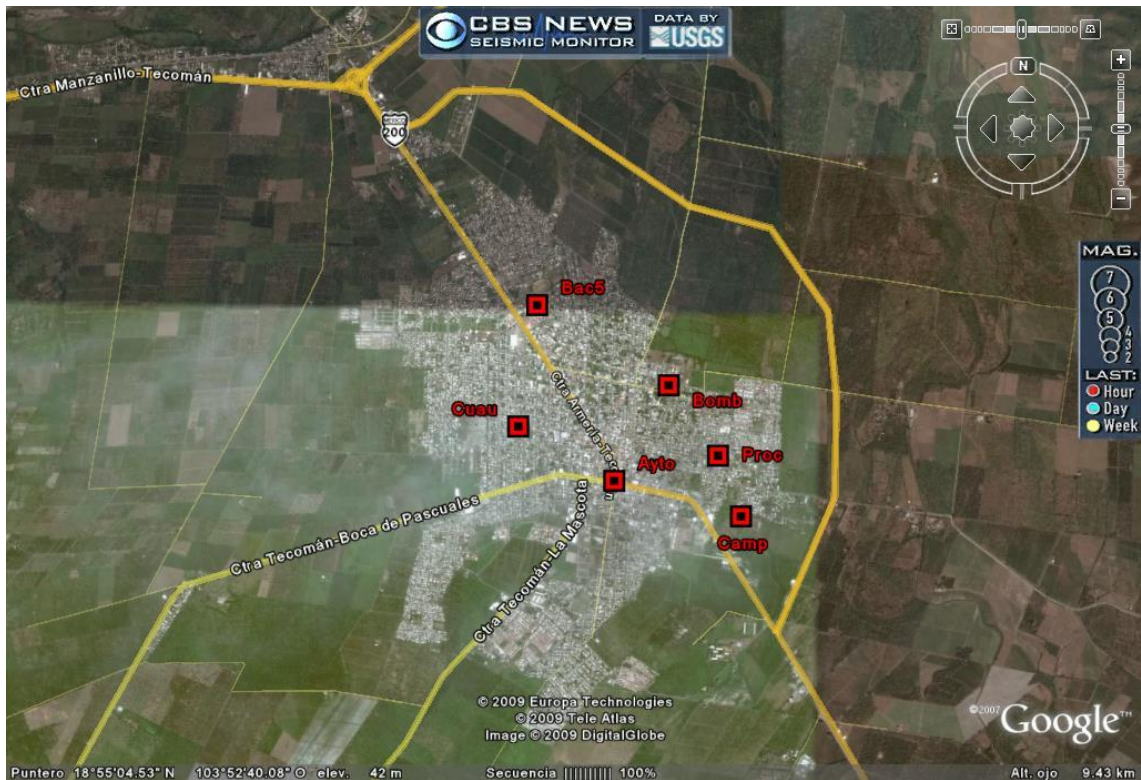


Figura 4.2. Localización de las estaciones autónomas de registro simultáneo. Los cuadrados rojos con puntos negros indican los 6 sitios de medición (adaptada de Google Earth).

### IV.3. Métodos de análisis.

El análisis de ondas P y S de los datos de refracción fueron realizados con procedimientos estándar. Se utilizó la técnica convencional basada en el picado de los primeros arribos de las ondas S en el dominio del tiempo (*Time-Term*) para determinar curvas de tiempos de viaje. La técnica de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW-1D), con registros de los perfiles de onda P generadas con fuente activa (martillo de 8 lbs) se utilizó para estimar la estructura del suelo más superficial en el centro de la línea de refracción. La técnica SPAC para distintos tipos de de arreglo usando datos de registros multicanal de microtemores ó ruido ambiental (MAM) del sismógrafo de refracción fue utilizado para determinar la estructura del suelo más profunda. La técnica de correlación cruzada para pares de estaciones con arreglos irregulares se utilizó para obtener la estructura del suelo al nivel de basamento. En este arreglo se tuvieron problemas con la sincronización del tiempo en dos estaciones (BOMB y CAMP).



### **IV.3.1 Análisis de primeros arribos y tiempos de retraso (Método “Time-Term”).**

La técnica de refracción basada en términos de tiempo (*Time-Term*, en inglés) es un enfoque de mínimos cuadrados lineal para la determinación de la estructura de un estrato discretizado. El desarrollo teórico detrás de esta técnica es comparativamente simple (ver Anexo B). La técnica emplea una combinación de análisis por mínimos cuadrados lineal y tiempos de retraso para invertir los primeros arribos de una sección de velocidad. Es un buen enfoque para estudios de prospección de refracción simple con bajo presupuesto, en el cual los detalles del refractor son menos importantes que la velocidad burda y la profundidad. Utilizamos el software SeisImager/2D que ofrece, entre otras, la técnica de inversión “*Time-Term*”. Utilizando un arreglo lineal de 24 geófonos se registraron señales de fuentes activadas por medio de golpes con un martillo manual de 8 libras sobre una placa de acero. Los golpes se realizaron en ambos extremos del arreglo lineal. La figura 4.3 muestra un registro típico de onda S medido en el sitio P. Torres por el equipo de refracción. Las figuras 4.4 a 4.8 muestran los perfiles de velocidad de ondas S para los 5 sitios estudiados usando esta técnica. Uno de los problemas encontrados en el uso de estos datos fue la energía generada en la fuente para que la onda S fuera registrada adecuadamente por los 24 sensores. Como se puede observar en la figura 4.3, la señal sin interferencia por reflexiones de la onda llega hasta el sensor 15. Del sensor 16 al 24 es difícil definir el tiempo de llegada de los primeros arribos.

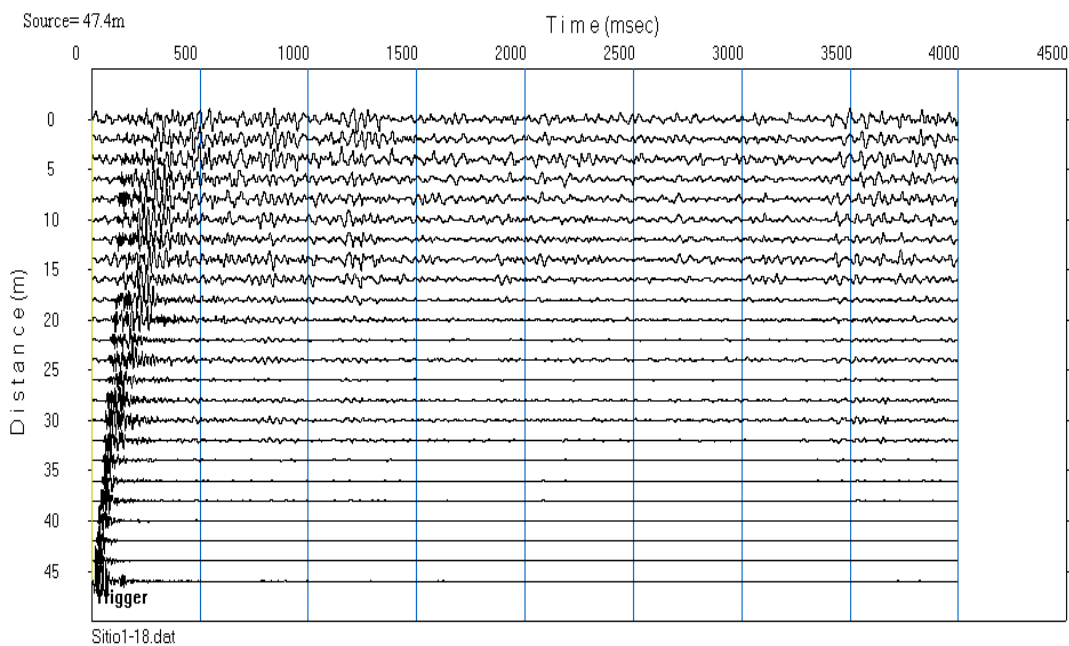


Figura 4.3. Señal de onda S típica registrada en los 24 geófonos horizontales separados a cada 2 m, del equipo de refracción obtenida con fuente activa en el sitio P. Torres.

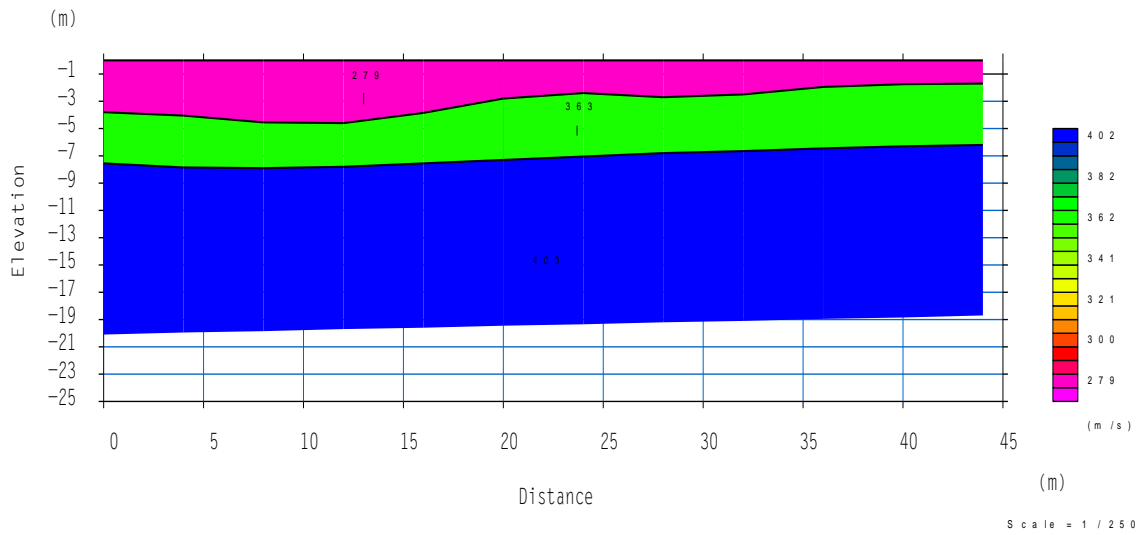


Figura 4.4. Estructura de velocidades a lo largo de la línea de tendido del sitio P. Torres. El nivel de referencia es el 0.00.

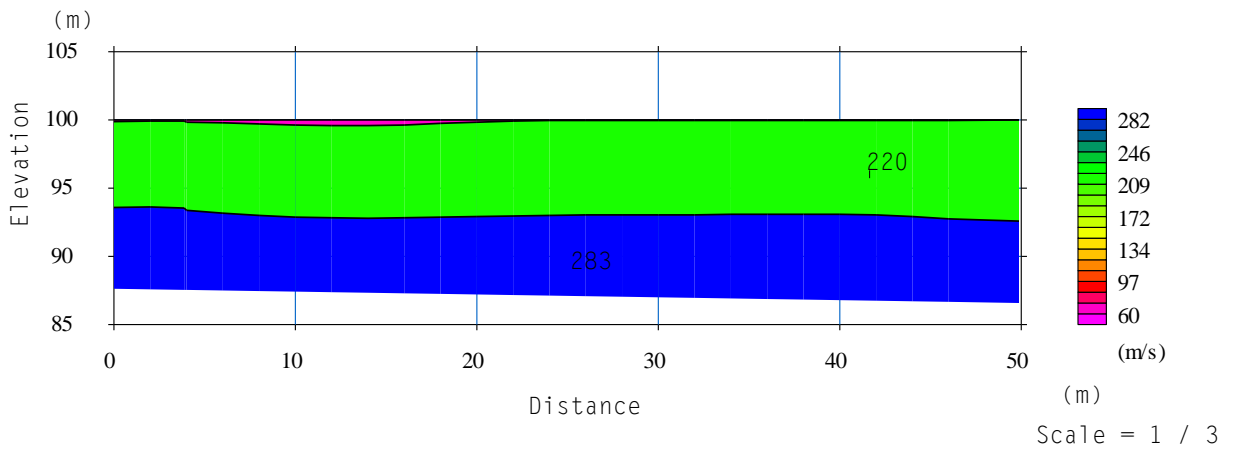


Figura 4.5. Estructura de velocidades a lo largo de la línea de tendido del sitio 2. El nivel de referencia es el +100.00 m.

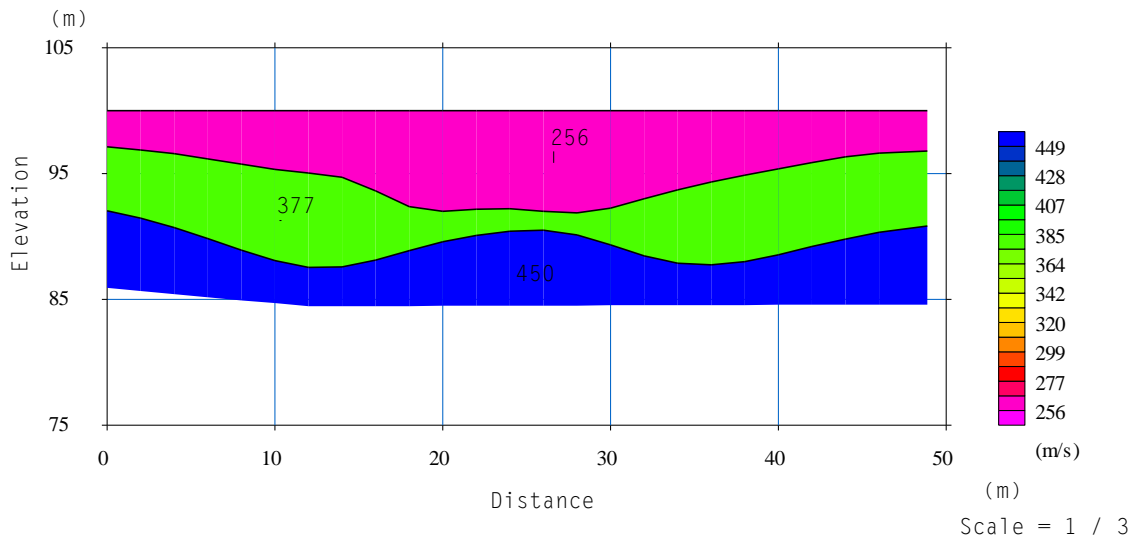


Figura 4.6. Estructura de velocidades a lo largo de la línea de tendido del sitio 3. El nivel de referencia es el +100.00 m.

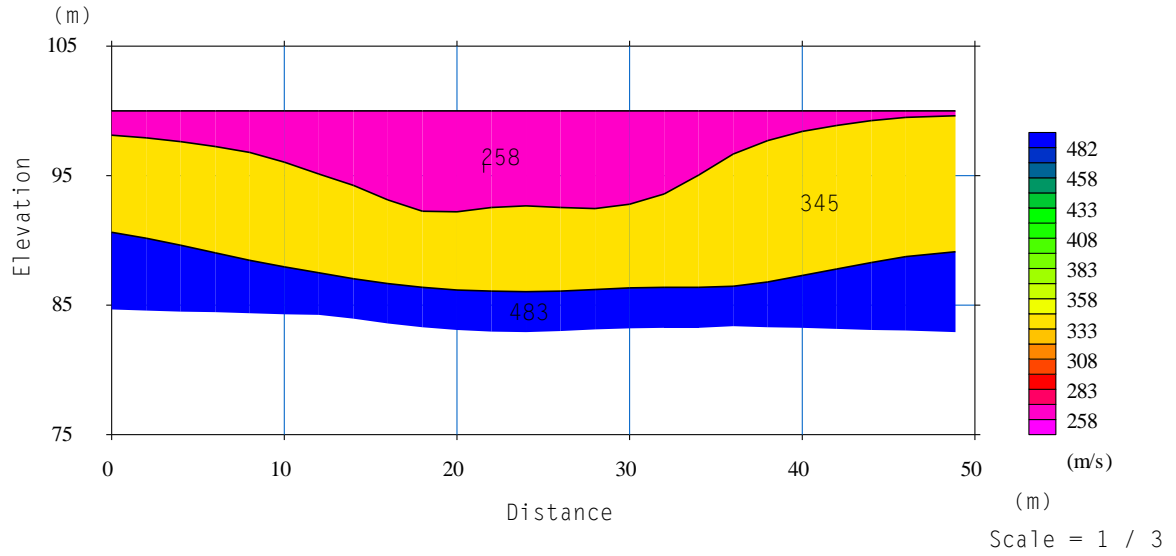


Figura 4.7. Estructura de velocidades a lo largo de la línea de tendido del sitio 4. El nivel de referencia es el +100.00 m.



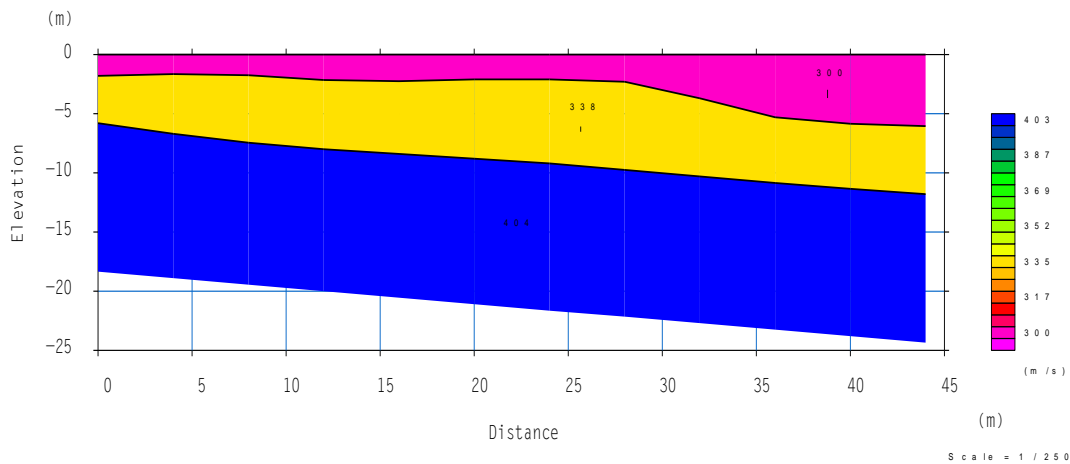


Figura 4.8. Estructura de velocidades a lo largo de la línea de tendido del sitio 5. El nivel de referencia es el +0.00 m.

Los análisis *Time-Term* se realizaron con modelos de tres estratos y la profundidad máxima alcanzada estuvo entre 12 y 20 m. La resolución no es muy buena debido a lo simple del método, aunque esta estimación nos da una idea de las variaciones laterales para cada perfil y del rango de velocidades con que viajan las ondas en la parte más superficial del terreno.

#### **IV.3.2 Métodos Activo (MASW-1D) y pasivo (MAM-SPAC) de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales.**

Los métodos de onda superficial están basados en la medición del movimiento vertical de las partículas de las ondas de Rayleigh en varios lugares sobre la superficie del terreno. Los movimientos medidos dependen de las propiedades del medio, frecuencia de las ondas, y distancia al lugar de la fuente. Los métodos de onda superficial requieren del procesamiento e interpretación de datos muchos más complejos que los de otros métodos sísmicos *in situ*. Por tanto, es importante desarrollar procedimientos robustos para la interpretación y procesamiento de datos obtenidos de la medición de ondas superficiales para caracterizar adecuadamente los suelos. El análisis teórico de las características de las ondas de Rayleigh propagándose a través de varios tipos de medios es una parte esencial en el desarrollo de métodos robustos de ondas superficiales.

Un medio estratificado consiste de una pila de capas elásticas, isotrópicas y homogéneas sobre-yaciendo un semiespacio homogéneo. Este modelo es frecuentemente adecuado en sitios en los que las heterogeneidades del subsuelo varían mucho más rápido en la dirección

vertical que en las direcciones horizontales. El modelo estratificado es usado a menudo en procedimientos de inversión de métodos de onda superficial.

La idea básica para la caracterización del suelo a través de la propagación de ondas superficiales, puede resumirse como sigue. En un medio verticalmente heterogéneo la velocidad de fase de la onda Rayleigh es función de la frecuencia. Esa función a su vez depende de los parámetros mecánicos del medio. Por tanto, si la curva de dispersión es medida experimentalmente, en principio es posible obtener a partir de ella los parámetros mecánicos del medio (ver apéndice “C”).

La implementación de este concepto requiere esencialmente de tres etapas.

- 1) Experimento de campo para medir el movimiento asociado a la propagación de las ondas Rayleigh.
- 2) Análisis de la señal para extraer de los registros, la curva de dispersión experimental.
- 3) Inversión de dicha curva para obtener las propiedades mecánicas del suelo.

El método de fuente sísmica activa de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW) utiliza ondas superficiales en un rango de frecuencias de entre 5 y 30 Hz. El método adopta la técnica convencional de refracción sísmica (Figura 4.9a). Utiliza ondas superficiales viajando horizontalmente en el modo fundamental de ondas Rayleigh, directamente del punto de impacto a los receptores. Las ondas Rayleigh son caracterizadas por el movimiento elíptico y retrógrado del movimiento de la partícula (figura 4.9b). La máxima profundidad de investigación es de algunas decenas de metros y puede variar para diferentes sitios y diferente resistencia a las fuentes activas usadas. La longitud de la línea de receptores ( $x_T$ ) está directamente relacionada con la longitud de onda más larga que puede ser analizada y está relacionada con la máxima profundidad de investigación. Por otra parte, el espaciamiento entre receptores  $dx$  está relacionado con la longitud de onda más corta y por tanto a la profundidad de investigación más superficial. La distancia de la fuente al primer receptor ( $x_1$ ) controla el grado de contaminación de los registros por los efectos de campo cercano (Park et al., 2006).

El método de fuente pasiva de análisis multicanal de microtemores (MAM) utiliza ondas superficiales generadas por actividades culturales o naturales (ruido ambiental). Esta técnica de análisis utiliza una extensión del método SPAC para invertir la velocidad de fase de la onda de Rayleigh y así obtener la estructura de  $V_s$ . La profundidad de investigación puede llegar a alcanzar algunos cientos de metros.

El módulo de cortante del suelo está relacionado directamente con la rigidez del material y es uno de los parámetros más críticos en la estimación de la velocidad de onda de cortante ( $V_s$ ). Sísmicamente,  $V_s$  es el mejor indicador de las características dinámicas de ese material.

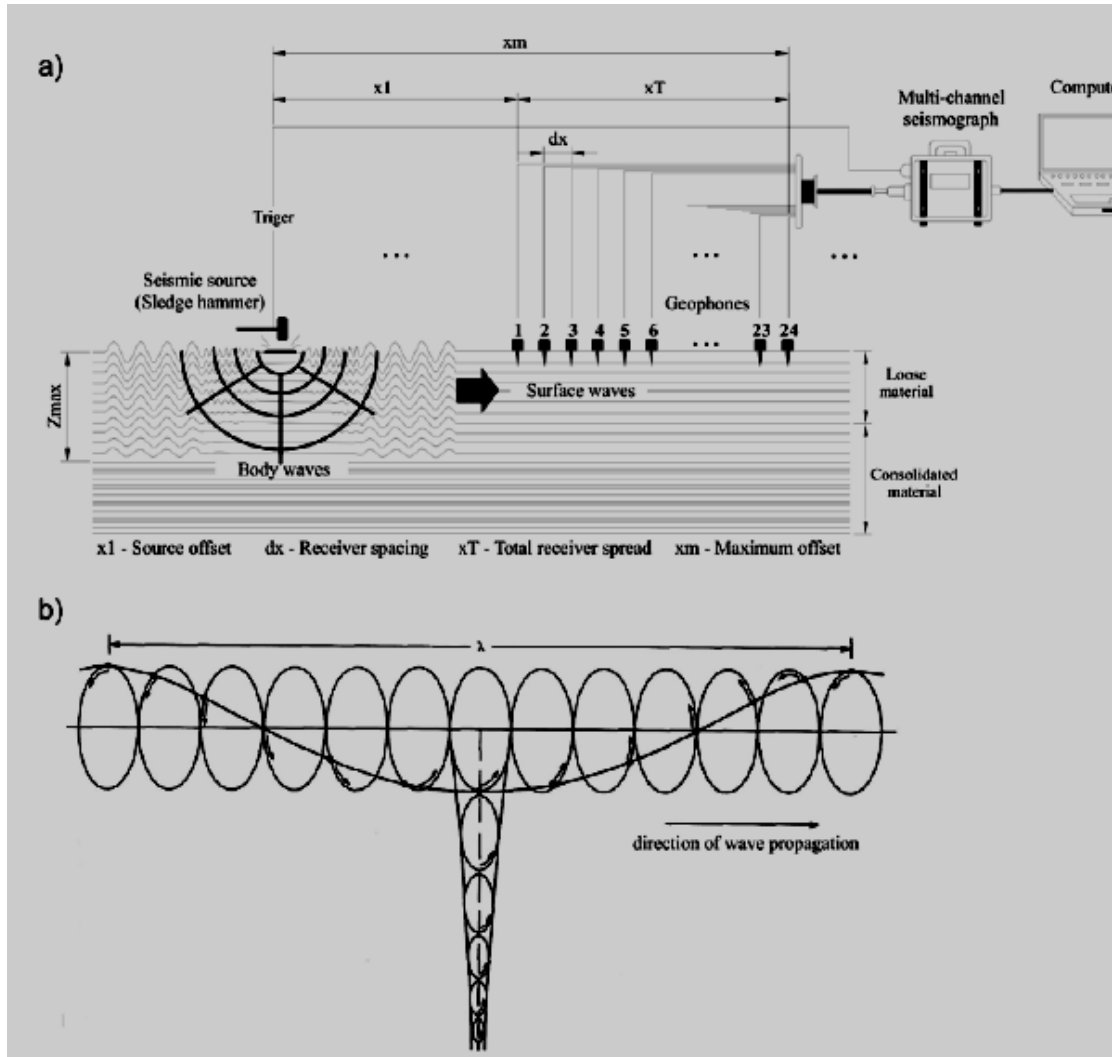


Figura 4.9. a) Representación esquemática de la medición activa de MASW. b) Movimiento de partícula para ondas Rayleigh mostrando el decrecimiento de la amplitud con la profundidad (Adaptada de Kansas Geological Survey).

Aunque pueden usarse métodos de prospección invasivos tales como refracción de ondas tipo *downhole* y *crosshole*, estos métodos son generalmente menos económicos que cualquier otro método sísmico en términos de operación en campo, análisis de datos y otros costos. Por otra parte, las ondas superficiales siempre están presentes y sus velocidades de propagación están determinadas principalmente por la velocidad de onda de cortante del medio. La profundidad de muestreo de una componente de frecuencia en particular, está en

proporción directa a su longitud de onda, y esta propiedad hace a la velocidad de la onda superficial dependiente de la frecuencia (dispersiva). MASW utiliza esta propiedad de dispersión de las ondas superficiales con el propósito de estimar el perfil de  $V_s$  en formato 1D.

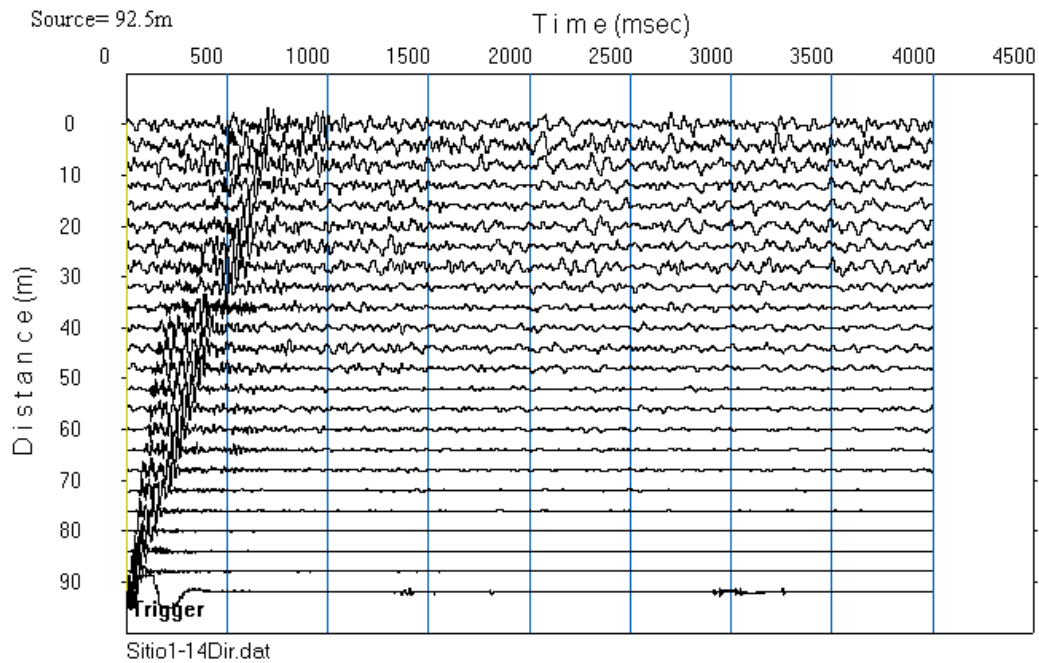


Figura 4.10. Registro de la señal del equipo de refracción integrado por 24 geófonos verticales separados a cada 4 m, obtenidos con fuente activa en el sitio P. Torres.

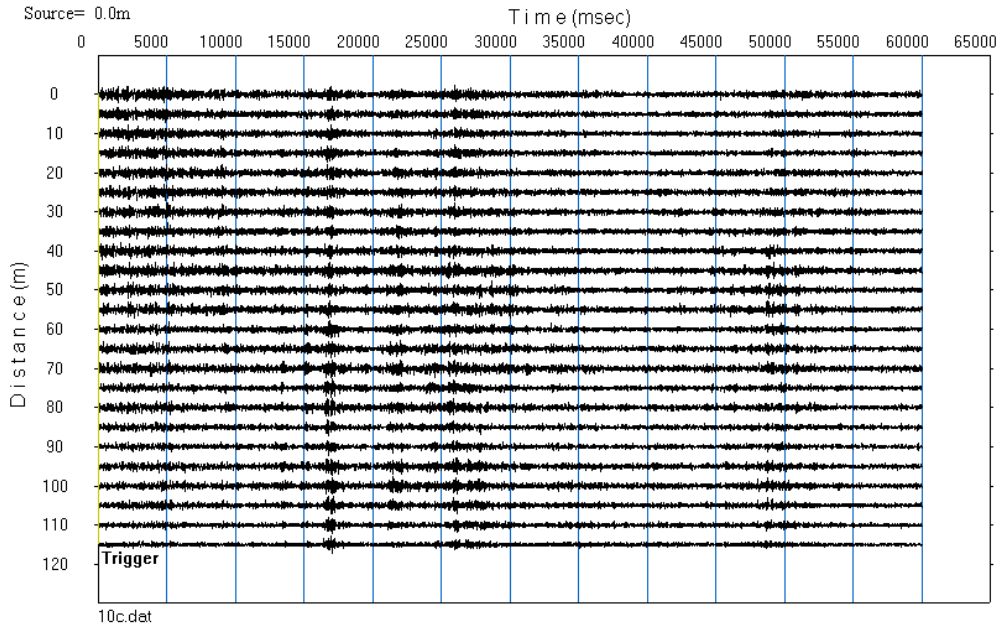


Figura 4.11. Registro de ruido ambiental del sitio P. Torres obtenido del equipo de refracción sísmica para la componente vertical integrada con 24 geófonos de 4.5 Hz separados a cada 4 m.

El registro de datos requiere de parámetros de configuración y adquisición que sean favorables al registro de ondas de Rayleigh planas en el modo fundamental y desfavorable para otros tipos de ondas acústicas. Debido a los efectos indeseables del campo cercano, las ondas de Rayleigh solo pueden ser usadas como ondas planas viajando horizontalmente después de que se han propagado a cierta distancia de la fuente (*offset*  $x_1$ ) (Richart et al., 1970). La propagación como onda plana de las ondas superficiales no ocurre en muchos casos a menos que el *offset* ( $x_1$ ) cercano sea mayor que la mitad de la máxima longitud de onda deseada  $\lambda_{\max}$  (Stokoe et al., 1994), es decir,

$$x_1 \geq 0.5 \lambda_{\max} , \quad (4.1)$$

Varios investigadores han reportado diferentes relaciones entre  $x_1$  y  $\lambda_{\max}$  (Gukunsky y Woods, 1991; Stokoe et al., 1994). El axioma normalmente aceptado es que la profundidad de penetración ( $z_1$ ) en el entorno del terreno sometido a vibración (*ground-roll*) es aproximadamente igual a su longitud de onda  $\lambda$  (Richart et al., 1970), cuando la profundidad máxima para la cual  $V_s$  puede ser razonablemente calculada, es alrededor de la mitad de la longitud de onda más larga medida  $\lambda_{\max}$  (Rix y Leipski, 1991).

Reescribiendo la ecuación (4.1) para representar la máxima profundidad tenemos que:

$$x_1 \geq z_{\max} , \quad (4.2)$$

Esta ecuación provee una buena receta para seleccionar la distancia del offset ( $x_1$ ) cercano.

Así como toda la energía acústica que viaja por la Tierra, las componentes de alta frecuencia (longitud de onda corta) de ondas superficiales se atenúan muy rápidamente con la distancia desde la fuente (Bullen, 1963). Si el máximo *offset* del receptor es muy grande, las componentes de alta frecuencia de la energía de ondas superficiales no dominarán las componentes de frecuencias más altas del espectro de las ondas de cuerpo. La contaminación por ondas de cuerpo debido a la atenuación de alta frecuencia a *offsets* más grandes se conoce como efecto de *offset* lejano. El efecto del *offset* lejano se manifiesta como la reducción en la coherencia lineal de una banda de arribos debido a la interferencia entre el *ground-roll* de baja velocidad y ondas de cuerpo de alta velocidad. Este efecto limita la máxima frecuencia ( $f_{\max}$ ) donde la velocidad de fase puede medirse. Cuando el modelo inicial de estratos se crea de acuerdo al criterio de la mitad de la longitud de onda,  $f_{\max}$  usualmente designa los espesores superiores supuestos para una velocidad de fase medida particular (Stokoe et al., 1994),

$$H_1 \geq 0.5 \lambda_{\min} = 0.5 C_{\min} / f_{\max} , \quad (4.3)$$

donde  $C_{\min}$  y  $\lambda_{\min}$  son la velocidad de fase y la longitud de onda, respectivamente, correspondientes a una  $f_{\max}$  en particular. Aunque el perfil final invertido de  $V_s$  puede poseer capas superficiales más delgadas que  $H_1$ , los valores calculados de  $V_s$  para estas capas deben considerarse no confiables (Rix y Leipski, 1991). La ecuación (4.3) puede ser utilizada como una estimación burda del espesor mínimo definible de la capa más superficial. Si se busca un  $H_1$  más pequeño, el receptor desplegado y/o el *offset* de la fuente necesita ser reducido (decreciendo  $x_1$ , y/o el espacio entre receptores  $dx$ ). Para evitar el “*aliasing*”,  $dx$  no puede ser menor que la mitad de la longitud de onda más corta medida.

Se ha sugerido que la frecuencia analizada más baja ( $f_1$ ) determina la máxima profundidad de investigación  $z_{\max}$  tal que:

$$z_{\max} = C_1 / (2f_1), \quad (4.4)$$

donde  $C_1$  es la velocidad de fase para la frecuencia  $f_1$  (Rix y Leipski, 1991). La frecuencia más baja registrada está usualmente limitada por la frecuencia natural del geófono y la configuración o tipo de fuente. Si  $z_{\max}$  no es suficiente para encontrar la profundidad requerida, se debe probar un tipo diferente de fuente que tenga el potencial para generar más energía de baja frecuencia y/o se deben usar geófonos de menor frecuencia natural.

La frecuencia más alta a ser analizada ( $f_2$ ) debe ser escogida inicialmente mayor que la probablemente necesaria (varias veces mayor que la frecuencia aparente del *ground-roll*) y luego bajarla al valor óptimo después de los análisis del ruido.

La longitud (T) del registro debe ser tan larga como sea posible o factible, permitiendo una evaluación detallada de cambios en la frecuencia del *ground roll*. Una gran T es necesaria cuando las propiedades cercanas a la superficie cambian rápidamente con la profundidad. Cuando  $f_1$  y  $f_2$  son seleccionadas apropiadamente, una T no mayor a 10 s es suficiente (Park et al., 1999).

La longitud total de la línea de receptores  $x_T$  está directamente relacionada con la longitud de onda más larga ( $\lambda_{\max}$ ) que puede ser analizada, la cual determina la máxima profundidad de investigación ( $z_{\max}$ ). Por otra parte, el espaciamiento entre receptores ( $dx$ ) está relacionado con la longitud de onda más corta y por tanto la profundidad más superficial. Sin embargo, en la práctica para un experimento de fuente activa,  $\lambda_{\max}$  esta usualmente limitada por la fuente sísmica como el factor que más gobierna la prueba. El *offset* de la fuente ( $x_1$ ) controla el grado de contaminación por los efectos de campo cercano. El valor óptimo se ha estado debatiendo actualmente. Sin embargo, se ha sugerido un valor de cerca del 20% de  $x_T$ . Un valor grande de  $x_1$  incrementará el riesgo del dominio de los modos superiores y de reducir la relación señal a ruido para el modo fundamental.

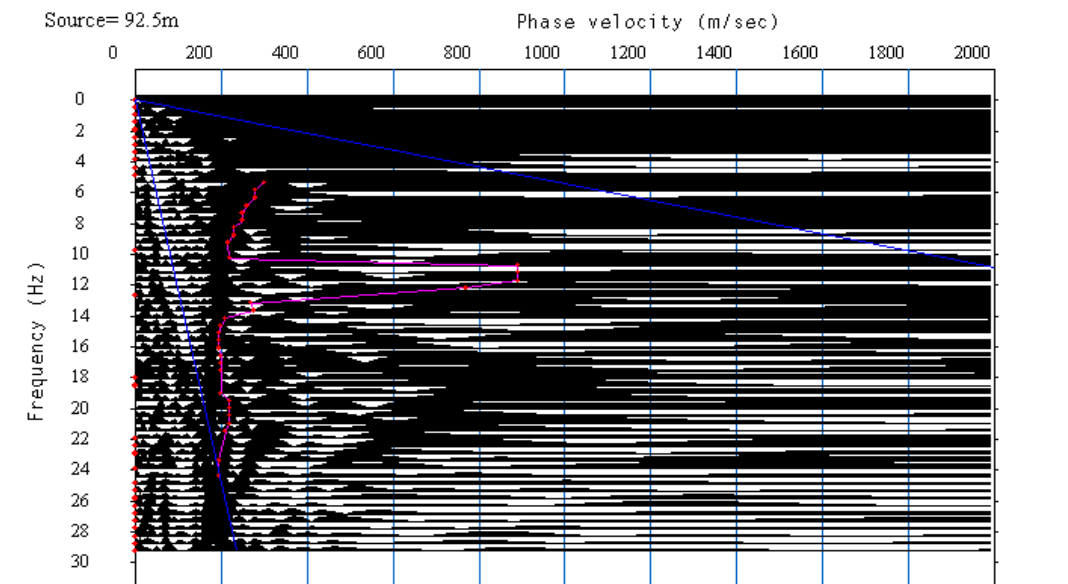


Figura 4.12. Imagen de la curva de dispersión de datos del sitio P. Torres usando fuente activa para MASW-1D. Las líneas azules muestran las fronteras límite de las longitudes de onda (máxima y mínima). La curva de dispersión se muestra en color rojo. El rango de frecuencias confiable está entre 5 y 24 Hz. Se observa una zona de contaminación entre 10 y 13 Hz.

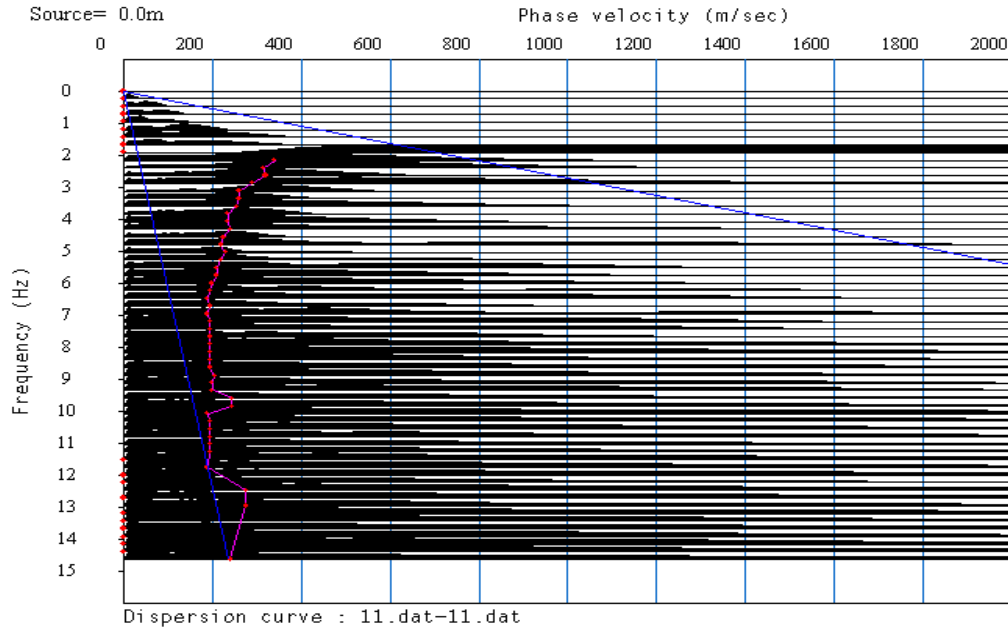


Figura 4.13 Imagen de la curva de dispersión con datos de ruido para el sitio P. Torres. Las líneas azules muestran las fronteras límite de las longitudes de onda (máxima y mínima). La curva de dispersión se muestra en color rojo. El rango de frecuencias confiable es de 2 a 12 Hz. Hay cierta similitud de las curvas entre esta imagen y la de la figura 4.12.

En nuestro estudio utilizamos datos de registros medidos con una combinación de fuente activa (MASW-1D) y de fuente pasiva o ruido ambiental (MAM-1D) separando los geófonos verticales a cada 4 m. (Figuras 4.10 y 4.11). Las figuras 4.12 y 4.13 muestran las imágenes de las curvas de dispersión obtenidas con fuente activa y pasiva usando datos del sitio P. Torres. Se observa que para fuente pasiva el rango de frecuencias confiable es entre 2 y 12 Hz. Para fuente activa el rango varía de 5 a 24 Hz, sin embargo a frecuencias de entre 10 y 13 Hz, las figuras muestran cierta contaminación por efecto de *offset* cercano.

Los resultados de la estructura de velocidades usando esta combinación de registros para los cinco sitios estudiados fueron obtenidos usando el software Seismager/SW de Geometrics inc., y se muestra en las figuras 4-14 a 4.18. Las figuras (a) muestran la estructura de velocidades de la onda S (línea obscura continua) y P (línea verde continua) con escalas horizontales diferentes para cada una, y una misma escala vertical para la profundidad. Estas figuras también muestran el promedio de Vs30, que es requerido para clasificación del suelo por varios reglamentos de construcción, tal como el IBC-2000. Las figuras (b) muestran las curvas de dispersión de las velocidades de fase para cada uno de los 5 sitios. Los círculos negros abiertos unidos con una línea roja es la curva obtenida con datos experimentales. La línea negra continua es la curva de dispersión teórica obtenida de la estructura invertida. La línea roja punteada en la parte superior es la línea de calidad de los puntos. Esta línea es un indicador de la calidad de los puntos que definen la curva de dispersión experimental.



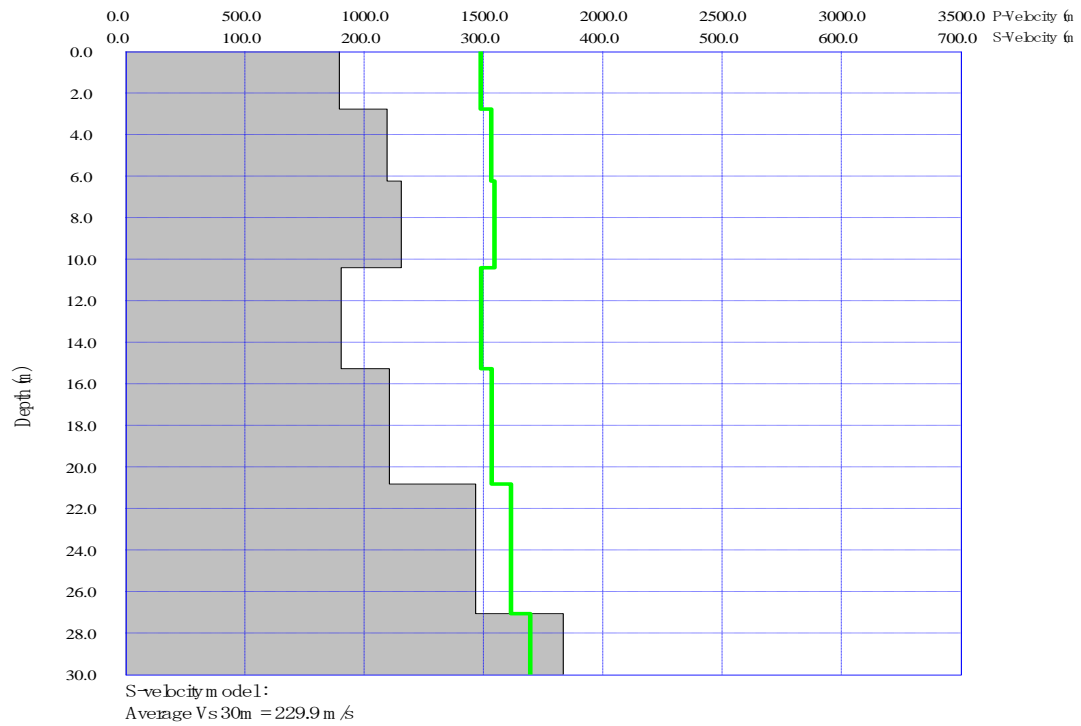


Figura 4.14. a) Estructura de velocidades de onda S del sitio P. TORRES, combinando registros MASW-1D con fuente activa y MAM-1D con fuente pasiva. La línea verde indica la distribución de velocidades de la onda P. En la parte inferior se muestra el promedio de  $V_{s30}$ .

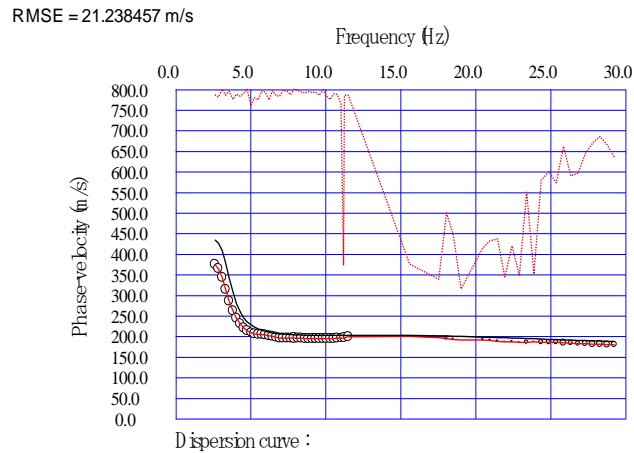


Figura 4.14. b) Curva de dispersión del sitio P. TORRES, obtenida con la combinación de MASW-1D con fuente activa y MAM-1D con fuente pasiva. Los círculos negros unidos con la línea roja son datos experimentales. La línea negra continua representa la curva teórica basada en la estructura. La línea punteada roja es la línea de calidad. Esta línea es un indicador de la calidad de los puntos que definen la curva de dispersión.

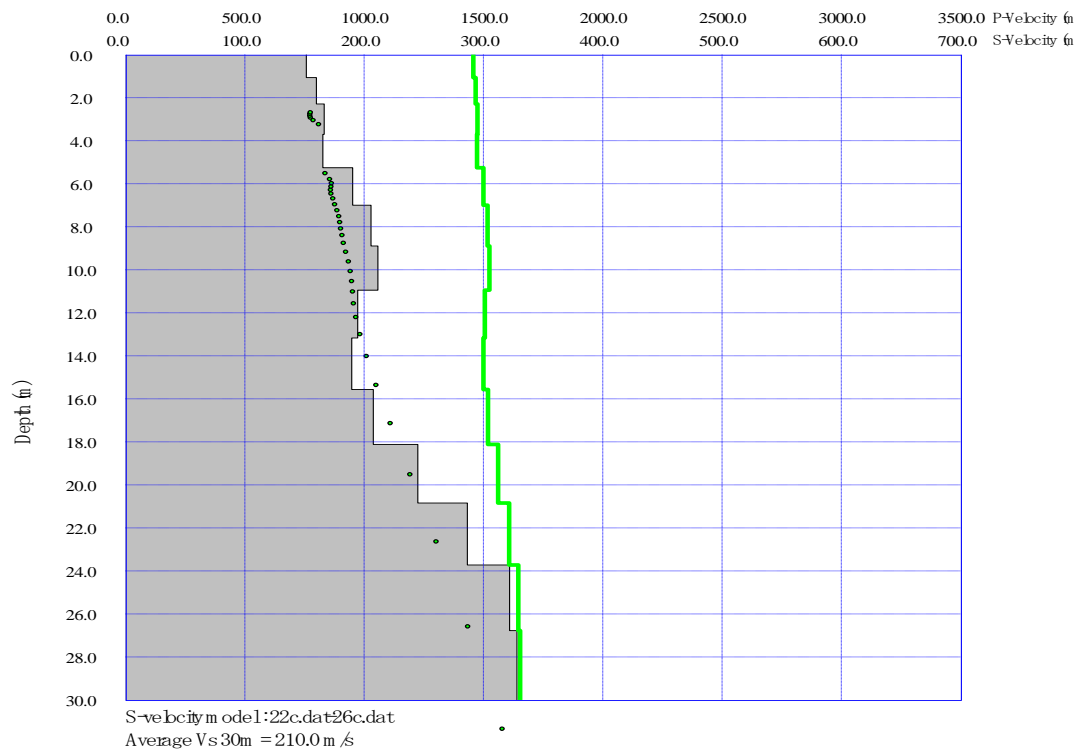


Figura 4.15. a) Estructura de velocidades del sitio BOMB, usando MASW-1D con fuente activa y MAM-1D de fuente pasiva combinados. La línea verde continua indica la distribución de velocidades de la onda P. Los puntos verdes es una aproximación de 1/3 de la longitud de onda dominante en el sitio. El modelo bajo el último punto verde debe considerarse no confiable.

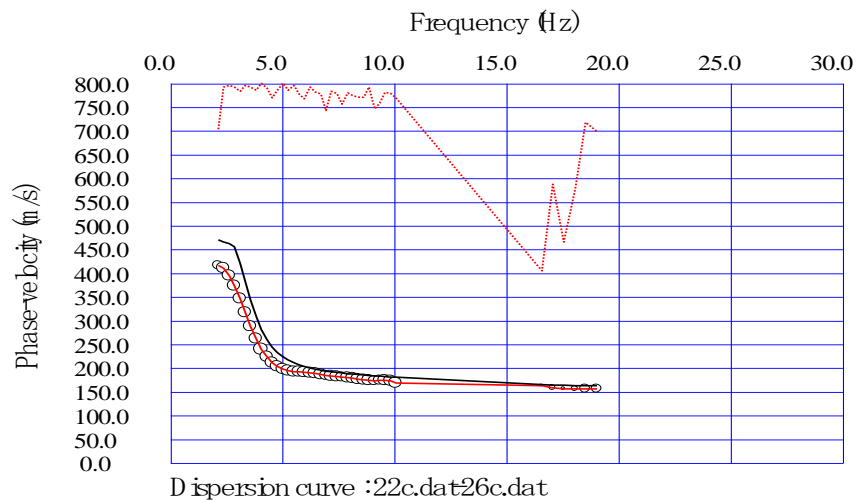


Figura 4.15. b) Curva de dispersión del sitio BOMB, resultante de la combinación de MASW-1D con fuente activa MAM-1D de fuente pasiva.

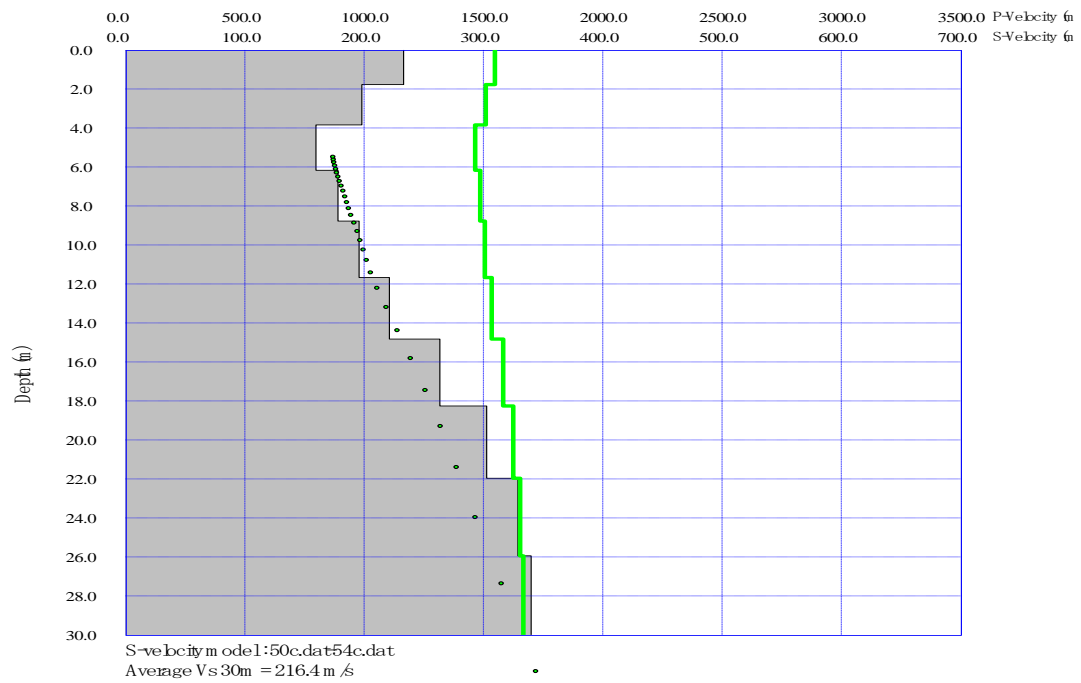


Figura 4.16. a) Estructura de velocidades del sitio CAMP, usando MASW-1D con fuente activa y MAM-1D de fuente pasiva combinados.

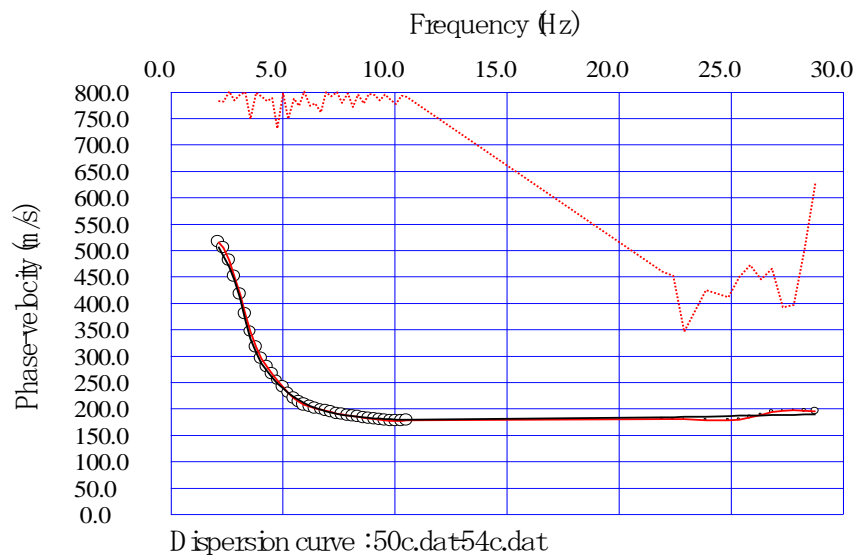


Figura 4.16. b) Curva de dispersión del sitio CAMP, usando la combinación de MASW-1D y con fuente activa y MAM-1D SPAC con fuente pasiva.

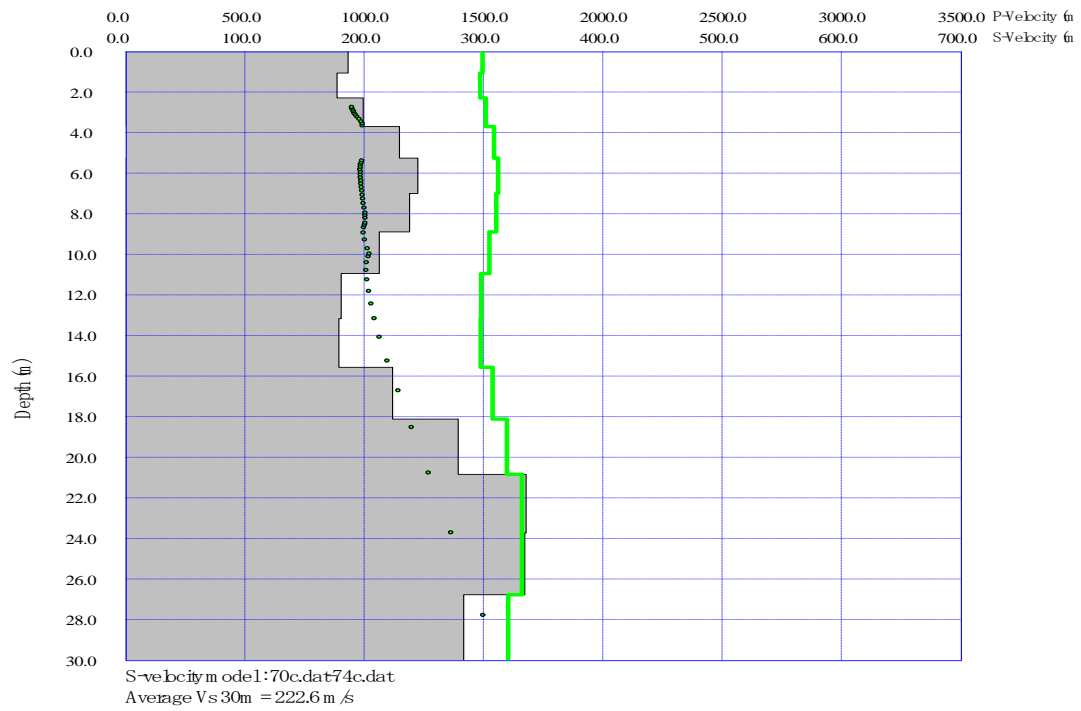


Figura 4.17. a) Estructura de velocidades del sitio STA. ELENA, usando MASW-1D con fuente activa y MAM-1D de fuente pasiva combinados.

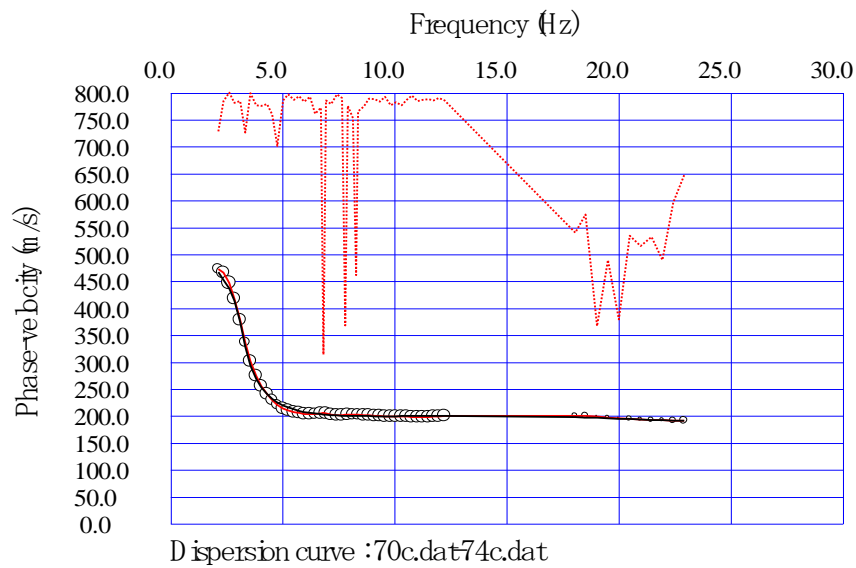


Figura 4.17. b) Curva de dispersión del sitio STA. ELENA, como resultado de la aplicación de MASW-1D con fuente activa y MAM-1D de fuente pasiva combinados.

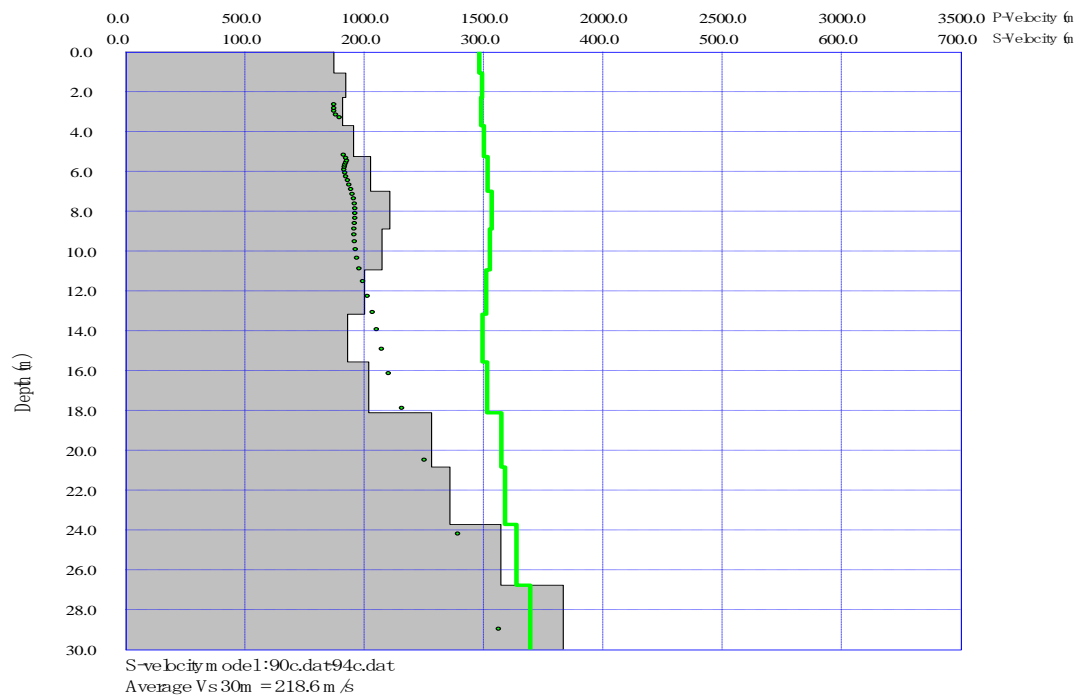


Figura 4.18. a) Estructura de velocidades del sitio UDEP, usando MASW-1D con fuente activa y MAM-1D de fuente pasiva combinados.

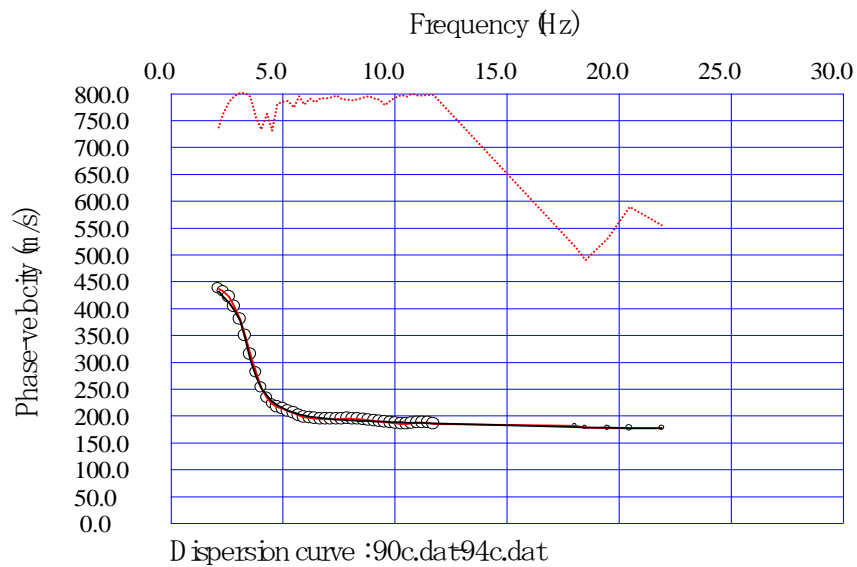


Figura 4.18. b) Curva de dispersión del sitio UDEP, para la aplicación de MASW-1D con fuente activa y MAM-1D de fuente pasiva combinados.

### **IV.3.3. Método de auto correlación espacial (SPAC).**

Aki (1957) propuso el método SPAC hace 50 años. Tal como fue presentado en esa publicación, el método requiere de registros de ruido ambiental obtenidos de un arreglo circular de estaciones con una estación en el centro del arreglo. Esta geometría permite calcular la correlación cruzada entre cualquier par de estaciones con la misma distancia entre estaciones,  $r$ , y para muchos azimut diferentes en el sitio de registro. Los coeficientes de correlación,  $p(r, \omega)$ , como una función de la frecuencia  $\omega$ , son calculados como la correlación cruzada normalizada entre todos los pares de estaciones separados una distancia  $r$  y promediado sobre todos los azimut  $\theta$ . Aki (1957) mostró que:

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi\phi(r=0, \omega)} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega) d\theta = J_0\left(\frac{r\omega}{c(\omega)}\right), \quad 4.5$$

donde  $\phi(r=0, \omega)$  es la función de auto correlación promedio en el centro del arreglo,  $\phi(r, \theta, \omega)$  es la función de correlación cruzada entre los registros obtenidos en las coordenadas  $(r, \theta)$  y el registro en el centro del círculo,  $c(\omega)$  es la velocidad de fase a la frecuencia  $\omega$  en el sitio, y  $J_0(\cdot)$  es la función de Bessel de primer tipo y orden cero. En esta ecuación, la única incógnita es la velocidad de fase  $c(\omega)$ , la cual puede obtenerse de la inversión de los coeficientes de correlación. La estructura del subsuelo puede obtenerse de la inversión de la curva de dispersión de la velocidad de fase siguiendo procedimientos estándar (Herrmann, 1987). Los detalles del método han sido presentados en varias publicaciones (Asten, 1976; Chouet et al., 1998).

Chávez-García et al. (2005) presentaron una extensión de SPAC, en el cual la curva de dispersión de la velocidad de fase fue obtenida de datos registrados usando un arreglo sísmico temporal con una geometría muy irregular. La diferencia básica con respecto al enfoque de Aki (1957) fue sustituir el promedio temporal en lugar del promedio azimutal requerido por el método. Chávez-García et al. (2005) mostraron una comparación entre coeficientes de correlación para un par de estaciones con los calculados usando un promedio azimutal a aproximadamente la misma distancia entre estaciones. Los resultados indicaron que la sustitución del promedio temporal por el promedio azimutal requerido por el método SPAC es válida. Los buenos resultados obtenidos impulsaron a los mismos autores para aplicar SPAC con un arreglo de estaciones diferentes a la de un círculo, tal como una línea de estaciones (Chávez-García et al., 2006). Los resultados fueron nuevamente muy buenos.

La extensión del método SPAC antes estudiado, se utilizó en el análisis de la línea de refracción para la onda P usada para registrar microtemores o ruido ambiental en cada uno de los sitios estudiados (MAM-SPAC). La profundidad de penetración fue más grande que la del experimento de refracción con fuente activa. Sin embargo, la velocidad de onda de corte del basamento no pudo ser determinado. Por esa razón, se realizaron mediciones adicionales con sismómetros de banda ancha con mayor espaciado entre estaciones. La correlación cruzada entre dos estaciones fue usada para procesar los datos registrados por el arreglo de las seis estaciones autónomas K2-Guralp. Las distancias entre las estaciones son

grandes (entre 620 m y 2.78 km) y los sismómetros de banda ancha son los más adecuados para registrar frecuencias bajas. Este arreglo fue capaz de constreñir la velocidad  $V_s$  en el basamento por debajo de los sedimentos suaves. Por otra parte, la gran apertura del arreglo y el pequeño número de estaciones hicieron imposible identificar posibles variaciones laterales de la estructura del subsuelo. Sin embargo, los resultados de los dos diferentes experimentos se complementaron para obtener una estructura del subsuelo confiable.

#### **IV.4. Resultados.**

Las figuras 4.4 a 4.8 muestran las secciones sísmicas de perfiles 2D de  $V_s$  derivados de el análisis de datos de refracción sísmica convencional en los 5 sitios de la ciudad de Tecomán utilizando el software Seismager/2D. Se usó la técnica estándar *Time-Term* con modelos de tres estratos del suelo para cada sitio a lo largo de arreglos lineales. La estructura del suelo consiste esencialmente de estratos planos. Es probable que las pequeñas variaciones laterales en los espesores sean una reflexión de pequeños errores en el picado de los tiempos de arribo de las ondas S. La debilidad de la señal de la fuente, probablemente acoplada a la fuerte atenuación esperada en los sedimentos superficiales, fue una limitación para arribos a distancias mayores que 28 m para todos los sitios y por ende la profundidad de exploración. Como resultado, los valores de  $V_s$  pueden definirse solo para los 20 m superiores.

La tabla 4.1 muestra los perfiles de los 5 sitios estudiados donde fueron hechas las mediciones de ondas superficiales con el equipo multicanal y fuente activa usando el software Seismager/SW que utiliza el método MASW-1D. Los espesores muestreados son pequeños en todos los casos, muy similar a los análisis realizados con primeros arribos y tiempos de viaje (no más de 20 m) y la  $V_s$  de los estratos más profundos son pequeños también. Las frecuencias dominantes calculadas para la incidencia vertical de las ondas S sobre los perfiles de la tabla 1 son mayores a las frecuencias de resonancia observada en estos sitios (Capítulo III). Los experimentos basados en el análisis de ondas superficiales generadas por fuente activa, no muestran la columna de suelo que gobierna los efectos de sitio en Tecomán aún cuando la profundidad explorada no está lejos de los 30 m. En varios reglamentos de edificación, los efectos de sitio se asignan con base en el promedio de  $V_s$  por encima de los 30 m. Nuestros resultados muestran que esta consideración no es adecuada para predecir la amplificación local correctamente.

Los efectos de sitio en la zona urbana determinados en el Capítulo III tienen un primer pico entre 0.56 y 0.71 Hz con amplitudes máximas de 8 y un segundo pico entre 1.5 y 2.1 Hz. Los perfiles mostrados tienen frecuencias de resonancia claramente mayores a 4.5 Hz. Esto sugiere que las mediciones de refracción convencional y de ondas superficiales de fuente activa fueron incapaces de muestrear las columnas de suelos sedimentarios responsables de las amplificaciones locales.

Tabla 1. Perfiles de suelo obtenido del análisis de ondas superficiales usando el método MASW-1D de fuente activa.

Profundidad (m)	Velocidad de onda S (m/s)	Velocidad de onda P (m/s)
	<b>P.Torres</b>	
7.00	206	413
12.10	242	481
19.90	196	394
	<b>Bomberos</b>	
7.00	177	354
12.10	227	453
19.90	244	488
	<b>Campoverde</b>	
7.00	213	427
12.10	237	470
19.90	246	486
	<b>Sta. Helena</b>	
7.00	198	485
12.10	310	730
19.90	235	520
	<b>U. Deportiva</b>	
7.00	214	427
12.10	355	705
19.90	426	843

La figura 4.19 muestra las curvas de dispersión de las mediciones de microtremores con los arreglos multicanal y analizándolas con la extensión del método SPAC (MAM-SPAC), usando los perfiles del arreglo de refracción de la onda P en los 5 sitios medidos. Los



máximos valores de la velocidad de fase ocurren en 2 Hz. Para frecuencias más pequeñas los geófonos no pueden registrar vibración ambiental confiable. El rango de frecuencias muestreadas es de 2 a 12 Hz aproximadamente. Se observa también que no hay grandes diferencias entre las curvas de los 5 sitios. Las velocidades de fase más grandes están entre 430 y 500 m/s, que son mayores a los valores determinados del análisis de refracción usando tiempos de viaje de los primeros arribos y de ondas superficiales de fuente activa. Los modelos resultantes de invertir las curvas de dispersión se muestran en la figura 4.20. La velocidad de onda de corte en la superficie es de cerca de 200 m/s en todos los sitios. La profundidad de investigación varía de sitio a sitio pero es significativamente mayor que la profundidad alcanzada con refracción y ondas superficiales de fuente activa. Sin embargo, el estrato final para cada modelo es impuesto en el proceso de inversión. Dado que la amplificación local resulta del contraste de impedancia entre sedimentos y basamento, los modelos de la figura 4.20 no son capaces de restringir los efectos de sitio. La figura 4.21 muestra las funciones de transferencia usando los perfiles determinados de las mediciones de ruido ambiental con el equipo multicanal para el arreglo de refracción de onda P en los 5 sitios estudiados. Como se puede observar de las curvas, las frecuencias pico se encuentran también por encima de 1 Hz y la máxima amplificación no es mayor de 5, lo cual es diferente a lo observado en el Capítulo III. Esto demuestra también que el tamaño del arreglo no permitió profundizar hasta el nivel de basamento, y por tanto de todos los estratos responsables de las amplificaciones observadas.

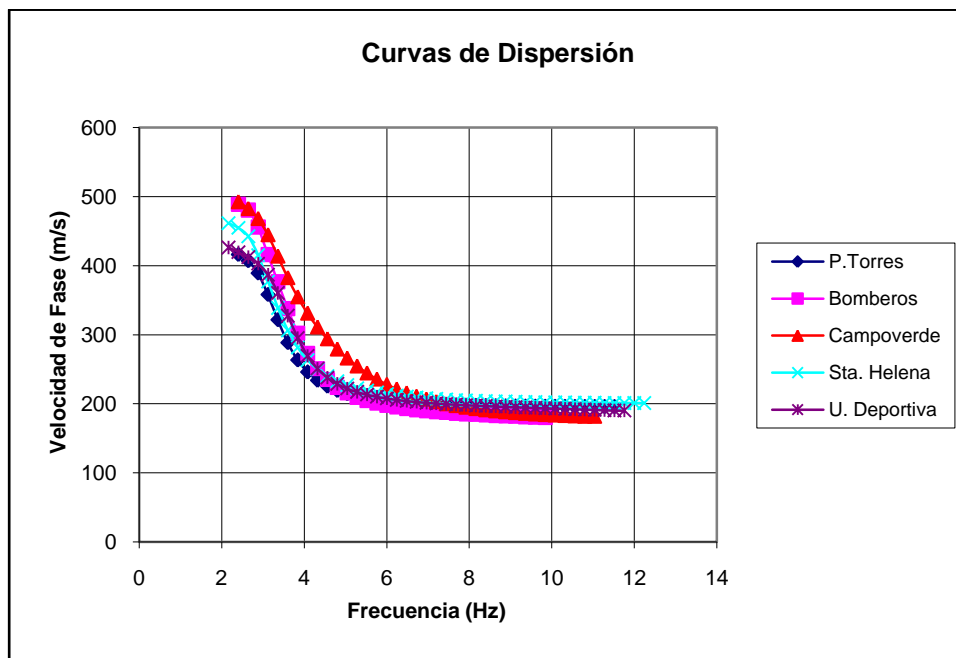


Figura 4.19. Curvas de dispersión en los 5 sitios analizados usando MAM-SPAC sobre los datos de vibración ambiental obtenidos con los experimentos de refracción de onda P.

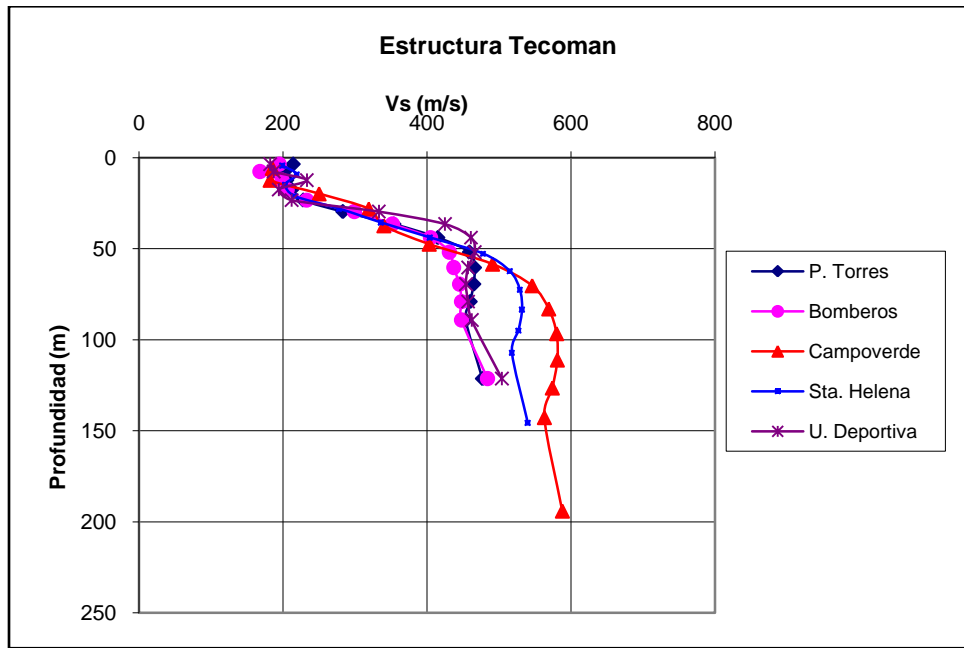


Figura 4.20. Estructura de Vs de los 5 sitios usando vibración ambiental obtenidos del despliegue de la línea de refracción de onda P.

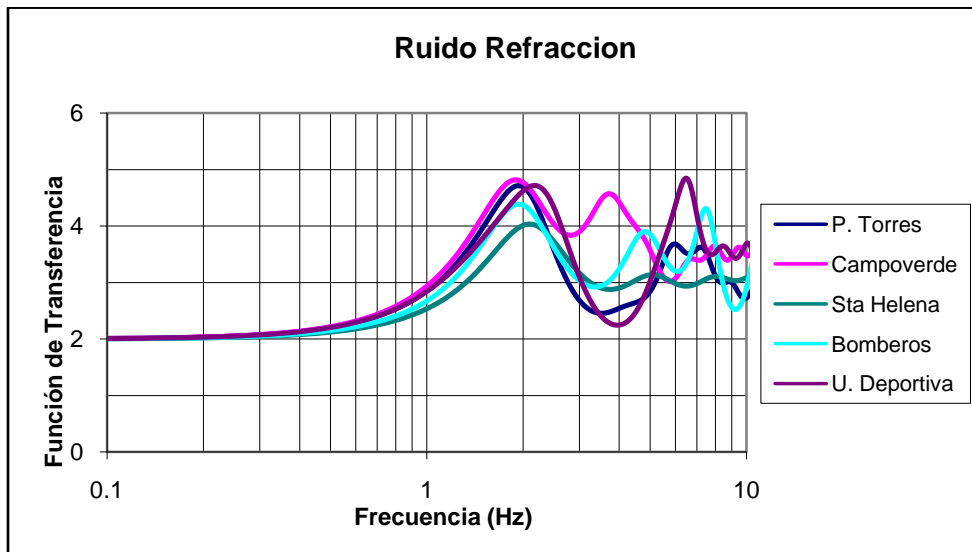


Figura 4.21. Funciones de transferencia usando modelos de ruido ambiental de la línea de refracción de onda P.

El análisis de vibración ambiental registrada con el perfil de refracción de la onda P es capaz de ver más profundo en el suelo que la refracción convencional y que las ondas superficiales de fuente activa (golpes de martillo sobre una placa de acero en el suelo). Para refracción y ondas superficiales de fuente activa los golpes de martillo pueden no ser bien registrados por toda la línea de geófonos debido a su pequeña energía. En contraste MAM-SPAC es capaz de rescatar señales de la correlación de todos los pares de geófonos ó estaciones incluyendo las más distantes. Las curvas de dispersión en la figura 4.19 hacen claro que hay un gran contraste de impedancia bajo Tecomán. Sin embargo, no es posible identificar una velocidad de fase para el basamento bajo los sedimentos.

Las gráficas de las figuras 4.14 a 4.18 muestran los resultados de la estructura obtenidos usando la técnica MASW-1D de fuente activa combinada con MAM-SPAC de fuente pasiva o de ruido ambiental. Se muestra también la distribución de las ondas P utilizando una fórmula de correlación entre ellas y el valor de  $V_{S30}$  promedio que es muy utilizado para efectos de diseño sísmico en algunos de los reglamentos de construcción actuales. Aunque solo se muestran resultados para una profundidad de 30 m., el uso combinado de las dos técnicas produjo información a profundidades cercanas a 130-180 m. Como se puede observar la forma de las estructuras del subsuelo son similares, incluyendo el promedio  $V_{S30}$  para los 5 sitios, cuyos valores se encuentran entre 210 y 230 m/s. Esto demuestra que la estratigrafía en estos sitios presenta valores en la superficie cercanos a los 200 m/s, bien establecidos por los análisis con fuente activa, hasta valores cercanos a los 600 m/s determinados con fuente pasiva ó ruido ambiental con la misma separación de geófonos. Sin embargo, tampoco refleja los efectos de sitio observados en el capítulo III.

Consideremos ahora los resultados obtenidos con la aplicación del método SPAC a los microtemores registrados usando sismómetros de banda ancha Guralp. Estos resultados son mostrados en la figura 4.22 para cada par de estaciones. Las 5 gráficas donde los coeficientes de correlación son cero, incluyen los registros de la estación BOMB. Esta estación tuvo problemas en la sincronización del tiempo con las demás estaciones. Las otras estaciones muestran buena correlación entre 0.15 y 1.0 Hz en el extremo de bajas frecuencias. La correlación se pierde en el extremo de frecuencias bajas cerca de los 0.15 Hz para todos los pares de estaciones. En el extremo de frecuencias altas, la correlación decrece con el incremento de la distancia entre estaciones como era de esperarse. Los coeficientes de correlación mostrados en la figura 4.22 fueron invertidos para obtener la curva de dispersión. Los resultados se muestran en la figura 4.23 junto con las curvas de dispersión determinadas con anterioridad. El arreglo de estaciones Guralp restringe las curvas de dispersión a un muy limitado rango de frecuencias (entre 0.2 y 1 Hz). Por tanto, la velocidad de fase correspondiente al basamento tiende a un valor fijo de 2.7 km/s. Se observa también en la figura, un *gap* entre las velocidades de fase determinadas de las mediciones con Guralp y aquellas determinadas con el sismógrafo de medición multicanal. Un arreglo de tamaño intermedio era necesario para ajustar el *gap* entre los 92 m de máxima distancia para los geófonos desplegados y los 620 m de la distancia más pequeña entre los sismómetros Guralp.

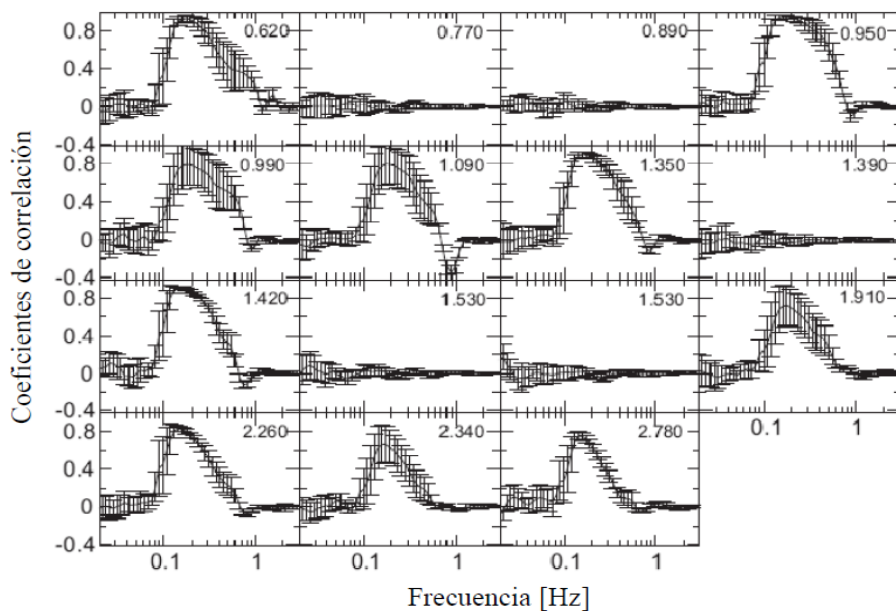


Figura 4.22 Coeficientes de correlación como una función de frecuencia y distancia, calculada de mediciones de ruido ambiental con el arreglo de seis estaciones de banda ancha Guaralp. Cada diagrama corresponde a un par de estaciones separadas por la distancia indicada (en km). Los cinco diagramas que muestran correlación cero corresponden a correlaciones usando el registro del sitio BOMB, el cual no tuvo un tiempo de base común con los otros cinco instrumentos.

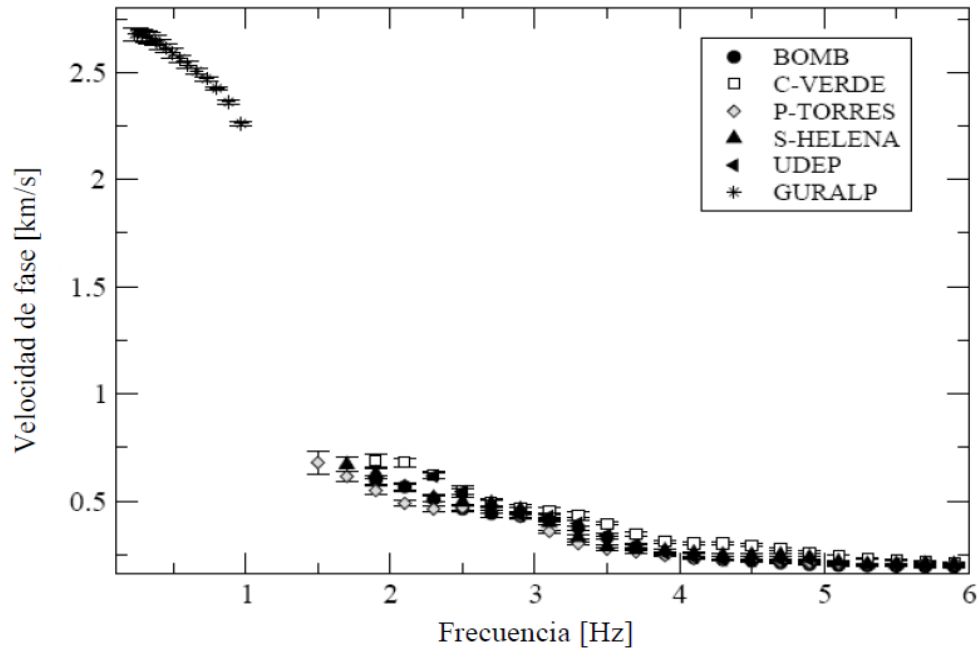


Figura 4.23 Curvas de dispersión de velocidad de fase final obtenidas para Tecomán. Las curvas de dispersión de la figura 4.21 fueron graficadas junto con la curva de dispersión derivada de la inversión de los coeficientes de correlación calculados para el arreglo GURALP.

Un aspecto importante es la variación de  $V_s$  con la profundidad mostrada en las figuras 4.14 a 4.18 y 4.20. Los cambios son relativamente pequeños ya que en los primeros 30 m, la velocidad solo varía de 190 a 360 m/s como máximo. Esto indica que para llegar a velocidades mayores a 760 m/s o a la profundidad del basamento rocoso, los experimentos con el sismógrafo de refracción usando la combinación de fuente activa y pasiva no son los más convenientes por la pequeña separación de los geófonos. La distancia total del arreglo y la frecuencia de 4.5 Hz de los geófonos también son una limitación. La profundidad del basamento rocoso se puede mostrar solo con experimentos usando la técnica SPAC a registros de ruido obtenidos con arreglos de estaciones autónomas, separados a distancias relativamente más grandes.

#### **IV.5. Relación de la estructura del subsuelo con los efectos de sitio. Funciones de transferencia.**

Hemos invertido las curvas de dispersión asumiendo continuidad entre la curva de dispersión determinada con los Guralp y aquellas derivadas de datos del sismógrafo de refracción. Los resultados son muy similares a los mostrados en la figura 4.20, excepto que ahora es posible asignar un basamento bien determinado en el fondo de cada perfil. Usamos estos perfiles para calcular la amplificación del sitio asumiendo incidencia vertical de ondas S. Los resultados se muestran en la figura 4.24. Dos mejoras significativas son obtenidas relativas a la amplificación del sitio que puede calcularse con los perfiles de la tabla 1 y de la figura 4.20 (ver figura 4.21). El primero es que la frecuencia de resonancia decrece significativamente por debajo de 1 Hz en muchos de los sitios, en concordancia con las observaciones del Capítulo III. El segundo es que la amplitud de la amplificación se incrementa notablemente. Las velocidades de onda de cortante determinadas para el basamento son de 3 km/s, incrementando el contraste de impedancia con los estratos superficiales y por tanto incrementando la máxima amplificación. Las funciones de transferencia mostradas en la figura 4.24 no son confiables para frecuencias altas porque la atenuación no está incluida, pero su pico fundamental se compara razonablemente bien con la amplificación observada en estos sitios.

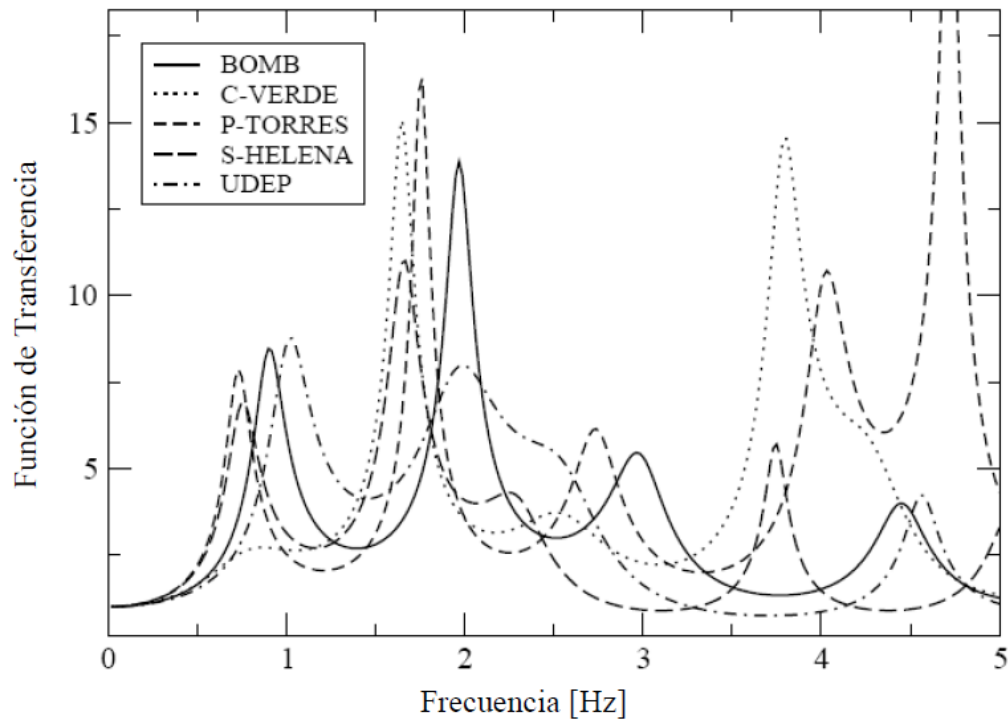


Figura 4.24. Amplificación del suelo calculada para incidencia vertical de onda S de los cinco perfiles de suelo estudiados en Tecomán de la inversión de la dispersión de las velocidades de fase mostradas en la figura 4.23.

#### IV.6 Conclusiones.

Hemos presentado los resultados de una campaña de exploración del subsuelo en Tecomán, Colima. El objetivo fue determinar la estructura del subsuelo requerida para modelar los efectos de sitio esperados durante futuros sismos en la región y complementar un estudio previo el cual fue realizado para la estimación de la amplificación local. Experimentos de refracción multicanal fueron realizados en 5 (cinco) sitios dentro de la ciudad. Se midieron perfiles de onda P y ondas S, los cuales fueron procesados usando análisis de primeros arribos y tiempos de viaje. Asimismo, se midieron ondas superficiales generadas por fuente activa, las cuales se procesaron con el método MASW-1D. Adicionalmente, se registró vibración ambiental usando el despliegue de refracción para la onda P y un arreglo irregular de 6 acelerógrafos autónomos acoplados a sensores de banda ancha. Las mediciones de vibración ambiental fueron procesadas usando una extensión del método SPAC a pares de estaciones.

Las pruebas de refracción multicanal están limitadas por la pequeña energía que puede transmitirse al suelo por medio de golpes de martillo. Asimismo, el tamaño de la línea de refracción (92 m para ondas P y 46 m para ondas S) no fue totalmente explotada ya que la

longitud efectiva de la línea de los geófonos se restringió a solo la mitad. Esto limitó la profundidad para el cual los resultados pueden obtenerse a cerca de 20 m. Los tiempos de viaje para los perfiles resultantes mostraron que los espesores pequeños fueron insuficientes para explicar las frecuencias dominantes y amplificaciones observadas en el capítulo III. Por tanto, aún si la profundidad de exploración alcanzara los 30 m y puedan determinarse valores de  $V_{s30}$ , estos no pueden ser representativos del depósito de suelo responsable de los efectos locales del sitio.

El análisis de los registros de vibración ambiental obtenidos del despliegue de refracción para las ondas P, usando el método MAM-SPAC produjo curvas de dispersión de la velocidad de fase que son confiables entre 2 y 10-12 Hz. Las velocidades de fase observadas indican que las mediciones de ruido ambiental fueron capaces de alcanzar profundidades más grandes que las de refracción activa. Las curvas de dispersión de velocidad de fase mostraron pequeñas diferencias entre los 5 sitios investigados. Estas curvas indican claramente que existe un contraste de impedancia significativo en la base de los sedimentos suaves. Sin embargo, ellas no dan información sobre la velocidad de onda de cortante del basamento. El gran contraste de impedancia atrapa la energía dentro de los sedimentos y las ondas superficiales solo transportan pequeña información del basamento. Para tratar de remediar esta situación se realizó un experimento adicional con sismómetros de banda ancha.

Adicionalmente, analizamos también vibración ambiental registrada en un lapso de 8 horas en 6 acelerógrafos acoplados a sismómetros de banda ancha. La distancia entre estaciones tuvieron un rango de 0.62 a 2.8 km. Los resultados del análisis SPAC de estos datos nos permitió restringir la velocidad de onda de cortante del basamento. Sin embargo, permanece un gran *gap* entre los resultados de estas mediciones y aquellos hechos con el sismógrafo de refracción. Combinamos las velocidades de fase estimadas de los datos de banda ancha con aquellos de los perfiles de refracción y de ondas superficiales más pequeñas. Creemos que los perfiles 1D obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión combinadas son representativas de las condiciones del subsuelo en Tecomán. Un punto importante es que las relaciones de Poisson para los sedimentos son significativamente mayores a 0.25, de otra manera es imposible obtener un buen ajuste entre las velocidades de fase observada y calculada de las curvas de dispersión.

Las funciones de transferencia 1D calculadas para estos perfiles muestran una buena concordancia con las amplificaciones de sitio observadas y reportadas en el Capítulo III. La velocidad de onda de cortante del basamento es grande (3 km/s), marcando un gran contraste de impedancia con los sedimentos y produciendo notables factores de amplificación (cerca de 10) y cercanos a aquellos observados. Cuando nosotros aceptamos que  $V_{s30}$  caracteriza adecuadamente la respuesta del sitio, implícitamente asumimos un valor de  $V_s$  de 750 m/s para el basamento que es claramente más pequeño en nuestro caso.

Los resultados de la estructura en el caso de Tecomán fue algo sorprendente. En el Capítulo III se demostró que la amplificación del suelo tiene que ser cuidadosamente evaluado y que algunas mediciones pierden el pico de resonancia fundamental por lo que un modo superior puede ser considerado como fundamental. Hemos mostrado que aún si la estructura del

suelo es simple, no es fácil estimar las propiedades del basamento el cual se requiere para estimar correctamente la máxima amplificación en el sitio. El caso de Tecomán ilustra adecuadamente que aún cuando la estructura del subsuelo no es compleja, se deben de cruzar diferentes datos para estimar los efectos de sitio de manera confiable.



## CAPITULO V

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES GENERALES

En este trabajo se presentó el estudio de dos problemas que tienen que ver con el peligro sísmico de la región del Estado de Colima. La atenuación de la energía sísmica con la distancia para cierto rango de magnitudes y los efectos de sitio en la ciudad costera de Tecomán, relacionados con la amplificación máxima del terreno en función de la frecuencia fundamental, así como de la estructura de velocidades de ondas de cortante en el subsuelo. Para la realización del trabajo de investigación, utilizamos diversos instrumentos de medición sísmicos que se adquirieron con el objetivo de resolver algunos de los problemas planteados por la falta de registros sísmicos en la zona.

En el estudio de la atenuación, derivamos ecuaciones de predicción de PGA y PSA para cierto rango de períodos usando datos de una red acelerográfica temporal. Estas ecuaciones están limitadas por el rango de magnitudes de los sismos registrados. Se utilizaron los registros obtenidos con una red de 12 acelerógrafos digitales autónomos que operaron durante ocho meses en el estado de Colima para obtener las primeras ecuaciones de atenuación validadas con datos de esta región. Los datos del arreglo temporal fueron complementados con registros de 5 acelerógrafos digitales permanentes instalados recientemente en Colima. Usamos un procedimiento de dos etapas para obtener ecuaciones de atenuación para PGA horizontal promedio, PGA vertical, y PSA horizontal para 10 valores de periodo de entre 0.07 y 1 s, y PSA vertical para 9 valores de periodo entre 0.07 y 0.8 s.

Para un sismo virtual de magnitud 5 y a 15 km de profundidad, observamos que, a distancias pequeñas (menores a 50km), nuestras ecuaciones predicen valores similares a aquellos que se obtienen con las relaciones propuestas por Ordaz et al. (1989), Fukushima y Tanaka (1990) y Youngs et al (1997), y mayores que los predichos por García et al (2005) y Atkinson y Boore (2005). Para distancias mayores a 100 km, nuestros resultados predicen mayores valores de intensidad. Por tanto, nuestras relaciones sugieren que los modelos de movimiento del terreno derivados usando información de otras regiones (e.g., Guerrero) no son apropiados para otras secciones de la zona de subducción.

Estos resultados son una primera estimación de la atenuación de la región de Colima, sin embargo, tienen algunas limitaciones. Una de ellas es que no consideramos explícitamente los efectos de sitio en las estaciones. A pesar de ello, los efectos de sitio son importantes y no pueden despreciarse en estudios futuros. Por otra parte, nuestros resultados están fuertemente limitados por las pequeñas magnitudes que registramos durante el experimento de campo. Las pequeñas magnitudes que pudimos registrar en el periodo de ocho meses muestran la baja sismicidad que caracteriza la sección noroccidental de la zona de subducción, comparada con la región de Guerrero donde se registran mensualmente más de 25 sismos de magnitud mayor a 3.5. Sin embargo, aunque los niveles de sismicidad son bajos, si ocurren sismos grandes. Creemos que nuestros resultados podrán ser mejorados en

el futuro cercano, conforme se incrementa el número de estaciones acelerográficas permanentes. La información que sea obtenida permitirá afinar nuestras estimaciones y mejorar nuestra comprensión de las características sísmicas de la zona de subducción y su variación a lo largo de la trinchera en la región de Colima.

Para el estudio de los efectos de sitio en la ciudad de Tecomán, hemos utilizado dos rutas para estimar la función de transferencia del subsuelo (amplificaciones máximas probables con respecto a la frecuencia). La primera tiene que ver con el análisis de datos de sismos y ruido registrados con estaciones autónomas. La segunda consistió en el análisis de datos de refracción, de ondas superficiales y ruido ambiental obtenidos con un equipo de refracción multicanal y de un arreglo de estaciones sísmicas autónomas que registraron las señales simultáneamente.

Se realizaron varios experimentos utilizando diversos instrumentos para la medición de sismos y ruido, así como diversas técnicas de análisis para su evaluación. Los resultados indican que los registros obtenidos con diferentes equipos de medición combinado con las condiciones del subsuelo en un lugar particular pueden restringir las funciones de transferencia para cierto rango de frecuencias y como consecuencia seleccionar un pico de resonancia diferente al fundamental. Las combinaciones que presentan resultados confiables son las de HVSR aplicada a registros de sismos, obtenidos ya sea con instrumentos de velocidad o de aceleración. La técnica H/V aplicada a registros de ruido sólo es confiable si las mediciones se realizan con sensores de velocidad por el efecto de ruido electrónico en los instrumentos de aceleración, los cuales modifican la determinación de las frecuencias pico en el rango de bajas frecuencias ( $f < 1.5$  Hz). La combinación K2-Guralp es la mejor para cualquier rango de frecuencias de interés ingenieril. La combinación SADC20 y sensores de 4.5 Hz debe usarse con precaución, por sus limitaciones también a bajas frecuencias. La técnica SSR para sismos, solo debe utilizarse con registros de instrumentos que tengan las mismas características. Se debe evitar el combinar registros obtenidos con equipos de medición de tipos diversos ya que puede alterar los resultados significativamente. La técnica de inversión paramétrica generalizada, GIS, es confiable para determinar frecuencias dominantes pero no amplificaciones, ya que éstas dependen del proceso de minimización de la diferencia entre observaciones y modelo simultáneamente en todas las estaciones del arreglo.

Finalmente, la modelación de los efectos de sitio por medio de la determinación de la estructura del subsuelo en Tecomán fue realizada usando técnicas de convencionales y no convencionales con el fin de complementar los estudios realizados en el Capítulo III. Se realizaron experimentos de refracción multicanal en 5 sitios de la ciudad y se midieron perfiles de ondas P y S. Adicionalmente, se midió ruido ambiental con el despliegue de la línea de refracción para ondas P, así como con un arreglo de 6 estaciones autónomas de banda ancha. Las pruebas de refracción con fuente activa tienen la desventaja de la pequeña potencia que puede ser transmitida al suelo por golpes de martillo. Los suelos aluviales suaves, como el de Tecomán que amplifican notablemente los movimientos del terreno durante sismos, usualmente tienen pequeños valores de Q y por tanto grandes atenuaciones de las ondas sísmicas. Por otra parte, los golpes de martillo pueden no ser bien registrados

por la línea de geófonos completa. Esto limita la profundidad de investigación y los valores estimados pueden no ser representativos del depósito de suelo responsable de los efectos de sitio.

El uso de registros de vibración ambiental obtenidos con el tendido de la línea de refracción de la onda P, fue un buen recurso para aumentar la profundidad de investigación. Sin embargo, aún así no fue posible obtener información sobre las velocidades de ondas de corte del basamento. Fue necesario aumentar las distancias entre los sensores de registro, por medio de un arreglo de 6 acelerógrafos acoplados a sismómetros de banda ancha Guralp. Aunque la separación entre estas estaciones fue demasiada ya que se observaron *gaps* entre los resultados de las curvas de dispersión de velocidades de fase entre estas mediciones y aquellas hechas con el sismógrafo de exploración, esto nos permitió restringir la velocidad de onda de cortante del basamento.

El método que dio resultados confiables de la estructura superficial fue el MASW-1D con fuente activa y MAM-SPAC de fuente pasiva (ruido ambiental) combinados. Sin embargo, esta combinación no fue capaz de mostrar la  $V_s$  del basamento. El uso de técnicas de correlación usando registros de ruido para obtener la estructura del suelo es una técnica novedosa que solo puede validarse con redes densas de instrumentos de velocidad cuya separación esté relacionada con el rango de longitudes de ondas dominantes en el medio. Los instrumentos de banda ancha son los más adecuados cuando se estudian estructuras con niveles de ruido ambiental bajos y profundidades de depósitos suaves importantes (mayores a 200 m), que generan frecuencias dominantes menores a 1 Hz.

Los efectos de sitio estimados con el primer camino, fueron comparados con el cálculo de las funciones de transferencia 1D en cada sitio utilizando los perfiles estratigráficos determinados con la exploración sísmica. El buen ajuste observado entre ambas determinaciones, principalmente entre las frecuencias dominantes y la amplificación nos demuestra la confiabilidad en el uso de ambos caminos.

Los resultados finales indican que la ciudad de Tecomán se encuentra asentada sobre un valle aluvial uniforme. La amplificación en cada estación se debe a las mismas capas de suelo blando, pero su espesor cambia de sitio a sitio lo que resulta en ligeros cambios de la frecuencia natural de vibrar. El modo fundamental se encuentra entre 0.56 y 0.71 Hz. Se observa también un modo superior entre 1.4 y 2.1 Hz. Los factores de amplificación varían entre 3 y 8 en estos dos rangos de frecuencias.

Podemos concluir que para estimar los efectos de sitio en cualquier lugar, es recomendable realizar experimentos combinados que contemplen tanto técnicas directas (SSR, HVSR y H/V), como estimaciones de la estructura de velocidades del subsuelo, ya sea usando registros de sismos o de ruido ambiental, obtenidos con instrumentos de medición que contengan sensores de velocidad de banda ancha y registradores con el mayor nivel de rango dinámico. El uso de técnicas de refracción multicanal de ondas superficiales debe ser parte fundamental de estos experimentos.

En Ingeniería sísmica se sabe que para tener una mayor certidumbre sobre el nivel de peligro sísmico de una región es necesario contar con una base de datos amplia y confiable que cubra todo el territorio en estudio. En Colima esto se logrará sólo con la instalación y mantenimiento de redes sismográficas y/o acelerográficas permanentes con el propósito de obtener una mayor cantidad de datos que nos permitan mejorar la caracterización de las fuentes sísmicas en la región, así como la atenuación de la energía sísmica desde estas fuentes hacia las ciudades más importantes. Por otra parte, es también recomendable ampliar los estudios de efectos de sitio a otras ciudades importantes de la región usando métodos y técnicas viables tales como las recomendadas en este trabajo. La instalación y operación de la red acelerográfica en el estado de Colima es fundamental para cumplir con todas estas tareas.

## REFERENCIAS

### A

Abrahamson, N. A., y Youngs, R. R., 1992. **A stable algorithm for regression analyses using the random effects model.** *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**, 505-510.

Abo-Zena, A. M. (1979). **Dispersion function computations for unlimited frequency values.** *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **58**, 91-105.

Achenbach, J.D. (1973). **Wave propagation in elastic solids,** North-Holland, 425p.

Aki, K. 1957. **Space and time spectra stationary stochastic waves with special reference to microtremors.** *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokio Univ.* **25**, 415-456.

Aki, K. y P.G. Richards, second edition (2002). *Quantitative Seismology.* University Science Books. 55D Gate Five Road. Sausalito, CA 94965.

Andrews, D.J. (1986). **Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size.** In: *Earthquake Source Mechanics.* S. Das, J. Boatwright and C.H. Scholz (editors), AGU, Washington, D.C., 259-268.

Anderson, J. G., R. Quaas, D. Almora, J. M. Velasco, E. Guevara, L. Eduardo de Pavia, A. Gutierrez y R. Vazquez (1987a). **Guerrero, Mexico accelerograph array: summary of data collected in the year 1985, Joint Report of the Instituto de Ingenieria-UNAM and Instituto of Geophysics and Planetary Physics-UC San Diego.** GAA-2, 166 pp.

Anderson J. G., R. Quaas, D. Almora, J. M. Velasco, E. Guevara, L. Eduardo de Pavia, A. Gutierrez y R. Vazquez (1987b). **Guerrero, Mexico accelerograph array: summary of data collected in the year 1986, Joint Report of the Instituto de Ingenieria-UNAM and Instituto of Geophysics and Planetary Physics, UC San Diego,** GAA-3, 185 pp.

Anderson J. G., y Hough S. E., 1984. **A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies.** *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **74-5**, 1969-1993.

Arai, H., K. Tokimatsu y A. Abe, 1996. **Comparison of local amplifications estimated from microtremor F-K spectrum analysis with earthquake records.** In: *Eleventh World Conference on Earthquake Engineering,* CD-ROM. Paper n° 1485. Acapulco, México. Elsevier Science Ltd.

Asten, M.W. (1976). **The use of microseisms in geophysical exploration.** Ph.D, Thesis, Macquarie University. North Ryde, N.S.W., Australia.

Atkinson G. M., y Beresnev I. 1997. **“Don't call it Stress Drop”.** *Seismol. Res. Lett.*, **68**, 3-4.

Atkinson, G. M., y Boore D. M., 1995. **New ground motion relations for Eastern North America**. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **85**, 17-30.

Atkinson, G. M., y Boore D. M., 1997. **Some comparison between recent ground motion relations**. *Seismol. Res. Lett.*, **68**, 24-40.

Atkinson, G.M. y D.M. Boore (2003). **Empirical ground-motion relations for subduction zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions**, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **93**, pp. 1703-1729.

## B

Bandy, W., C. Mortera-Gutierrez, J. Urrutia-Fukugausi y T. W.C. Hilde (1995). **The subduction Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?**, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **22**, pp. 3075-3078.

Bard, P. Y., (1999). **Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?**. *The effects of surface Geology on seismic Motion*, Irikura, Kudo, Okada y Sasatani (eds). 1999 Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5809 030 2.

Bitran D., (2006). **Capítulo 10. Impacto socioeconómico**: El sismo de Tecomán México del 21 de enero de 2003. Edit. SMIS y EERI, pp 237-282.

Borcherdt, R.D. (1970). **Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay**, *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 29-61.

Boatwright, J., J.B. Fletcher y T.E. Fumal, (1991). **A general inversion scheme for source, site and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes**, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 1754-1782.

Boore, D. M., y Joyner W. B., 1991. **Estimation of ground motion at deep-soil sites in Eastern North America**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 2167-2185.

Boore, D. M., Joyner W. B., y Wennerberg, L. 1992. **Fitting the stochastic  $\omega^{-2}$  source model to observed response spectra in Western North America: Trade-offs between  $\Delta\sigma$  and  $\kappa$** . *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 1956-1963.

Boore, D.M., Joyner, W.B., y Fumal, T.E. 1993. **“Estimation of Response Spectra and Peak accelerations from Western North American Earthquakes: An Interim Report”**, U.S. Geological Survey, Open-File Rept. 93-509.

Boore, D.M., Joyner, W.B., y Fumal, T.E. 1997. **Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work,**” *Sismol. Res. Lett.*, **68**, 128-153.

Boore, D. M., y Brown, L. T., 1998, **Comparing shear wave velocity profiles from inversion of surface wave phase velocities with downhole measurements; systematic differences between the CXW method and downhole measurements at six USC strong-motion sites:** *Seismol. Res. Lett.*, v. **69**, p. 222-229.

Boore, D. M., 2003. **Simulation of ground motion using the stochastic method.** *Pure Appl. Geophys.*, **160**, 635-676.

Boore, D.M., (2006). **Determination subsurface shear-wave velocities: a review.** *Proceedings 3rd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, France, 30 August-1 September, 2006, Paper 103.

Brillinger, D. R., y Preisler, H. K., 1984. **An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1441-1450.

Bragato P.L. y Slejko D. (2005). **Empirical Ground-Motion Attenuation Relations for the Eastern Alps in the Magnitude Range 2.5-6.3,** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **95**, pp. 252-276.

Brune, J., 1970. **Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves.** *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.

Brune, J., 1971. **Correction: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves.** *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.

Brown, L. T., 1998. **Comparison of Vs profiles from SASW and borehole measurements at strong motion sites in southern California:** M.Sc. Eng. Thesis, University of Texas at Austin, 349 pp.

BSSC (Building Seismic Safety Council) 1998. *NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures*, 1997 ed. Rept. FEMA-302, Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C.

Bufaliza, M. (1984). **“Atenuación de intensidades sísmicas con la distancia en sismos mexicanos”**, MSc Tesis, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México (in Spanish).

Bullen, K. E., 1963, **An introduction to the theory of seismology:** *Cambridge Univ. Press.*

## C

Campbell, K. W., 1981. **Near-source attenuation of peak horizontal acceleration.** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **71**, pp. 2039-2070.

Campbell, K. W., 1985. **Strong motion attenuation relations: a ten-year perspective.** *Earthquake Spectra* **1**, 759-804.

Chávez-García, F.J. G. Pedotti, D. Hatzfeld y P.Y. Bard (1990). **An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece)**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 784-806.

Chávez-García, F.J., J. Cuenca y J. Lermo (1995). **Seismic Microzonation in Mexico. The examples of Mexico City, Oaxaca and Puebla**. *Proc. of the Fifth Intl. Conf. on Seismic Zonation*, October 17-19, Niza, I, 699-706.

Chávez-García, F.J., L. R. Sánchez y D. Hatzfeld, 1996. **Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **86-5**, 1559-1573.

Chávez-García, F. J., M. Rodríguez, E.H. Field y D. Hatzfeld, 1997. **Topographic site effects. A comparison of two nonreference methods**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **87-6**, 1667-1673.

Chávez-García, F. J., M. Rodríguez, and W. R. Stephenson (2005). **An alternative to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise**, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 277-293.

Chávez-García, F. J., M. Rodríguez, and W. R. Stephenson (2006). **Subsoil structure using SPAC measurements along a line**, *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 729-736.

Chávez-García F. J., T. Domínguez, M. Rodríguez, y F. Pérez, 2007. **Site effects in a volcanic Environment: A comparison between HVSR and Array Techniques at Colima, Mexico**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **97-2**, pp 591-604.

Chouet, B.C., G. De Luca, P. Milana, M. Dawson, C. Marti An y R. Scarpa (1998). **Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Stromboli tremor**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 653-666.

Courboux, F., S.K. Singh y J. Pacheco (1997). **The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (Mw= 8): a study of the rupture process**. *Geophys. Res. Lett.* **24-9**, 1019-1022.

Chang T.Y., F. Cotton y J. Angelier (2001). **Seismic attenuation and peak ground acceleration in Taiwan**, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **91**, pp. 1229-1246.

Capon, J. 1969. **High-resolution frequency- wavenumber analysis**. In: *Proceedings of the IEEE* **57**, 1408-1418.

Chouet, B., G. De Luca, G. Milana, P. Dawson, M. Martini y R. Scarpa, 1998. **Shallow velocity structure of Stromboli Vocano. Italy, derived from small-aperture array measurements of strombolian tremor**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **83-3**, 653-666.

Crouse, C. B., 1991a. **Ground-Motion attenuation equations for earthquakes on the Cascadia subduction zone**. *Earthquake Spectra*, **7**, 201-235.



Crouse, C. B., 1991a. **Erratum: Ground-Motion attenuation equations for earthquakes on the Cascadia subduction zone.** *Earthquake Spectra*, **7**, 506.

Cuenca J., J. Lermo, M. Rodríguez, M. Chávez, J. Flores y E. Briones, 1997. **“Estudio preliminar de efecto de sitio en la ciudad de Manzanillo”**. Informe interno al Instituto de Ingeniería. Coordinación de Ingeniería Sismológica, UNAM.

## D

DeMets, C. y S. Stein (1990). **Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics of south-western Mexico,** *J. Geophys. Res.* Vol. **59**, pp. 21,931-21,948.

Douglas J. (2003). **A note on the use of strong-motion data from small magnitude earthquake for empirical ground motion estimation.** In Skopje Earthquake 40 Years of European Earthquake Engineering (SE-40EEE).

Douglas J. (2004). **An investigation of analysis of variance as a tool for exploring regional differences in strong ground motions.** *Journal of Seismology*, Vol. **8**, pp. 485-496.

Draper, N. R., y Smith, H., 1991. **Applied regressions analysis**, 2nd ed., John Wiley and Sons. New York.

## E

Escobedo, D., J. Pacheco y G. Suarez (1998). **Teleseismic body-wave analysis of the 9 October, 1995 (Mw=8.0), Colima-Jalisco, Mexico earthquake, and its largest foreshock and aftershock.** *Geophys. Res. Lett.* **25-4**, 547-550.

Esteva L. y R. Villaverde (1974). **Seismic Risk, Design Spectra and Structural reliability**, Proc. 4P<sup>th</sup> World Conf. on Earthq. Engrg., Rome, pp. 2586-2597.

Enomoto T., J. Lermo, M. Navarro, N. Abeki, y K. Masaka, 2004. **Site effect characteristics of damage concentrated area due to the 2003 Colima earthquake (M7.6)**, Mexico. 13<sup>th</sup> WCEE, Vancouver, B. C., Canada, August 1-6, 2004, paper 2151.

## F

Field, E.H. y K. Jacob, (1995). **A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1127-1143.

Fukushima, Y. y T. Tanaka (1990). **A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan,** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **80**, pp. 757-783.

Field, E.H., S.E. Hough y K.H. Jacob, 1990. **Using microtremors to assess potential earthquake site response: a case study in flushing Meadows, New York City.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1456-1480.

Field, E. H. y K. Jacob, 1993. **The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise.** *Geophysical Res. Lett.* **20-24**, 2925-2928.

Field, E.H., A.C. Clement, K.H. Jacob, V. Aharonian, S.E. Hough, P.A. Friberg, T.O. Babaian, S.S. Kara-petian, S.M. Hovanessian y H.A. Abramian, 1995. **Earthquake site response in Giumiri (formerly Leninakan), Armenia using ambient noise observations.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 349-353.

Fäh, D., E. Rüttener, T. Noack and P. Kruspan, 1997. **Microzonation of the city of Basel.** *J. Seismol.* **1**, 87-102.

## G

García D., S.K. Singh, M. Herraiz, M. Ordaz y J.F. Pacheco (2005). **Inslab earthquakes of central México: peak ground-motion parameters and response spectra,** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **95**, pp. 2272-2282.

Gitterman, Y., Y. Zaslavsky, A. Shapira y V. Shtivelman, 1996. **Empirical site response evaluations: case studies in Israel.** *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **15**, 447-463.

Graff, K. F. (1975). **Wave motion in elastic solids.** Dover Publications, New York, 649p.

Gucunski, N. y Woods, R. D. (1992). **Numerical simulation of the SASW test.** *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **11**, 213-227.

Gutiérrez, C., K. Mazaki, J. Lermo y J. Cuenca (1996). **Relative amplification and dominant periods map for seismic motion in Colima city, Mexico.** *11th World Conf. on Earthq. Engrg.*, 23-28 Junio, Acapulco.

## H

Hanks, T.C. y D.M. Boore, (1984). **Moment-Magnitude relations in theory and practice**, *J. Geophys. Res.*, Vol. **89**, pp. 6229-6235.

Hartzell, S.H. (1992). **Site response estimation from earthquake data**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 2308-2327.

Haskell, N.A. (1953). The **dispersion of surface waves in multilayered media**. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **43**, 17-34.

Heaton, T., F. Tajima y A. W. Mori (1986). **Estimating ground motion using recorded accelerograms**, *Surv. Geophys.*, Vol. **8**, pp. 25-83.

Herrmann, R.B. (1987). **Computer programs in seismology**, University of Saint Louis, 8 vols.

Hisada, Y. (1994). **An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths**. *Bulletin of the Seismological Society of America*. **84**(5), 1456-1472.

Hisada, Y. (1995). An **efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2)**. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85**(4), 1080-1093.

Hough, E.E., E.H. Field y K. H. Jacob, 1991. **Using microtremors to asses site specific earthquake hazard**. In: *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor). Oakland CA, 3, 585-592.

Hough, S.E., L. Seeber, A. Rovelli, L. Malagnini, A. DeCesare, G. Seveggi y A. Lerner-Lam, 1992. **Ambient noise and weak motion excitation of sediment resonances: results from the Tiber Valley, Italy**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 1186-1205.

Hough, S.E., Anderson, J. G., Brune, J., Vernon, F., Berger, J., Fletcher, J., Haar, L., Hanks, T., y Baker, L., 1988. **Attenuation near Anza, California**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 672-691.

Horike, M. 1985. **Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas**, *J. Phys. Earth* **38**, 59-96.

Horike, M. 1996. **Geophysical exploration using microtremor measurements**. In: *Eleventh World Conference on Earthquake Engineering*. CD-ROM, Paper n° 2033, Acapulco, México. Elsevier Science Ltd.

## I

ICBO (International Council of Building Officials). 1997. *UBC Uniform Building Code*, International Council of Building Officials, Whittier CA.

ICC (International Code Council). 2000. *UBC International Building Code*, International Code Council, Falls Church, VA.

## J

Joyner, W.B. y D.M. Boore (1981). **Peak horizontal, acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial valley, California, earthquake.** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **71**, pp. 2011-2038.

Joyner, W.B. y D.M. Boore (1993). **Methods for regression analysis of strong-motion data.** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **83**, pp. 469-487.

Joyner, W.B. y D.M. Boore (1994). **Methods for regression analysis of strong-motion data, errata.** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **84**, pp. 955-956.

Jones, R. B. (1958). **In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods.** *Geotechnique*, **8**(1), 1-21.

## K

Kanai, K., K. Osada, y S. Yoshizawa, 1954. **Observational study of earthquake motion in the deep of de ground.** *Bull. Earthquake Rs. Inst. Tokio.* **32**, 361-370.

Kanamori, H. y P.C. Jennings (1978). **Determination of local magnitude,  $M_{LB}$ , from strong-motion accelerograms.** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **68**, pp. 471-485.

Kausel, E., y Roesset, J. M., (1981). **Stiffness matrices for layered soils.** *Bulletin of the Seismological Society of America.* **71**(6), 1743-1761.

Kanai, K. 1983. **Engineering seismology**, University of Tokyo Press, Tokyo, pp. 251.

Kudo, K. 1995. **Practical estimates of site response, State-of-the-Art report.** In: *Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation*, October 17-19, Nice, France, Ouest Editions Nantes, 3, 1878-1907.

Kobayashi, K. 1980. **A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors.** In *Proceedings of the Seventh World Conf. Earthq. Engr.* Sept. 8-13, Istanbul, Turkey, 1, 237-240.

Konno, K. y T. Ohmachi, 1998. **Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**-1, 228-241.

Katoaka, S., M. Matsui y T. Sato, 1994. **Using the microtremors to estimate the natural frequency of the site: A case study at Kuno, Ashigara Valley blind prediction site (KS2) in Japan.** In: *Proceedings of the Tenth European Conference on Earthquake Engineering*, Vienna, Austria, Balkema, Duma Ed, 1, 83-88.

Kamura K., (1997). **On microtremores observed in Tokio Bay area.** Japanese document, in Japanese with English Abstract. 47-53.

Kennet, B. L. N. (1974). **Reflections, rays, and reverberations.** *Bulletin of the Seismological Society of America.* **64**, 1685-1696.

Kennet. B. L. N., and Kerry, N. J. (1979). **Seismic waves in a stratified half space.** *Geophysical J. Royal Astronomical Society.* **57**, 557-583.

## L

Lacave, C., P. Y., Bard and M.G., Koller. (2002). **Microzonation: techniques and examples.**

Lamb, H. (1904). **On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid.** *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A203, 1-42.

Lai, C. G. (1998). **Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization.** PhD dissertation, Georgia Institute of Technology, 370p.

Lay, T., and Wallace, T. C., 1995. *Modern Global Seismology.* Academic Press, San Diego.

Lachet, C. y P.-Y. Bard, 1994. **Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the “Nakamura’s” technique.** *J. Phys. Earth.* **42**, 377-397.

Lachet C., y Bard P., 1995. **Theoretical investigations on the Nakamura’s technique.** Proceedings of the third international conference on recent advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics. 2-7, April vol. II, St., Louis Missouri.

Lachet, C., D. Hatzfeld, P.-Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou y A. Savvaidis, **1996.** **Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): comparison of different approaches.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1692-1703.

Lermo, J., J. Diaz de León, E. Nava y M. Macías (1991). **Estimación de periodos dominantes y amplificación relativa del suelo en la zona urbana de Colima**, *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica I*, Acapulco, 87-96.

Lermo, J. y F.J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1574-1594.

Lebrun, B. 1997. **Les effets de site: étude expérimentale et simulation de trois configurations**. *Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I*. November 27. pp. 208, (in French).

Lermo, J., M. Rodríguez y S.K. Singh, 1988. **Natural periods of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data**. *Earthquake Spectra*. **4-4**, 805-814.

Lermo, J. y F.J. Chávez-García, 1994. **Are microtremors useful in site response evaluation?** *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1350-1364.

Louie, J. N. (2001). **Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays**, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 347–364.

Luco, J. E. y Apsel, R. J. (1983). **On the Green's function for a layered half-space. Part I**. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 909-929.

## M

Malagnini, L., A. Rovelli, S.E. Hough y L. Seeber, 1993. **Site amplification estimates in the Garigliano valley, central Italy, based on dense array measurements of ambient noise**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1744-1744.

Matshushima, T. And H. Okada, 1990. **Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors**. *BUTSURI-TANSA*, 43-1, 21-33.

Milana, G., S. Barba, E. Del Pezzo and E. Zambonelli, 1996. **Site response from ambient noise measurements: new perspectives from an array study in Central Italy**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **86-2**, 320-328.

Molas, G. L., y Yamazaki, F., 1996. **Attenuation of earthquake ground motion in Japan including deep focus events**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1343-1358.

## N

Nakamura, Y. (1989). **A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface**. *Q.R. of R.T.R.I.* 30-1, 25-33.

Nakamura Y., 1996. **Real-time information systems for hazards mitigation**. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.

Nakamura Y., 2000. **Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications**. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.

Núñez-Cornú F.J., G. Reyes-Dávila, M. Rutz, E. Trejo, M.A. Camarena, y C.A. Ramirez (2004). **The 2003 Armería, México, earthquake (M<sub>w</sub>=7.4): Mainshock and early aftershocks**, *Seism. Res. Lett.* **75**, 734-743.

Nogoshi, M. y T. Igarashi, 1971. **On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2)**. *Jour. Seism. Soc. Japan* **24**, 26-40 (in Japanese with English abstract).

## O

Ordaz, M., J.M. Jara y S.K. Singh (1989). **Riesgo sísmico y espectros de diseño en el Estado de Guerrero**, *Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica*, Acapulco, pp. D40-D56 (in Spanish).

Ohmachi, T., Y. Nakamura y T. Toshinawa, 1991. **Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements**. In: *Proceedings of the Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, March 11-15, St. Louis, Missouri, S. Prakash (editor). Univ. Of Missouri-Rolle, 1643-1648.

Okada, H. (2003). **The microtremor survey method**. Society of Exploration Geophysicists, 135 pp.

Ovando E. y Romo M.P. (1990). **Correlación entre la velocidad de propagación de ondas sísmicas y la resistencia a la penetración**. En: *Memorias de la XV Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, SMMS*, Vol. 2, 1990.

Ovando E. y Romo M.P. (1991). **Estimación de la velocidad de ondas S en la arcilla del valle de México con ensayos de cono**. *Sismodinámica*, **2**, pp. 107-123.

## P

Pacheco, J., S.K. Singh, J. Dominguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto, C. Gutierrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzmán, V. Kostoglodov, G. Reyes, y C. Ramirez (1997). **The October 9, 1995 Colima-Jalisco, México earthquake (M<sub>w</sub> 8): an aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932**, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 2223-2226.

Pardo, M. y G. Suárez (1995), **Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications**, *T J. Geophys. Res.*, Vol. **100** (B7), pp. 12,357–12,374.

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J. (1999). **Multichannel analysis of surface waves (MASW)**. *Geophysics*. Vol. 64, pp. 800-808.

Peterson, A., 1993. **Observations and modeling of seismic background noise**, Open-file report 93–322, *U.S. Geological Survey*.

## R

Rayleigh, L. (1885). **On waves propagated along the plane surface of an elastic solid**. *London Mathematical Society*, **17**, 4-11.

Reiter, L. (1991). **Earthquake hazard analysis: issues and insights**, Columbia University Press, New York, 245 pp.

Rix, G. J., y Leipski, A. E., 1991, **Accuracy and resolution of surface wave inversion, in Bhatia, S. K., and Blaney, G. W., Eds., Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics: Am. Soc. Civil Eng., Geotechnical Special Publication No. 29, 17–23.**

Rodríguez, M., F.J. Chávez-García y W.R. Stephenson (2003). **Stationarity of seismic noise and SPAC. Results of a new approach**, *7th Pacific Conf. on Earthq. Engrg.*, 13'15 de febrero, Chistchurch, Nueva Zelanda, CD-ROM editado por New Zealand Society for Earthquake Engineering, ISBN0-473-09372-3, artículo 038, 8 pp.

Riepl, J., P.-Y. Bard, D. Hatzfeld, C. Papaioannou y S. Nechtschein, 1998. **Detailed evaluation of site response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST)**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **88-2**, 488-502.

Richter, C. F., 1935. **An instrumental earthquake magnitude scale**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **25**, 1-32.

Richart, F. E. Jr., Hall, J. R., y Woods, R. D. (1970). **Vibrations of soils and foundations**, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 414p.

## S

Shedlock K. M. (1999). Seismic **Hazard Map of North and Central America and the Caribbean**. *Annali di Geofisica*.

Singh, S.K., J.F. Pacheco, L. Alcántara, G. Reyes, M. Ordaz, A. Iglesias, S.M. Alcocer, C. Gutiérrez, C. Valdés, V. Kostoglodov, C. Reyes, T. Mikumo, R. Quaas y J.G. Anderson



(2003). **A preliminary report on the Tecomán, Mexico earthquake of 22 January 2003 (Mw 7.4) and its effects.** *Seism. Res. Lett.* **74**, 279-289.

Singh S.K., E. MENA, y R. Castro (1988). **Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near Mexico city from strong motion data.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 2, 451-477.

Shiono, K., Y. Ohta y K. Kudo, 1979. **Observation of 1 to 5 sec microtremors and their applications to earthquake engineering. Part VI: existence of Rayleigh wave components.** *Jour. Seism. Soc. Japan* **32**, 115-124 (in Japanese with English abstract).

Seekins, L.C., L. Wennerberg, L. Margheriti y H.-P. Liu, 1996. **Site amplification at five locations in San Francisco, California: a comparison of S waves, codas and microtremors.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**-2, 627-635.

Singh, S., y Herrmann, R. B., 1983. **Regionalization of crustal coda Q in the continental United States.** *J. Geophys. Res.*, **88**, 527-538.

Schneider, J. F., Silva, W. J., y Stark, C. I., 1993. **Ground motion model for the 1989 M 6.9 Loma Prieta earthquake including effects of source, path and site.** *Earthquake Spectra.* **9**, 251-287.

Silva, W., y Darragh, R. B., 1995. **Engineering characterization of strong ground motion recorded at rock sites.** Rept., EPRI TR-102262., Electric Power Research Institute. Palo Alto, CA.

Somerville, P., Collins, N., Abrahamson, N., Graves, R., y Saikia, C., 2001. **Ground motion attenuation relations for the Central and Eastern United States.** U. S. Geological Survey, Award 99HQGR0098. Final report.

Seo K., M. Haile K. Kurita, K. Yamazaki y A. Nakamaru, 1996. **Study of site effects in Kobe area using microtremores.** Xth World Conf. Earthq. Engng. Acapulco, paper 1656.

Seo K., 1997. **Comparison of measured microtremors with damage distribution.** JICA, Research and Development Project on Earthquakes Disaster Prevention. 306-320.

Stokoe K.H. II, Wright S.G., J.A. Bay, y J.M. Roesset (1994) **Characterization of geotechnical sites by SASW method.** Geophysical Characterization of Sites. (ISSMFE TC#10) by R.D. Woods, Oxford & IBH Publ., pp. 15-25.

Schwab, F., y Knopoff, L. (1971). **Surface waves on multilayered anelastic media.** *Bulletin of the Seismological Society of America*, **61**, 893-912.

Schwab, F., y Knopoff, L. (1970). **Surface-wave dispersion computations.** *Bulletin of the Seismological Society of America*, **60**, 321-344.

Stokoe, K. H., y Santamarina, J. C. (2000). **Seismic-wave-based testing in geotechnical engineering.** *GeoEng 2000*, November, Australia.

## T

Tokimatsu, K., Arai y Y. Asaka, 1996. **Three-dimensional soil profiling in Kobe area using microtremors.** In: *Eleventh World Conference on Earthquake Engineering*, CD-ROM, Paper n° 1486. Acapulco, México. Elsevier Science Ltd.

Theodulidis, N. y P.-Y. Bard, 1995. **(H/V) spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1).** *Soil Dyn. and Earthq. Engng.* **14**, 177-197.

Theodulidis, N., P.-Y. Bard, R.J. Archuleta y M. Bouchon, 1996. **Horizontal to vertical spectra ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California.** *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 306-319.

Tokimatsu K., Shinzawa K., y Kuwayama S. (1992a). **Use of short-period microtremors for Vs profiling.** *J. Geotechnical Eng.*, vol. **118** (10), ASCE, pp. 1544-1558.

Tokimatsu K., Tamura S., y Kojima H. (1992b). **Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics.** *J. Geotechnical Eng.*, vol. **118** (10), ASCE, pp. 1529-1543.

Thomson, W.T. (1950). **Transmission of elastic waves through a stratified solid.** *J. of Applied Physics*, **21**, 89-93.

## V

Viktorov I.A. (1967). **Rayleigh and Lamb Waves: physical theory and applications.** Plenum Press, New York

## X

Xia, J., Miller, R.D., y Park, C.B. (1999). **Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves.** *Geophysics.*; Vol. 64, pp. 691-700.

## Y

Yagi Y., T. Mikumo, F. Pacheco y G. Reyes (2004). **Source rupture process of the Tecomán, Colima, México earthquake of 22 January 2003 determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data,** *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **94**, pp. 1795-1807.

Youngs, R.R., S.J. Chiou, W.J. Silva y J.R. Humphrey (1997). **Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes**, *Seism. Res. Lett.*, Vol. **68**, pp. 58-73.

Yamanaka, H., M. Dravinski y H. Kagami, 1993. **Continuous measurements of microtremors on sediments and basements in Los Angeles, California**. *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1595-1609.

## **Z**

Zaré, M., P.-Y. Bard y M. Ghafory-Ashtiany, 1999. **Site characterizations for the Iranian strong motion network**. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. **18**, 101-123

## APÉNDICE “A”

### Derivación de la función de atenuación.

Los coeficientes de atenuación para este trabajo fueron derivados del método desarrollado originalmente por Fukushima y Tanaka (1990) y propuesto por Chang et al (2001). Hemos modificado ligeramente su propuesta para aplicarlo a sismos de subducción. A continuación mostramos los pasos del cálculo del modelo de atenuación de sismos de subducción, el cual está dado por:

$$l_n A = c_1 + c_2 M - c_3 l_n h - c_4 l_n R, \quad (a)$$

El coeficiente  $c_4$  es conocido del primer paso de regresión, el cual evalúa el efecto de dispersión geométrica de los registros observados. La predicción de error,  $\varepsilon$ , del modelo de atenuación puede derivarse de la ecuación como sigue:

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^n (l_n A_i - c_1 - c_2 M_i + c_3 l_n h_i + c_4 l_n R_i)^2, \quad (a1)$$

donde el subíndice “ $i$ ” indica el  $i$ -ésimo registro y “ $n$ ”, el número total de registros.

Los coeficientes  $c_2$  y  $c_3$  están ambos relacionados al efecto de fuente pero son independientes. Por tanto, evaluamos  $c_2$  y  $c_3$  separando la ecuación (a1) en dos ecuaciones que contienen uno de los dos coeficientes. Esta operación es igual a la derivación del efecto de fuente individualmente de los dos parámetros. Esto es:

$$\varepsilon_M = \sum_{i=1}^n (l_n A_i - c_M - c_2 M_i + c_4 l_n R_i)^2 \quad (a2)$$

$$\varepsilon_{l_n h} = \sum_{i=1}^n (l_n A_i - c_{l_n h} + c_3 l_n h_i + c_4 l_n R_i)^2 \quad (a3)$$

donde,  $\varepsilon_M$  y  $\varepsilon_{l_n h}$  son los errores de predicción en las ecuaciones separadas,  $c_M$  y  $c_{l_n h}$  son los nuevos coeficientes constantes relacionando a las ecuaciones (a2) y (a3), respectivamente. Entonces  $c_2$  y  $c_3$  pueden derivarse de las siguientes operaciones:

$$\frac{\partial \varepsilon_M}{\partial c_2} = -2 M_i \sum_{i=1}^n (l_n A_i - c_M - c_2 M_i + c_4 l_n R_i) = 0 \quad (a4)$$

$$\frac{\partial \varepsilon_M}{\partial c_M} = -2 \sum_{i=1}^n (l_n A_i - c_M - c_2 M_i + c_4 l_n R_i) = 0 \quad (a5)$$

$$\frac{\partial \mathcal{E}_{\ln h}}{\partial c_3} = -2 \ln h_i \sum_{i=1}^n (l_n A_i - c_{\ln h} + c_3 \ln h_i + c_4 l_n R_i) = 0 \quad \text{-----} \quad (\text{a6})$$

$$\frac{\partial \mathcal{E}_{\ln h}}{\partial c_{\ln h}} = -2 \sum_{i=1}^n (l_n A_i - c_{\ln h} + c_3 \ln h_i + c_4 l_n R_i) = 0 \quad \text{-----} \quad (\text{a7})$$

Las ecuaciones (a4) y (a5) son ecuaciones de  $c_2$  y  $c_M$ , las cuales pueden reescribirse como sigue:

$$\left[ \frac{\sum M_i^2}{\sum M_i} \frac{\sum M_i}{\sum 1} \right] \begin{bmatrix} c_2 \\ c_M \end{bmatrix} = \left[ \frac{\sum M_i \ln A_i + c_4 \sum M_i \ln R_i}{\sum \ln A_i + c_4 \sum \ln R_i} \right] \quad \text{-----} \quad (\text{a8})$$

Las ecuaciones (a6) y (a7) son ecuaciones de  $c_3$  y  $c_{\ln h}$ , las cuales pueden reescribirse como sigue:

$$\left[ \frac{\sum \ln h_i^2}{\sum \ln h_i} \frac{\sum \ln h_i}{\sum 1} \right] \begin{bmatrix} c_3 \\ c_{\ln h} \end{bmatrix} = \left[ \frac{\sum \ln h_i \ln A_i + c_4 \sum \ln h_i \ln R_i}{\sum \ln A_i + c_4 \sum \ln R_i} \right] \quad \text{-----} \quad (\text{a9})$$

Por tanto, el coeficiente  $c_2$  puede derivarse de:

$$c_2 = \frac{\{c_4 (n \sum M_i \ln R_i + \sum M_i \sum \ln R_i) + n \sum \ln A_i \ln R_i - \sum M_i \sum \ln A_i\}}{\{n \sum (M_i - \bar{M})^2\}}$$

$$c_2 = c_4 \frac{\sqrt{\sum (\ln R_i - \ln \bar{R})^2 / n}}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 / n}} * \frac{\sum (M_i - \bar{M})(\ln R_i - \ln \bar{R})}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 / \sum (\ln R_i - \ln \bar{R})^2}} +$$

$$\frac{\sqrt{\sum (\ln A_i - \ln \bar{A})^2 / n}}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 / n}} * \frac{\sum (M_i - \bar{M})(\ln A_i - \ln \bar{A})}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 / \sum (\ln A_i - \ln \bar{A})^2}}$$

$$c_2 = c_4 \frac{\sigma_{\ln R}}{\sigma_M} R_{M, \ln R} + \frac{\sigma_{\ln A}}{\sigma_M} R_{M, \ln A} \quad \text{-----} \quad (\text{a10})$$

El coeficiente  $c_3$  puede derivarse del mismo enfoque como en (a10):

$$c_3 = c_4 \frac{\sigma_{\ln R}}{\sigma_{\ln h}} R_{\ln h, \ln R} + \frac{\sigma_{\ln A}}{\sigma_{\ln h}} R_{\ln h, \ln A} \quad \text{-----} \quad (\text{a11})$$

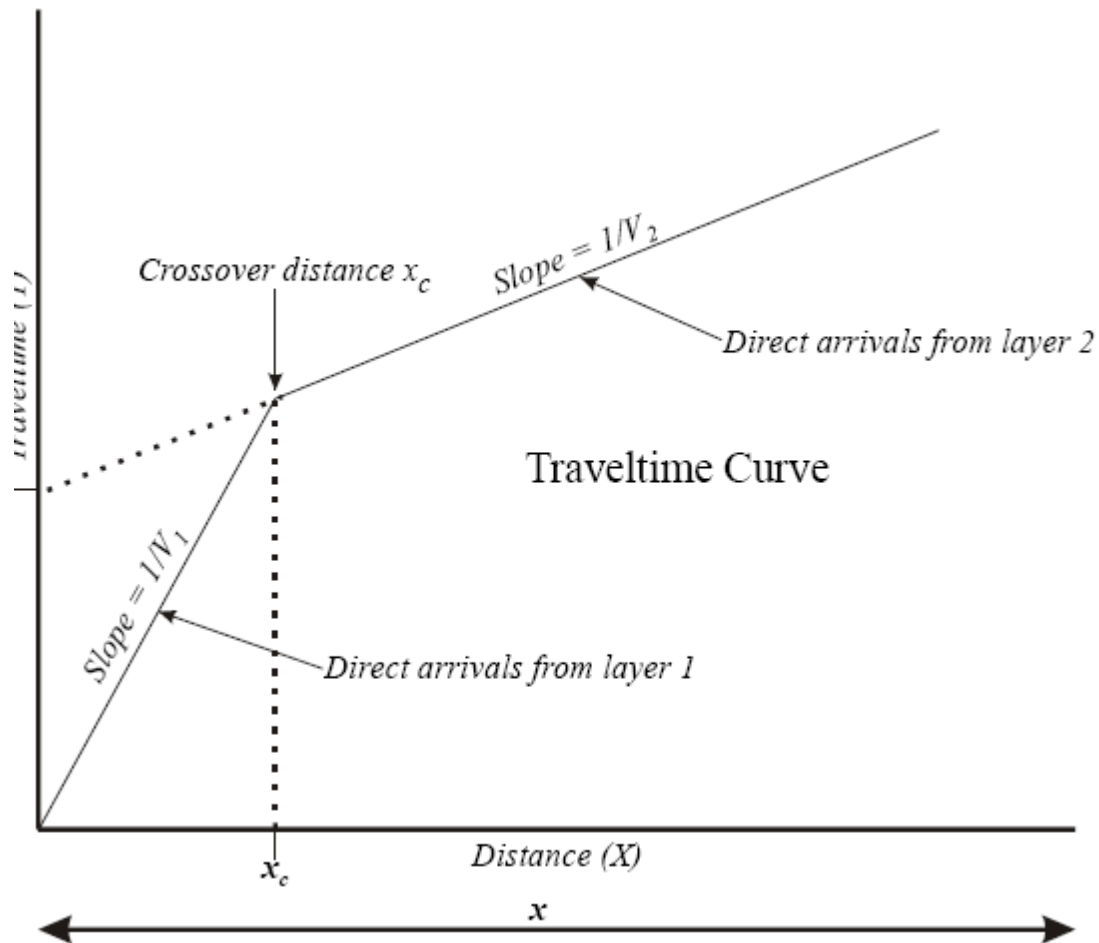
Finalmente, el coeficiente constante  $c_1$  es derivado como un valor excedente (en escala logarítmica) de los efectos anteriores de aceleración de movimientos del terreno. Es evaluado como sigue:

$$c_1 = \ln \bar{A} - c_2 \bar{M} + c_3 \ln \bar{h} + c_4 \ln \bar{R} \quad \text{-----} \quad (\text{a12})$$

## APÉNDICE “B”

### Fundamentos de refracción sísmica.

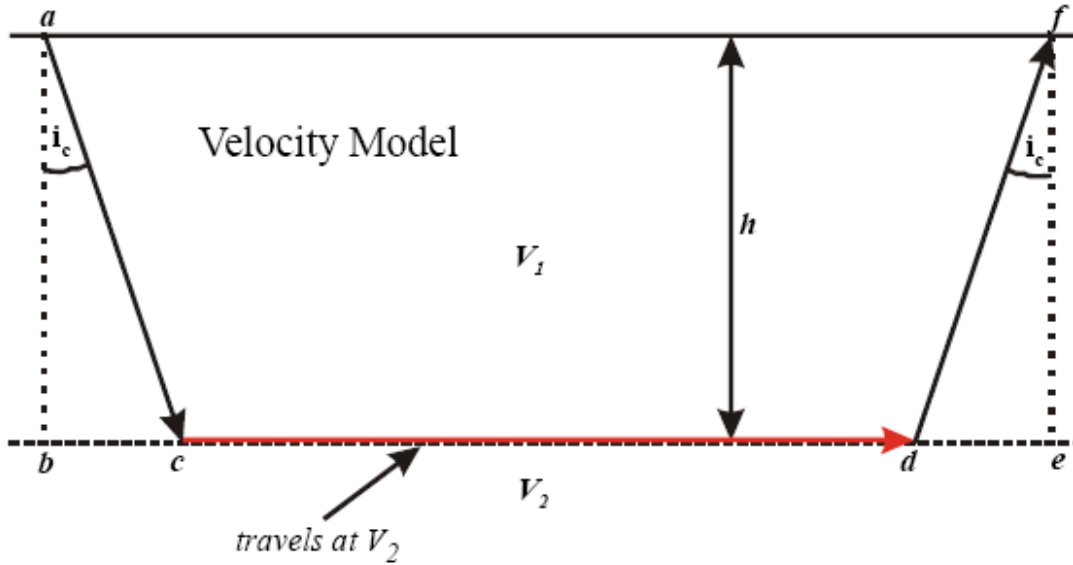
Un modelo de velocidad simple de dos estratos con su curva de tiempos de viaje asociada se muestra en la figura b.1. Usamos esta figura como base para discutir los principios fundamentales que subyacen la técnica de refracción sísmica.



**Figura b.1.** (Tomada de Seismager/2D Manual)

El cambio de pendiente de la curva, la cual ocurre a la distancia  $x_c$ , marca el punto en la cual el tiempo de viaje refractado de  $V_2$  alcanza los arribos directos viajando a través de  $h$  ( $V_1$ ). La ecuación para el primer segmento  $T_1$  es simplemente:

$$T_1 = \frac{x}{V_1} \quad (b.1)$$



**Figura b.2** (Tomada de Seismager/2D Manual)

Considerando la figura b.2, la ecuación para  $T_1$  es:

$$T_2 = \frac{ac}{V_1} + \frac{cd}{V_2} + \frac{df}{V_1} = \frac{2h}{V_1 \cos(i_c)} + \frac{cd}{V_2} \quad (b.2)$$

Ahora bien, tenemos que:

$$cd = x - bc - dc = x - 2h \tan(i_c)$$

Sustituyendo en la ecuación (b.2) tenemos:

$$T_2 = \frac{2h}{V_1 \cos(i_c)} + \frac{x - 2h \tan(i_c)}{V_2} \quad (b.3)$$

Sustituyendo  $\sin(i_c)/\cos(i_c)$  por  $\tan(i_c)$  y re-arreglando obtenemos:

$$T_2 = 2h \left\{ \frac{V_2 - V_1 \sin(i_c)}{V_1 V_2 \cos(i_c)} \right\} + \frac{x}{V_2} \quad (b.4)$$

De la ley de Snell,

$$\text{sen}(i_c) = \frac{V_1}{V_2} \quad (\text{b.5})$$

Y considerando que  $1 - \text{sen}^2(i_c) = \cos^2(i_c)$ , obtenemos:

$$T_2 = 2h \frac{\cos(i_c)}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (\text{b.6})$$

Puesto que;  $\cos(i_c) = \sqrt{1 - \text{sen}^2(i_c)}$  y sustituyendo en la ecuación (b.6), tenemos:

$$T_2 = 2h \frac{\sqrt{1 - \text{sen}^2(i_c)}}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (\text{b.7})$$

De la ley de Snell, considerando que  $\text{sen}^2(i_c) = \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2$ , sustituyendo en la ecuación (b.7) y re-arreglando obtenemos:

$$T_2 = 2h \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} + \frac{x}{V_2}; \quad \text{Para el caso especial de } x=0$$

$$T_i = \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad (\text{b.8})$$

o, usando la ecuación (b.6)

$$T_i = \frac{2h \cos(i_c)}{V_1} \quad (\text{b.9})$$

Donde  $T_i$  es llamado el “tiempo de intercepción”.

De la ley de Snell (ecuación b.5),  $i_c = \text{sen}^{-1} \frac{V_1}{V_2}$  y resolviendo la ecuación (b.9) para  $h$ ,

$$h = \frac{1}{2} \frac{T_i V_1}{\cos(\text{sen}^{-1} V_1 / V_2)} \quad (\text{b.10})$$

Alternativamente, resolviendo la ecuación (b.8) para  $h$ ,

$$h = \frac{1}{2} \frac{T_i V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (\text{b.11})$$



Usando la ecuación b.10 o b.11, podemos calcular la profundidad midiendo  $T_i$ ,  $V_1$  y  $V_2$  de la gráfica tiempo de viaje.

Alternativamente, la distancia de cruce  $x_c$  puede ser usada en lugar del tiempo de intercepción. A la distancia  $x_c$ ,  $T_1 = T_2$ , entonces podemos igualar la ecuación (b.1) y (b.8) para llegar a obtener:

$$h = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{(V_2 - V_1)}{(V_2 + V_1)}} x_c \quad (\text{b.12})$$

Las ecuaciones b.11 y b.12 son las básicas en refracción sísmica, relacionando espesores de estratos con la curva tiempo de viaje. Aunque es válido solo para espesores de estratos constantes, la comprensión de ellas nos lleva a la comprensión de la refracción sísmica en general. El desarrollo antes descrito puede extenderse a cualquier número de estratos. Un ejemplo para el caso de cuatro estratos puede verse en Repath (1973).

### El método Time-Term.

La técnica Time-Term es un enfoque de mínimos cuadrados lineal para determinar la mejor solución de estratos discretos de los datos. La matemática detrás de esta técnica es la siguiente. Refiriéndonos a la figura (1) y haciendo  $h = z$ , definimos la “lentitud”  $S$  como la inversa de la velocidad:

$$S_1 = \frac{1}{V_1}, \text{ y } S_2 = \frac{1}{V_2}, \quad (\text{b.13})$$

de la ley de Snell,  $\text{sen}(i_c) = \frac{S_2}{S_1}$ , el tiempo de viaje total  $t$  de la fuente al receptor es entonces:

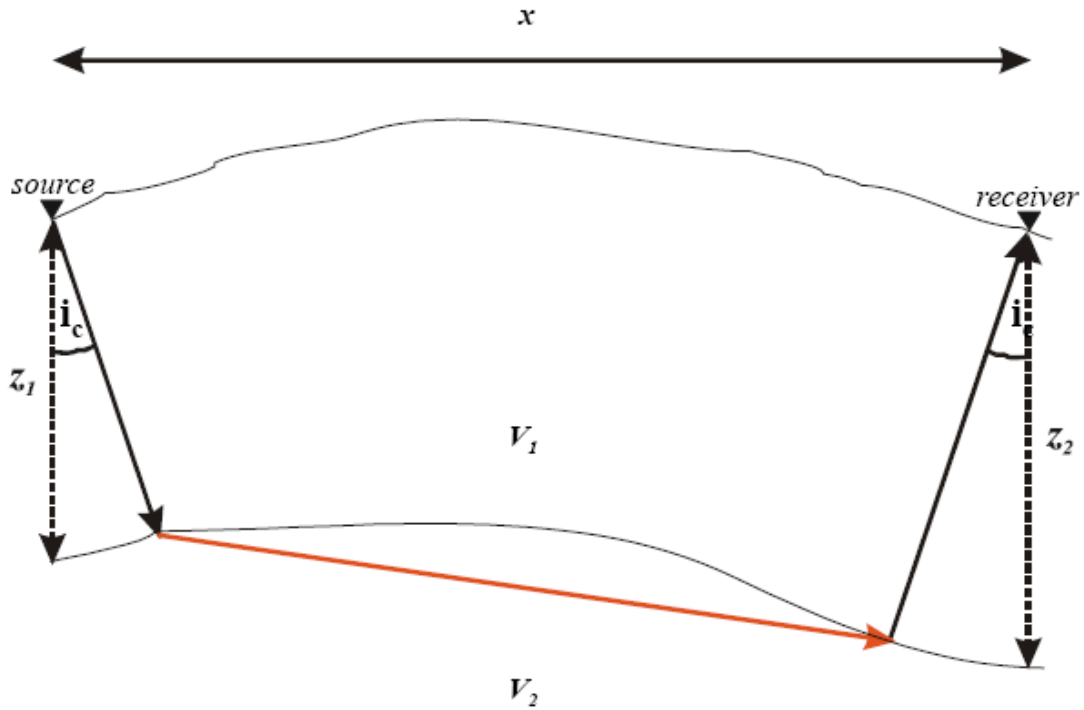
$$t = sS_1 \cos(i_c)z + xS_2 \quad (\text{b.14})$$

Ahora, si definimos:  $c = 2S_1 \cos(i_c)$ , entonces:

$$t = 2cz + xS_2 \quad (\text{b.15})$$

Donde,  $z$  y  $S_2$  son las incógnitas.

El ejemplo anterior asume que el refractor es paralelo a la superficie del terreno. Si expandimos esto al caso general de superficie curvada, no paralela como se muestra en la figura b.3, entonces tendremos tres incógnitas,  $z_1$ ,  $z_2$  y  $S_2$ .



**Figura b.3** (Tomada del manual de Seismager/2D)

Por tanto, ahora tendremos:  $t = cz_1 + cz_2 + xS_2$ ; generalizando, obtenemos

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} z_k + x_j S_2 \quad (\text{b.16})$$

En forma matricial, tenemos:

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & \dots & c_{13} & \dots & c_{1n} & \dots & x_1 \\ c_{21} & c_{22} & \dots & c_{23} & \dots & c_{2n} & \dots & x_2 \\ c_{31} & c_{32} & \dots & c_{33} & \dots & c_{3n} & \dots & x_n \\ \cdot & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \cdot \\ c_{m1} & c_{m2} & \dots & c_{m3} & \dots & c_{mn} & \dots & x_m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \cdot \\ z_n \\ S_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \cdot \\ t_m \end{bmatrix} \quad (\text{b.17})$$

Donde  $m$  = número de tiempos de viaje, y  $n$  = número de receptores (profundidades que serán calculadas). Podemos ahora resolver la matriz para  $z_1 \dots z_n$  y  $S_2$ .

## APÉNDICE “C”

### C.1 ONDAS DE RAYLEIGH EN UN MEDIO VERTICALMENTE HETEROGENEO.

#### C.1.1 Introducción

Las ondas sísmicas propagándose en un medio limitado por una superficie libre pueden categorizarse en dos tipos: ondas de cuerpo y ondas superficiales. Las ondas de cuerpo se propagan a través del interior del medio y de la superficie libre y son de dos tipos: la onda P y la onda S. La onda P se propaga con una perturbación en compresión, mientras que las ondas S inducen una deformación por cortante. El movimiento de la partícula asociado con la onda P es paralelo a la dirección de propagación de la onda. De acuerdo al plano de movimiento de la partícula, la onda S puede subdividirse en dos tipos: ondas de cortante verticalmente polarizadas (SV) y ondas de cortante horizontalmente polarizadas (SH).

Las ondas superficiales son producidas por la interacción entre las ondas P y S en la superficie libre. Estas ondas viajan a lo largo de la superficie de un medio con amplitud exponencialmente decreciente con la profundidad. Estas ondas pueden ser divididas en dos tipos: Ondas de Love y Ondas de Rayleigh. Las ondas de Love son generadas solo cuando la energía es atrapada en un estrato superficial sobre un medio-espacio más rígido resultando en múltiples reflexiones. Las ondas Love resultan de la interacción de las ondas P y SH, el movimiento de la partícula tiene una componente horizontal. Las ondas Rayleigh, las cuales son generadas por la interacción de las ondas P y SV, tienen movimiento vertical y horizontal de la partícula.

Muchos métodos de onda superficial usados en ingeniería geotécnica están basados en la velocidad y atenuación de la onda Rayleigh. Las ondas Rayleigh propagándose a través de un semi-espacio homogéneo han sido analizadas teóricamente por muchos investigadores (Rayleigh, 1885; Viktorov, 1967; Richard et al., 1970; Achenbach, 1973; Graff, 1975; etc.). Para el estudio de la propagación de la onda Rayleigh en un medio elástico incluyendo un medio-espacio homogéneo, definimos un sistema cartesiano como se muestra en la figura c.1.

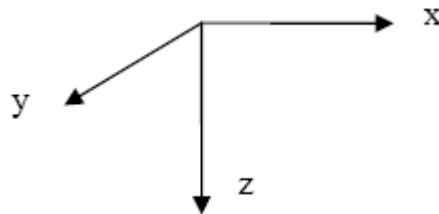


Figura c.1. Sistema de coordenadas cartesiano

Existen tres ecuaciones básicas para un medio elástico, isotropo y homogéneo, que en notación tensorial cartesiana podemos resumirlas en:

$$\sigma_{ij,j} = \rho b_i = \rho u_i \quad (\text{Ecuación de movimiento}) \quad (\text{c.1})$$

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (\text{Ecuación cinemática}) \quad (\text{c.2})$$

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (\text{Ecuaciones constitutivas}) \quad (\text{c.3})$$

Donde  $i, j =$  direcciones  $x, y, z$ ;  $\delta_{ij}$  es el tensor de esfuerzos en un punto;  $u_i$  es el vector de desplazamientos para la dirección “ $i$ ”;  $\rho$  es la densidad de la masa;  $b_i$  es la fuerza de cuerpo por unidad de masa del material, y  $\varepsilon_{ij}$  es el tensor deformación. Los términos  $\lambda$  y  $\mu$  son los parámetros de Lamé, los cuales son constantes elásticas para un medio. Cada constante de Lamé puede expresarse en términos de las otras constantes elásticas tal como el módulo de Young,  $E$ ; la relación de Poisson,  $\nu$ ; y el módulo de rigidez (Bulk),  $B$  tal como se resume en la tabla c.1.

Tabla c.1. Relaciones entre constantes elásticas.

	$E, \nu$	$E, G$	$\lambda, G$
$\lambda$	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{\mu(E-2G)}{3G-E}$	$\lambda$
$\mu$	$\frac{E}{2(1+\nu)}$	$G$	$G$
$E$	$E$	$E$	$\frac{G(3\lambda+2G)}{\lambda+G}$
$B$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	$\frac{GE}{3(3G-E)}$	$\lambda + \frac{2}{3}G$
$\nu$	$\nu$	$\frac{E-2G}{2G}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+G)}$

Otra expresión de la ecuación (c.1) en términos de desplazamiento se obtiene sustituyendo la ecuación (c.2) en la ecuación (c.3) y luego sustituyendo la ecuación resultante dentro de la ecuación (c.1) produciendo la ecuación de Navier. En ausencia de fuerzas de cuerpo, la ecuación de Navier está dada por:

$$\mu u_{i,jj} + (\lambda + \mu) u_{j,ji} = \rho u_i \quad (\text{c.4})$$

En forma vectorial, puede ser expresada por:

$$\mu \nabla^2 u + (\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot u = \rho u \quad (\text{c.5.a})$$

Donde  $\nabla$  representa el operador vector gradiente, el cual es expresado por:

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} i_x + \frac{\partial}{\partial y} i_y + \frac{\partial}{\partial z} i_z \quad (\text{c.5.b})$$

y  $\nabla^2$  representa al operador Laplaciano dado por:

$$\nabla^2 = \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z^2} \quad (\text{c.5.c})$$

Soluciones de la ecuación de Navier pueden obtenerse por un método conocido como *descomposición de Helmholtz*. En este método se asume que los vectores de desplazamiento de la partícula pueden escribirse como:

$$u = \nabla\phi + \nabla \times \psi \quad (\text{c.6})$$

Donde  $\phi$  y  $\psi$  son los potenciales escalar y vectorial respectivamente.

Sustituyendo la ecuación (c.6) dentro de de la ecuación de Navier, obtenemos:

$$\nabla^2\phi = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} \quad (\text{c.7})$$

$$\nabla^2\psi = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2\psi}{\partial t^2} \quad (\text{c.8})$$

donde:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad \text{y,} \quad V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}}$$

$V_p$  y  $V_s$ , son las velocidades de la onda P y onda S, respectivamente.

La relación entre las dos velocidades de ondas de cuerpo puede expresarse como función solo de la relación de Poisson.

$$\gamma = \frac{V_s}{V_p} = \sqrt{\frac{\mu}{\lambda + 2\mu}} = \sqrt{\frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}} \quad (\text{c.9})$$

Para medios reales ( $0 < \nu < 0.5$ );  $V_p > V_s$

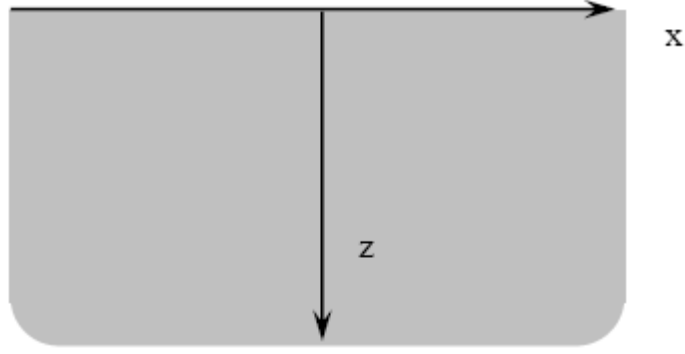


Figura c.2. Sistema de coordenadas en un semi-espacio homogéneo

Considerando a las ondas propagándose solo en la direcciones  $x$ - $z$  como se muestra en la figura c.2, las ecuaciones (c.7) y (c.8) pueden reescribirse como:

$$\left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2}\right) = \frac{1}{V_p} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (\text{c.9})$$

$$\left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}\right) = \frac{1}{V_s} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (\text{c.10})$$

Suponiendo tiempo armónico, las ondas planas viajando a lo largo de la dirección  $xz$ , los potenciales de desplazamiento son expresados por:

$$\phi(x, z) = F(z).e^{i(\omega t - kx)} \quad (\text{c.11})$$

$$\psi(x, z) = G(z).e^{i(\omega t - kx)} \quad (\text{c.12})$$

Donde  $F(z)$  y  $G(z)$  son amplitudes que son funciones de la profundidad,  $\omega$  es la frecuencia circular, y  $k$  es el número de onda. Sustituyendo  $\phi(x, z)$  y  $\psi(x, z)$  de las ecuaciones (c.11) y (c.12) dentro de las ecuaciones (c.9) y (c.10), se obtienen dos ecuaciones diferenciales ordinarias:

$$\frac{d^2 F(z)}{dz^2} + \left(\frac{\omega^2}{V_p^2} - k^2\right).F(z) = 0 \quad (\text{c.13})$$

$$\frac{d^2 G(z)}{dz^2} + \left(\frac{\omega^2}{V_s^2} - k^2\right).G(z) = 0 \quad (\text{c.14})$$

Resolviendo las ecuaciones anteriores, tenemos.

$$F(z) = A_1.e^{-pz} + A_2.e^{pz} \quad (\text{c.15})$$

$$G(z) = B_1.e^{-qz} + B_2.e^{qz} \quad (\text{c.16})$$

donde:

$$p = \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{V_P^2}} \quad y \quad q = \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{V_S^2}}$$

Las ecuaciones (c.11) y (c.12) pueden reescribirse como:

$$\phi(x, z) = (A_1 e^{-pz} + A_2 e^{pz}) \cdot e^{i(\omega t - kx)} \quad (c.17)$$

$$\psi(x, z) = (B_1 e^{-qz} + B_2 e^{qz}) \cdot e^{i(\omega t - kx)} \quad (c.18)$$

Las constantes  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B_1$  y  $B_2$  son valores constantes reales que son determinados de las condiciones de frontera para las ondas Rayleigh, las cuales son cero esfuerzos en la superficie libre y sin desplazamiento a profundidad infinita.

$$\tau_{zx}(x, 0) = \tau_{zz}(x, 0) = 0 \quad (c.19)$$

$$\mathbf{u}(x, z) = 0, \quad \text{cuando } z \rightarrow \infty \quad (c.20)$$

Las constantes  $A_2$  y  $B_2$  son, por tanto, igual a cero de la ecuación (c.20).

Sustituyendo las ecuaciones (c.17) y (c.18) en la ecuación (c.6), el campo de desplazamientos  $\mathbf{u}(x, z)$  puede obtenerse. El campo de esfuerzos puede también calcularse usando el desplazamiento calculado y las ecuaciones (c.2) y (c.3). Con las condiciones de frontera aplicadas, el resultado final se obtiene en forma matricial:

$$\begin{bmatrix} \dots\dots 2p & \dots\dots \frac{k^2}{q} \left(2 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right) \\ \left(2 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right) \dots\dots & \dots\dots 2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_1 \\ B_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (c.21)$$

Donde  $V_R$  es la velocidad de fase de la onda Rayleigh.

Una solución no-trivial de la ecuación (21) puede ser calculada por:

$$\det \begin{bmatrix} 2p & \dots\dots \frac{k^2}{q} \left(2 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right) \\ \left(2 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right) & 2 \end{bmatrix} \quad (c.22)$$

De la cual, la ecuación final se deriva como sigue:

$$\left(2 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right) - 4 \left(1 - \frac{V_R^2}{V_P^2}\right) * \left(1 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right) = 0 \quad (c.23)$$

La ecuación (c.23) es llamada la *ecuación característica de la onda Rayleigh* o simplemente la *ecuación de onda Rayleigh*. De esta ecuación, es claro que la velocidad de fase de la onda Rayleigh  $V_R$  en un semi-espacio homogéneo es solo una función de las velocidades de la onda  $P$  y de la onda  $S$ . Es importante notar que  $V_R$  es independiente de la frecuencia, lo cual significa que las ondas Rayleigh en un semi-espacio homogéneo son no-dispersivas.

En adición a la ecuación (c.23), una estimación simple para  $V_R$  en términos de  $V_S$  y la relación de Poisson es (Stokoe y Santamarina, 2000):

$$V_R = \frac{0.874 + 1.117\nu}{1 + \nu} V_S \quad (\text{c.24})$$

La figura (c.3) compara los valores estimados de  $V_R$  con valores de la ecuación de onda Rayleigh.

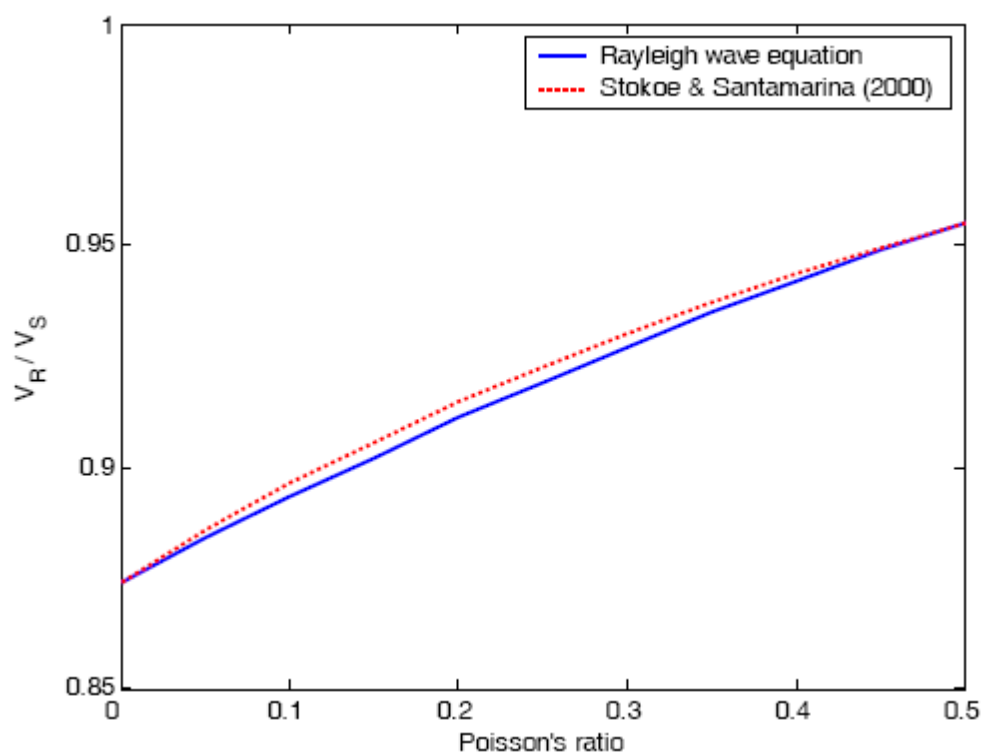


Figura 3. Relación de  $V_R$  a  $V_S$  con la relación de Poisson.

### C.1.2 Desplazamientos debido a la onda Rayleigh

En adición a la velocidad de fase de la onda Rayleigh, es también de interés calcular los desplazamientos causados por la propagación de estas ondas en un medio-espacio



homogéneo. Dado que la ecuación de onda Rayleigh fue derivada usando la descomposición de Helmholtz, las ondas Rayleigh están compuestas de la superposición de las componentes longitudinal y transversal. Es posible derivar las componentes horizontal y vertical de los desplazamientos asociados con la propagación de las ondas Rayleigh a través de un medio-espacio homogéneo. La ecuación (6) puede ser reescrita como:

$$u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (25)$$

$$u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (26)$$

Sustituyendo las soluciones para las dos funciones potenciales,  $\phi$  y  $\psi$ , dentro de las ecuaciones (25) y (26) encontramos los desplazamientos vertical y horizontal de las ondas Rayleigh en un medio homogéneo.

$$u_x(x, z) = ikA_1 \left( -e^{-pz} + \frac{2pq}{q^2 + k^2} e^{-qz} \right) e^{i(\omega t - kx)} \quad (27)$$

$$u_z(x, z) = kA_1 \left( -\frac{p}{q} e^{-pz} + \frac{2pk}{q^2 + k^2} e^{-qz} \right) e^{i(\omega t - kx)} \quad (28)$$

En  $t = 0$  y  $x = 0$ , los desplazamientos vertical y horizontal normalizados pueden ser graficados como una función de la profundidad normalizada tal como se muestra en la figura 4.

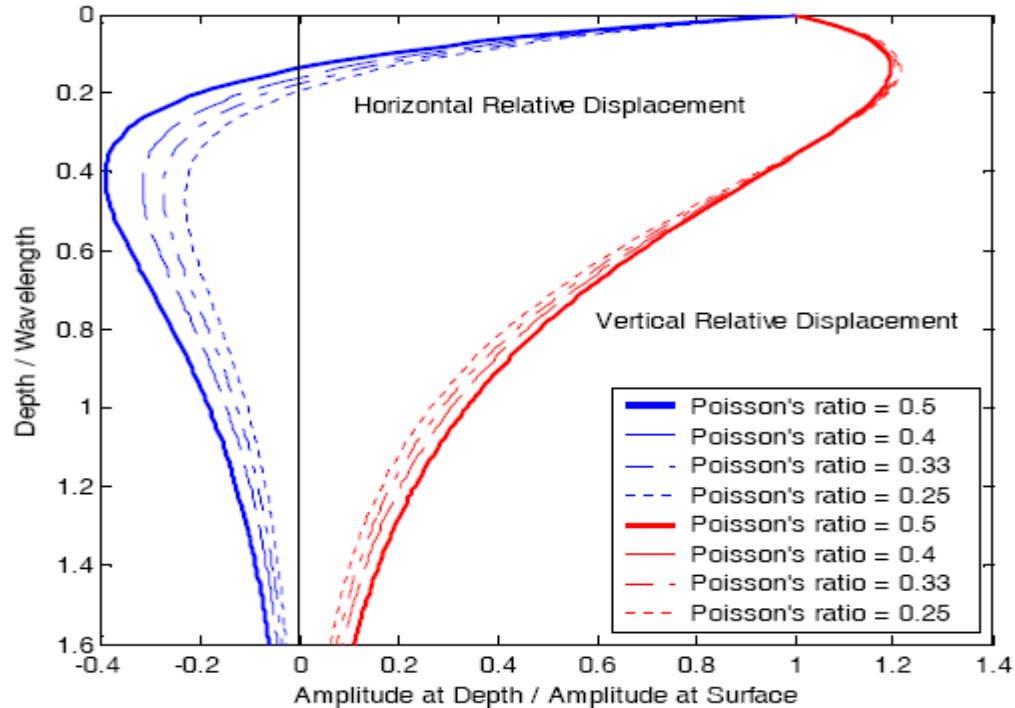


Figura 4. Desplazamientos vertical y horizontal de las ondas Rayleigh en un semi-espacio homogéneo. (Richard et al., 1970)

## C.2 ONDAS RAYLEIGH EN MEDIOS ESTRATIFICADOS

### C.2.1 Ecuación de dispersión de Rayleigh

Aunque un medio-espacio homogéneo es lo más usual para introducir los aspectos básicos de propagación de la onda Rayleigh, es también muy simple para modelar las condiciones reales del suelo. Perfiles del suelo con propiedades dependientes de la profundidad pueden ser idealizados usando un modelo simplificado estratificado como el mostrado en la figura (5). Los suelos han sido frecuentemente modelados como medios estratificados en muchos problemas geotécnicos debido a su eficiencia computacional. El medio estratificado consiste de una pila de  $N$  estratos elásticos, isótropos y homogéneos, descritas con propiedades de velocidad de onda de cortante ( $V_s$ ), densidad de la masa ( $\rho$ ), relación de Poisson ( $\nu$ ), y espesor ( $h$ ).

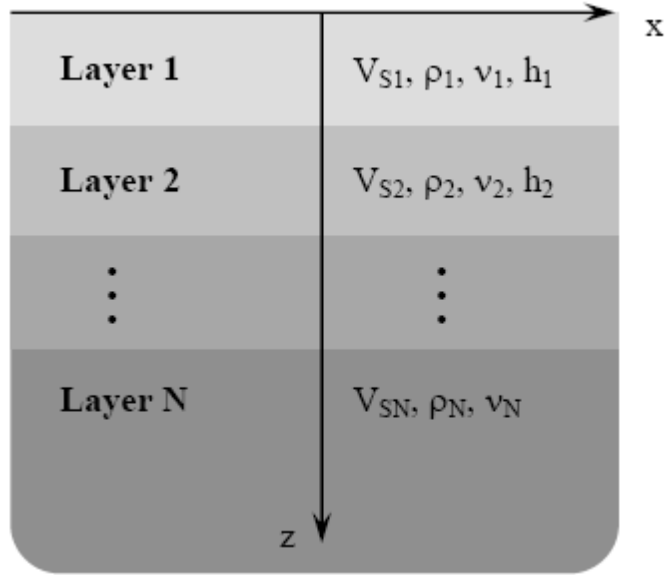


Figura 5- Modelo de un medio elástico estratificado (Rix, 2000)

Recordando que las condiciones de frontera de las ondas Rayleigh en un medio espacio homogéneo son; cero esfuerzos en la superficie y amplitud cero a profundidad infinita. Estas condiciones de frontera descritas en la ecuación (19) y (20) son aun válidas para el caso de ondas Rayleigh en un medio estratificado. La continuidad en los esfuerzos y desplazamientos en cada interfase del estrato resulta en una condición de frontera adicional expresada por:

$$\tau_{zx}(x, z_n) = \tau_{zx}(x, z_{n+1}) \quad (29)$$

$$\tau_{zz}(x, z_n) = \tau_{zz}(x, z_{n+1}) \quad (30)$$

$$u(x, z_n) = u(x, z_{n+1}) \quad (31)$$

Donde  $n = 1, \dots, N$ .

Empleando el mismo procedimiento como el usado para el estudio de la propagación de la onda Rayleigh en un semi-espacio homogéneo, los desplazamientos  $u_n(x, z)$  in cada estrato son obtenidas por:

$$u_n(x, z) = \nabla \phi_n + \nabla \times \psi_n \quad (32)$$

La aplicación de las condiciones de frontera en las ecuaciones (19), (20), (29), (30) y (31) conduce a un sistema homogéneo de  $4N-2$  ecuaciones lineales, denominadas por  $\mathbf{S}$ . Soluciones no triviales pueden obtenerse al imponer  $\det(\mathbf{S}) = 0$ , y este producto final es llamado la ecuación de dispersión de Rayleigh para un semi-espacio estratificado. Esta

ecuación provee una relación implícita entre la velocidad de la onda Rayleigh, frecuencia y propiedades de los estratos y puede ser escrita como (Lai, 1998):

$$f_R(V_{s,n}, \nu_n, \rho_n, h_n, k_j, \omega) = 0 \quad (33)$$

Es importante hacer notar las principales características de esta ecuación. Primero, la velocidad de fase de las ondas Rayleigh en un medio verticalmente heterogéneo es dependiente de la frecuencia. Este fenómeno es llamado *dispersión geométrica* puesto que esta relacionado con las variaciones geométricas de las propiedades con la profundidad. La figura (6) ilustra la causa de la dispersión geométrica de las ondas Rayleigh.

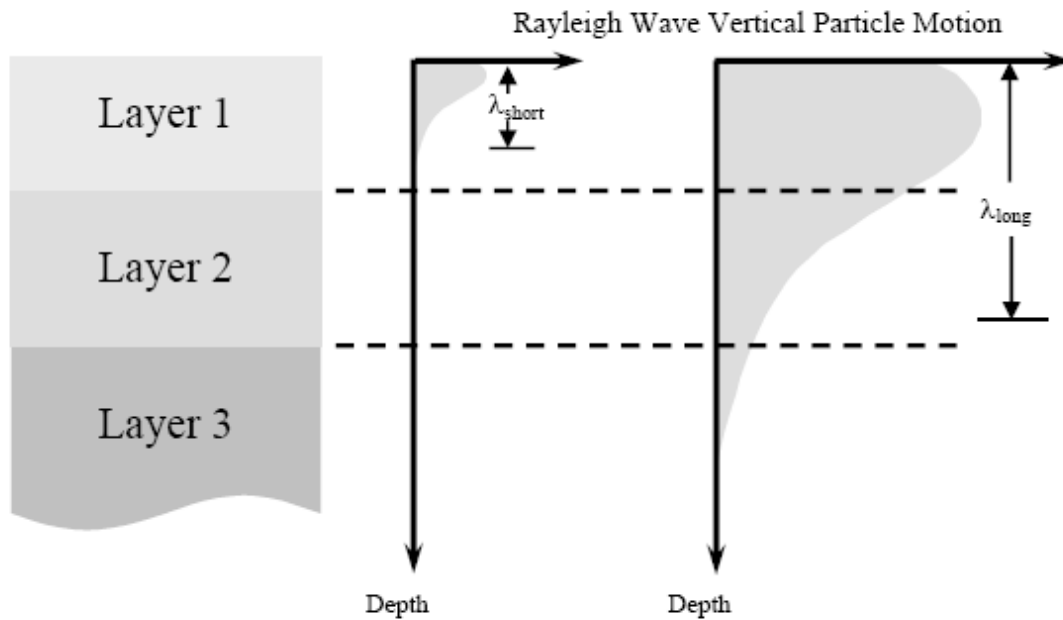


Figura 6. Movimiento vertical de la partícula de dos ondas Rayleigh con diferentes longitudes de onda. (Rix, 2000).

Como se muestra en la figura (6), una onda Rayleigh con una longitud de onda pequeña es confinada solamente dentro del estrato superior, mientras que una longitud de onda más grande de la onda Rayleigh tiene movimiento de partícula en todos los tres estratos. Como podemos ver, la velocidad de la onda Rayleigh con longitud de onda pequeña es controlada por las propiedades del material del estrato 1, mientras que las propiedades combinadas del material de todos los tres estratos controlan la velocidad de la onda Rayleigh con longitud de onda más grande. Es un elemento clave en métodos de onda superficial, el hecho de que las ondas Rayleigh con diferentes longitudes de onda (ó frecuencias) muestran diferentes partes del medio estratificado (Stokoe et al., 1994), permitiendo esto ser usado para determinar la variación de las propiedades del material con la profundidad.

Segundo, para una frecuencia dada, existen soluciones múltiples de la ecuación de la onda Rayleigh. Esto significa que para una frecuencia dada, hay múltiples modos de la onda Rayleigh viajando a diferentes velocidades de fase. Los modos múltiples de propagación de onda Rayleigh a una cierta frecuencia pueden ser físicamente explicadas por la interferencia constructiva ocurriendo entre ondas experimentando múltiples reflexiones en la interfase de los estratos (Lai, 1998).

Para muchas aplicaciones, es deseable evitar el uso de potenciales (ecuación 6) y usar una formulación alternativa de la ecuación de dispersión de la onda Rayleigh en términos de un *problema de eigenvalores diferencial* (Aki y Richards, 1980). Un problema de eigenvalores diferencial lineal con eigenfunciones de desplazamientos  $r_1(z,k,\omega)$  y  $r_2(z,k,\omega)$  y eigenfunciones de esfuerzo  $r_3(z,k,\omega)$  y  $r_4(z,k,\omega)$  en un medio estratificado está definido por:

$$\frac{df(z)}{dz} = A(z) \cdot f(z) \quad (34)$$

Donde  $f(z) = [r_1, r_2, r_3, r_4]^T$  y la matriz  $A(z)$  de 4x4 están compuestos de elementos los cuales son funciones de  $\lambda(z)$ ,  $G(z)$ ,  $\rho(z)$ ,  $k$  y  $\omega$ . Las eigenfunciones  $r_1$  hasta  $r_4$  están definidas por:

$$u_x = r_1(z, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kx)} \quad (35a)$$

$$u_z = i \cdot r_2(z, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kx)} \quad (35b)$$

$$\tau_{zx} = \mu \left( \frac{dr_1}{dz} - kr_2 \right) \cdot e^{i(\omega t - kx)} = r_3(z, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kx)} \quad (36a)$$

$$\tau_{zx} = i \left[ (\lambda + 2\mu) \frac{dr_2}{dz} + k\lambda r_1 \right] \cdot e^{i(\omega t - kx)} = ir_4(z, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kx)} \quad (36b)$$

Las condiciones de frontera descritas en la ecuaciones (19) y (20) pueden reescribirse en términos de las eigenfunciones de desplazamiento y esfuerzo.

$$r_3(z, k, \omega) = r_4(z, k, \omega) = 0, \quad \text{En, } z = 0 \quad (37)$$

$$r_1(z, k, \omega) = r_2(z, k, \omega) = 0, \quad \text{Cuando, } z \rightarrow \infty \quad (38)$$

Para una frecuencia dada, soluciones no triviales de la ecuación (34) con las condiciones de frontera en las ecuaciones (37) y (38) existe solo para valores especiales del numero de onda  $k_j(\omega)$ , ( $j = 1, \dots, M$ ) donde  $M$  es el numero total de modos a una cierta frecuencia  $\omega$  (Lai, 1998). Los valores de  $k_j$  y las correspondientes soluciones  $r_i(z, k, \omega)$ , ( $i = 1, \dots, 4$ ) son los eigenvalores y las eigenfunciones del problema de eigenvalor descrito en la ecuación (34), respectivamente.

Los valores de  $k_j$  para ondas Rayleigh en un medio estratificado puede obtenerse resolviendo la ecuación de dispersión de Rayleigh en la ecuación (33) vía una de las técnicas de solución descritas en la siguiente sección. Las eigen-funciones  $r_i(z, k, \omega)$  satisfaciendo la ecuación (34) pueden ser fácilmente calculadas una vez que las raíces de la ecuación de dispersión Rayleigh son obtenidos (ejem. Los valores de  $k_j$ ). Cada par de  $k_j$  y los correspondientes  $r_i(z, k, \omega)$  definen un modo específico de propagación de la onda Rayleigh. En un medio consistente de un número finito de estratos homogéneos sobreyaciendo un semi-espacio homogéneo, el número total de modos de propagación de ondas Rayleigh es siempre finito (Swing et al., 1957).

### **C.2.2 Técnicas para resolver la ecuación de dispersión de Rayleigh.**

La ecuación de dispersión de Rayleigh descrita en la ecuación (33) puede resolverse solo numéricamente. Varias técnicas están disponibles para construir y resolver la ecuación de dispersión Rayleigh para medios estratificados.

El *método de la matriz de transferencia* perteneciente a la clase de los métodos de la matriz propagadora es la técnica más vieja y la mejor conocida de entre esta clase. Fue originalmente desarrollada por Thompson (1950) y fue subsecuentemente mejorada por Haskell (1953). En el método, la ecuación de dispersión es construida por una serie de multiplicaciones matriciales envolviendo funciones de propiedades de los materiales de los estratos en el medio estratificado. Este método ha sido modificado y mejorado por muchos otros investigadores (Schwab y Knopoff, 1970; Abo-Zena, 1979; Harvey, 1981) ya que la formulación original ha mostrado tener problemas de inestabilidad numérica en altas frecuencias (Knopoff, 1964).

El *método de la matriz de rigideces* fue sugerida por Kausel y Roesset (1981). Este método es la reformulación del método de la matriz de transferencia, y reemplaza las matrices de transferencia de Haskell con matrices de rigidez de estratos obtenidas usando conceptos del análisis estructural clásico.

Otra importante clase de técnica de solución para la ecuación de dispersión de Rayleigh es el *método de los coeficientes de reflexión y transmisión*. El método originalmente desarrollado por Kennet (1974) ha sido modificado y mejorado por otros (Kennet y Ferry, 1979; Luco y Aspec, 1983; Hisada, 1994; 1995).

Una vez que la ecuación de dispersión Rayleigh es formulada usando uno de los métodos antes descritos, se aplica una técnica para obtener las raíces de la ecuación de dispersión de Rayleigh. Las soluciones de la ecuación de dispersión son los números de onda  $k_j(\omega)$ , ( $j = 1, \dots, M$ ) dependientes de la frecuencia, correspondiente a modos de propagación de la onda Rayleigh en un medio estratificado. Dado que la ecuación de dispersión de Rayleigh puede resolverse solo numéricamente, gran atención debe ponerse en el proceso de encontrar las raíces debido al comportamiento de la ecuación de dispersión. La ecuación de dispersión

puede no ser resuelta apropiadamente por algunas de las técnicas de encontrar las raíces debido a la fuerte oscilación de la ecuación de dispersión especialmente a altas frecuencias (Hisada, 1994; 1995).

### **C.2.3 Función de Green para ondas de Rayleigh planas.**

Las soluciones de la ecuación de dispersión Rayleigh en la ecuación (33) producen curvas modales de dispersión Rayleigh correspondiente a modos naturales de propagación de onda Rayleigh en medios verticalmente heterogéneos. Las curvas modales de dispersión de Rayleigh son usadas como curvas de dispersión de referencia en el medio para el caso de aislamiento modal. En muchos casos, es usual calcular los desplazamientos superficiales asociados con la propagación de ondas Rayleigh de una fuente para simular lo más cercanamente posible una prueba de onda superficial. Esto es especialmente usual en sitios donde modos múltiples contribuyen al campo de desplazamientos. Desde un punto de vista práctico, esto se requiere para calcular las curvas teóricas de dispersión Rayleigh que son comparadas con las curvas de dispersión de datos de pruebas de campo medidos por receptores separados espacialmente.

En ingeniería, las funciones de Green a menudo se usan para calcular la respuesta de un sistema lineal debido a una fuente arbitraria, Lai (1998) usó la función de Green de desplazamiento para ondas Rayleigh planas para derivar la ecuación explícita de la respuesta de un medio-espacio lineal elástico estratificado debido a una fuente armónica unitaria. La función de Green del desplazamiento para ondas Rayleigh planas permite calcular las curvas de dispersión teóricas con el mismo procedimiento usado para curvas de dispersión experimental. Las soluciones de las funciones de Green para ondas Rayleigh planas son los desplazamientos de un medio estratificado que puede ser considerado como lineal a muy bajos niveles de deformación para una fuente puntual arbitraria en un lugar específico. El siguiente paso es transformar los desplazamientos para la curva de dispersión a través de la aplicación de la misma técnica de procesamiento de señales usada para calcular la curva de dispersión experimental. Puede concluirse que las soluciones de las funciones de Green de ondas Rayleigh planas y una técnica de procesamiento de señales asociada provee la oportunidad de obtener una curva de dispersión teórica de una manera que simula cercanamente el procedimiento experimental.

### **C.2.4 El problema de Lamb.**

El problema de calcular el campo de desplazamientos inducido por una fuente armónica vertical sobre la superficie de un medio-espacio lineal, elástico, isotrópico y homogéneo fue primero resuelto por Lamb (1904). Hoy, el problema es conocido como problema de Lamb. Lamb usó la teoría de variable compleja para encontrar la solución explícita la cual es conocida hoy en día como problema de Lamb. La solución de Lamb provee la respuesta

exacta del medio más simple correspondiente a una fuente armónica vertical sin ningún error en el procedimiento numérico.

La solución de Lamb para una fuente armónica vertical  $Fe^{i\omega t}$  puede ser dada por:

$$w_R(x, \omega) = \frac{Fe^{i\omega t}}{2iG} \cdot k_R \cdot \Phi(k_R) \cdot H_o^{(2)}(k_R x) \quad (39)$$

Donde  $w_R(x, \omega)$  es el desplazamiento vertical de la onda Rayleigh en la superficie libre de un semi-espacio elástico y homogéneo a una distancia  $x$  de la fuente.  $G$  es el módulo de cortante de el medio,  $k_R$  es el numero de onda de la onda Rayleigh, y  $H_o^{(2)}$  denota la función de Hankel de segundo tipo y orden cero. El símbolo  $\Phi(k_R)$  es definido por:

$$\Phi(k_R) = -\frac{k_S^2 \sqrt{k_R^2 - k_P^2}}{R(k_R)} \quad (40)$$

Donde  $k_P$  y  $k_S$  son los números de onda de la onda  $P$  y la onda  $S$ , respectivamente. La función  $R(k_R)$  es expresada por:

$$R(k_R) = (2k_R^2 - k_S^2)^2 - 4k_R^2 \sqrt{(k_R^2 - k_P^2)(k_R^2 - k_S^2)} \quad (41)$$

Donde  $k_R = \omega/V_R$  y  $V_R$  es la velocidad de fase de la onda Rayleigh no dispersiva que puede ser obtenida por solución de la ecuación de onda Rayleigh (23).

Ahora bien; para una fuente puntual armónica vertical  $I^*e^{i\omega t}$  localizada a  $x = 0$  y  $z = 0$ , el desplazamiento vertical de la partícula en la superficie del terreno ( $z = 0$ ) resultante de la superposición de los modos de propagación de la onda Rayleigh es calculada por:

$$u_z(x, \omega) = |u_z(x, \omega)| \cdot e^{i[\omega t - \psi_z(x, \omega)]} \quad (42)$$

Donde:

$$|u_z(x, \omega)| = \frac{1}{4\sqrt{2\pi x}} \left\{ \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \frac{r_1(k_i, \omega)r_1(k_j, \omega)r_2(k_i, \omega)r_2(k_j, \omega) \cos[x(k_i - k_j)]}{\sqrt{k_i k_j (V_i U_i I_i)(V_j U_j I_j)}} \right\}^{0.5} \quad (43)$$

y

$$\psi_z(x, \omega) = \tan^{-1} \left[ \frac{\sum_{i=1}^M \frac{r_2^2(k_i, \omega)}{\sqrt{k_i (V_i U_i I_i)}} \operatorname{sen}(k_i x + \frac{\pi}{4})}{\sum_{j=1}^M \frac{r_2^2(k_j, \omega)}{\sqrt{k_j (V_j U_j I_j)}} \cos(k_j x + \frac{\pi}{4})} \right] \quad (44)$$



Donde  $V_j = \omega/k_j$  es la velocidad de fase,  $U_j = d\omega/dk_j$  es la velocidad de grupo ( $j = 1, \dots, M$ ), y  $k_j(\omega)$  es el número de onda del  $j^{\text{th}}$  modo de la onda plana Rayleigh. El término  $I_j$  es la primera integral de energía Rayleigh asociado con el  $j^{\text{th}}$  modo de propagación y se define por (Aki y Richards, 1980).

$$I_j(z, k_j, \omega) = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho(z) \left[ r_1^2(z, k_j, \omega) + r_2^2(z, k_j, \omega) \right] dz \quad (45)$$

En la práctica, una fuente activa aplicada verticalmente sobre la superficie genera un campo de ondas compuesta de ondas de cuerpo (ondas  $P$  y  $S$ ) dispersándose esféricamente y ondas de Rayleigh dispersándose cilíndricamente. Para simular una prueba real activa de onda superficial, se requiere un camino para calcular este campo de ondas. Soluciones de la función de Green para el campo de ondas total correspondiente a cargas dinámicas actuando sobre un medio horizontalmente estratificado provee la respuesta ante las cargas, introduciendo un camino para simular matemáticamente una prueba real activa de onda superficial. Para cada frecuencia, las soluciones de la función de Green pueden determinarse en términos de desplazamientos usando la transformada de Fourier del vector de cargas y la matriz de rigidez global correspondiente a un medio estratificado específico. La matriz de rigidez global puede obtenerse por medio del enfoque sugerido por Kausel y Roesset (1981). Por eficiencia computacional, las soluciones son a menudo transformadas de Fourier de desplazamientos en el dominio temporal de la frecuencia.

La formulación de soluciones explícitas para la función de Green para cargas dinámicas arbitrarias en medios estratificados fue desarrollado por Kausel y Roesset, 1981 e implementado en un programa de cómputo. El programa provee las soluciones del desplazamiento vertical y horizontal de la función de Green para ondas de cuerpo y de Rayleigh para varios tipos de fuentes tal como cargas lineales, ó puntuales en lugares arbitrarios en el medio.

Para una carga puntual armónica vertical de amplitud  $p$ , el desplazamiento vertical  $u_z$  de una partícula de la función de Green es calculada por (Kausel, 1981):

$$u_z = \frac{p}{4i} \sum_{i=1}^{2N} \phi_z^{m_i} \phi_z^{n_i} H_o^{(2)}(k_l x) \quad (46)$$

Donde  $\phi_z^l$  y  $k_l$  son la componente vertical del eigenvector  $l$  y el eigenvalor  $l$ , respectivamente, del problema de eigenvalores asociado con el modo natural de la propagación de onda en un medio estratificado, los índices  $m$  y  $n$  indican el nodo ó interfase donde la carga es aplicada y el desplazamiento es calculado, respectivamente,  $N$  es un número total de estratos, y  $H_o^{(2)}(.)$  es la función de Hankel de segundo tipo y de orden cero.