

7



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA

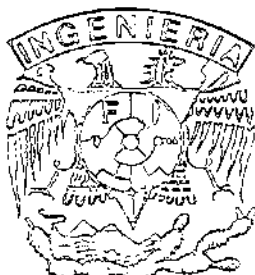
METODOS ALTERNOS PARA LA ESTIMACION DEL EFECTO DE SITIO MEDIANTE EL USO DE ARREGLOS DE MICROTREMORES

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A :
HORTENCIA CITLALI FLORES ESTRELLA

DIRECTOR DE TESIS: DR. JORGE AGUIRRE GONZALEZ

MEXICO, D. F.

2001





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.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-469

SRITA. HORTENCIA CITLALI FLORES ESTRELLA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Jorge Aguirre González y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**METODOS ALTERNOS PARA LA ESTIMACION DEL EFECTO DE SITIO MEDIANTE
EL USO DE ARREGLOS DE MICROTREMORES**

- I INTRODUCCION
- II REVISION DE ALGUNOS METODOS PARA LA ESTIMACION
DEL EFECTO DE SITIO, USANDO REGISTROS DE SISMOS
- III METODOS QUE UTILIZAN MICROTREMORES
- IV APLICACIONES
- V RESULTADOS Y CONCLUSIONES
REFERENCIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

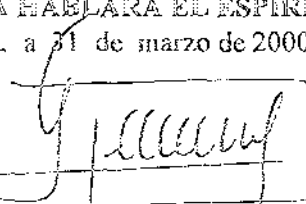
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU”

Cd. Universitaria, a 31 de marzo de 2000

EL DIRECTOR


—ING. GERARDO FERRNANDO BRAVO

GFB/RJA/R/000

8

*A mis padres Cuca y Roberto.
Por su incansable ejemplo de trabajo, superación y amor.*

*A Chepina, Renato y Carmen.
Por todo su apoyo y su empeño hacia la vida.*

*A Atahualpa.
Por ser tan parecidos y diferentes a la vez.*

A Carmen López Sánchez (1916-1999).*

Agradecimientos

Al Dr. Jorge Aguirre, mi tutor, por sus enseñanzas, su paciencia, su amistad, su apoyo y su interés en la realización de este trabajo.

Al Maestro Juan Carlos Montalvo, principalmente por su amistad, su confianza, sus comentarios realmente valiosos y sus críticas para mejorar este trabajo. A Moisés Contreras y Leonardo Ramírez por compartir día a día, todo el día, el mismo espacio.

A Horacio Mijares, Ernesto Briones y Edgar Mares por sus enseñanzas, su apoyo, su ayuda, su paciencia y todo el tiempo dedicado a las mediciones en campo.

A mis sinodales: Dr. Shri Krishna Singh, M. C. Javier Lermo Samaniego, Dr. Martín Cárdenas y M. C. José Luis Rodríguez Zúñiga por su revisión y comentarios a este trabajo.

Y a todos aquellos que durante el tiempo que duró el proceso de realización de este trabajo estuvieron a mi lado, por su ayuda, su amistad y su preocupación, gracias.

Son pues los sueños los que eligen a las personas.
José Saramago.

Índice

Resumen

Capítulo I

Introducción	1
--------------------	---

Capítulo II

Revisión de algunos métodos para la estimación del efecto de sitio usando registros de sismos

II.1 Efectos y consecuencias del sismo del 19 de septiembre de 1985	4
II.2 Principales observaciones en los registros del sismo de 1985	5
II.3 El efecto de sitio	6
II.4 Métodos para la estimación del efecto de sitio	7
II.4.1 Cocientes Espectrales	8
II.4.2 Funciones de receptor	10
II.4.3 Inversión simultánea	11

Capítulo III

Métodos que utilizan microtremores

III.1 Microtremores	12
III.2 Métodos para la estimación de efectos de sitio con registros de microtremores	14
III.2.1 Método de cocientes espectrales (MCE)	14
III.2.2 Método de Nakamura	15
III.3 Arreglos de microtremores	18
III.3.1 Método Ek... ..	19
III.3.2 Método SPAC	20

Capítulo IV

Aplicaciones

IV.1 Ubicación y descripción de los sitios de estudio.....	24
IV.2 Aplicación del método de Nakamura.....	33
IV.3 Aplicación del método SPAC.....	48

Capítulo V

V.1 Discusión de resultados.....	67
V.2 Conclusiones.....	76
Perspectivas y recomendaciones.....	78
Bibliografía y referencias.....	79

Resumen

Este trabajo hace una revisión general de algunos de los métodos para la estimación del efecto de sitio utilizando datos de eventos sísmicos o de microtemores. Se pone mayor énfasis en los métodos que utilizan registros de microtemores y, en particular, en el método SPAC y el método de Nakamura.

Estos dos métodos fueron aplicados a registros de microtemores obtenidos con tres arreglos instrumentales de tres y cuatro estaciones, dos de ellos en Tulyehualco y uno en Ciudad Universitaria. En estos arreglos se utilizaron sensores de banda ancha GURALP de tres canales, y equipos digitalizadores REFTEK.

La aplicación del método de Nakamura a los datos de uno de los arreglos instrumentales realizado en Tulyehualco, brindó una estimación razonable de la frecuencia fundamental del sitio. Para el otro arreglo de Tulyehualco y el de Ciudad Universitaria, el método de Nakamura proporcionó información de un intervalo en el que puede ubicarse la frecuencia fundamental, y se hicieron evidentes algunas de las deficiencias de este método como son: que los cocientes espectrales no permiten distinguir con claridad los cambios litológicos laterales que pueden existir y que, en general, no muestra resultados congruentes con otras estimaciones en zona de lomas.

El método SPAC es una técnica con fundamentos matemáticos firmes que es aplicable a registros de microtemores. Cuando se aplicó esta técnica a los datos de los arreglos realizados en Tulyehualco, se tuvo el inconveniente de que la distancia entre estaciones fue muy corta, y que las estaciones se ubicaron en distintas unidades litológicas. Para Ciudad Universitaria fue posible obtener un modelo de velocidades y calcular su función de transferencia; ésta tuvo varias concordancias con funciones de transferencia estimadas con otros métodos.

Se muestra que el análisis de registros de microtemores, utilizando el método SPAC, es una alternativa para estimar el efecto de sitio aplicable a la Ciudad de México, y que es de gran utilidad para completar los estudios de microzonificación existentes.

Capítulo I

Introducción

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

Los daños en la Ciudad de México tuvieron una distribución relacionada con la división geotécnica de la Cuenca de México propuesta por Marsal (1964) en tres zonas: zona de lomas, de transición y de lago, que se muestran en la figura 1.1. En la misma figura se muestran las estaciones de la Red Acelerométrica, las principales avenidas de la Ciudad de México, y los dos sitios de estudio de este trabajo.

En la zona de lago afloran las arcillas lacustres; la zona de lomas está constituida por rocas volcánicas o, en ocasiones, por capas de lava que cubren los sedimentos; y la zona de transición refleja el cambio progresivo entre ambas, sin embargo, Chávez-García *et al.* (1994) mencionan que la zonificación refleja únicamente la geología superficial de la Cuenca de México.

Es sabido que los mayores daños ocurridos por el sismo de 1985 tuvieron lugar en la zona de lago ya que, en algunas partes de esta zona, el movimiento en ciertas frecuencias puede ser amplificado más de 50 veces respecto a la zona epicentral, y más de 10 veces respecto a la zona de lomas (Singh *et al.*, 1988a, Reinoso y Ordaz, 1999).

El efecto de sitio de la Ciudad de México ha recibido mayor atención desde 1985, incluso a nivel mundial; pues existe la posibilidad de que los daños ocasionados por éste vuelvan a ocurrir si la brecha sísmica de Guerrero se llegara a romper en un sólo evento (De Cserna *et al.* 1988, Beck y Hall, 1995, Pérez-Rocha, 1998).

En el capítulo II se hace referencia a algunas de las observaciones más importantes realizadas en la Ciudad de México relacionadas con su efecto de sitio y algunas de sus posibles explicaciones.

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

- métodos teóricos
 - métodos experimentales
- { que usan registros de eventos sísmicos
- { que usan registros de microtremores

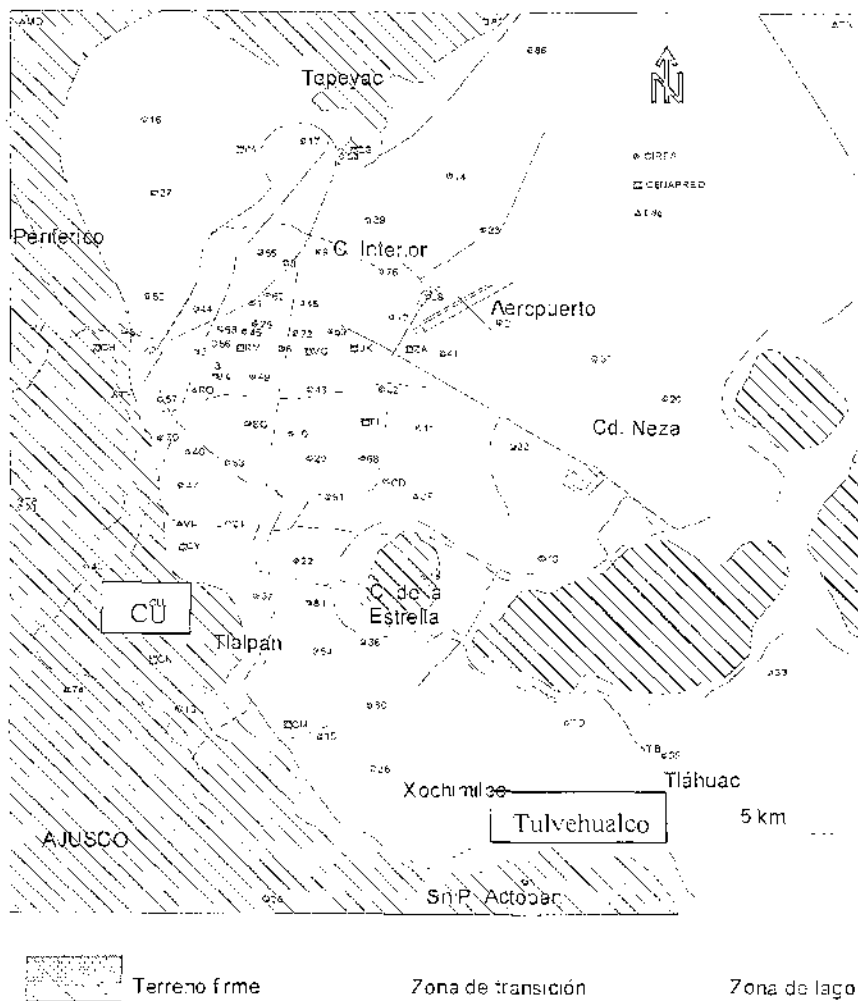


Figura 1.1. Mapa de zonificación geotécnica de la Ciudad de México. Se muestran las estaciones de la Red Acelerométrica de la Ciudad de México, las principales avenidas y los dos sitios de estudio de este trabajo (Ciudad Universitaria y Tulvehualco).

Los métodos teóricos están basados en modelos matemáticos aplicados al Valle de México resueltos analíticamente o mediante procesos numéricos (Reinoso, 2000). Los resultados de los modelos dependen, en gran medida, de la información de las características físicas y geotécnicas del suelo (velocidad, densidad, espesor de las capas, módulo de Poisson y amortiguamiento).

Chávez-García *et al.* (1994) mencionan que se han realizado modelos simplificados del valle para simular numéricamente su respuesta sísmica, sin embargo, este modelo no permite explicar todas las observaciones en el valle, como por ejemplo, las largas duraciones. En general, se acepta que con los modelos unidimensionales del valle es posible explicar gran parte de los efectos de amplificación en éste, ya que es relativamente plano y superficial (Chávez-García *et al.* 1994, Sánchez-Sesma *et al.* 1995, Reinoso, 2000)

Además, el modelado unidimensional considera que los estratos tienen una extensión horizontal infinita y, desafortunadamente, todos los valles tienen una distribución irregular de estratos y dimensiones finitas; el caso del Valle de México no es la excepción, porque se trata de una estructura tridimensional en la que los sedimentos de relleno muestran tanto transiciones graduales, como abruptas entre materiales muy diversos (Chávez-García *et al.* 1994).

Por esa razón, se vuelve imperativo el uso de modelos 2D y 3D que puedan explicar los patrones de amplificación; sin embargo, por las características del valle, el modelado 3D está aún fuera del alcance de la capacidad de cómputo disponible (Reinoso, 2000).

En este trabajo se tratarán con más detalle los métodos experimentales y, en particular, los que utilizan registros de microtemores.

Los métodos que proporciona una estimación del efecto de sitio a partir del análisis de registros de movimientos fuertes dependen de la ocurrencia y del registro de algún evento sísmico, por lo que, uno de los problemas más comunes al utilizar alguno de estos métodos es la falta de registros o la mala calidad de éstos. En el capítulo II se hace una revisión general de los métodos más utilizados para la estimación del efecto de sitio de este grupo.

Por otro lado, se describen los métodos para estimar efectos de sitio con registros de microtemores ya sea con arreglos instrumentales, o con una sola estación. Chávez-García *et al.* (1994) mencionan que los registros de microtemores, o vibración ambiental, son útiles para la estimación del efecto de sitio cuando éste es muy marcado y en la banda de bajas frecuencias; ambas características se observan en la Ciudad de México.

En el capítulo III se hace referencia a las distintas definiciones de microtemores, y una revisión de algunos de los métodos para su análisis, poniendo más énfasis en los dos que se aplican en este trabajo: el método de Nakamura y el método SPAC.

En el capítulo IV se describen las aplicaciones de los dos métodos para el análisis de registros de microtemores realizados con arreglos instrumentales en la Ciudad de México; se realiza una descripción de los sitios de estudio con una revisión de las condiciones geológicas de ambos, y se muestran los resultados obtenidos en cada uno.

En el capítulo V se hace un resumen de los resultados obtenidos, su discusión y comparación con estudios realizados anteriormente; y se presentan las conclusiones obtenidas a partir de dicha discusión.

El objetivo del presente trabajo es analizar la aplicación de un método alternativo para la estimación del efecto de sitio en la Ciudad de México, a partir de registros de microtemores de un arreglo instrumental. La aplicación del método SPAC es, en suma, de gran utilidad para completar los mapas de microzonificación sísmica de la ciudad, brindando información más completa sobre la estructura del sitio. Además, puede ser aplicable a distintas ciudades del país, en las que existan vacíos o dudas acerca de la zonificación, o bien, de las que no existan datos de microzonificación.

Capítulo II

Revisión de algunos métodos para la estimación de efecto de sitio usando registros de sismos

II.1 Efectos y consecuencias del sismo del 19 de septiembre de 1985

El 19 de septiembre de 1985 la Ciudad de México fue seriamente afectada por el segundo sismo más grande de su historia (Singh, *et al.* 1988a), y que causó el peor desastre sísmico de México (Chávez-García *et al.* 1994). El número de personas que perdieron la vida oscila entre 5,000 (Reinoso, 2000) y 20,000, superando en mucho, las cifras oficiales; además, 300,000 personas perdieron su vivienda (Beck y Hall, 1986). Entre 800 y 1000 edificios fueron demolidos (Beck y Hall, 1986), más de 2000 quedaron dañados (Reinoso, 2000), algunos de ellos de manera irreversible; las pérdidas materiales se estimaron entre 4 mil (Chávez-García *et al.* 1994) y 5 mil millones de dólares (Beck y Hall, 1986).

Del nivel de la tragedia nos habla el hecho de que prácticamente toda la población sabía de alguien que había perdido la vida o su casa. Indudablemente el sismo de 1985 dejó una marca indeleble en todos los mexicanos.

Este desastre sucedió como efecto de un sismo de magnitud $M_s=8.1$ proveniente de la zona de subducción, ocurrido en Michoacán a ~350 km. de la Ciudad de México, y que no causó tantos daños en la zona cercana al epicentro. Los niveles de aceleración observados en la Ciudad de México fueron muy similares a los registrados sobre la región epicentral (Chávez-García *et al.* 1994).

Las causas de los daños han sido explicadas por varios autores de distintas formas. Singh *et al.* (1988a) hablan de tres factores importantes en la ocurrencia de los daños:

- 1) la magnitud del evento ($M_s=8.1$),
- 2) la amplificación del movimiento del terreno en la ciudad,
- 3) el crecimiento explosivo de la ciudad en los años previos al sismo.

Por otro lado, Beck y Hall (1986) mencionan que las causas del desastre pudieron haber sido: la resonancia de los sedimentos del antiguo lago, y la larga duración del evento comparada con otros sismos costeros.

Se observó una buena correlación de los daños con la zonificación geotécnica de la ciudad que, básicamente, refleja su geología superficial y la divide en: zona de lago, zona de lomas, y una zona de transición (Chávez-García *et al.* 1994) (figura 1.1).

II.2 Principales observaciones en los registros del sismo de 1985

Las dos observaciones más importantes de los registros del sismo de 1985 fueron la amplificación del movimiento del terreno y la gran duración de los registros (Chávez-García *et al.* 1994, Beck y Hall, 1986, Singh *et al.* 1995, Sánchez-Sesma *et al.* 1995).

Las mayores amplificaciones, y los mayores daños a inmuebles y edificaciones, se observaron en la zona de lago (Chávez-García *et al.* 1994, Singh *et al.* 1995, Reinoso, 2000). Los movimientos en esta zona fueron amplificados de 8 a 50 veces respecto a la estación CU en zona de lomas ubicada en Ciudad Universitaria (Singh *et al.* 1988a).

La amplificación en el valle ha sido explicada por distintas hipótesis Singh *et al.* (1988a) mencionan que la amplificación observada en la zona de lago es relativamente constante para todos los sismos provenientes de la zona de subducción, por lo que, la gran amplificación observada en el sismo de 1985 se debe atribuir a la magnitud y a la distancia de la fuente.

Por otro lado, Chávez-García *et al.* (1994) explican el efecto de amplificación por el gran contraste de propiedades elásticas entre las capas más superficiales y los estratos que las subyacen, y por arribos de energía tardíos que ocasionaron que el movimiento durara tres veces más de lo que duró en zona de lomas. Las amplificaciones pueden ser explicadas con un modelo unidimensional. Estos autores indican que las ondas superficiales, generadas dentro del valle por las heterogeneidades laterales, son atenuadas rápidamente, por lo que no son un factor importante en la amplificación del movimiento.

Sánchez-Sesma *et al.* (1995) sugieren que la amplificación podría deberse a la respuesta unidimensional del valle combinada con la generación de ondas superficiales, (a diferencia de Chávez-García *et al.* 1994) y a la interacción con los depósitos profundos; además de que los sedimentos de la zona de lago actúan como un amplificador natural de banda angosta.

Singh *et al.* (1995) explican, de manera muy simple, la amplificación del movimiento, argumentando que ésta se debe a la estructura de velocidad de ondas S debajo de cada sitio.

Aunque las mayores amplificaciones fueron observadas en la zona de lago, la zona de lomas también se vio afectada por amplificaciones de hasta diez veces (Singh, *et al.* 1995), respecto a zonas firmes a la misma distancia epicentral fuera del valle. Reinoso (2000) agrega que el efecto de amplificación también depende de la forma del valle y de la incidencia de las ondas.

Por otro lado, el efecto de larga duración de los registros ha tratado de ser explicado de distintas formas. Chávez-García *et al.* (1994) indican que la larga duración depende, en gran medida, de la frecuencia fundamental de cada sitio y, en menor medida, de la magnitud del evento, además de que es debida a la interacción de ondas guiadas por capas profundas (4 km) del valle, propagándose muy lentamente a frecuencias cercanas a las de resonancia de las capas blandas superficiales.

Sánchez-Sesma *et al.* (1995) advierten que la larga duración se puede deber a trayectos múltiples desde la zona epicentral a la cuenca. Además señala que las largas duraciones afectan las estructuras ya que, al ser sometidas a excitaciones de gran duración, su resistencia y su rigidez se degradan.

II.3 El efecto de sitio

Los daños ocurridos en la Ciudad de México durante el sismo de 1985 fueron causados por la conjunción de efectos de fuente, trayecto y sitio muy particulares, y que nunca antes se habían observado. Sin embargo, el efecto de sitio en la Ciudad de México ha recibido mayor atención desde 1985, dadas las ampliificaciones generadas que se explicaron en el apartado anterior. Esto toma especial relevancia ante la posibilidad de la ruptura de la brecha sísmica de Guerrero (De Sesma *et al.* 1988, Beck y Hall, 1986, Pérez-Rocha, 1998), considerando que se encuentra a menor distancia y que los daños generados por este sismo podrían ser iguales o mayores a los reportados en 1985.

En general, el efecto de sitio se puede explicar como la respuesta que tiene cada lugar ante un evento sísmico, lo que depende de sus condiciones geológicas y topográficas y, en gran medida, de las primeras decenas de metros de la superficie terrestre (Reinoso, 2000).

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

Reinoso (2000) clasifica los principales efectos de sitio como sigue:

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

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

11.4 Métodos para la estimación del efecto de sitio

Como ya se mencionó en el primer capítulo, existen varios métodos para la estimación del efecto de sitio, sin embargo, en este capítulo se da una breve explicación de los métodos prácticos o experimentales más utilizados, y que se basan en registros de eventos sísmicos.

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

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

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

donde:

$E_j(f)$: es el término de fuente

$P_i(f)$: es el término de trayecto

$S_i(f)$: es el término de efecto de sitio.

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

- 1) Métodos analíticos que se ven limitados, ya sea por la falta de información, o bien por las dimensiones del valle.
- 2) Usar información sobre los daños ocurridos a estructuras durante sismos pasados, estimaciones limitadas por la incertidumbre en el comportamiento estructural.
- 3) Usar datos de ruido ambiental (microtremores), lo que proporciona información del periodo dominante, pero no de la amplificación dependiente de la frecuencia.
- 4) Usar datos de terremotos, ya sea con funciones de transferencia empíricas, o con coeficientes espectrales, que se limita por el número de instrumentos, y por la ocurrencia de eventos sísmicos

5) La aproximación más confiable pareciera ser una combinación de todas las técnicas anteriores, como lo hizo Pérez-Rocha (1998).

Entre los métodos más utilizados para la estimación de efectos de sitio a partir de registros de eventos sísmicos, se encuentran los cocientes espectrales, que requieren una estación de referencia; las funciones de receptor que se basan en registros telesísmicos; y los métodos que utilizan esquemas de inversión simultánea. Es por esa razón que se comentan, de manera general, cada uno de ellos.

II.4.1 Cocientes espectrales

Uno de los métodos más utilizados para estimar el efecto de sitio es el método de cocientes espectrales, también llamado cocientes espectrales estándar. Este método consiste en dividir el espectro de amplitud de Fourier observado en el sitio de interés, entre el espectro observado en un sitio de referencia cercano; si los dos sitios tienen los mismos términos de fuente y de trayecto, entonces, el cociente espectral resultante será una estimación de la respuesta del sitio de interés. Este método asume que el efecto de sitio es generado por una geología simple (como una capa de sedimento blando sobre un semiespacio rígido) y requiere de una topografía simple (figura 2.1) (Lermo y Chávez-García, 1993).

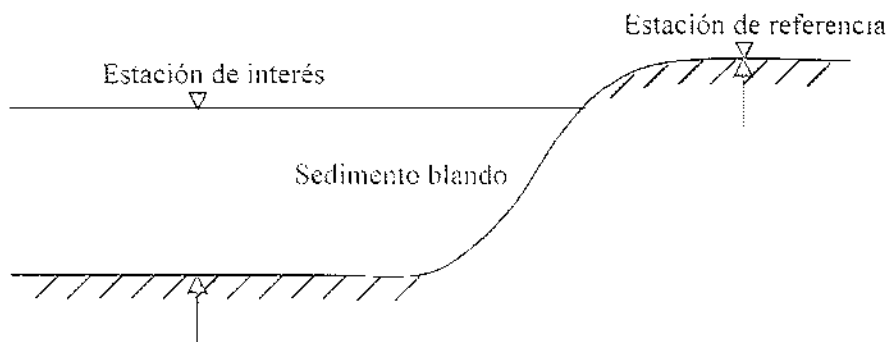


Figura 2.1. El método de cocientes espectrales asume que el movimiento incidente en una estación de referencia es representativo del movimiento incidente en la interfase roca-sedimento de la estación de interés.

Siguiendo el trabajo de Field (1994), y si retomamos la ecuación 2.1 y aplicamos el logaritmo natural, obtenemos una ecuación lineal de la cual se puede partir para separar las contribuciones de fuente, de trayecto y de efecto de sitio:

$$\ln O_s(f) = \ln E(f) + \ln P_s(f) + \ln S_s(f) \quad (2.2)$$

Además, si tenemos un sitio de referencia ($i-R$) que tiene un efecto de sitio despreciable ($\ln S_R = 0$); y si, por otro lado, la distancia entre el sitio de interés y el sitio de referencia es pequeña en comparación con la distancia epicentral, entonces, la respuesta del sitio de interés está dada por:

$$\ln O_i^{SR} = \sum_{j=1}^J \ln \left(\frac{O_{ij}}{O_{Rj}} \right) = \sum_{j=1}^J (\ln O_{ij} - \ln O_{Rj}) \quad (2.3)$$

donde J es el número total de eventos registrados en ambos sitios (por simplicidad se omite la dependencia de la frecuencia).

Singh *et al.* (1988b) encontraron que los cocientes espectrales son independientes del azimut y de la profundidad de fuentes localizadas a distancias epicentrales mayores o iguales a 200 km.

Lermo y Chávez-García (1993) mencionan que algunas veces las estaciones de referencia pueden estar afectadas por amplificaciones debidas a características topográficas; además de que no siempre es posible tener los registros de los mismos eventos en las estaciones de suelo blando y en las estaciones de referencia; por lo que se puede requerir de períodos de observación muy largos. También encuentran diferencias importantes en las amplificaciones obtenidas para los dos componentes horizontales.

Puede suceder que el sitio de referencia no tenga una respuesta de sitio despreciable, en este caso, el cociente espectral se convierte en una estimación relativa del efecto de sitio relativo. Esto es que las funciones de transferencia empíricas estimadas con los cocientes espectrales son importantes para la predicción de espectros de respuesta (Chávez-García *et al.* 1994).

Singh *et al.* (1995) reportaron amplificaciones de hasta 10 veces en la zona de lomas, respecto a relaciones de atenuación; esto puede ser debido a que las capas superficiales son de baja velocidad. De este modo, los autores muestran que todos los sitios firmes instrumentados de la Ciudad de México, muestran amplificaciones de las ondas sísmicas, al menos para sismos someros (profundidad menor a 35 km) provenientes de la costa.

Por esa razón, todavía existen algunas dudas acerca de si realmente existe un sitio de referencia en la Ciudad de México que no tenga amplificación alguna; por lo que, Reinoso y Ordaz (1999) calculan los cocientes espectrales respecto a un promedio de los sitios en zona de lomas de la Ciudad de México. Al comparar estos cocientes con los obtenidos respecto a una sola estación de referencia (CU) encuentran que las variaciones disminuyen considerablemente, y recomiendan utilizar el promedio de las estaciones en roca. Sin embargo, encuentran algunas discrepancias para los componentes horizontales, por lo que separan los cocientes obtenidos con cada uno.

Monalvo *et al.* (2000) encontraron que la respuesta de las estaciones en zona de lomas del suroeste de la ciudad registran un efecto de sitio en las frecuencias de 1 a 4 Hz, y,

además, muestran que las funciones de transferencia de estas estaciones tienen cierta dependencia con el origen y la localización del sismo.

I.4.2 Funciones de receptor

Como ya se mencionó, uno de los mayores problemas del método de cocientes espectrales es encontrar una estación de referencia; por esta razón los métodos que no dependen de la existencia de una estación con ciertas características muy particulares se vuelven importantes. Uno de estos métodos que no requieren de una estación de referencia es el de las funciones de receptor; su objetivo es obtener la estructura de velocidades de la corteza y el manto a partir de registros telesísmicos de ondas P provenientes de eventos profundos simples (Field, 1994).

Langston (1979) propone una técnica para estimar la estructura de velocidades subyacente al sitio de interés. En esta técnica se asume que el componente vertical no está afectado por la estructura local (Field 1994). Una observación común en los datos de eventos telesísmicos es que el componente vertical se comporta como una función impulso en el dominio del tiempo convolucionada con la respuesta instrumental.

Como los tres componentes del registro contienen los mismos términos de fuente y de trayecto, la función de transferencia del sitio de interés se puede obtener calculando los cocientes espectrales de cada uno de los componentes horizontales, entre el componente vertical, con lo que se obtiene una función de receptor radial y una tangencial (Langston, 1979).

Los resultados de Langston (1979) indican que la estructura de velocidades se puede obtener con la instalación de una estación de banda ancha de tres canales, bien calibrada. Field (1994) obtiene la respuesta de sitio de estaciones sobre sedimentos, y también observa que, para una estación en roca, la respuesta es plana en un intervalo de frecuencias muy amplio.

Lermo y Chávez-García (1993) propusieron una ampliación del método de Nakamura (cocientes espectrales con una sola estación) para registros de terremotos, utilizando las ondas S, argumentando que en algunas ocasiones puede ser difícil encontrar una estación de referencia sin amplificación. Asumen, al igual que las funciones de receptor, que el componente vertical no está afectado por la respuesta del sitio. Pero, al considerar una geología y una topografía muy simple, las amplificaciones pueden ser subestimadas. Field (1994) discute este método ya que no pudo reproducir los resultados encontrados, y comenta que, tal vez, la explicación teórica esté más relacionada con una analogía de las funciones de receptor.

II.4.3 Inversión simultánea

Otros métodos que no requieren una estación de referencia para estimar el efecto de sitio, son los que utilizan la inversión simultánea. Estos métodos se basan, de nuevo, en las ecuaciones 2.1 y 2.2. De manera simple, estos métodos consisten en realizar una inversión simultánea de los términos de fuente y de efecto de sitio.

Siguiendo el procedimiento de Field (1994), el primer paso es proponer modelos de la fuente y del trayecto, e invertirlos simultáneamente considerando que el efecto de sitio es nulo ($\ln S_s(f)=0$) para todos los eventos registrados y para todas las estaciones.

Posteriormente, se corrigen los datos observados ($\ln O_y(f)=0$) con las estimaciones de los términos de fuente y de trayecto obtenidos de la inversión, y se obtienen nuevas estimaciones del efecto de sitio a partir del residual promedio entre los datos observados y los términos de fuente y trayecto estimados previamente.

La inversión se puede realizar con distintos métodos (algoritmos genéticos, *simulated annealing*, mínimos cuadrados) según la conveniencia y los recursos de cómputo con los que se cuenten.

Un método que aplica algoritmos genéticos para la separación de los términos de fuente y de efecto de sitio fue utilizado por Aguirre-González *et al.* (2000) y por Aguirre-González y Contreras (2000). Este método considera la ecuación 2.1; y su primer paso es corregir por efecto de trayecto los datos observados con leyes de atenuación existentes. Posteriormente, se invierte un modelo de fuente; y el efecto de sitio se obtiene calculando el cociente entre los datos observados y el término de fuente obtenido. Para reducir el universo de soluciones posibles, es necesario contar con varios registros de eventos en varias estaciones y, de esta manera, restringir los intervalos de variación de los parámetros del modelo de fuente.

Hasta ahora se han explicado tres de los métodos experimentales más utilizados para la estimación del efecto de sitio a partir registros de eventos sísmicos. En el siguiente capítulo se explicarán algunos de los métodos experimentales que utilizan registros de microtemores para la estimación de la respuesta de sitio.

Capítulo III

Métodos que utilizan microtemores

III.1 Microtemores

El hecho de tener que esperar la ocurrencia de un evento sísmico para la estimación del efecto de sitio es una gran desventaja, en cuanto a tiempo y seguridad se refiere. Es por ello que en los últimos años el uso de microtemores en la estimación del efecto de sitio, se ha incrementado considerablemente aun cuando no se ha comprendido del todo su naturaleza, ni el tipo de ondas que los conforman.

Chávez-García *et al.* (1994) mencionan que los registros de microtemores, o vibración ambiental, son útiles para la estimación del efecto de sitio cuando éste es muy marcado y en la banda de frecuencias bajas; ambas características se observan en la Ciudad de México.

Lermo *et al.* (1988) encontraron concordancia entre los máximos espectrales de microtemores y los periodos fundamentales encontrados con datos de eventos sísmicos; sin embargo, Bard (1998) menciona que una de las deficiencias en el uso de microtemores es, justamente, la discrepancia que existe entre los registros de éstos y de eventos sísmicos; además de la dificultad para separar los términos de fuente y de efecto de sitio.

Chávez-García y Cuenca (1998) especifican que los microtemores son una herramienta confiable para completar información acerca de la respuesta de sitio, cuando los datos de terremotos o eventos sísmicos son escasos o difíciles de adquirir.

Bard (1998) señala que algunas de las ventajas que ofrece el uso de registro de microtemores son:

- que pueden ser medidos casi en cualquier momento y en cualquier lugar.
- los instrumentos para su medición y análisis son simples.
- su medición no genera problemas ambientales.

Aunque existen estudios anteriores a la década de los 50 sobre vibración ambiental todo ellos realizados en Japón. Kanai (1954) es considerado el padre del uso de microtemores con el objetivo de estudiar los efectos locales. Sin embargo, la idea original de Kanai y sus colegas en la década de los 50, era errónea en cuanto al origen e interpretación de los microtemores. Ellos consideraban que la fuente de los microtemores era ruido blanco y que contenían, básicamente, ondas de cuerpo (Bard, 1998).

Bard (1998) menciona a varios autores que ayudaron a cambiar esta teoría, proponiendo técnicas (SPAC, por su nombre en inglés: *Spatial Autocorrelation Method*, y el análisis espectral frecuencia-número de onda *f-k analysis*) para el análisis de ruido que asumen un mayor contenido de ondas superficiales en el registro. También cita un estudio acerca de temores volcánicos, en el que se encontró que éstos están conformados por un

70% de ondas Love y un 30% de ondas Rayleigh. De este modo, el autor concluye que si los temblores volcánicos tienen un origen más profundo que los microtemblores, es lógico que estos últimos tengan un contenido mayor de ondas superficiales.

En cuanto a las fuentes que producen los microtemblores Bard (1998) señala que:

- a periodos largos (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz.) son causados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias, y es posible encontrar buena correlación de los microtemblores en estos periodos con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano,
- a periodos intermedios (entre 0.3-0.5 Hz. y 1 Hz.) los microtemblores son generados por las olas del mar cercanas a las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor,
- para periodos mas cortos (frecuencias mayores que 1 Hz), las fuentes de los microtemblores están ligadas a la actividad humana por lo que, reflejan los ciclos de ésta.

Las definiciones de los microtemblores son muy variadas. Aki (1957) los define como vibraciones en la superficie debidas a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo, y que se propagan en todas direcciones con casi la misma energia. Además, este autor señala que las características del suelo se reflejan en forma aproximada en sus vibraciones. sin importar el origen de éstas.

Lermo (1992) y Lermo y Chávez-García (1994a) definen los microtemblores como vibración o ruido ambiental; Lermo (1992) recalca que uno de los mayores obstáculos para la interpretación de los registros de microtemblores es la falta de información acerca de su fuente.

Field (1994) define los microtemblores como oscilaciones omnipresentes de baja amplitud originadas por perturbaciones oceánicas, atmosféricas y culturales y que, para el caso de las ciudades, su origen se asocia más con el ruido cultural.

Rojas (2000) se refiere a los microtemblores y a los microtemblos sin hacer ninguna distinción, definiéndolos como ruido ambiental provocado por tráfico, sismos lejanos o pequeños y por vibraciones terrestres.

En este trabajo se considera que los microtemblores son la vibración ambiental causada tanto por fuentes naturales, como por la actividad humana (Aguirre-González *et al.* 2000).

Lermo (1992) realizó registros de microtemblores a lo largo de líneas que atravesaron la Cuenca de México, y observó una gran dependencia entre la amplitud espectral, el periodo dominante y la estratigrafía de la cuenca. Sin embargo, también observó que la amplitud espectral dependía claramente de la hora de medición, relacionada con la cantidad de tráfico vehicular (Lermo *et al.*, 1988). esta observación también se realizó por Gutiérrez y

Singh (1992), agrupando los espectros, al igual que Lermo (1992), en dos grandes grupos según la hora de medición.

III.2 Métodos para la estimación de efectos de sitio con registros de microtremores

Algunos autores (Kanai, 1954; Lermo *et al.*, 1992) han estimado la respuesta de sitio a partir del análisis espectral de los microtremores, ya sea por medio del espectro de amplitud de Fourier o bien con la densidad espectral de potencia. Lermo (1992) se refiere a este método como uno de los más utilizados, sin embargo, menciona que es frecuente que los espectros no muestren un solo máximo, lo que dificulta su interpretación. Tal vez la deficiencia más importante de este método es que en ningún momento se considera la separación de los términos de fuente.

Gutiérrez y Singh (1992) concluyeron que con los espectros de microtremores sólo se puede obtener una estimación burda de la respuesta de sitio (una estimación de la banda en la cual podría encontrarse la frecuencia fundamental de vibración de las capas superficiales). Estos autores señalan la necesidad de realizar mediciones de microtremores en sitios cuya respuesta se conozca, para determinar los alcances de esta técnica.

III.2.1 Método de cocientes espectrales (MCE)

El método de cocientes espectrales también es conocido como cocientes espectrales estándar. Este método es uno de los más utilizados para la estimación de funciones de transferencia empíricas tanto con datos de eventos sísmicos, como con datos de microtremores. Para la aplicación de este método se requieren registros de microtremores en dos estaciones, una de las cuales debe cumplir con las características de una estación de referencia, es decir, que su respuesta de sitio sea despreciable.

Por cocientes espectrales entendemos la razón entre los espectros de amplitud de Fourier de los componentes horizontales de la estación de interés y de una estación de referencia (Lermo, 1992). Dicha estación de referencia debe cumplir con la condición de no amplificar el movimiento, por lo que, en algunas ocasiones, puede ser difícil de localizar, si no es que simplemente no exista.

Este método asume que el movimiento en la estación de referencia representa el movimiento incidente en la interfase estrato-sedimento (figura 2.1) que contiene las contribuciones de fuente y de trayecto en la estación de interés (Lermo y Chávez-García, 1994b), y que los términos de trayecto y de fuente son similares para los dos sitios. Este último punto sería cierto para microtremores de largo periodo, cuyo origen se asocia con el oleaje lejano y con perturbaciones atmosféricas (Field, 1994)

Lermo y Chávez-García (1994b) mencionan que el mayor problema de aplicar esta técnica a datos de microtremores es la selección de ventanas para calcular los cocientes. Proponen dos maneras de solucionarlo: una es considerar ventanas en tiempo absoluto (como lo considera Field, 1994), sin importar el aspecto de la ventana, o bien, considerar

que el promedio de varias ventanas es representativo del movimiento del sitio. Para cualquiera de las dos opciones es recomendable hacer un estudio acerca de la estabilidad temporal y espacial de la señal.

Se supone que esta técnica, al menos para registros de eventos sísmicos, compensa las contribuciones de fuente y de trayecto, debido a que la distancia entre las dos estaciones es despreciable en comparación con la distancia epicentral. Sin embargo, en el apartado anterior se mencionó cómo los registros de microtremores dependen en su mayoría de fuentes locales; entonces, el cálculo de cocientes espectrales de registros de microtremores respecto a un sitio de referencia, no compensa la contribución de fuente en los registros; aun así, es posible obtener una función de transferencia empírica para la estación de interés. Lermo (1992) encontró que esta técnica no siempre garantiza la obtención de la frecuencia fundamental y, en general, sobreestima la amplificación.

Field (1994) concluyó que este método puede estimar las frecuencias resonantes de los sedimentos, y que en realidad no es importante la selección de las ventanas en tiempo; es decir, que no es necesario efectuar las mediciones al mismo tiempo en el sitio de interés y en el sitio de referencia, siempre y cuando los registros de microtremores sean estacionarios.

III.2.2 Método de Nakamura

Nakamura (1989) propuso un método para estimar lo que en su trabajo llamó *las características dinámicas del suelo* a partir de registros de microtremores, argumentando su economía y fácil adquisición. A partir de entonces este método se convirtió en uno de los más utilizados a nivel mundial. En la década de los 80 dos de tres artículos relacionados con microtremores, y escritos por autores occidentales, utilizaban el método de Nakamura (Bard, 1998). En la *12th World Conference on Earthquake Engineering*, realizada en Nueva Zelanda en febrero del 2000, Stephenson (2000) encontró una gran cantidad de resúmenes relacionados con microtremores y Nakamura (comunicación vía correo electrónico). Una de las razones por las cuales el método de Nakamura es tan popular, es que sólo requiere registros de microtremores en una estación ubicada en el sitio de interés.

Nakamura (1989) acepta la existencia de ondas superficiales (Rayleigh) en los registros de microtremores, en particular, en el componente vertical que refleja el efecto de las fuentes artificiales locales (tráfico); pero, la finalidad de su método es eliminar el efecto de las ondas Rayleigh ya que considera que son simplemente ruido, y así obtener un "resultado directamente relacionado con la función de transferencia para ondas S" (Bard, 1998). Nakamura (1989) asume que el componente horizontal del tremor está amplificado por multirreflexiones de ondas S, y que el componente vertical está afectado por ondas Rayleigh. Lermo y Chávez-García (1994a) afirman que Nakamura asume que los microtremores se deben a fuentes muy locales, eliminando así cualquier contribución de fuentes profundas.

Siguiendo la metodología utilizada por Nakamura (1989), la función de transferencia de las capas superficiales se puede definir como el cociente:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (3.1)$$

donde:

S_{HS} : es el componente horizontal del tremor en la superficie

S_{HB} : es el componente horizontal del tremor en el sustrato.

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

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (3.2)$$

donde:

S_{VS} : es el componente vertical del tremor en la superficie

S_{VB} : es el componente vertical del tremor en el sustrato.

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

Por lo que una función de transferencia del sitio sin efecto de las ondas Rayleigh, estaría dada por el cociente:

$$S_{H1} = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \cdot \frac{S_{VS}}{S_{VB}} = \frac{R_S}{R_B} \quad (3.3)$$

Nakamura (1989) calcula el cociente R_B en dos estaciones que cuentan con datos de pozos, y afirma que es $\cong 1$, por lo que define la función de transferencia $S_{VF} \cong R_S$. Esto significa que la función de transferencia para ondas S puede ser estimada tomando en cuenta solamente los registros en superficie. Este autor también afirma que la máxima amplificación del terreno puede calcularse a partir del valor máximo del cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical en la superficie.

Sin embargo, hay varios detalles que Nakamura (1989) no menciona, como por ejemplo:

- ¿qué componente horizontal considerar para calcular los cocientes espectrales, y

- cómo disminuir el efecto multidireccional de las fuentes de microtemores que impide conocer la dirección de máximo movimiento.

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

Lermo (1992) compara los resultados obtenidos con este método con los obtenidos a partir de registros de eventos sísmicos, y menciona que las frecuencias fundamentales encontradas coinciden; pero recomienda precaución para estimar ampliaciones cuando se utiliza el método de Nakamura.

Por otro lado, Field (1994) concluye que la frecuencia fundamental encontrada a partir del método de Nakamura puede ser la única frecuencia de importancia en la estimación del riesgo sísmico; sin embargo, reconoce que las amplitudes son subestimadas

Cotton y Volant (1998) concluyen que el método de Nakamura tiene poca resolución para caracterizar las propiedades de la función de transferencia en el caso de estructuras sedimentarias; que dicho método no compensa los efectos de fuente, y que la frecuencia fundamental no coincide con la frecuencia en la cual las ondas Rayleigh se polarizan horizontalmente.

Chávez-García y Cuenca (1998) concluyen que el método de Nakamura da resultados similares a los obtenidos con el método de cocientes espectrales estándar para terremotos o para microtemores; y que la ampliación del sitio se puede estimar a partir de este método con una incertidumbre tan grande como la estimada con datos de terremotos.

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

El método de Nakamura puede ser de gran utilidad si el registro y el análisis se realizan cuidadosamente, para ello Bard (1998) propone algunas "ideas para principiantes":

Acercas de la adquisición de datos sugiere:

- ◊ Utilizar sensores de velocidad de 5 o 10 segundos.
- ◊ Evitar los cables de conexión largos, ya que pueden ocasionar interferencias o ruido no deseado.
- ◊ Evitar las mediciones durante días lluviosos o con mucho aire.
- ◊ Evitar las mediciones cerca de caminos con vehículos pesados.

Acerca del procesamiento de los datos propone:

- ◇ Utilizar 10 ventanas de 10 segundos y realizar un estudio estadístico.
- ◇ Combinar de algún modo el efecto de los componentes horizontales.
- ◇ Suavizar los espectros con una ventana triangular logarítmica.
- ◇ Tomar el promedio geométrico de los cocientes de cada ventana

Los resultados de utilizar el método de Nakamura son muy variados, por lo que Bard (1998) y Stephenson (comunicación personal) proponen que se realice una especie de “*blind prediction*” (predicción ciega), en la que distintos grupos de trabajo analicen y procesen datos de microtremores y, al final, se comparen los resultados obtenidos. Esto con el objetivo de hacer una guía para el registro y análisis de microtremores.

III.3 Arreglos de microtremores

Los arreglos de microtremores son arreglos instrumentales de tres o más estaciones que registran la vibración del suelo de manera simultánea; estos arreglos pueden ser triangulares o circulares.

Los métodos más utilizados en el análisis de los datos obtenidos en estos arreglos son el método SPAC (por su nombre en inglés *Spatial Autocorrelation*), y el método espectral f-k (frecuencia-número de onda).

Estos dos métodos se caracterizan por obtener la curva de dispersión para ondas superficiales y, a partir de ella, estimar la estructura de velocidades del sitio de estudio (figura 3.1).

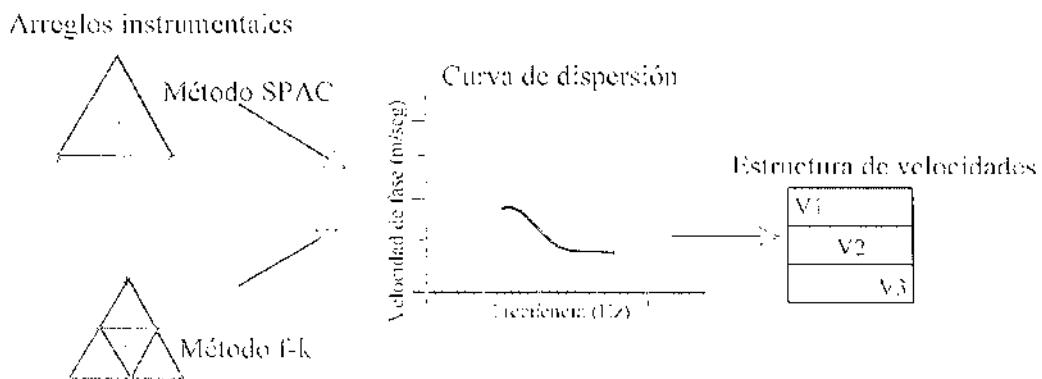


Figura 3.1. Métodos que utilizan arreglos instrumentales para el registro de microtremores.

III.3.1 Método f-k

Horike (1985) propuso el método espectral f-k (frecuencia-número de onda) con la finalidad de invertir la velocidad de fase a partir de registros de microtemores de periodo largo (0.5 a 3.0 Hz.), y obtener la estructura de velocidad de ondas S en zonas urbanas. Menciona que las condiciones geológicas pueden ser estimadas a una profundidad de más de cien metros.

Siguiendo su trabajo, el espectro f-k se estima con el método de máxima similitud (*maximum likelihood method, MLM*), ya que tiene buena resolución y es muy sensible a los errores de medición (como distancia o distorsión de la forma de onda). Además, la velocidad de fase obtenida varía muy suavemente respecto a la frecuencia. Se supone un arreglo instrumental con n número de sensores, de los cuales se obtiene el espectro f-k para las estaciones l y m con la siguiente expresión:

$$P_m(f, k) = \left(\sum_{i,m=1}^n \phi_{im}^{-1} \exp\{ik(X_l - X_m)\} \right) \quad (3.4)$$

donde f es la frecuencia, k es el vector de número de onda, $i = \sqrt{-1}$, ϕ_{im} es la cross-correlación entre las estaciones l y m , y ϕ_{im}^{-1} es la matriz inversa y, por último, X_l y X_m son las coordenadas de los sensores l y m , respectivamente.

La velocidad de fase se estima usando la ecuación:

$$c = \frac{2\pi f}{(k_{x0}^2 + k_{y0}^2)^{1/2}} \quad (3.5)$$

donde k_{x0}^2 y k_{y0}^2 son las coordenadas de un máximo en el espacio del número de onda.

De la curva de dispersión obtenida, Horike (1985) invierte la estructura de velocidades, utilizando un esquema de inversión generalizada.

Kagawa *et al.* (1996) utilizaron el método espectral f-k para estimar el modelo de velocidades para dos sitios de la Ciudad de México ubicados en zona de lomas (Presa Madín y Ciudad Universitaria) y uno en la zona de lago (Central de Abastos). Utilizaron un arreglo instrumental de siete estaciones como el que se muestra en la figura 3.2. Los resultados obtenidos con el método f-k por Kagawa *et al.* (1996) para Ciudad Universitaria se discuten en el siguiente capítulo a partir de su comparación con los obtenidos utilizando el método SPAC.

Es importante mencionar que una de las grandes desventajas del método f-k es que requiere de siete estaciones para el registro microtemores, lo que muchas veces es difícil conseguir.

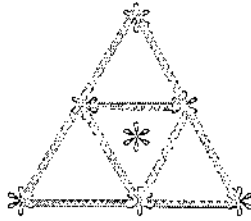


Figura 3.2. Forma del arreglo instrumental utilizado por Kagawa *et al.* (1996).
En asteriscos se muestran las estaciones necesarias para el registro de microtremores.

III.3.2 Método SPAC (*Spatial Autocorrelation Method*)

El método SPAC (por su nombre en inglés *Spatial Autocorrelation Method*) propuesto por Aki (1957) tiene el propósito de obtener el modelo estructural del subsuelo a partir de registros simultáneos de microtremores. Para aplicar este método, se requiere un mínimo de tres estaciones; con los datos obtenidos se calcula la curva de dispersión de ondas Rayleigh y con ésta se determina el modelo de velocidades.

Siguiendo el trabajo de Aki (1957), se considera un arreglo de estaciones dispuesto en forma circular (figura 3.3):

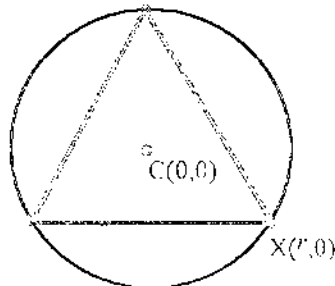


Figura 3.3. Arreglo instrumental para el método SPAC.
En círculos pequeños se muestran las estaciones
Para el registro de microtremores.

Las ondas armónicas de microtremores con frecuencia circular ω se pueden representar por $u(0, 0, \omega, t)$ y $u(r, 0, \omega, t)$, las cuales se observan en el centro del arreglo $C(0,0)$ y en el punto $X(r,0)$ del arreglo, respectivamente. La función de autocorrelación del espectro de la estación central $C(0,0)$ se define como:

$$S_v(f) = E[A_v(f) \cdot X_v(f)] \quad (3.6)$$

donde:

$X_v(r, \theta, f)$ es el espectro de potencia

$A_v(f)$ es el complejo conjugado

Para el punto exterior $X(r, \theta)$, la función de autocorrelación está dada por:

$$S_x(r, \theta, f) = E[X_x^*(r, \theta, f) \cdot X_x(r, \theta, f)] \quad (3.7)$$

donde:

$X_x(r, \theta, f)$ es el espectro de potencia del punto exterior

$X_x^*(r, \theta, f)$ es el complejo conjugado

La función de cross-correlación entre la estación del centro y la estación en el punto externo $X_c(r, \theta)$ está definida por:

$$S_{xc}(r, \theta, f) = E[X_c^*(f) \cdot X_x(r, \theta, f)] \quad (3.8)$$

Finalmente, el coeficiente de correlación espacial entre las dos estaciones está dado por:

$$\gamma_{xc}(r, \theta, f) = \text{Re} \left[\frac{S_{xc}(r, \theta, f)}{S_c(f) \cdot S_x(r, \theta, f)} \right] \quad (3.9)$$

donde $\text{Re}()$ significa la parte real de un complejo. Para obtener este coeficiente en todas las direcciones del arreglo, se calcula la integral que se simplifica con la función Bessel de primera especie y de orden cero J_0 que se muestran en la figura 3.4:

$$\begin{aligned} \rho(r, f) &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \gamma_{xc}(r, \theta, f) \\ &= J_0 \left(\frac{2\pi f}{c(f)} r \right) \end{aligned} \quad (3.10)$$

donde:

$c(f)$ es la velocidad de fase para cada frecuencia f

r es la distancia entre estaciones.

Con los registros experimentales se calcula el coeficiente de correlación $\rho(r, f)$, es decir $J_0\left(\frac{2\pi f}{c(f)}r\right)$, de donde podemos obtener la curva de dispersión $c(f)$, despejando este término de dicha expresión.

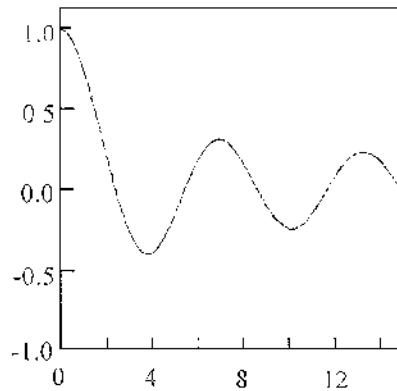


Figura 3.4. Función Bessel de orden cero J_0 .

De manera simplificada, el método SPAC consiste de los siguientes pasos:

- obtener los espectros de potencia de los registros del arreglo de microtemores,
- calcular los coeficientes de correlación entre las estaciones.
- obtener la velocidad de fase a partir de la Función Bessel de orden cero,
- obtener el modelo estructural.

Miyakoshi (1995) define un abanico de confiabilidad para la curva de dispersión que se obtiene con el método SPAC como se muestra en la figura 3.5, considerando la distancia r entre estaciones (figura 3.6).

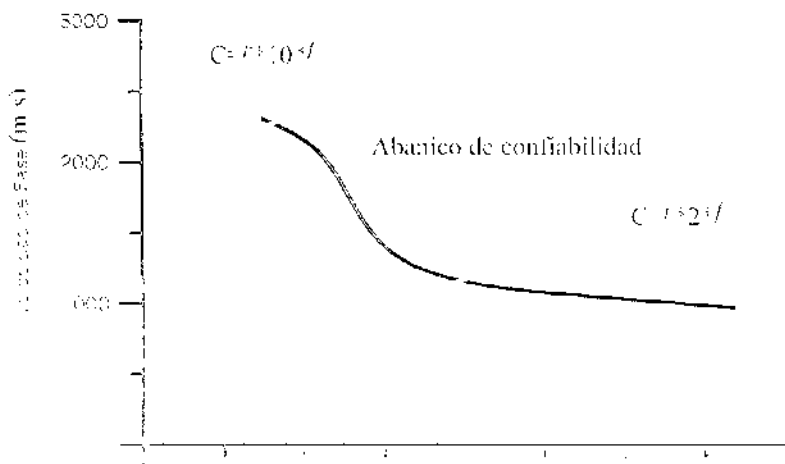


Figura 3.5. Abanico de confiabilidad propuesto por Miyakoshi (1995)

Si recordamos la forma del arreglo instrumental, se tienen dos posibilidades para calcular el coeficiente de correlación:

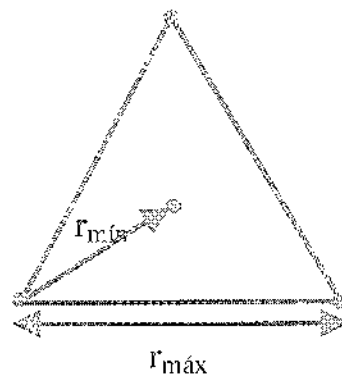


Figura 3.6. Arreglo instrumental para el método SPAC.

La correlación que se calcula entre las estaciones localizadas en los vértices del triángulo considerando la $r_{máx}$ se define como correlación externa; y la que se calcula entre cada una de las estaciones de los vértices y la estación central, considerando $r_{mín}$, se define como correlación interna. Por esta razón se tienen dos abanicos de confiabilidad: uno para la correlación externa, y otro para la interna.

Yamamoto (1998) describe una modificación del método de autocorrelación espacial para estimar la dispersión de las ondas Rayleigh a partir del componente vertical de los registros de microtremores y, la dispersión de las ondas Love a partir de los componentes horizontales. Menciona que, tomando en cuenta el efecto de las ondas Rayleigh y Love, este método puede estimar con más precisión la estructura de velocidades de ondas S.

Morikawa *et al* (1998) consideran que uno de los mayores problemas del método SPAC es el número de estaciones requeridas por Aki (1957); por eso proponen una modificación de dicho método utilizando solamente dos estaciones, basándose en el hecho de que Aki (1957) siempre calcula la correlación entre dos estaciones. Comparan sus resultados con aquellos obtenidos mediante el método SPAC típico, y con los obtenidos con el método f-k, y llegan a resultados muy similares: las diferencias se pueden deber más a la naturaleza de los microtremores que al método utilizado en su análisis.

Algunos de los métodos para la estimación del efecto de sitio a partir de registros de microtremores se han descrito de manera general, poniendo más énfasis en aquellos que se aplican a registros realizados en la Ciudad de México (método de Nakamura y método SPAC); aplicación que se describe en el siguiente capítulo.

Capítulo IV Aplicaciones

Este capítulo se divide en tres apartados. En el primero se describen los sitios en los que se aplicaron los métodos de análisis de microtemores; en el segundo se explica la aplicación del método de Nakamura a los datos registrados en campo; y en el tercer apartado se exponen los resultados obtenidos de la aplicación del método SPAC a los mismos registros.

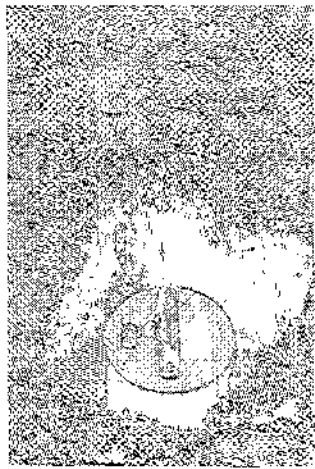
IV.1 Ubicación y descripción de los sitios de estudio

El registro de microtemores mediante arreglos instrumentales de tres o cuatro estaciones se llevó a cabo en dos sitios de la Ciudad de México: Ciudad Universitaria (CU) y Tulyehualco. El primero con la finalidad de comprobar la aplicabilidad del método SPAC y comparar el modelo estructural resultante con algún modelo estimado anteriormente. El segundo, con la finalidad de comparar la aplicación de un método típico, como el método de Nakamura, con la aplicación del método SPAC. En este último sitio se realizaron dos arreglos instrumentales.

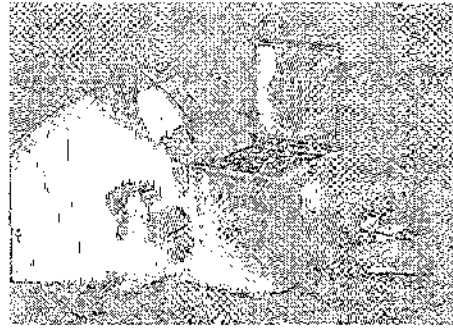
Los dos sitios tienen características completamente distintas, mientras que CU se localiza en la zona de lomas de la Ciudad de México, Tulyehualco se encuentra en la zona de lago (figura 1.1) y se caracteriza por ser una zona de gran amplificación (Reinoso, 2000).

En ambos sitios se utilizaron sensores de banda ancha (cuarenta segundos de periodo propio) GURALP de tres canales y equipos digitalizadores REFTEK, como los que se muestran en la figura 4.1. Además, en cada estación se utilizó un disco duro SCSI, antena GPS, una batería de 12 volts y cables de comunicación. Los registros se realizaron de modo continuo con una duración de 30 minutos a 100 muestras por segundo. Se realizó una prueba con todos los sensores juntos para verificar el nivel de amplificación de los mismos y de los equipos digitalizadores. En la figura 4.2 se muestran los espectros de potencia de los componentes verticales de los registros de esta prueba; se observa que para frecuencias menores a 0.2 Hz hay cierta dispersión de los datos que puede deberse a cambios de temperatura y a falta de estabilidad de los sensores; en frecuencias mayores a 0.2 Hz la respuesta instrumental es más estable.

A fin de tener control sobre el experimento se utilizaron equipos de radiocomunicación para informar de la existencia de fuentes cercanas a los sensores que pudieran afectar el registro, tales como automóviles o personas cerca de éstos. En el primer arreglo de Tulyehualco se utilizó una cinta métrica para medir las distancias entre estaciones y, para los arreglos de 800 m de Tulyehualco (figura 4.4) y de 1 km de CU (figura 4.3), se utilizó un GPS (Garmin, 12XL) portátil para la ubicación de las estaciones. En CU se utilizaron cubetas para cubrir los sensores del efecto del viento, y en Tulyehualco se enterraron con la misma finalidad.



Sensor GURALP de tres canales.



Equipo Digitalizador REFTEK.

Figura 4.1. Instrumentos utilizados en el registro de microtremores

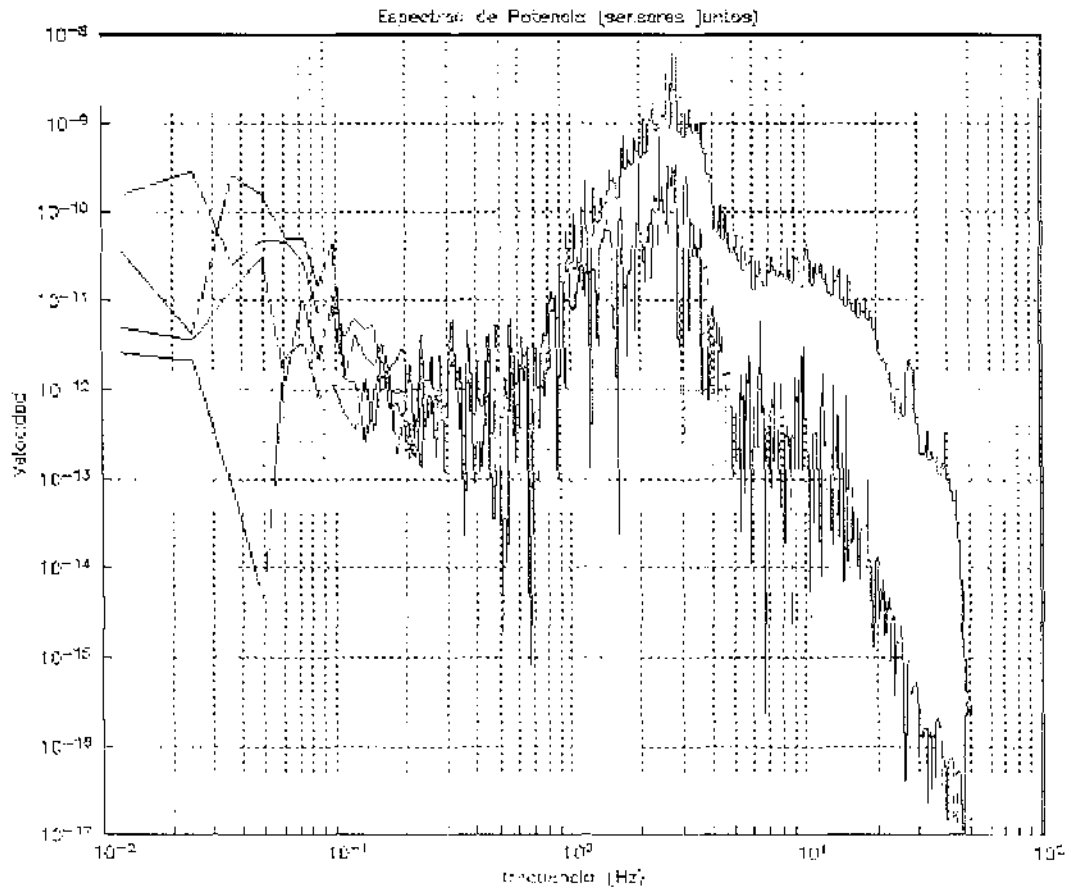


Figura 4.2 Espectros de potencia de los componentes verticales de los sensores juntos

Sitio Ciudad Universitaria (CU)

CU se encuentra al suroeste de la Ciudad de México como se mostró en el mapa de la zonificación (figura 1.1). En la figura 4.3 se muestra el mapa de CU y la localización del arreglo triangular y de cada estación.

La estación no. 1 se ubicó a un costado de la Torre del Instituto de Ingeniería, la estación no. 2 en el estacionamiento del Instituto de Química, la estación no. 3 a un costado del Estadio de Prácticas, y la estación no. 4 en el estacionamiento de Profesores de la Facultad de Economía.

El modelo estructural de CU ha sido estudiado por varios autores (Gutiérrez *et al.*, 1994, Kawaga *et al.*, 1996), e incluso se tienen datos de la columna estratigráfica del Pozo Copilco 1, ubicado a 1 km al sureste del arreglo, que fueron reportados por Pérez-Cruz (1988).

En la figura 4.3 se observa que, en todos los puntos del arreglo, aflora una misma unidad litológica formada por basaltos del cuaternario, clasificados como Qv, provenientes del volcán Xitle, e identificados como basaltos del Pedregal de San Ángel.

Sitio Tulyehualco

Tulyehualco se ubica en el antiguo Lago de Xochimilco, por tal razón corresponde a la zona de lago de la microzonificación de la ciudad (figura 1.1). En este sitio se llevaron a cabo dos arreglos instrumentales triangulares para el registro de microtemores, el primero de ellos con tres estaciones y cuatro aberturas de 20, 40, 80 y 160 metros; el segundo se realizó con cuatro estaciones, una en el centro y las otras en los vértices de un triángulo de 800 metros de lado.

En la figura 4.4 se muestran los arreglos instrumentales, la geología de la zona y el pozo Tulyehualco 1 situado aproximadamente a 4 km al oeste-noroeste del arreglo. En esta zona afloran depósitos lacustres del cuaternario (Qla), aluviones (Qal) y brechas volcánicas (Bv) pertenecientes a la unidad litológica Sierra Chichinautzin (Qc).

En el mapa (figura 4.4) de la zona se observa que las estaciones del primer arreglo se ubicaron sobre aluvión y una de las estaciones de la última abertura se ubicó sobre depósitos lacustres. Sin embargo, para el segundo arreglo, dos estaciones se ubicaron sobre depósitos lacustres, una sobre aluvión y otra cerca del límite entre esta unidad y la brecha volcánica. Las consecuencias de las litologías distintas dentro de un mismo arreglo se explican en el apartado IV.3.

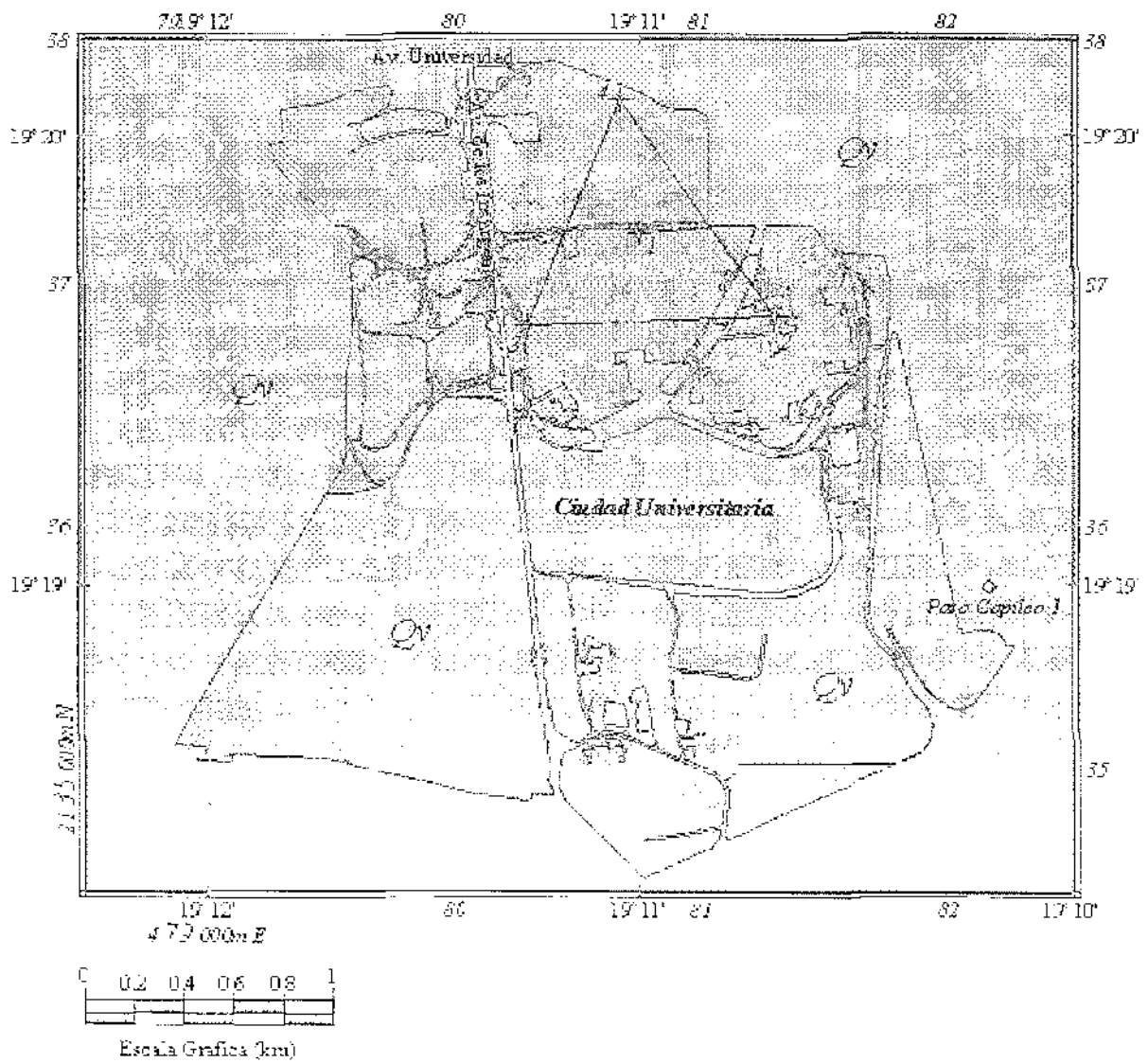


Figura 4.3. Mapa geológico de Ciudad Universitaria. Se observa la misma unidad litológica formada por basaltos del cuaternario. También se muestra la ubicación del arreglo instrumental y la localización del Pozo Copilco 1.

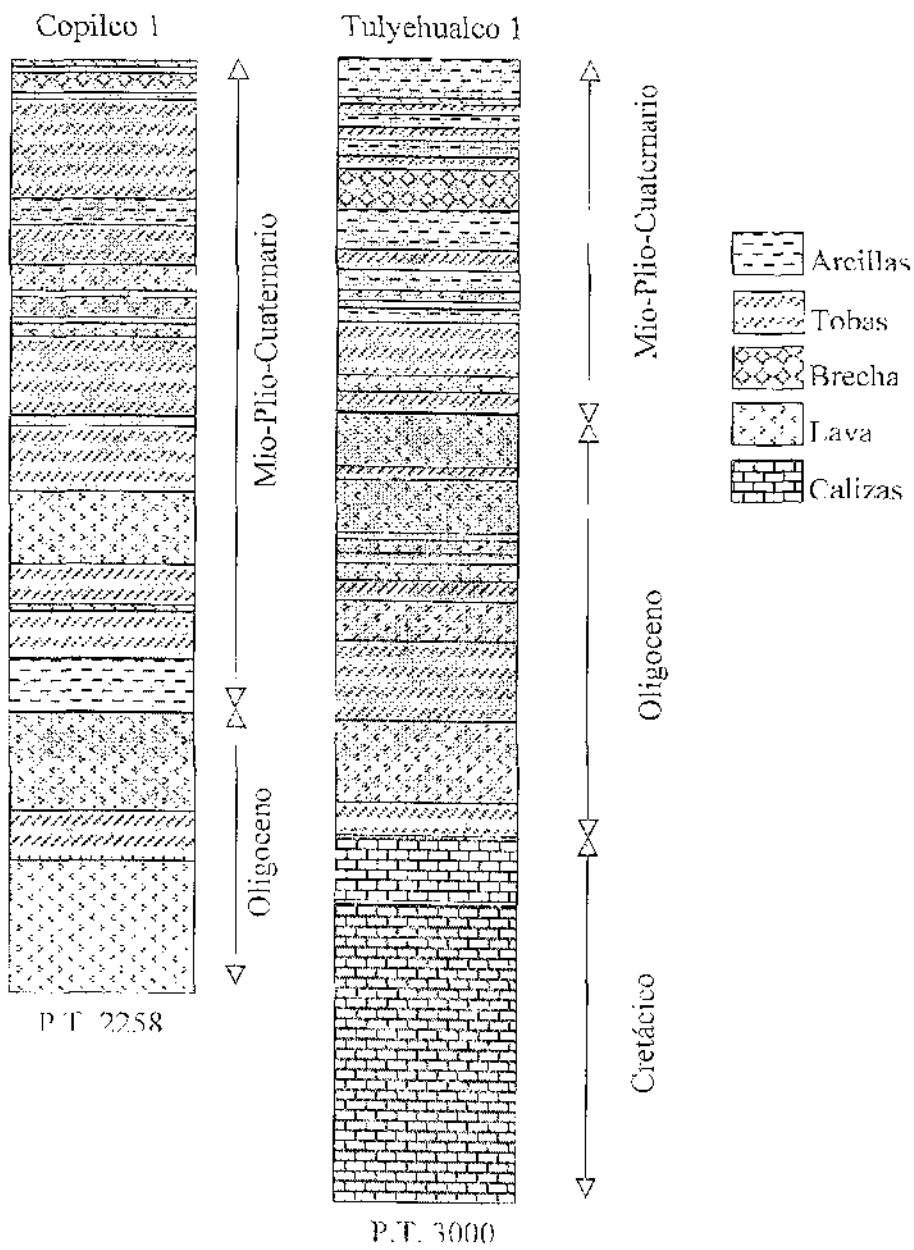


Figura 4.5 Columnas estratigráficas de los pozos Copilco 1 y Tulyehualco 1, reportadas por Pérez-Cruz (1988).

Secuencia	Copilco I	Espesor (m)	Tulyehualco I	Espesor (m)
Lacustre	Ausente		Arcillas lacustres Arcillas con tobas Basaltos	490
I	Basaltos Brechas Tobas lobas Arcillosas	150	Ausente	
II	Arcillas Basaltos Tobas	535	Tobas Arcillas	415
III	Tobas Arcillas Basaltos Arcillas arenosas Arcillas tobáceas	600	Ausente	
VI	Basaltos Tobas	> 973	Basaltos Brecha arenosa Brechas y tobas	1175
VII			Calizas márnas	> 920

Tabla 4.1. Secuencias sismoestratigráficas reportadas por Pérez-Cruz (1988).

Es importante notar que en el Pozo Copilco 1 se encuentra completa la unidad volcánica Mio-Plio-Cuaternario, a excepción de la unidad de arcillas lacustres que sí se encuentra en el pozo Tulyehualco 1. En este último, las secuencias sismoestratigráficas I y III están ausentes y se alcanzaron las rocas calizas del Mesozoico.

En otro trabajo acerca de la Geología de la Cuenca de México se describen las unidades litológicas que fueron cartografiadas en el mapa de la figura 4.6. Según Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) las unidades tienen las siguientes características:

- Formación Chichinautzin (Qc). Las lavas de esta unidad en general son vesiculares, masivas o laminadas, su composición es principalmente andesítico-basáltica y andesítico.
- Depósitos aluviales (Qal). La acumulación de grandes espesores de aluvión se puede explicar debido a un bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos.
- Depósitos lacustres (Qla). En esta unidad se agrupan los sedimentos clásticos y productos del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra de Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre.

También se muestra la sección geológica que une los Pozos Copilco 1 y Tulyehualco 1 (figura 4.7), de acuerdo con los autores citados. En esta figura se ilustra la disposición horizontal de las unidades volcánicas, lacustres y aluviales, modificada por las variaciones de sus espesores. Destaca la estructura plegada y fallada de las rocas mesozoicas.

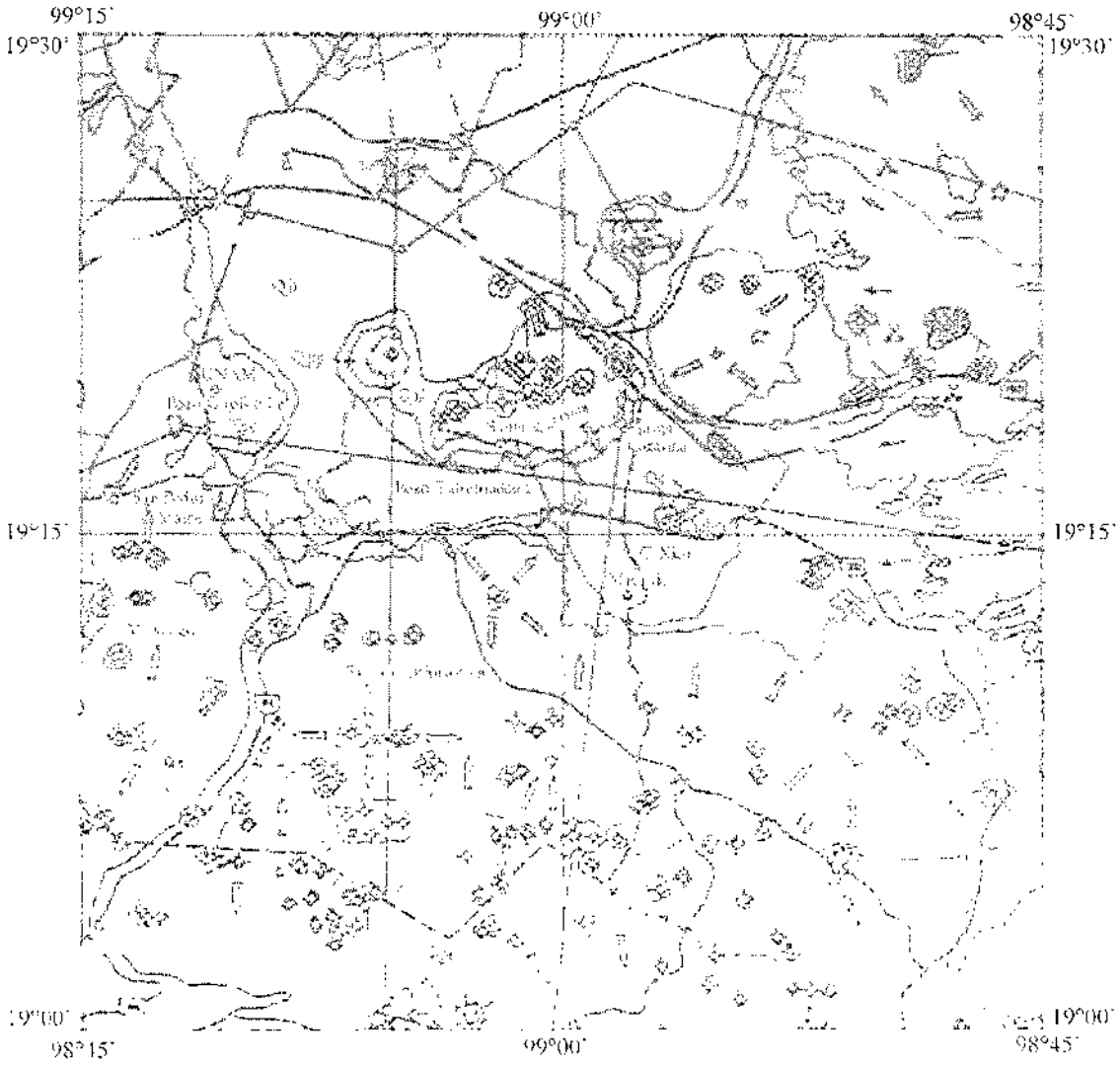


Figura 4.6. Unidades litológicas y cartografía de los dos sitios de estudio (modificado de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera 1989).

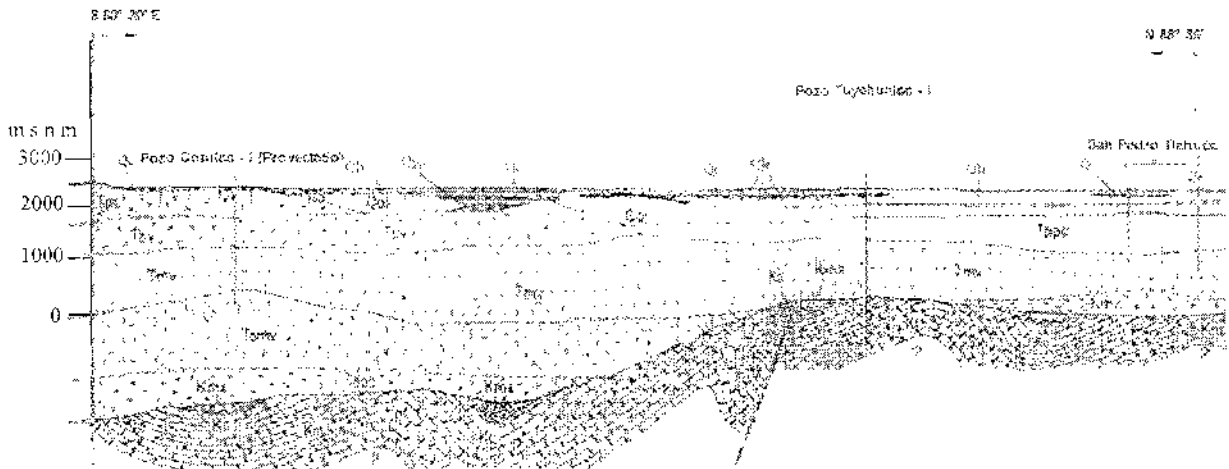


Figura 4.6. Sección geológica que une los dos sitios de estudio (modificada de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera 1989).

En esta sección se muestran las siguientes unidades litológicas según su edad:

- | | | |
|-------------|---|--|
| Cuaternario | { | <p>Qla: depósitos lacustres</p> <p>Qc: rocas de la Formación Chichinautzin</p> <p>Qal: depósitos aluviales</p> <p>Qpp: rocas de la Formación Popocatepetl</p> |
| Terciario | { | <p>Tpc: rocas volcánicas de la Formación Las Cruces</p> <p>Tppc: depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno</p> <p>Tmv: rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío</p> <p>Tomv: rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano</p> <p>Teob: depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano</p> |
| Cretácico | { | <p>Kc: caliza de la Formación Cuautla.</p> <p>Kmx: caliza de la Formación Morelos</p> |

IV.2 Aplicación del método de Nakamura

Para encontrar la frecuencia fundamental del suelo en el sitio Tulychualco se aplicó el método de Nakamura que se explicó en el capítulo anterior. Con el fin de obtener mejores resultados, se probaron distintas posibilidades para considerar los datos y los cocientes espectrales, comparando de manera estadística los resultados. También se analizaron dos tamaños de ventanas de registro de 20 y 40 segundos para obtener mejor definición de los cocientes espectrales hacia bajas frecuencias.

IV.2.1 Preprocesado de la información

Antes de iniciar el análisis de las señales de microtemores se realizó la conversión de unidades ya que, originalmente, las señales estaban en *cuentas* y, para cambiarlas a unidades de velocidad (*cm/s*), se multiplicaron por el factor 2.4734×10^{-7} [*(cm/s)/cuentas*], que es un promedio de la constante obtenida de los datos de calibración proporcionados por el fabricante del sensor y que varía para cada uno de los componentes del sensor.

Posteriormente, se realizó el truncamiento de las señales en el tiempo para que éstas tuvieran el mismo tiempo de inicio o *tiempo cero de referencia*; ya que, cuando se registraron los datos, los sensores ubicados en cada estación comenzaron a registrar las señales de microtemores con algunos segundos, o décimas de segundo de diferencia.

De un primer análisis de las señales se discriminó entre lo identificado como señal estacionaria y como señal transitoria (figura 4.8) que, aunque la definición no es igual a la proporcionada por Sheriff (1976), se pueden distinguir de la siguiente forma:

- señal estacionaria: señal de amplitud y comportamiento uniforme a lo largo del registro en todas las estaciones,
- señal transitoria: señal de mayor amplitud que el resto del registro, generada por alguna fuente muy local no necesariamente sísmica, que afecta el registro de los instrumentos cercanos.

Dados estos dos tipos de señales, se realizó un estudio estadístico (que se describirá más adelante) para determinar qué tipo de señal utilizar.

Por otro lado, con el fin de evitar el fenómeno de Gibbs —rizaduras en los bordes— en las ventanas de datos, se probó el suavizado —*tapering*— utilizando las ventanas en tiempo de Hamming (Kulhanek, 1976) con la siguiente expresión:

$$w_l = \begin{cases} 0.54 + 0.46 \cos(n\pi/N) & \text{para } n \leq N \\ 0 & \text{para } n > N \end{cases} \quad (4.1)$$

de von Hann (Kulhanek, 1976):

$$w_2 = \begin{cases} 0.5 + 0.5 \cos(n\pi / N) & \text{para } |n| \leq N \\ 0 & \text{para } |n| > N \end{cases} \quad (4.2)$$

y de Bartlett (Sheriff, 1976):

$$w_3 = \begin{cases} 1 - n/N & \text{para } n \leq N \\ 0 & \text{para } n > N \end{cases} \quad (4.3)$$

donde n es el número total de muestras (2048 puntos), y N es el ancho del lóbulo lateral de la ventana que, en este caso, se tomó del 15% del número total de muestras de cada lado.

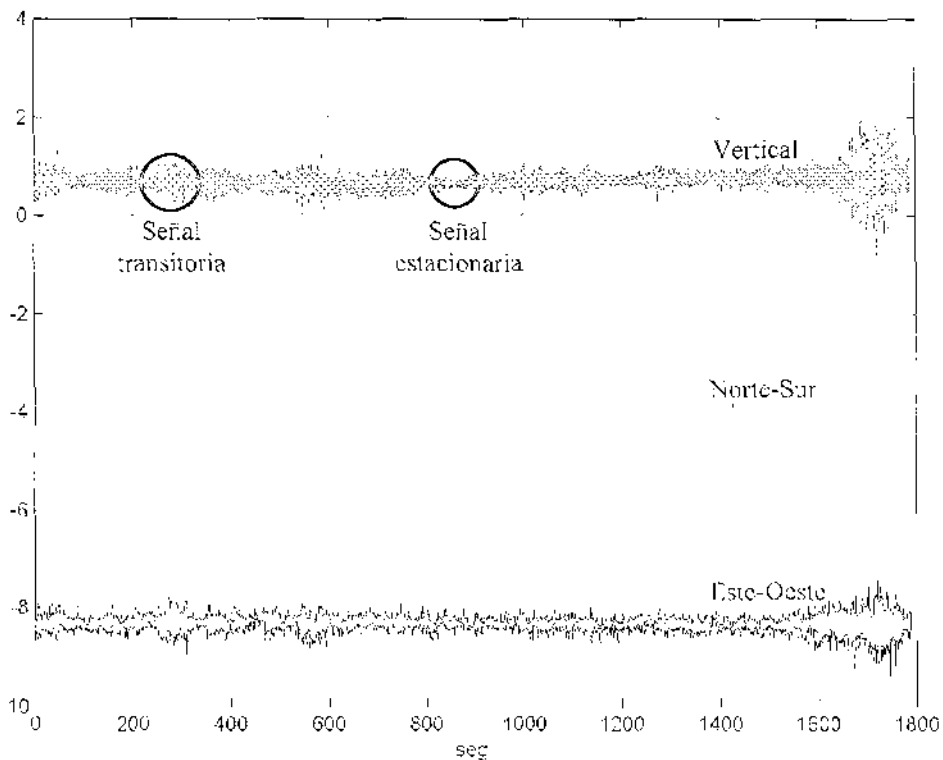


Figura 4.8. Señales de microtemores en tiempo en las que se identifica la señal estacionaria y la transitoria

El suavizado de los bordes con las tres posibilidades se aplicó a nueve ventanas de 20 segundos de la estación C1 del primer arreglo instrumental de Tulyehualco. La aplicación

de las distintas ventanas de suavizado proporcionó resultados idénticos para los espectros de los componentes horizontales. Sin embargo, en el espectro del componente vertical, la aplicación de la ventana de Bartlett dio como resultado amplitudes menores en bajas frecuencias $—10^{-1} - 5 \times 10^{-1}$ Hz.— y, en el resto del espectro, el resultado fue idéntico para la aplicación de las distintas ventanas de suavizado.

Si consideramos que uno de los puntos de interés en la evaluación del efecto de sitio es la amplificación ocasionada por el mismo, el efecto de la ventana de Bartlett de disminuir la amplitud en bajas frecuencias podría causar una subestimación de las amplificaciones. Por esta razón, y por la sencillez de sus coeficientes, se decidió aplicar la ventana de von Hann, ec. 4.2 (Kulhanek, 1976).

El preprocesado de los datos y la aplicación del método de Nakamura se realiza con un programa en Matlab 5 en el siguiente orden:

- Lectura de las señales de microtemores en tiempo y cambio de unidades.
- Selección de ventanas de 20 segundos de registro cada una, para cada estación.
- Suavizado de los bordes con la ventana de von Hann (Kulhanek, 1976).
- Cálculo de la Transformada de Fourier utilizando la FFT (*Fast Fourier Transform*).
- Suavizado de los espectros con una ventana triangular logarítmica, con un factor de 3%.
- Cálculo de los cocientes espectrales para las nueve ventanas de tiempo.
- Obtención del promedio de los nueve cocientes espectrales, y cálculo de la desviación estándar.
- Graficación del promedio resultante \pm una desviación estándar.

Para aplicar el método de Nakamura, se consideró necesario decidir qué componente horizontal se tomaría en cuenta para calcular los cocientes espectrales, o bien, de qué manera combinar el efecto de los componentes horizontales para calcular dichos cocientes.

Cotton y Volant (1998) proponen combinar el efecto de los componentes horizontales calculando el promedio de los espectros:

$$H(\omega) = \frac{1}{2} \{NS(\omega) + EW(\omega)\} \quad (4.4)$$

donde $NS(\omega)$ y $EW(\omega)$ son los espectros de amplitud de Fourier de los componentes norte-sur y este-oeste del registro, respectivamente.

Por otro lado, Steidl (1993) propone combinar los componentes horizontales formando una señal compleja en el dominio del tiempo, por lo que el módulo de dicha señal dado por la suma vectorial de los componentes horizontales, es la amplitud máxima del movimiento en el plano horizontal:

$$f(t) = \sqrt{(ns(t))^2 + (ew(t))^2} \quad (4.5)$$

El problema de construir la señal compleja en el dominio del tiempo y de obtener su módulo es que se cambian los signos de la señal original, lo que afectaría el resultado de la Transformada de Fourier. Por esta razón, se modificó la propuesta de Steidl (1993) para construir la señal compleja en el dominio de las frecuencias.

$$F(\omega) = \sqrt{(NS(\omega))^2 + (EW(\omega))^2} \quad (4.6)$$

Ya que Nakamura (1989) no especifica en su trabajo qué componente horizontal utilizar para calcular los cocientes espectrales, surgió la necesidad de realizar pruebas estadísticas para decidir entre cuatro cocientes posibles:

- componente norte-sur entre componente vertical (ns/z),
- componente este-oeste entre componente vertical (ew/z),
- promedio de los componentes horizontales (cc. 4.4), entre componente vertical (promedio/z),
- suma vectorial de los componentes horizontales (ec. 4.6) (o módulo de la señal compleja) en el dominio de las frecuencias, entre el componente vertical (suma vectorial/z).

Para tomar esta decisión, se realizaron pruebas estadísticas con 18 ventanas de la estación C1, nueve con señal estacionaria y nueve con señal transitoria para, de este modo, decidir también qué tipo de señal utilizar. En la figura 4.9 se muestran los resultados de los cocientes calculados utilizando señales estacionarias; y en la figura 4.10 los resultados de utilizar señales transitorias.

En general se observa que, aun cuando se consideran ventanas con señales estacionarias o ventanas con señales transitorias, la desviación estándar se comporta de manera muy similar para los cuatro cocientes; esto es: que es muy grande en el intervalo de 0.1 a 1 Hz; que a partir de esta frecuencia disminuye, y que se mantiene más uniforme y más cercana al promedio en el resto de la gráfica.

Al comparar los resultados de los cocientes ew/z y ns/z (figuras 4.9 y 4.10), el grado energético del primero resulta ser más grande (caracterizado por una mayor amplitud), independientemente del tipo de señal que se considera. Por otro lado, la desviación estándar de estos cocientes se comporta de manera similar, aunque se observa que es menor para el cociente ew/z.

Para los cocientes que consideran el promedio (ec. 4.4) o la suma vectorial (ec. 4.6), se observa que la amplitud es mayor para ventanas con *señales estacionarias*, se definen con más claridad los picos predominantes y la desviación estándar es menor, lo que indica una mayor estabilidad de los datos.

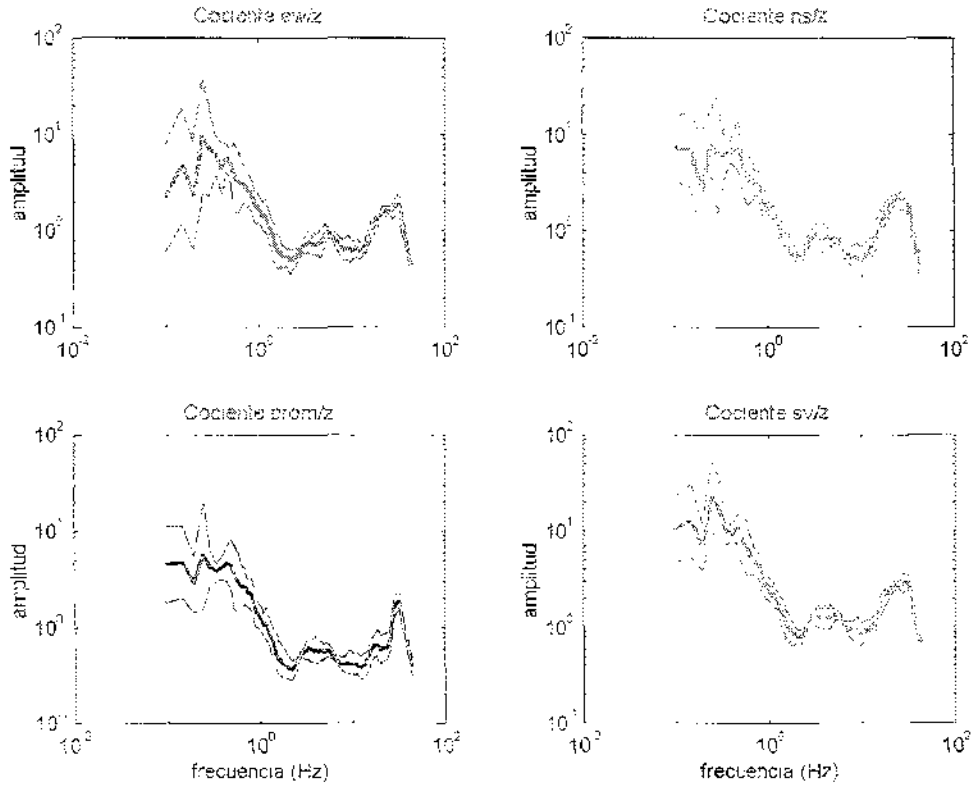


Figura 4.9. Cocientes con señales estacionarias de la estación C1 del primer arreglo de Tulyehualco. ew/z es el cociente del componente EW sobre el componente vertical; ns/z es el cociente del componente NS entre el vertical; prom/z es el cociente del promedio de los componentes horizontales, entre el componente vertical; y, sv/z es el cociente de la suma vectorial de los componentes horizontales entre el componente vertical, todos \pm una desviación estándar.

También se observa que, para el cociente que considera la suma vectorial de los componentes horizontales (figuras 4.9 y 4.10) (ec. 4.6), la amplitud resultante es mayor, la desviación estándar tiende a disminuir con más rapidez, y se definen mejor los picos principales del cociente.

Como resultado de estas observaciones, se concluye que:

- Es mejor utilizar ventanas con señales estacionarias, ya que la desviación estándar de los promedios que consideran este tipo de señal siempre es menor (lo que muestra la estabilidad de los datos) que aquellos que consideran ventanas con señales transitorias; y también porque se definen mejor los picos predominantes del promedio.

- Es conveniente calcular el cociente de la suma vectorial de los componentes horizontales (ec. 4.6) sobre el componente vertical, porque la desviación estándar es menor (es decir que es más estable) que la de los demás cocientes (ns/z , ew/z , $prom/z$), y porque la amplitud resultante siempre es mayor, ya que con la suma vectorial obtenemos el máximo movimiento horizontal.

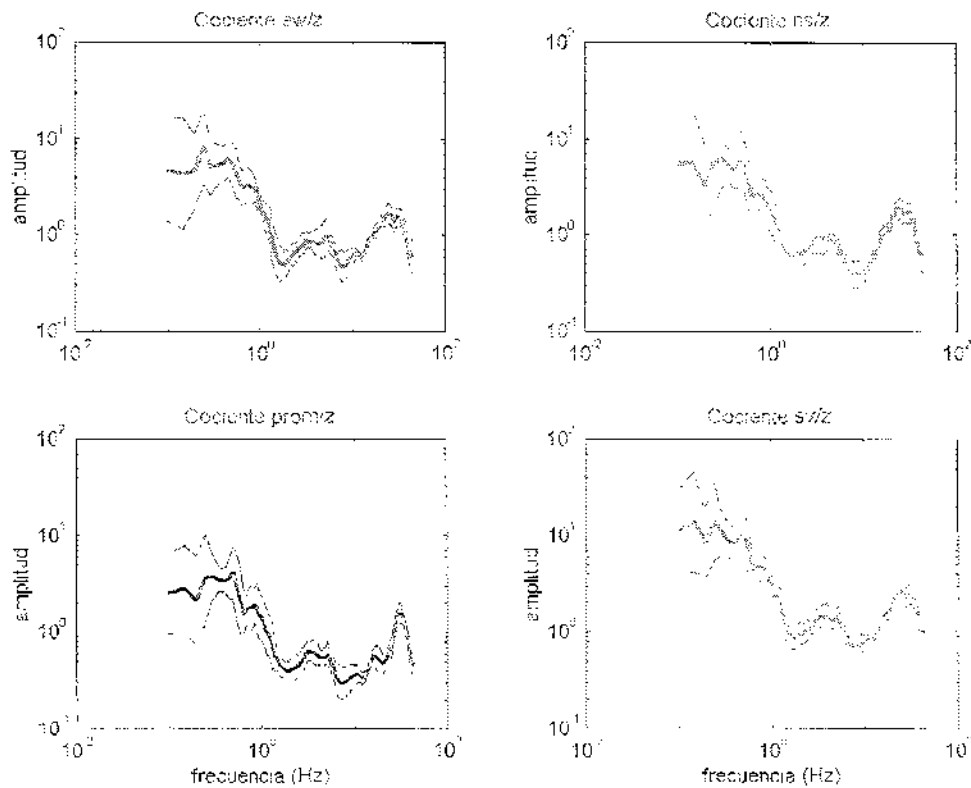


Figura 4.10. Cocientes con señales transitorias de la estación C1 del primer arreglo de Tulychualco. ew/z es el cociente del componente EW sobre el componente vertical; ns/z es el cociente del componente NS entre el vertical; $prom/z$ es el cociente del promedio de los componentes horizontales, entre el componente vertical; y sv/z es el cociente de la suma vectorial de los componentes horizontales entre el componente vertical, todos + una desviación estándar.

Hay que recordar que, cuando se trabaja con señales de microtremores, es importante tomar en cuenta que las fuentes de energía son multidireccionales y, por lo tanto, no se conoce la dirección de máximo movimiento. Esto permite esperar que, al considerar el vector de máxima energía horizontal (ec. 4.6), se obtengan amplitudes mayores. Esto implicaría tomar una postura conservadora en cuanto a la evaluación de la amplificación del sitio se refiere.

Dadas estas conclusiones, el programa base en Matlab se modificó quedando de la siguiente forma:

- Se leen los datos y se realiza la conversión de unidades.
- Se seleccionan las nueve ventanas (de 20 segundos cada una) para cada estación.
- Se realiza el suavizado de los bordes con la ventana de von Hann (Kulhanek, 1976).
- Se calcula la *FFT*.
- Se calcula la suma vectorial de los componentes horizontales en el dominio de las frecuencias.
- Se suavizan los espectros con una ventana triangular logarítmica con un factor de 3%.
- Se calculan los cocientes espectrales para las nueve ventanas de tiempo.
- Se obtiene el promedio de los nueve cocientes espectrales y se calcula la desviación estándar.
- Se grafica el promedio resultante \pm una desviación estándar.

Aplicación a Tulyehualco

La forma del arreglo instrumental que se utilizó en la primera campaña de registros de microtemores en Tulyehualco se muestra en la figura 4.11.

Las aberturas del arreglo instrumental (Fig. 4.11) fueron de 20 (A1, B1, y C1), 40 (A2, B2 y C2), 80 (A3, B3 y C3), y 160 (A4, B4 y C4) metros de distancia entre las estaciones y el centro del arreglo instrumental.

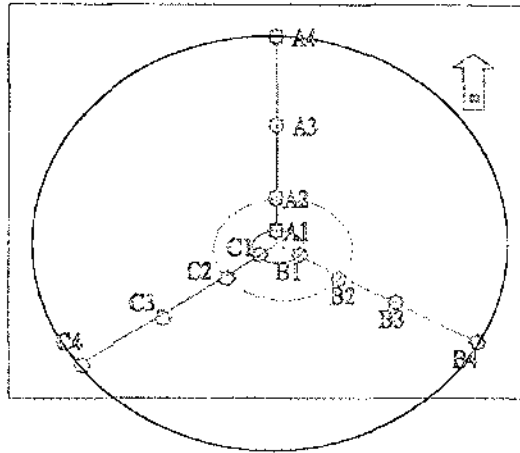


Figura 4.11. Primer arreglo instrumental en Tulyehualco. La primera abertura de 20 m, la segunda de 40, la tercera de 80 y la cuarta de 160m.

Para delimitar los alcances del método de Nakamura realizamos distintas combinaciones entre las estaciones del arreglo instrumental, obteniendo:

- promedios por líneas, $PL = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^4 X_i; X = A, B, C$
- promedios por aberturas, $PA = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 A_i + B_i + C_i$
- y un promedio general, $PG = \frac{1}{3} \left(\frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 A_i + \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 B_i + \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 C_i \right)$

Para las estaciones de una misma abertura se seleccionaron ventanas de 20 y 40 segundos en los mismos intervalos. En el caso de la abertura 3 (A3, B3 y C3), dicha selección se volvió complicada, ya que la señal se saturó casi en la mayor parte del registro de la estación C3, debido al movimiento de un camión de volteo cerca del arreglo. A continuación se muestran y se explican los resultados obtenidos con ventanas de 20 segundos.

Promedios por líneas (Fig. 4.12)

En este caso se consideraron las cuatro estaciones de las líneas A (línea A1, A2, A3, A4), B (línea B1, B2, B3, B4) y C (línea C1, C2, C3, C4). Las ventanas de señales estacionarias seleccionadas para cada estación no corresponden a los mismos intervalos de tiempo, por lo que las fuentes de ruido no son las mismas para las estaciones de una sola línea. Con esta información podemos ver qué tan estables son los registros en tiempo en las distintas direcciones

En la figura 4.12 se muestran los tres promedios de cada línea \pm una desviación estándar. Se puede observar que los picos fundamentales de las líneas B y C se encuentran en la misma frecuencia de 0.29 Hz, y con una diferencia mínima de amplitud, de 13.5 para la línea B, y de 13.1 para la línea C. El pico fundamental de la línea A se encuentra en 0.24 Hz con una amplitud de 18.5.

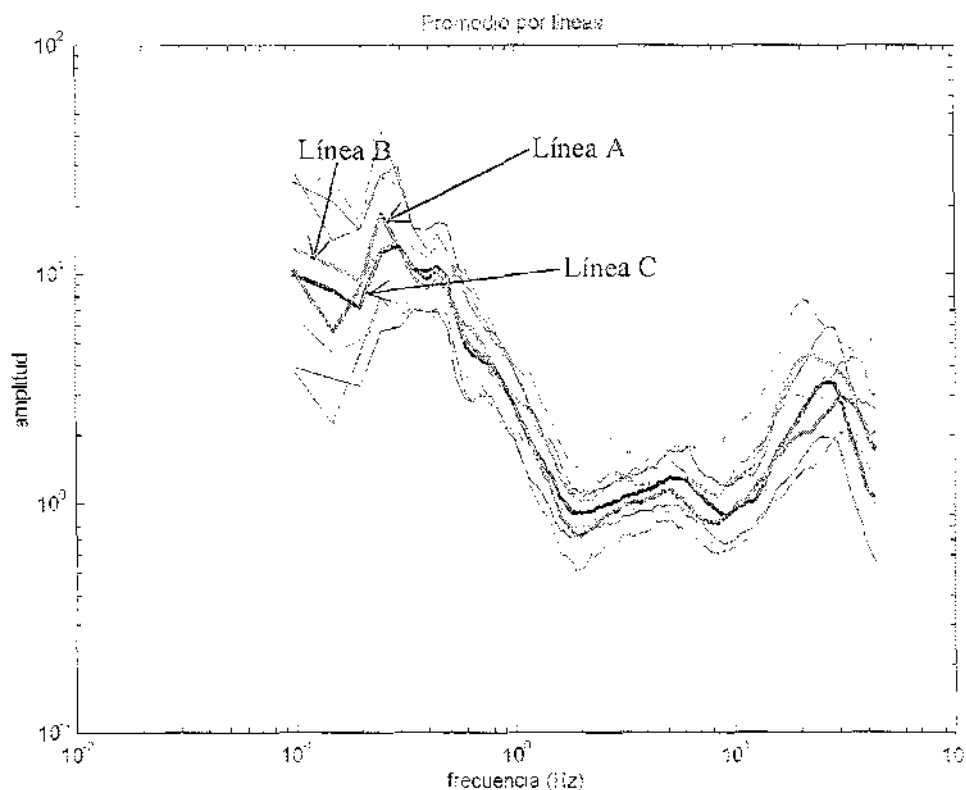


Figura 4.12. Promedios por líneas \pm una desviación estándar. ventanas de 20 segundos. cocientes sv/z.

Las desviaciones estándar tienen un comportamiento muy similar para las distintas líneas: es grande en bajas frecuencias; a partir de 1 Hz comienza a disminuir y se acerca más a los promedios de cada línea. Sólo en la línea B la desviación estándar aumenta en altas frecuencias debido, tal vez, a la gran dispersión de datos y a la saturación de la señal en la estación B3.

Se observa una clara estabilidad de los datos con el tiempo ya que, aun considerando ventanas de tiempo distintas los resultados son muy similares.

Promedios por aberturas (Fig. 4.13)

Para determinar si la aplicación del método de Nakamura nos podía mostrar cierta relación entre la posición de las frecuencias fundamentales y la abertura del arreglo instrumental, se realizaron promedios de cada abertura.

La figura 4.13 muestra el promedio de cada abertura \pm una desviación estándar. Lo primero que llama la atención es que las aberturas 1 y 2 tienen el pico fundamental en la misma frecuencia, 0.24 Hz, sólo que la primera abertura tiene una amplitud de 19.3, y la segunda de 16.9; las aberturas 3 y 4 tienen su pico fundamental en 0.29 Hz con amplitudes de 11.5 y de 14.5, respectivamente.

La desviación estándar de cada uno de los promedios tiene un comportamiento muy similar para las distintas aberturas, sin importar la separación entre estaciones.

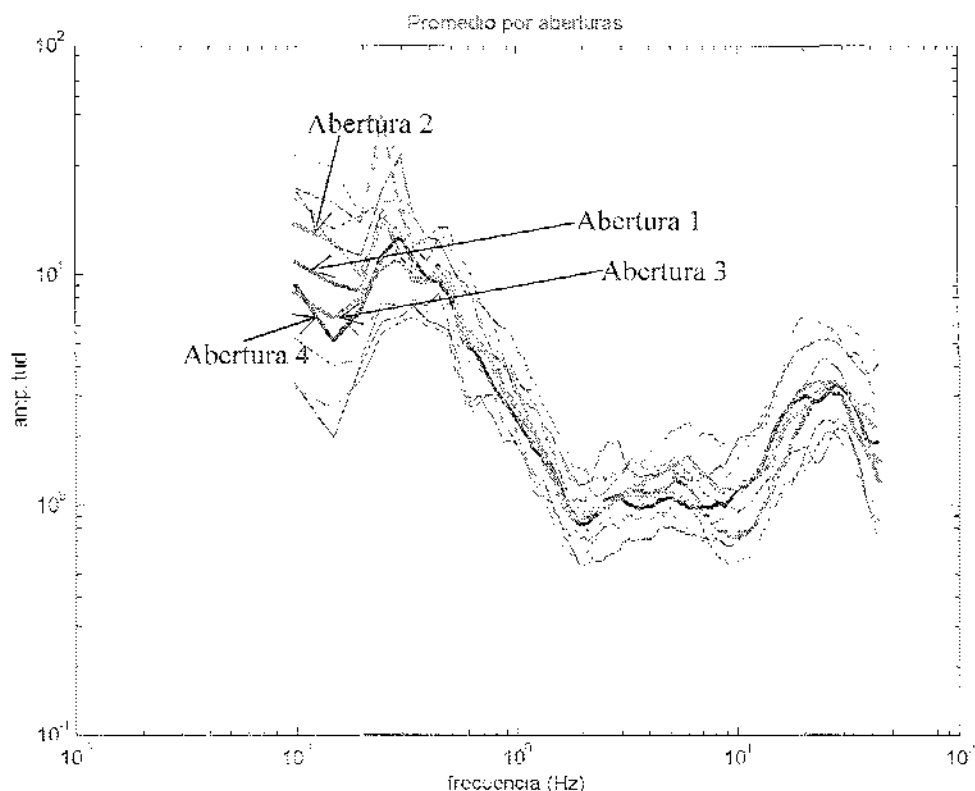


Figura 4.13. Promedios por aberturas \pm una desviación estándar, ventanas de 20 segundos, cocientes sv/z.

Promedio general (Fig. 4.14)

Para asignar una frecuencia fundamental al punto central del arreglo instrumental, se calculó un promedio general con los nueve cocientes de cada estación.

En la figura 4.14 se muestran los promedios de cada estación, organizados por líneas del arreglo instrumental y el promedio general \pm una desviación estándar. La frecuencia del pico principal es 0.24 Hz, y tiene una amplitud de 14.3. La desviación estándar es grande en bajas frecuencias, pero disminuye hacia las altas frecuencias.

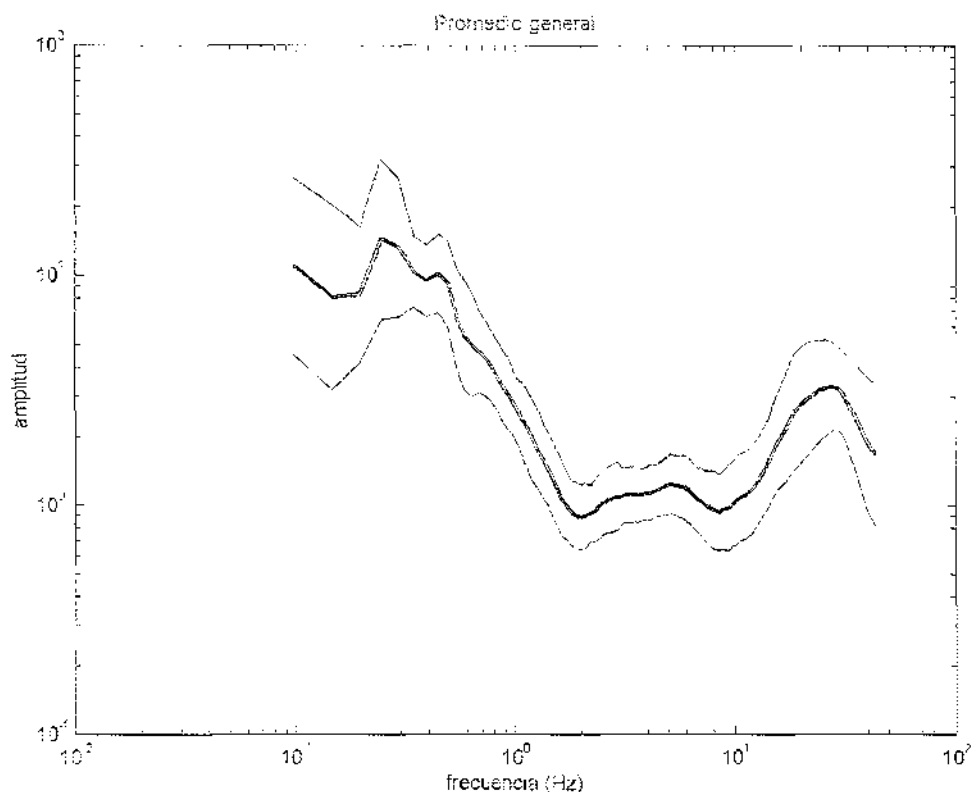


Figura 4.14. Promedio general \pm una desviación estándar, ventanas de 20 segundos, cocientes sv/z.

Con la frecuencia de 0.24 Hz asignada al punto central del arreglo instrumental; y con el espesor de la capa superior de arcillas de 300 metros, dado por Pérez (1988) para el pozo Tulyehualco I, se realiza un cálculo preliminar de velocidad de ondas S de 288 m/s, a partir de la relación:

$$V = h * [4 * f] \quad (4.7)$$

donde, V es la velocidad de ondas S [m/s]; f es la frecuencia en Hz, y h es el espesor de la capa en metros.

De estos tres promedios se puede concluir que las frecuencias fundamentales de los distintos promedios se localizan en una banda de 0.24 a 0.29 Hz, con amplitudes que varían de 11.5 a 19.3.

Respecto a la desviación estándar, se observa un comportamiento muy similar para los distintos promedios: grande en bajas frecuencias, cerca de 1Hz la desviación estándar disminuye y se acerca a la curva de los promedios, sin embargo, en altas frecuencias vuelve a aumentar.

Si comparamos la gráfica de promedios por aberturas con la gráfica de promedios por línea, podemos ver que la desviación estándar se comporta de manera muy similar cuando se consideran mismas ventanas de tiempo (caso de los promedios por abertura), y cuando se consideran ventanas de tiempo distintas (caso de los promedios por líneas). Esto nos da una idea de la estacionariedad de los registros en tiempo, lo cual es favorable al momento de estimar cocientes espectrales.

Ventanas de 40 segundos

Después de estas observaciones, surgió la inquietud de seleccionar ventanas de tiempo más grandes, y analizar el registro de 40 a 1300 segundos de manera continua. Se decidió tomar ventanas de 40 segundos para cada estación, y realizar los promedios por líneas, por aberturas y un promedio general.

El primer problema que surgió fue la saturación de los registros, por lo que las ventanas saturadas de cada estación se eliminaron. Por otro lado, también se tiene el inconveniente de que, al considerar todo el registro, algunas ventanas incluyen lo que describimos como señales transitorias. Sin embargo, se tiene la ventaja de que el contenido de frecuencias aumenta (comenzando en 0.0488) y de que se definen más picos hacia bajas frecuencias.

Promedios por líneas (Fig. 4.15)

Se observan los picos fundamentales de las tres líneas alineados en 0.22 Hz, con amplitudes de 13.6 para la línea A, de 12.7 para la línea B, y de 6.7 para la línea C.

Para las líneas A y B se observa un pico en 0.073 Hz, con amplitudes de 9.5 y de 10.6, respectivamente. Para la línea C aparece un pico en 0.12 Hz, con amplitud de 4.85. Posteriormente, se observa un pico alineado para las tres líneas, en 0.42 Hz, con amplitudes de 9.18, 8.98 y 6.16 para las líneas A, B y C, respectivamente.

Llama la atención que la amplitud de la línea C es mucho menor a la de las otras dos líneas. Esto puede explicarse porque la estación C3 se eliminó por estar casi completamente saturada en el intervalo de 40 a 1300 segundos; además es posible que su amplitud se vea afectada por algún problema del sensor (que no estuviera bien nivelado, por ejemplo).

Promedios por aberturas (Fig. 4.16)

Los picos fundamentales de las aberturas 1, 2 y 3 se encuentran alineados en 0.22 Hz, con amplitudes de 13.4, 5.8, 14.2, respectivamente. El promedio de la abertura 4, en azul, tiene su máximo en 0.41 Hz, con una amplitud de 5.2; en esta misma frecuencia, las aberturas 1 y 3 muestran un pico con amplitudes de 8.74 y 10.57, respectivamente; muy cercano, se ubica un pico de la abertura 3 en 0.39 Hz, con una amplitud de 5.26.

Al inicio de los promedios, en 0.07 Hz, las aberturas 1 y 4 muestran un pico de 7.53 y 4.8 de amplitud, respectivamente.

Es notorio que las amplitudes de las aberturas 2 y 4 son considerablemente menores que las amplitudes de las aberturas 1 y 3. Este fenómeno no se observó en el promedio por aberturas con ventanas de 20 segundos seleccionadas por su uniformidad, por lo que es posible que la disminución en la amplitud de las aberturas 2 y 4 se deba a la naturaleza de la señal que se considera.

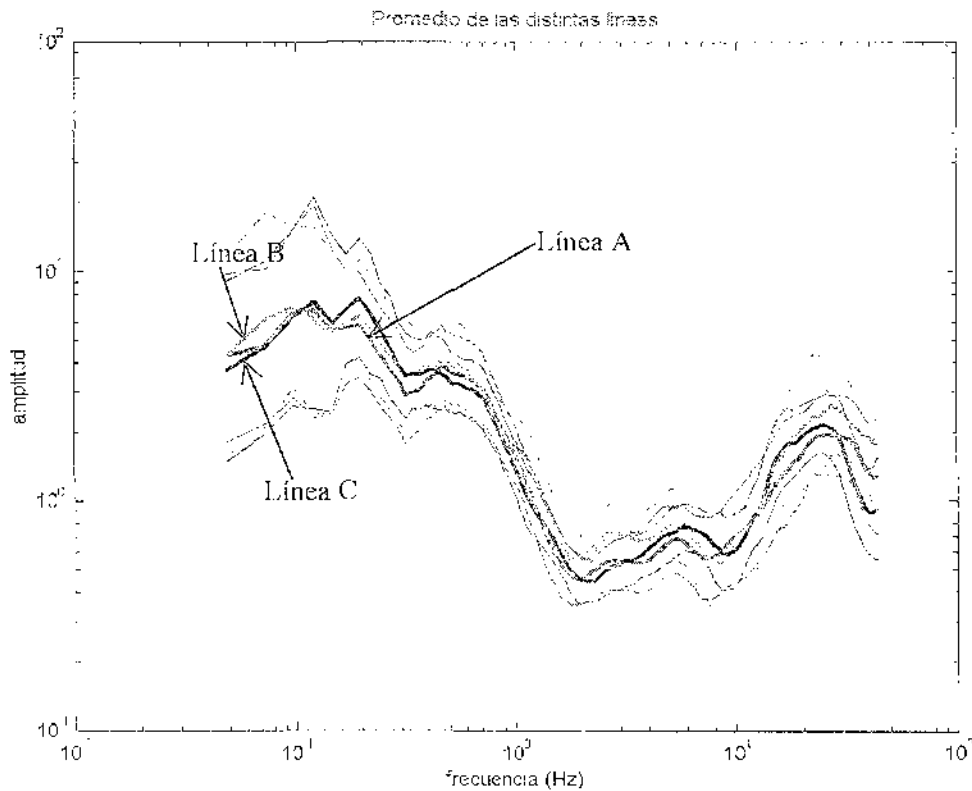


Figura 4.15. Promedios por líneas \pm una desviación estándar, ventanas de 40 segundos, cocientes sv/z.

Promedio general (Fig. 4.17)

El pico fundamental se localiza en 0.22 Hz, con 10.5 de amplitud. Muestra otros dos picos, en 0.41 Hz con 7.95 de amplitud, y en 0.073 Hz con 7.69 de amplitud.

La desviación estándar es grande a lo largo de toda la gráfica. Esto puede explicarse debido a que algunas ventanas incluyeron señales transitorias y estacionarias, por lo que no se puede garantizar la estabilidad del registro.

Si realizamos el mismo cálculo de la velocidad de la primera capa, a partir de la expresión (4.7) y con el espesor de la primera capa reportado por Pérez-Cruz (1988), pero ahora con la frecuencia fundamental de 0.22 Hz, se obtiene una velocidad de 264 m/s.

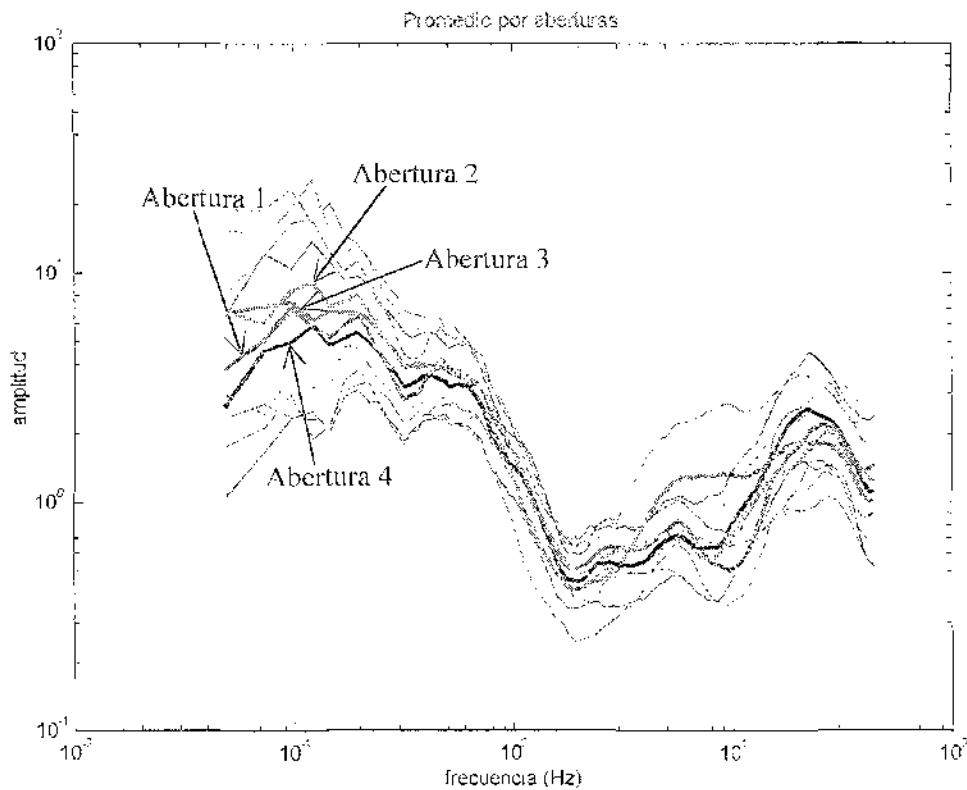


Figura 4.16. Promedios por aberturas \pm una desviación estándar, ventanas de 40 segundos, cocientes sv/z.

Las diferencias entre usar ventanas de veinte segundos y usar ventanas de cuarenta segundos, son las siguientes:

- o En el promedio general la frecuencia fundamental se ubicó en 0.22 Hz para las ventanas de cuarenta segundos, y en 0.24 Hz para las ventanas de veinte segundos.
- o En el caso de las desviaciones estándar, éstas son mayores cuando se utilizan ventanas de cuarenta segundos, debido a la naturaleza de las señales que se consideran.
- o Es muy importante señalar que, cuando se utilizan ventanas de cuarenta segundos, se marca un primer pico en bajas frecuencias que no aparece cuando se consideran ventanas de veinte segundos.

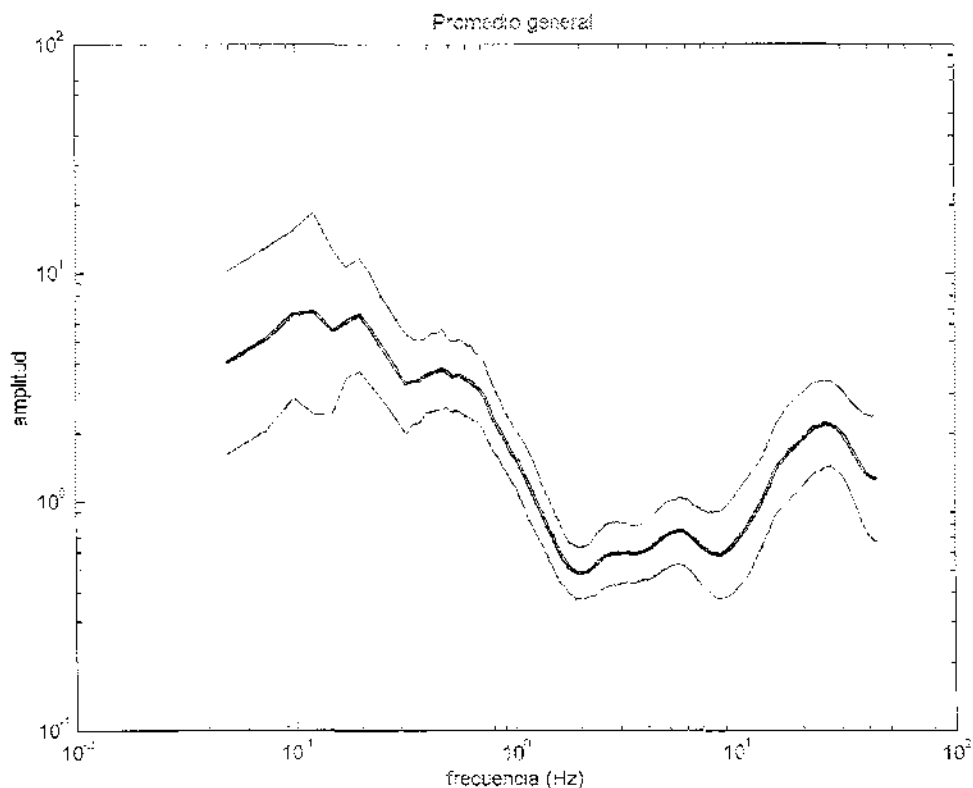


Figura 4.17. Promedio general + una desviación estándar.
ventanas de cuarenta segundos, cocientes sv/z.

De estas observaciones se puede concluir lo siguiente:

- Es mejor considerar ventanas de cuarenta segundos, ya que el primer pico en bajas frecuencias no se define con las ventanas de veinte segundos.
- Considerando los promedios por aberturas, en los que los picos fundamentales no coinciden, se define una banda de 0.1 a 0.22 Hz, en la que se ubica la frecuencia fundamental del sitio.
- Las pequeñas variaciones en los promedios por líneas y por aberturas nos permiten pensar que no existe gran variación de la señal en ninguna dirección, ni en la distancia máxima entre estaciones.
- Si se considera el pico más grande en bajas frecuencias, la frecuencia fundamental del sitio se puede ubicar en 0.22 Hz.
- Si la frecuencia fundamental se identifica en 0.22 Hz, se obtiene un periodo de 4.5 segundos que se aproxima al obtenido por Lermo y Chávez-García (1994b) en la zona, con datos acelerométricos y de microtremores.

IV.3 Aplicación del método SPAC

El método SPAC se aplicó a dos sitios de la Ciudad de México, primero en Ciudad Universitaria (CU), por ser éste un sitio del cual se conoce el modelo estructural; y en segundo lugar, Tulyehualco con el objetivo de comparar los resultados del método SPAC con los obtenidos con el método de Nakamura. A continuación se explican los experimentos y los resultados obtenidos en ambos sitios.

IV.3.1 Sitio Ciudad Universitaria

Como se mencionó en el capítulo anterior, los métodos que implican arreglos instrumentales para el registro de microtremores han sido poco utilizados en nuestro país. El caso del método SPAC no es la excepción. Por eso se consideró necesario realizar un prueba sobre su aplicabilidad a la Ciudad de México, en algún sitio del cual se conociera la estratigrafía. Para ello se decidió realizar un arreglo instrumental en CU y aplicar el método SPAC a los registros obtenidos.

En la figura 4.17 se muestra un plano de CU con la ubicación del arreglo y de cada estación. La descripción de la ubicación de las estaciones se realizó en la primera parte de este capítulo.

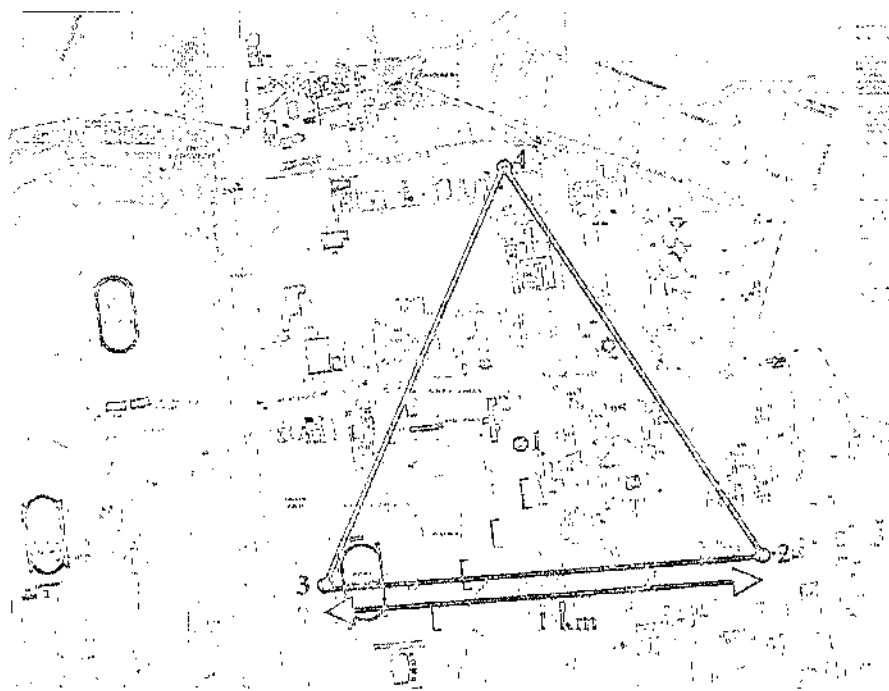


Figura 4.17 Plano de Ciudad Universitaria y ubicación del arreglo instrumental.

El modelo estructural de CU ha sido estudiado por diversos autores (Gutiérrez *et al.*, 1994, Kagawa *et al.*, 1996); sin embargo, en este capítulo se compara el modelo obtenido en este trabajo con el estimado por Kagawa *et al.* (1996) con el método f-k.

El preprocesado de los registros fue similar al realizado para la aplicación del método de Nakamura. Primero se truncaron los registros para tener el mismo tiempo cero de referencia en todas las estaciones, esto es muy importante, ya que el objetivo del método es obtener la mejor correlación entre las señales de las distintas estaciones.

La conversión de unidades, el suavizado, y la obtención de los coeficientes de correlación se realizan con un programa en lenguaje de programación FORTRAN, en el siguiente orden:

- Se leen los archivos de datos truncados con un encabezado que contiene el factor de conversión de unidades.
- Se leen las ventanas de tiempo seleccionadas.
- Se obtienen los espectros de potencia para cada ventana y cada estación (figura 4.18).
- Se calculan los coeficientes de correlación interna y externa para cada estación y cada ventana (figuras 4.19 y 4.20, respectivamente).
- Se promedian los coeficientes de correlación interna y externa para cada ventana (figura 4.21).

Se buscaron las ventanas que tuvieran la mejor correlación, y se seleccionaron seis ventanas de 81.92 segundos ubicadas en 170, 990, 1100, 1440, 1710 y 1960 segundos.

Los espectros de potencia (figura 4.18) para las cuatro estaciones tienen un comportamiento muy similar en bajas frecuencias: muestran casi el mismo nivel de energía. Las diferencias que se observan en altas frecuencias para las distintas estaciones se deben a diferencias en las condiciones superficiales de cada estación; esto es: que la estación 1 estuvo ubicada sobre pavimento, la estación 2 sobre roca, la estación 3 en una zona empedrada y la 4 sobre tierra.

En la figura 4.19 se presentan los coeficientes de correlación entre las estaciones de los vértices y la estación central (correlación interna). En la figura 4.20 se muestran los coeficientes de correlación de cada ventana entre las estaciones de los vértices, se observa que tienen un comportamiento muy estable de 0.0 a 0.5 Hz.

En la figura 4.21 se tienen los promedios de la correlación interna, y la correlación externa para cada ventana. De nuevo se observa que la correlación externa tiene un comportamiento más estable que la correlación interna, lo que se refleja en la curva de dispersión obtenida a partir de ésta.

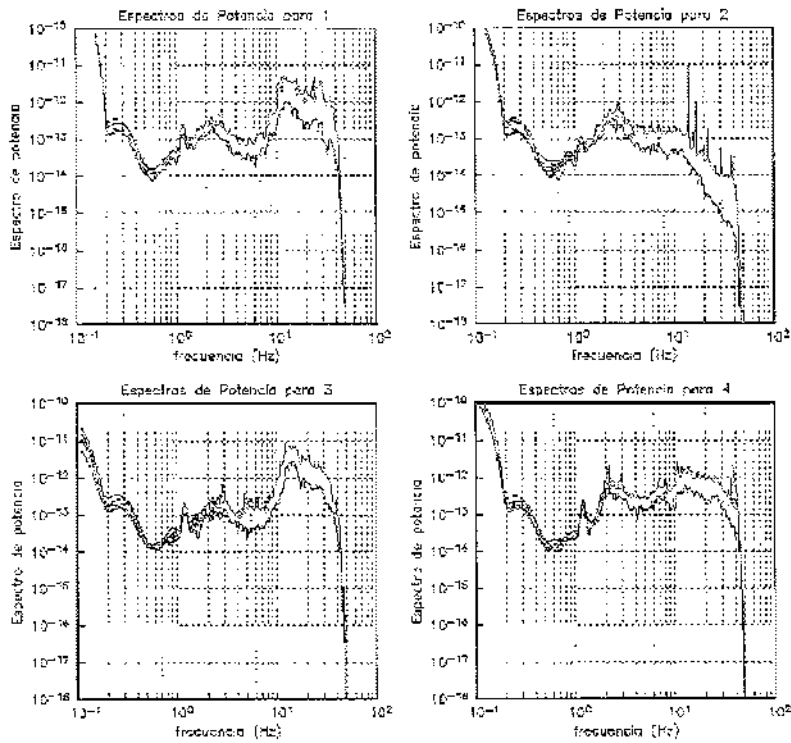


Figura 4.18 Espectros de potencia de cada estación. Arreglo CU.

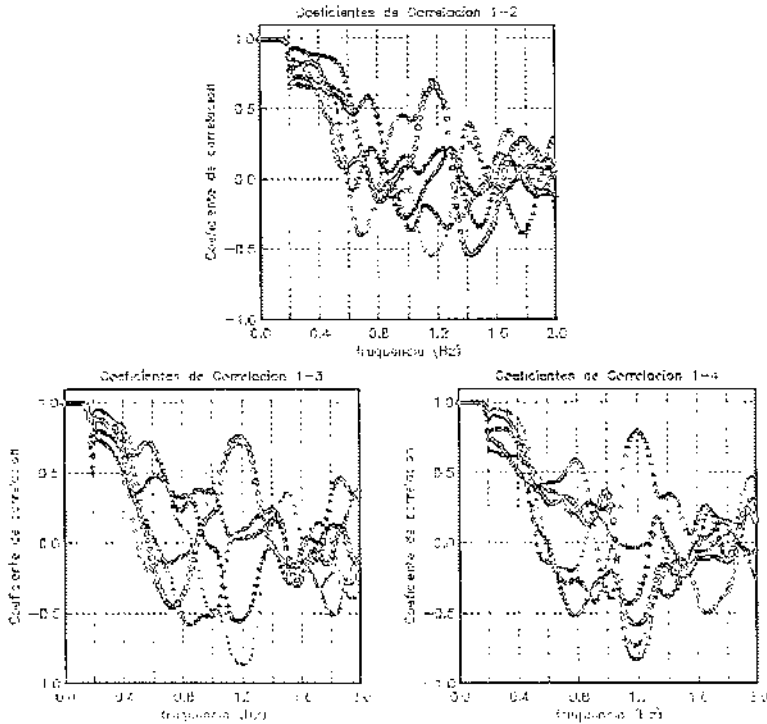


Figura 4.19 Coeficientes de correlación interna. Arreglo CU. Los símbolos indican los coeficientes de correlación entre cada una de las ventanas de registro seleccionadas.

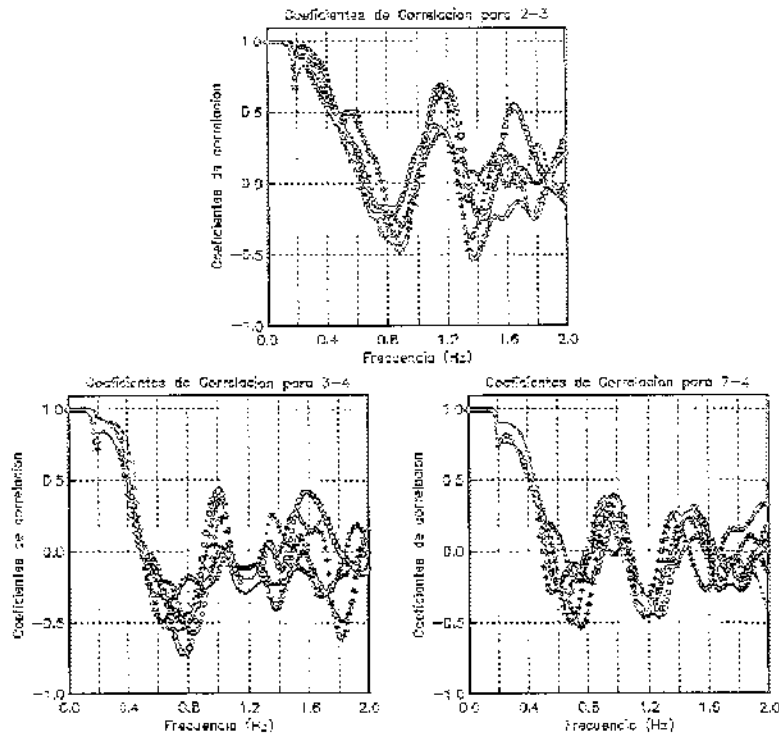


Figura 4.20. Coeficientes de correlación externa. Arreglo CU. Los símbolos indican los coeficientes de correlación entre cada una de las ventanas de registro seleccionadas.

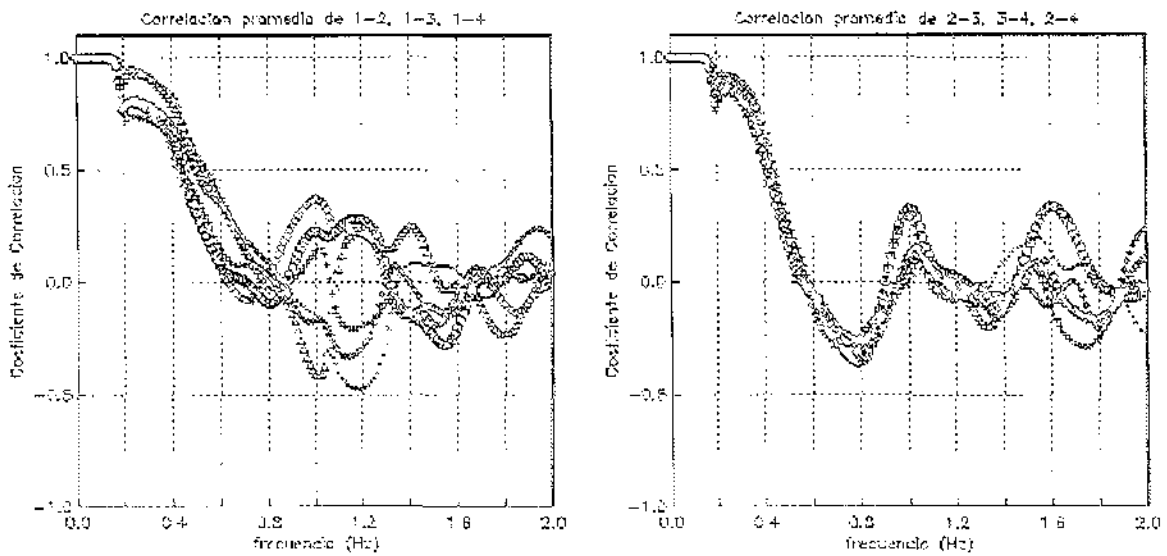


Figura 4.21. Coeficientes de correlación interna y externa promediados. Arreglo CU. Los símbolos indican los promedios de los coeficientes de correlación promediados para cada una de las ventanas de registros seleccionadas.

A partir de los coeficientes de correlación promediados (figura 4.21), se obtienen las velocidades de fase para la correlación externa y para la interna, que se muestran en la figura 4.22:

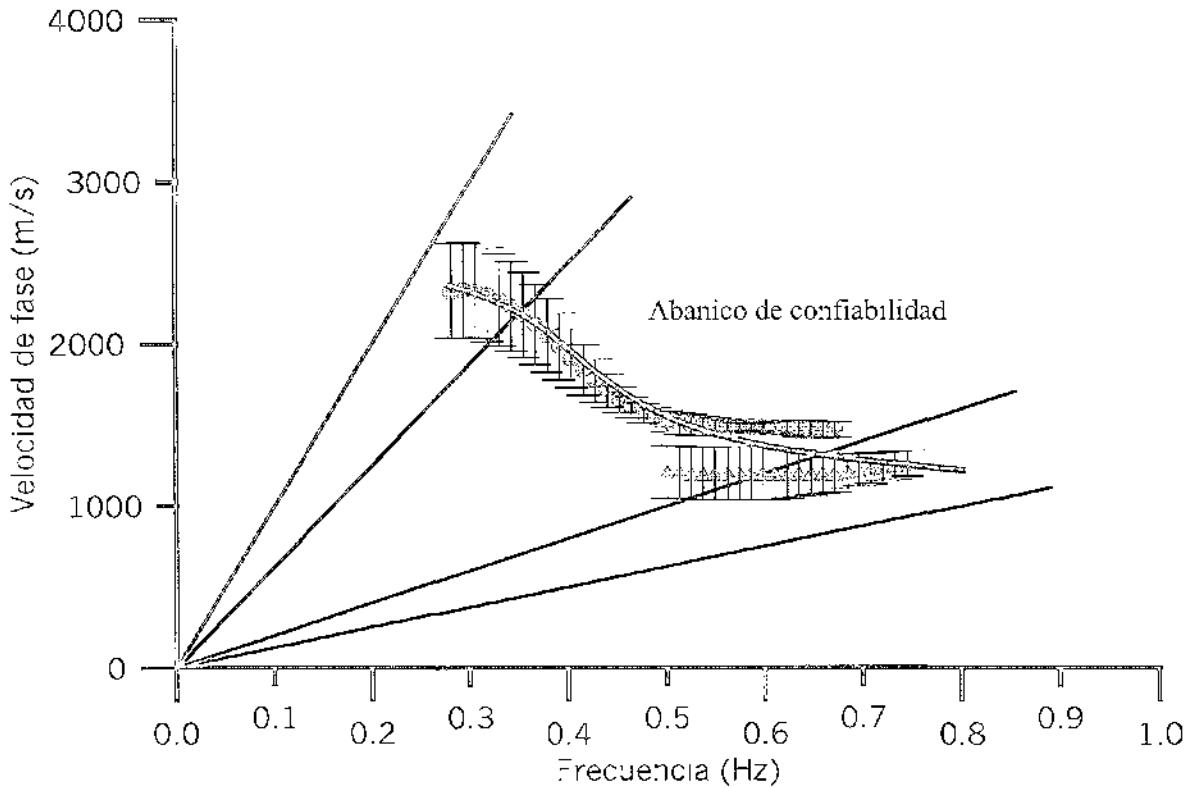


Figura 4.22. Curvas de dispersión obtenidas, y abanicos de confiabilidad. Los círculos indican la curva de dispersión obtenida a partir de la correlación externa. Los triángulos indican la curva de dispersión obtenida a partir de la correlación interna. Las barras indican la desviación estándar. La curva es el modelo de velocidades ajustado. Las líneas rectas indican los abanicos de confiabilidad para las curvas de dispersión obtenidas con la correlación externa e interna.

Los círculos son los obtenidos con la correlación externa y su desviación estándar; los triángulos son los obtenidos con la correlación interna. Las líneas muestran el abanico de confiabilidad para cada correlación. La curva continua es el modelo estructural obtenido a partir de la curva de dispersión de la correlación externa para las capas más profundas, y de la correlación interna para las capas más superficiales. El modelo se muestra en la tabla 4.2, y en la figura 4.23.

Kagawa *et al.* (1996) obtuvieron el modelo estructural de CU a partir de registros de 4 arreglos de microtemores, utilizando el método $f-k$. El modelo de Kagawa *et al.* (1996) tiene diez capas que definen con más detalle la parte superficial del terreno. En la figura 4.24 se comparan las curvas de dispersión obtenidas con el método SPAC (línea continua), y la obtenida por Kagawa *et al.* (1996) con el método $f-k$ (línea discontinua)

Lo primero que se observa es que con el método SPAC se obtiene mayor densidad de muestras en el dominio de las frecuencias, lo que permite un mejor ajuste del modelo teórico y la curva de dispersión experimental. Por otro lado, las desviaciones estándar para el método SPAC son del mismo orden, e incluso, en algunos intervalos, son menores que las obtenidas con el método f-k.

Espesor (m)	Densidad (t/m^3)	Velocidad Ondas P (m/seg)	Velocidad Ondas S (m/seg)
116	2.0	1630	804
530	2.0	2500	1263
700	2.2	3100	1500
700	2.2	4500	2153
∞	2.5	5600	3000

Tabla 4.2. Modelo de velocidades encontrado a partir de la curva de dispersión de la figura 4.22.

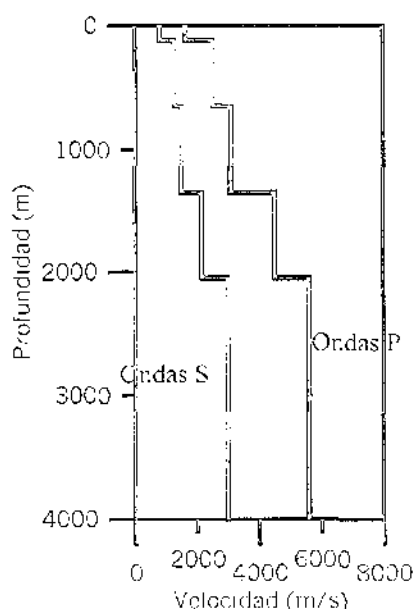


Figura 4.23. Modelo de velocidades encontrado.

La diferencia más notable es que con el método f-k se definen con más detalle las capas superficiales; sin embargo, con el método SPAC se obtiene una aproximación muy buena de la velocidad del estrato más superficial. Esto es más claro en la gráfica que muestra los modelos de velocidades obtenidos con uno y otro método (figura 4.25).

En la figura 4.25 se muestran el modelo obtenido con el método SPAC (línea continua), y el obtenido con el método f-k (línea discontinua). Se observa que los valores de velocidad

son similares para los modelos obtenidos con cada método, y que realmente lo que cambia son los espesores de las capas.

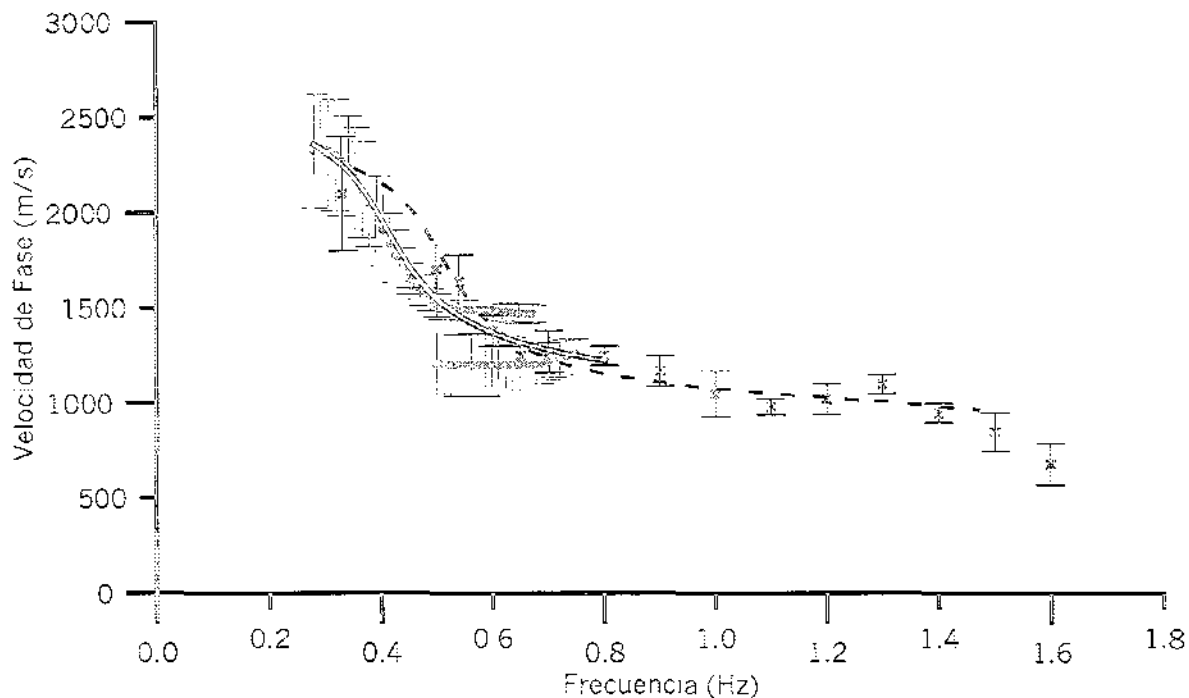


Figura 4.24. Comparación de las curvas de dispersión obtenidas con el método SPAC (círculos y línea continua) y el método $f-k$ (cruces y línea discontinua).

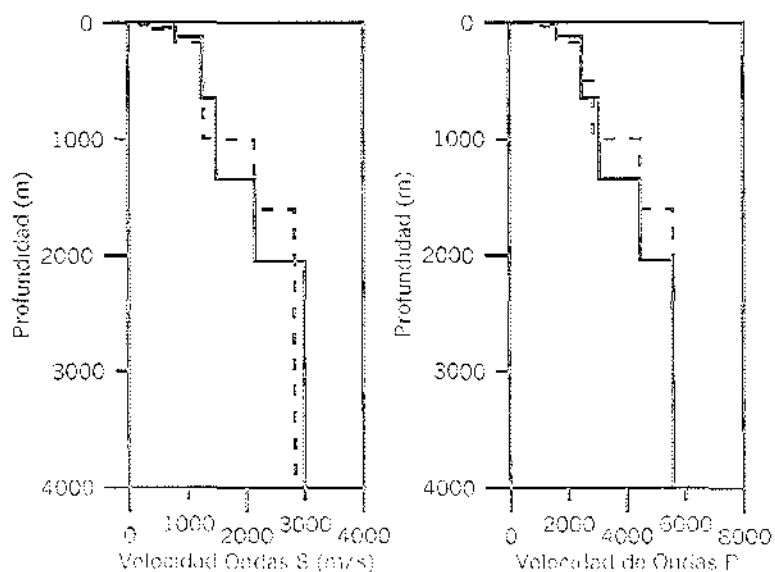


Figura 4.25. Comparación de los modelos de velocidades estimados con el método SPAC (línea continua) y con el método $f-k$ (línea discontinua).

El método SPAC tiene varias ventajas sobre el método f-k:

- ❖ Requiere de menos estaciones, para el método SPAC el mínimo son tres estaciones, y para el método f-k el mínimo son siete estaciones.
- ❖ Se obtiene mayor densidad de muestras en el dominio de las frecuencias, lo que permite un mejor ajuste del modelo.
- ❖ Con un número de arreglos menor, se obtiene la misma cantidad de información (con SPAC se requirió de un arreglo para obtener lo que se obtuvo con tres arreglos utilizando el método f-k).

Con este experimento se comprobó que los datos obtenidos con los instrumentos disponibles eran útiles para el objetivo de este trabajo, y que el programa para el análisis de los mismos funcionaban correctamente.

IV.3.2 Sitio Tulyehualco

Para la aplicación del método SPAC en Tulyehualco fue necesario realizar un arreglo más grande al que originalmente se había dispuesto con cuatro estaciones y tres aberturas.

En la primera campaña se realizó un arreglo instrumental de tres estaciones, con cuatro aberturas de 34 (A1, B1, C1), 69 (A2, B2, C2), 138 (A3, B3, C3), 276 (A4, B4, C4) metros de distancia entre estaciones (figura 4.26).

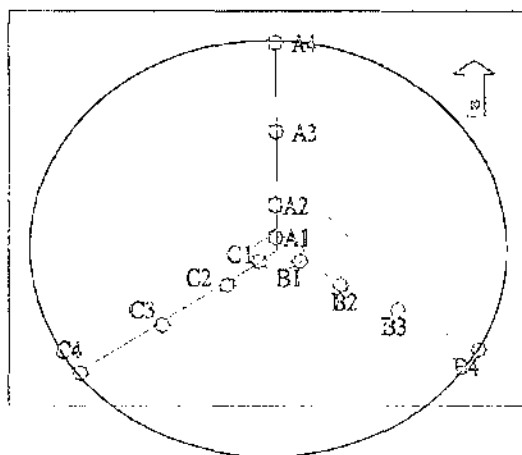


Figura 4.26. Primer arreglo instrumental de Tulyehualco, con tres estaciones y cuatro aberturas de 20, 40, 80 y 160 metros.

Para guardar la misma nomenclatura entre las estaciones de los arreglos para los cuales se aplica el método SPAC, las estaciones se renombran de la siguiente forma a las

estaciones de la línea A se les llamará 2.1, 2.2, 2.3, 2.4; a las estaciones de la línea B, 3.1, 3.2, 3.3, 3.4; y, a las estaciones de la línea C, 4.1, 4.2, 4.3, 4.4.

El procesado fue el mismo que se realizó para los datos de CU. Para cada estación se buscaron las ventanas de registro que tuvieran mejor correlación, se obtuvieron sus espectros de potencia, los coeficientes de correlación entre estaciones y, por último, la curva de dispersión correspondiente.

En general se observa que los espectros de potencia de los registros en las tres estaciones de cada abertura son más o menos estables en bajas frecuencias; por otro lado, los coeficientes de correlación muestran cierta dispersión hacia bajas frecuencias (figuras 4.27 a 4.34).

Cuando se obtiene la curva de dispersión (figura 4.35) y los abanicos de confiabilidad para cada abertura se observan los problemas generados por la distancia tan corta entre estaciones. Para la primera abertura (34 metros) solamente 2 puntos (cruces) entran en el abanico de confiabilidad y, hacia altas frecuencias, los puntos se ubican sobre la línea que define el intervalo de confiabilidad, por lo que no se toman en cuenta. Para la segunda abertura (69 metros) (triángulos), de nuevo son muy pocos los puntos dentro del intervalo de confiabilidad, y los quiebres de la curva de dispersión están fuera de este intervalo.

En la curva de dispersión de la tercera abertura (138 metros) (equis) se puede hacer una aproximación de la velocidad superficial si consideramos que los puntos en altas frecuencias tienden asintóticamente a ésta, que es de 255 m/seg. En la curva de dispersión de la cuarta abertura (276 metros) (círculos) se puede ver al menos un quiebre, lo que indica información sobre capas más profundas. Sin embargo la información, aún no es suficiente para definir un modelo estructural del sitio.

Por esta razón se realizó otro arreglo en la misma zona, pero esta vez con una distancia de 800 metros entre estaciones. Este arreglo se ubicó lo más cercano posible al arreglo realizado con anterioridad, y se logró que los centros de uno y otro arreglo se colocaran muy cerca, como se muestra en la figura 4.36.

El procesado de las señales fue el mismo que se realizó para los dos arreglos anteriores: se truncaron las señales, se obtuvieron las ventanas con mejor correlación, sus espectros de potencia, las correlaciones interna y externa y, por último, la curva de dispersión.

Las ventanas de datos para el arreglo de Tulychualco de 800 metros se ubicaron en 720, 820, 920, 1020 y 1120 segundos, y fueron las que mejor correlación presentaron.

Si se observa de nuevo el mapa de localización (figura 4.36), la estación 1 se ubica sobre depósitos lacustres, pero muy cerca del límite con el aluvión; la estación 2 se encuentra sobre depósitos lacustres, muy cerca de la orilla de la Laguna de los Reyes Aztecas; la estación 3 sobre depósitos volcánicos y, la estación 4 se localiza sobre el aluvión.

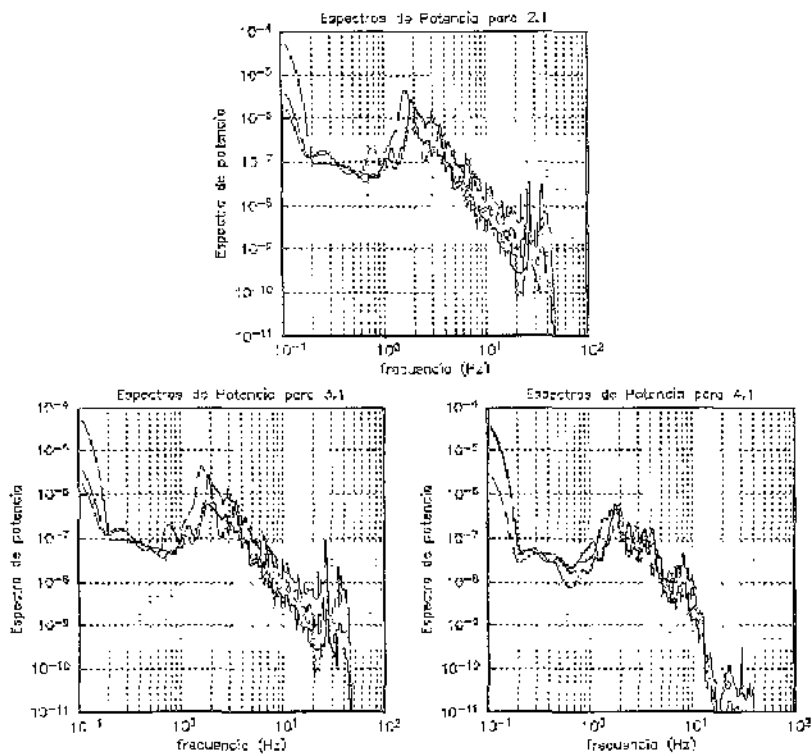


Figura 4.27. Espectros de potencia para las ventanas de registro seleccionadas de la primera abertura.

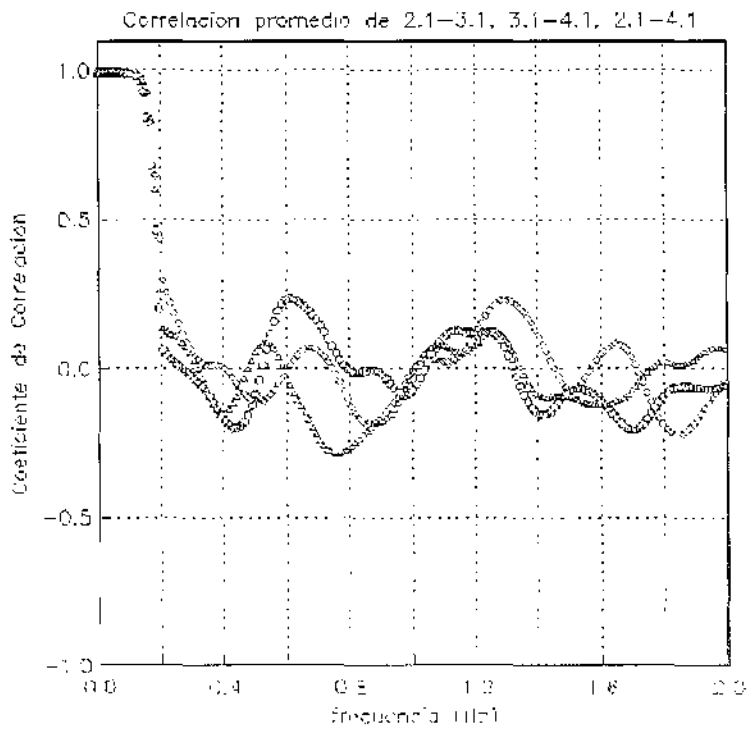


Figura 4.28. Coeficientes de correlación promediados, primera abertura.

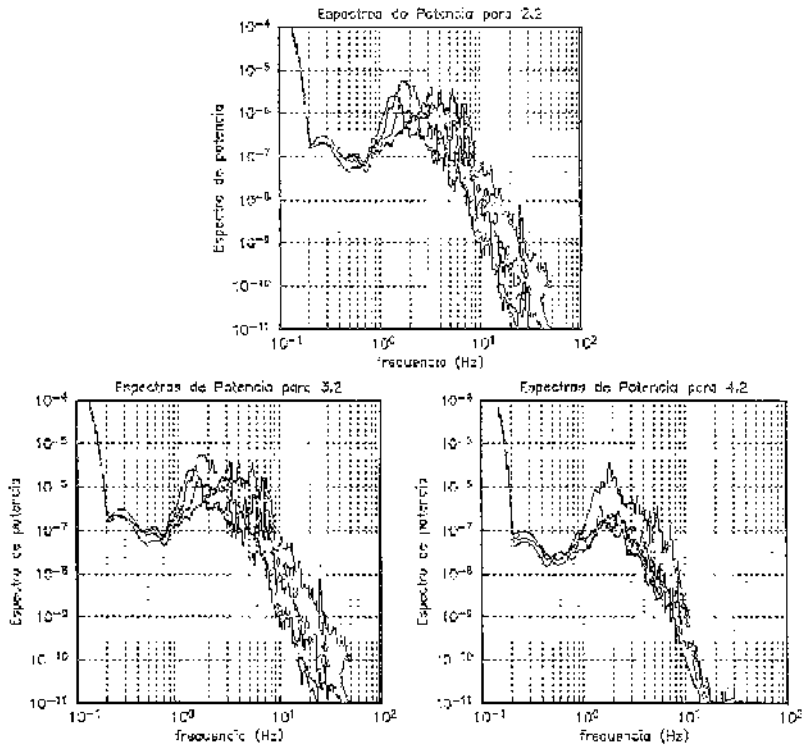


Figura 4.29. Espectros de potencia para las ventanas de registro seleccionadas de la segunda abertura.

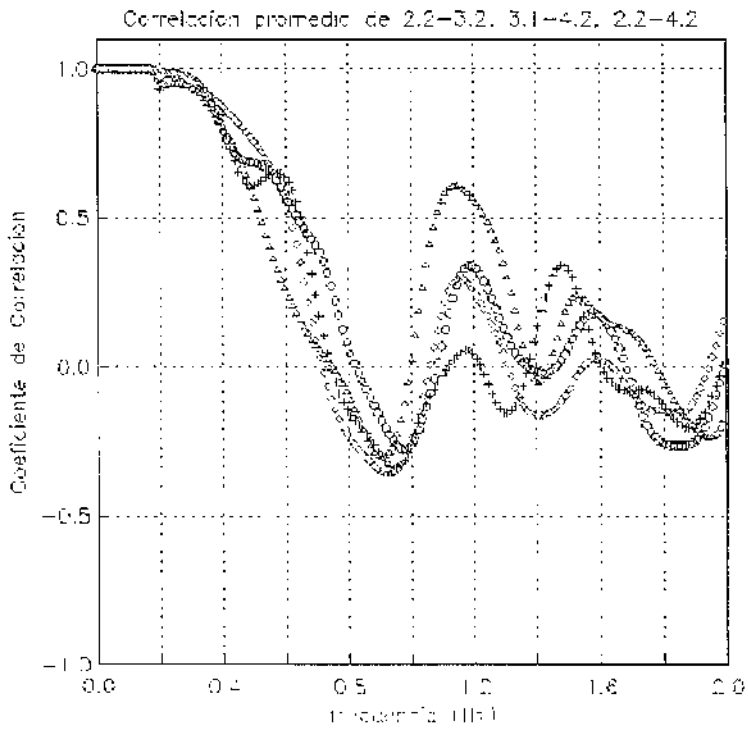


Figura 4.30. Coeficientes de correlación promediados, segunda abertura

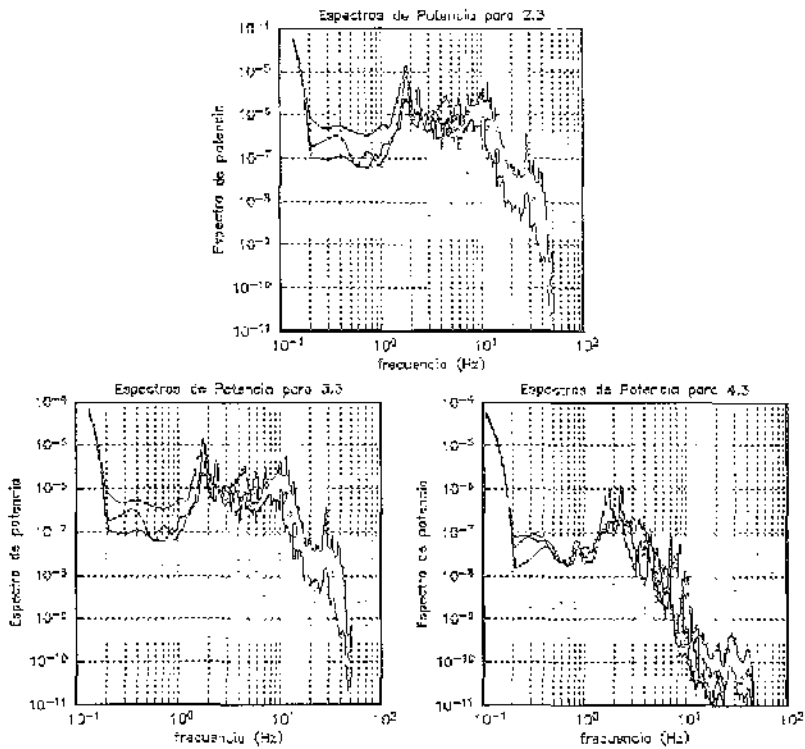


Figura 4.31. Espectros de potencia para las ventanas de registro seleccionadas de la tercera abertura.

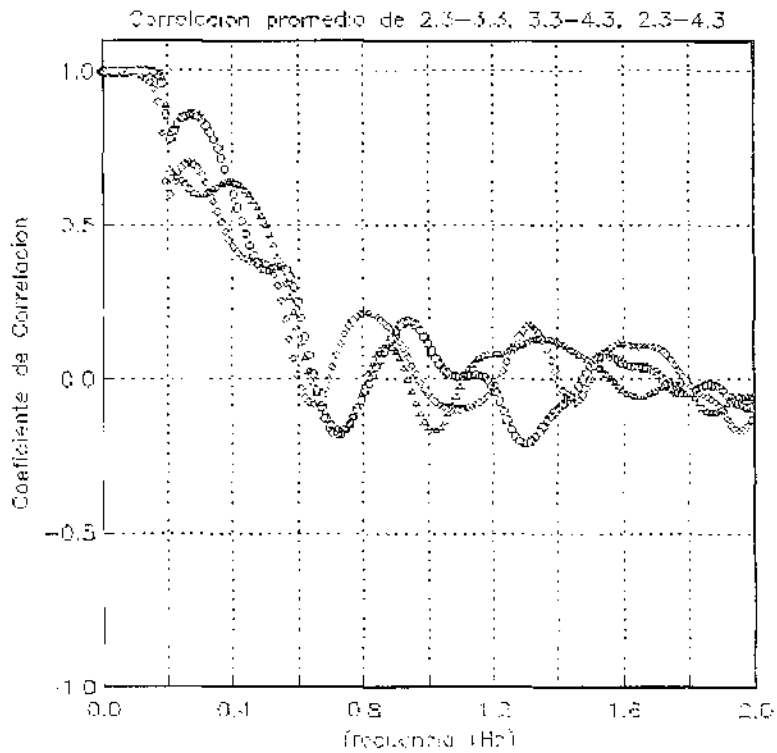


Figura 4.32 Coeficientes de correlación promediados, tercera abertura.

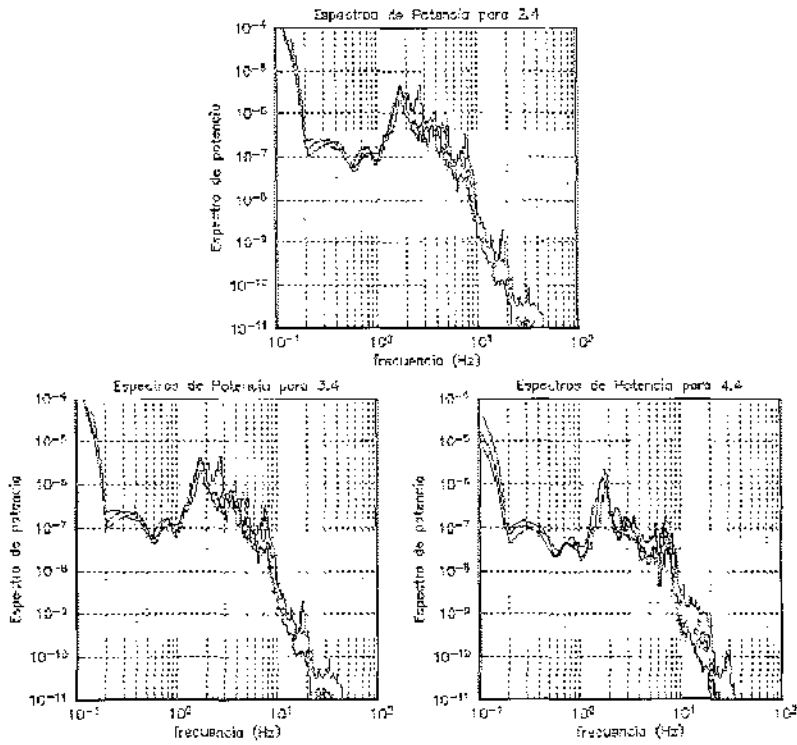


Figura 4.33. Espectros de potencia para las ventanas de registro seleccionadas de la cuarta abertura.

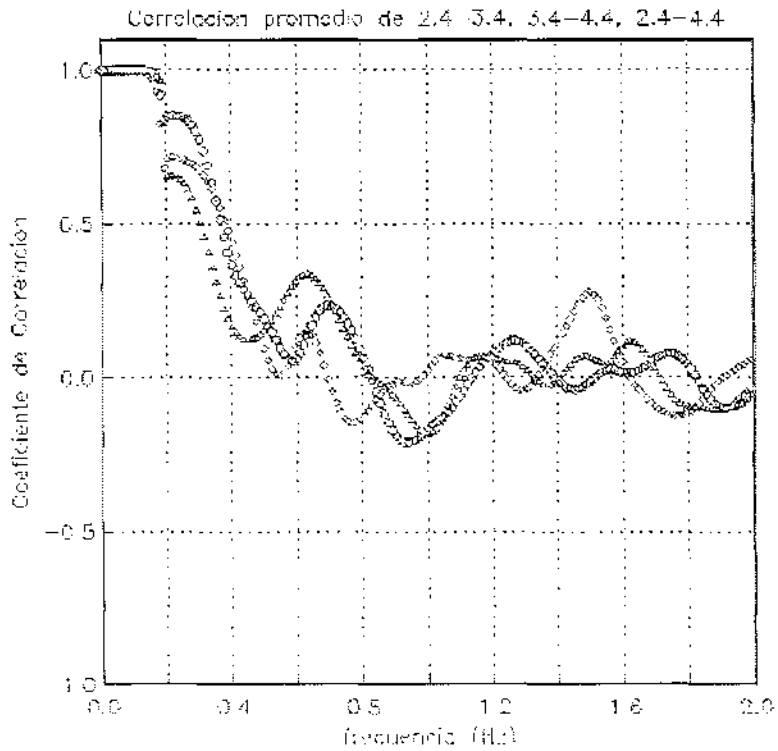


Figura 4.34. Coeficientes de correlacion promediados, cuarta abertura.

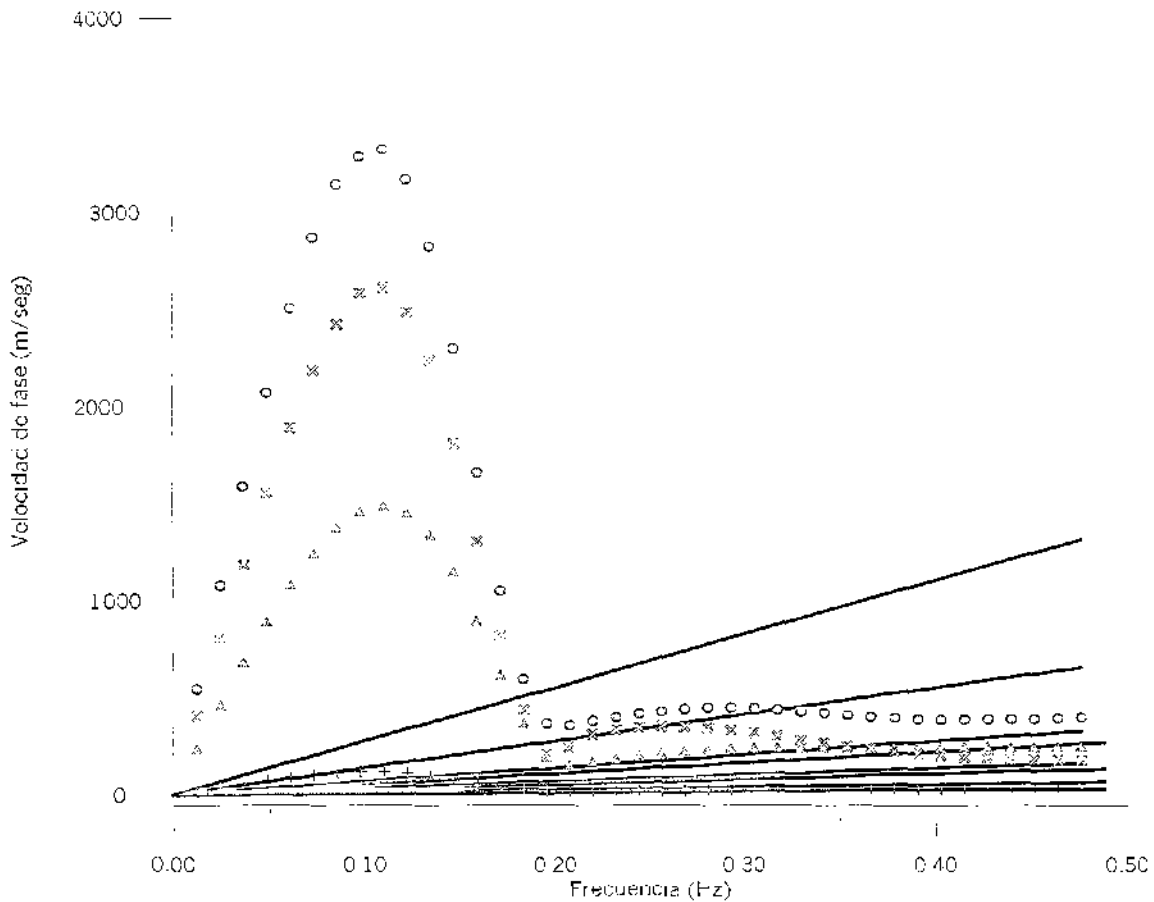


Figura 4.35. Curvas de dispersión obtenidas del primer arreglo de Tulyehualco. Las cruces indican la curva obtenida a partir de la primera abertura; los triángulos la curva obtenida a partir de la segunda abertura; las x's indican la curva obtenida a partir de la tercera abertura; y, los círculos la curva obtenida a partir de la cuarta abertura.

La diferencia de litología entre las estaciones se refleja en los espectros de potencia obtenidos (figura 4.37). En la estación 1 (depósitos lacustres en el límite con el aluvión) el comportamiento de los espectros no es muy estable; los espectros de potencia de la estación 2 (en depósitos lacustres) son los que se presentan mayor dispersión; los espectros de la estación 3 (en depósitos volcánicos, cerca del límite con el aluvión) vuelven a expresar cierta dispersión y, los espectros de la estación 4 (sobre el aluvión) son los que muestran mayor estabilidad.

En la figura 4.39 se observa que las únicas estaciones que se correlacionan son la 1 y 2, aunque su correlación no es muy estable. Por otro lado, en la figura 4.40 sólo las estaciones 3 y 4 tienen buena correlación, y muestran un comportamiento más estable de 0.0 a 0.4 Hz.

Las estaciones se correlacionan bien por pares, por un lado las estaciones 1 y 2, que están sobre depósitos lacustres; y por otro, la 3 que posiblemente esté en el límite de los depósitos volcánicos con el aluvión e incluso sobre éste (figuras 4.39 y 4.40) y la 4 que está sobre aluvión.

La diferencia de litología entre las estaciones explica las correlaciones por pares observadas; además las estaciones 3 y 4 se encontraban cerca de construcciones pequeñas (casas de una planta o un piso) que pueden haber causado una compactación del suelo, y por tanto un comportamiento distinto ante las ondas superficiales.

Para obtener la curva de dispersión (figura 4.42), sólo se tomaron en cuenta las correlaciones de las señales de las estaciones 1-2 y 3-4 (figura 4.41), la primera con la distancia R_{\min} de 462 metros (triángulo grande) y la segunda con R_{\max} de 800 metros (triángulo pequeño).

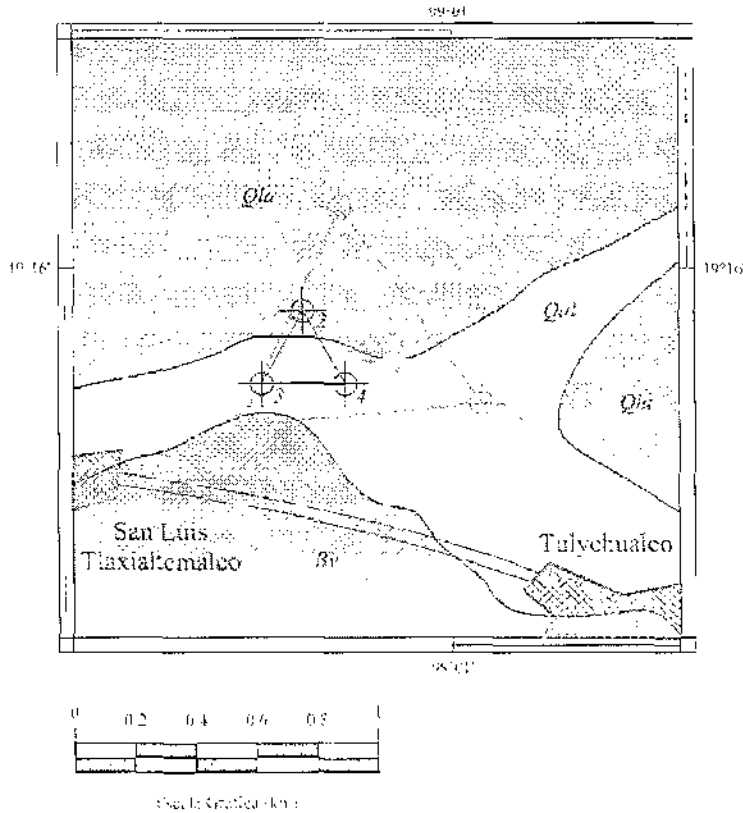


Figura 4.36. Mapa de ubicación de los dos arreglos de Tulychualco.

Si consideramos que hacia altas frecuencias las curvas de dispersión tienden asintóticamente a la velocidad de los estratos más superficiales, la correlación externa (círculos) define la velocidad del aluvión de 1000 m/seg aproximadamente; y la correlación interna (triángulos) define la velocidad de los depósitos lacustres de 500 m/seg aproximadamente. Estos valores de velocidad son muy altos, aun para el tipo de litología que se tiene; sin embargo, hay que recordar que sólo se están considerando dos estaciones para cada correlación (1-2 para la correlación interna, y 3-4 para la correlación externa), pero, cualitativamente, se observa que para el aluvión la velocidad es mayor que para los depósitos lacustres.

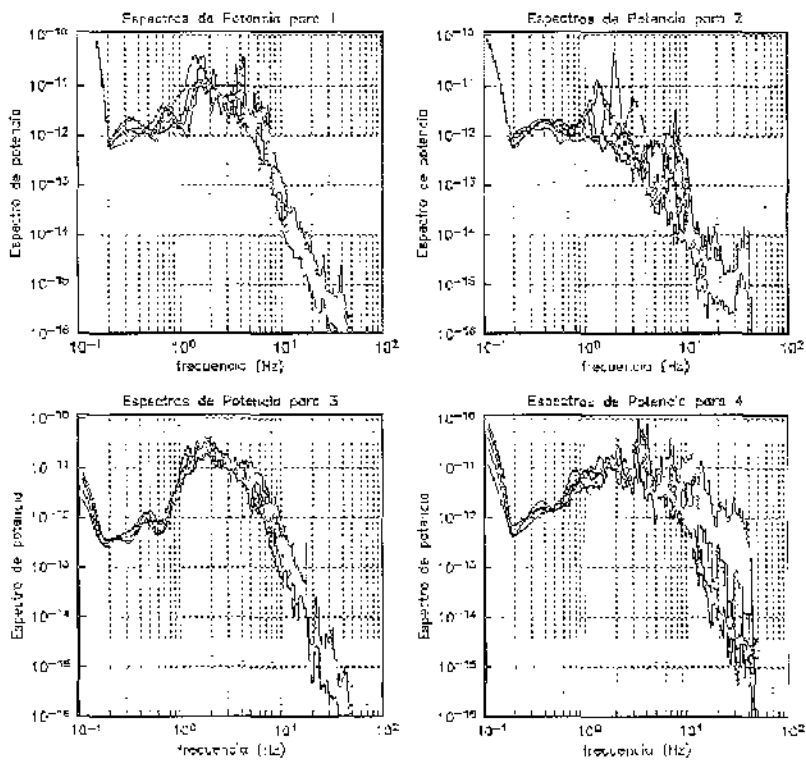


Figura 4.38. Espectros de potencia para cada estación.
Arreglo Tulyehualco 800 m.

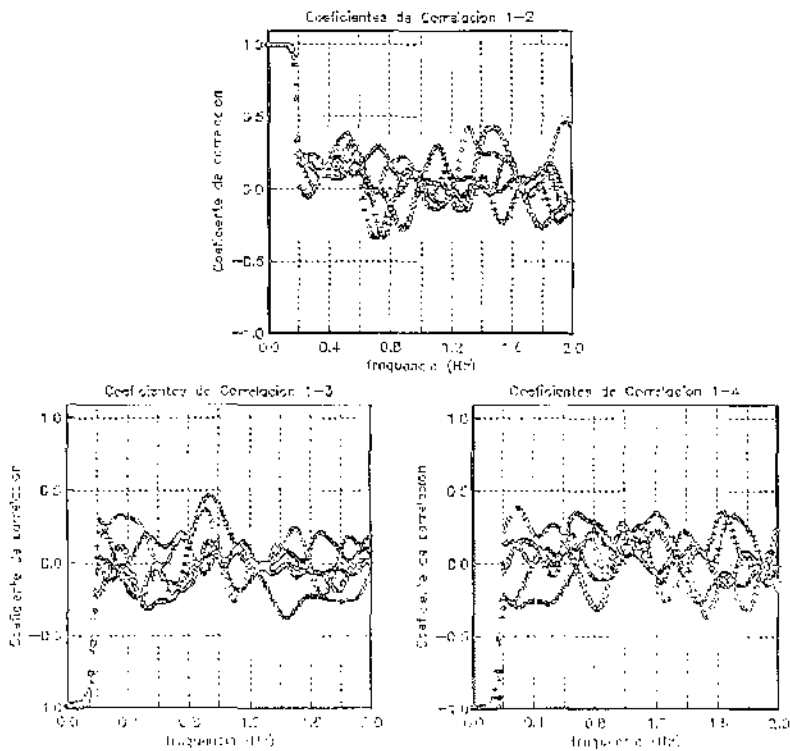


Figura 4.39. Coeficientes de correlacion interna para cada ventana
Arreglo Tulyehualco 800 m.

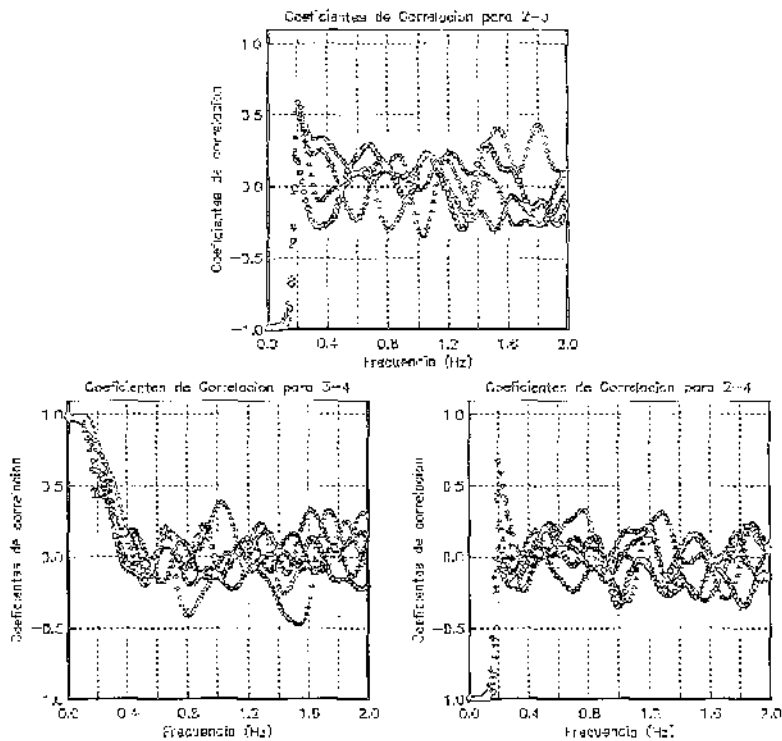


Figura 4.40. Coeficientes de correlación externa para cada ventana.
Arreglo Tulychualco 800 m.

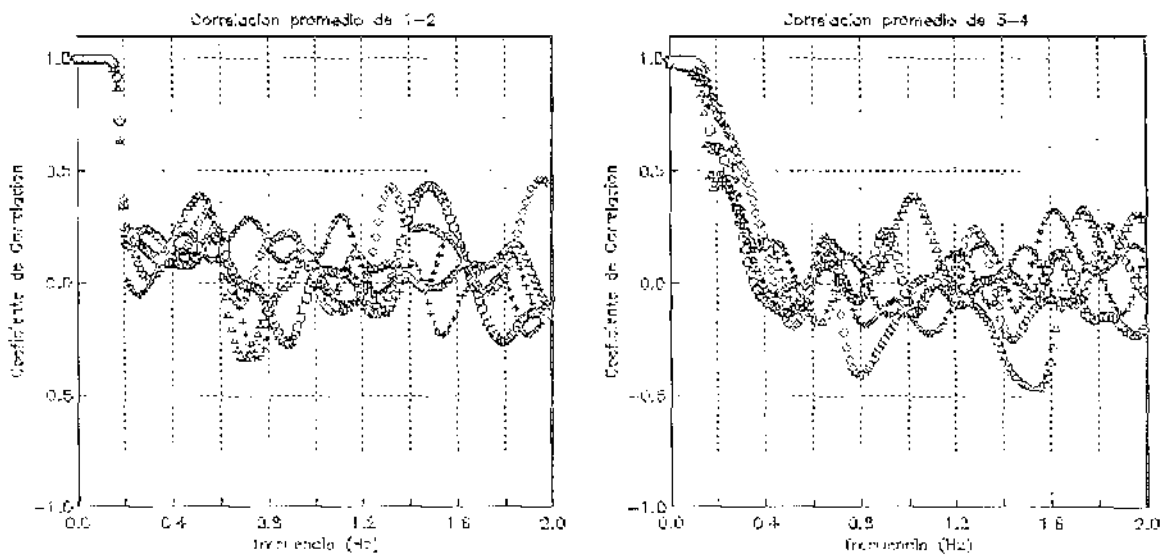


Figura 4.41. Coeficientes de correlación interna y externa promediados.
Arreglo Tulychualco 800 m.

El método SPAC se aplicó a dos sitios de la Ciudad de México con características geológicas y estratigráficas distintas: CU que está ubicada sobre material volcánico y Tulyehualco, ubicado en la zona del antiguo Lago de Xochimilco y con unidades litológicas diferentes dentro del mismo arreglo instrumental.

En el experimento de CU todos los resultados fueron más estables y más fáciles de obtener, precisamente porque todas las estaciones se localizaron dentro de una misma unidad litológica de material volcánico lo que fue de gran ayuda para la obtención del modelo estructural.

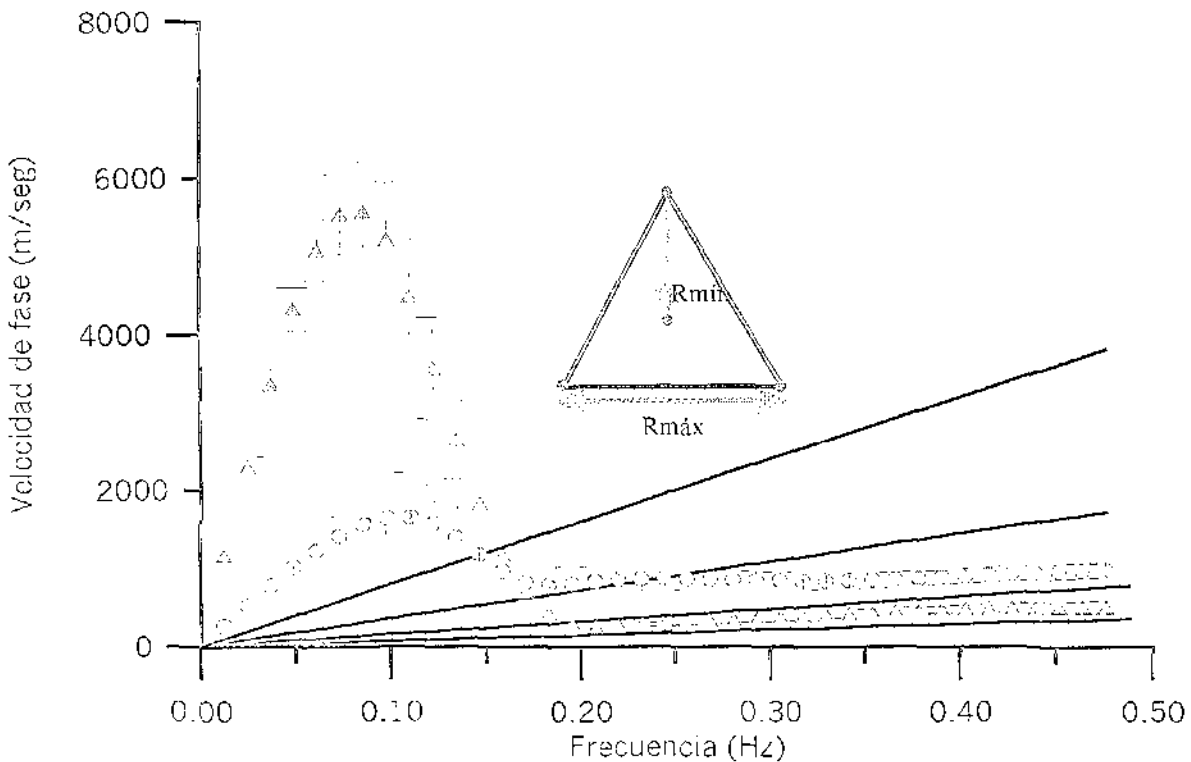


Figura 4.42 Curvas de dispersión obtenidas del arreglo de Tulyehualco 800 m. Los triángulos indican la curva de dispersión obtenida a partir de la correlación interna; los círculos indican la curva de dispersión obtenida a partir de la correlación externa.

Sin embargo en Tulyehualco surgieron varios problemas, el primero fue con los datos ya existentes de la primera campaña de microtremores, ya que la distancia de los arreglos fue muy pequeña; lo que no permitió la obtención del modelo estructural.

Posteriormente, se trató que el arreglo instrumental de 800 metros en Tulyehualco se ubicara lo más cerca posible al arreglo realizado con anterioridad, lo que ocasionó que las estaciones se ubicaran en unidades litológicas distintas, y esto provocó los problemas con

los coeficientes de correlación que se explicaron anteriormente de manera que la información obtenida no fue suficiente para obtener el modelo estructural.

Capítulo V

V.1 Discusión de resultados

Los resultados de la aplicación de los métodos de Nakamura y SPAC se han presentado en el capítulo anterior. A continuación se realiza la discusión para cada sitio en el que fueron aplicados.

V.1.1 Sitio Tulyehualco

Para la aplicación del método de Nakamura primero se realizaron pruebas estadísticas con la finalidad de definir: qué tipo de señal utilizar, el tamaño de la ventana de datos, y cómo combinar el efecto de los componentes horizontales. De estas pruebas se concluyó lo siguiente:

- Es más conveniente utilizar ventanas de tiempo que contengan señales estacionarias, ya que el promedio de los cocientes espectrales que consideran este tipo de señal presentan una menor desviación estándar.
- Del análisis realizado con ventanas de veinte y cuarenta segundos se observó que la definición de los picos en el rango de interés (0.1-10 Hz.) es mejor cuando se consideran ventanas de cuarenta segundos.
- La mejor manera de combinar el efecto de los componentes horizontales resultó ser la suma vectorial de los mismos. De la comparación de los cocientes que consideran los componentes horizontales por separado o el promedio de éstos, el cociente que considera la suma vectorial de los componentes horizontales sobre el componente vertical resultó tener una menor desviación estándar, mejor definición de los picos dominantes y mayor amplitud de los mismos.

Con estas conclusiones, se procedió a aplicar el método de Nakamura a los datos de una arreglo instrumental realizado en Tulyehualco, con tres estaciones y cuatro aberturas distintas; se calcularon promedios por abertura, por líneas y un promedio general; este último con la finalidad de obtener un valor representativo de la frecuencia fundamental de la zona.

Una de las principales observaciones en estos tres promedios fue la estabilidad temporal y espacial de los registros que se refleja en la forma similar de los cocientes y en el comportamiento de la desviación estándar de manera estable, estas dos características son favorables en la evaluación de cocientes espectrales. Con la información obtenida la frecuencia fundamental del sitio se ubicó en 0.22 Hz. (4.5 seg.) (que coincide con la reportada por Lermo y Chávez-García (1994b) para la zona de estudio), con una amplitud de 10.5.

Posteriormente se aplicó el método SPAC al mismo conjunto de datos, para lo que se seleccionaron sólo las ventanas que tuvieron mejor correlación. A pesar de que los coeficientes de correlación fueron altos y con un comportamiento más o menos estable, no

fue posible estimar el modelo estructural del sitio debido a las distancias tan cortas entre estaciones.

Por esa razón se realizó un segundo arreglo instrumental en Tulyehualco con una distancia de 800 metros entre estaciones, con algunos problemas de planeación que ocasionaron que las estaciones se ubicaran en unidades litológicas distintas (figura 4.40).

Al aplicar el método de Nakamura a los datos de este arreglo (figuras 5.1 y 5.2) se observa lo siguiente:

- los cocientes para las cuatro estaciones muestran un pico cerca de 0.1 Hz.,
- las desviaciones estándar tienen un comportamiento similar para las cuatro estaciones,
- los cocientes no reflejan los cambios de litología entre las estaciones 2, 3 y 4,
- los cocientes no reflejan la misma litología entre las estaciones 1 y 2.

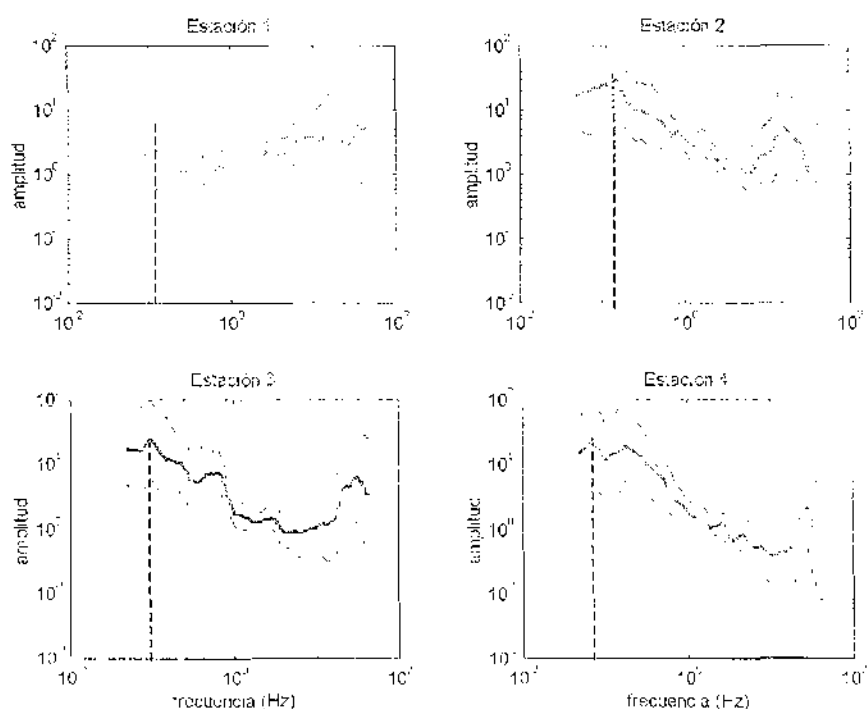


Figura 5.1. Cocientes de Nakamura por estación para el segundo arreglo de Tulyehualco.

Al igual que para el primer arreglo realizado en Tulyehualco, se obtuvo el promedio general para resaltar las tendencias generales de la región. Sin embargo, a diferencia del primer arreglo (ver figura 4.17) para este arreglo se observa una gran dispersión de los

datos en bajas frecuencias, la curva tiene un comportamiento muy suave y no se observa ningún pico importante (figura 5.2), esto debido, probablemente, a la distancia entre estaciones (800 m).

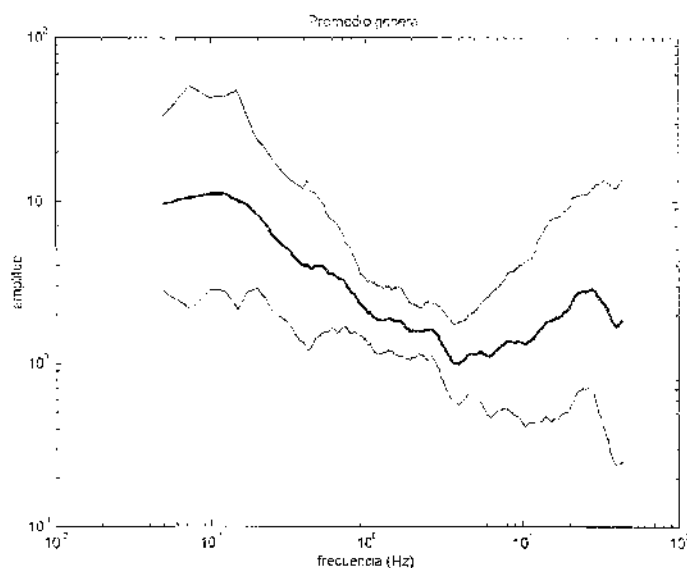


Figura 5.2. Promedio general para el segundo arreglo de Tulyehualco.

Cuando se aplicó la técnica SPAC, el efecto de que las estaciones estuvieran en distintas litologías fue más evidente. Los coeficientes de correlación no fueron buenos, y se presentó la particularidad de que las estaciones se correlacionaran por pares según la litología en que se asentaron (1-2 y 3-4) (figuras 4.42 y 4.43).

Aun con la distancia entre estaciones de 800 metros, las curvas de dispersión obtenidas no proporcionaron la información necesaria para estimar el modelo de velocidades. Sin embargo, si consideramos que la curva de dispersión en altas frecuencias tiende asintóticamente a la velocidad de las capas superficiales, entonces, podemos decir, cualitativamente, que la velocidad del aluvión es mayor que la de los depósitos lacustres (figura 4.42).

V.1.2 Sitio Ciudad Universitaria

A partir de los resultados obtenidos en Tulyehualco, surgió la inquietud acerca de la aplicabilidad de la técnica de SPAC a los registros obtenidos y a las condiciones de la Ciudad de México, por lo que se realizó un arreglo instrumental en CU, ya que el modelo estructural de este sitio ha sido estudiado en varios trabajos.

El arreglo en CU tuvo una distancia entre estaciones de 1 km., se utilizaron los mismos instrumentos, los mismos programas y, en general, el mismo procesamiento que el utilizado para los datos de Tulyehualco.

Es claro que las condiciones geológicas de CU son completamente distintas a las de Tulyehualco; en CU se tiene una geología más simple y más homogénea, las estaciones se ubicaron sobre la misma unidad litológica conformada por derrames de lava.

Aun así, los resultados de aplicar el método de Nakamura muestran comportamientos distintos para las estaciones del arreglo de CU (figuras 5.3 y 5.4), en la siguiente tabla se muestran los resultados para las cuatro estaciones del arreglo y un promedio general.

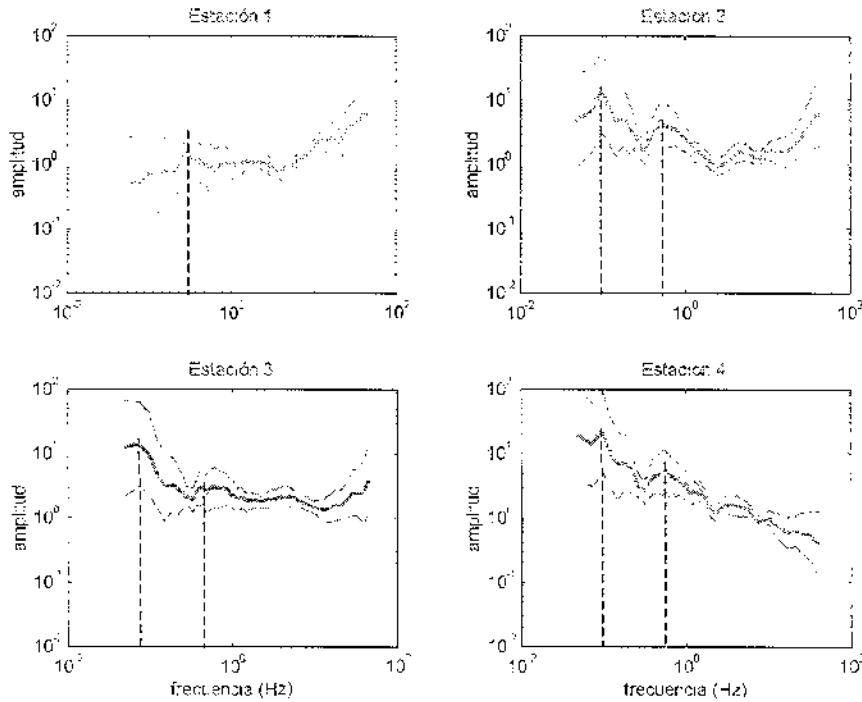


Figura 5.3. Cocientes por estación para el arreglo de CU.

	Estación 1	Estación 2	Estación 3	Estación 4	Promedio
Frecuencia (Hz.)	0.29	0.097, 0.51	0.07, 0.42	0.097, 0.56	0.097, 0.54
Amplitud	1.46	13.71, 4.83	14.17, 3.02	23.09, 5.58	6.87, 2.81

Tabla 5.1. Frecuencias dominantes de las cuatro estaciones, encontradas con el método de Nakamura.

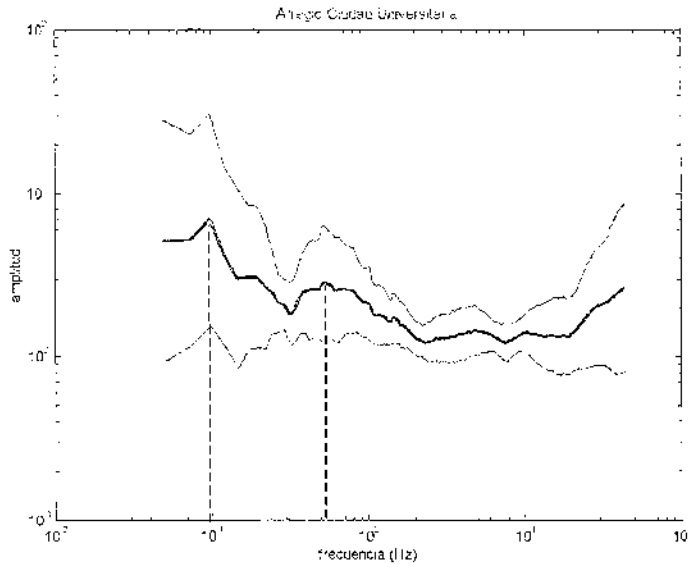


Figura 5.4. Promedio general del arreglo de CU.

En la tabla 5.1 se puede observar que existe una gran dispersión en cuanto a las estimaciones de la frecuencia fundamental del sitio, obtenidas a partir de la aplicación del método de Nakamura, y que este parámetro varía en un intervalo de 0.097 a 0.56 Hz.; de igual modo sucede con la amplitud, que varía de 1.46 a 23.09.

Por otro lado, Pacheco y Singh (1995) reportan una amplificación de 2.5 en un intervalo de 0.2 a 3 Hz. para CU a partir de datos de eventos sísmicos, sin embargo, señalan que el nivel de amplificación y el intervalo de frecuencias donde se encuentra la máxima amplificación varía según el origen de los eventos sísmicos.

Es claro que existe una gran dispersión en los resultados, tanto para las frecuencias calculadas, como para la amplificación que se obtiene de la aplicación del método de Nakamura.

Sin embargo, la aplicación del método SPAC a los registros de CU mostró resultados alentadores en cuanto a la aplicabilidad de esta técnica en zonas donde no existan grandes contrastes de impedancias, lo que ocasiona que los resultados del método de Nakamura presenten algunos problemas. Esto sugiere que el método SPAC puede utilizarse de manera complementaria a otras técnicas de análisis.

La aplicación de este método se describió en el capítulo IV, en el apartado 3. Como se mencionó en dicho capítulo, se seleccionaron las ventanas con mejores coeficientes de correlación y se obtuvo una curva de dispersión dentro del abanico de confiabilidad definido por la distancia entre estaciones. A partir de esta curva, se estimó un modelo de velocidades para CU. (tabla 5.2).

Utilizando el método de Haskell-Thompson, se obtuvo la función de transferencia utilizando el modelo de ondas S y P que se muestra en la tabla 5.2, y que es el obtenido de

la aplicación del método SPAC a los registros de campo. Los valores de Q_S se obtuvieron de Singh *et al.* (1995), y según Lay y Wallace (1995), los valores de Q_P se pueden obtener con la relación.:

$$Q_P = \frac{9}{4} Q_S \quad (5.1)$$

Espesor (m)	Densidad (t/m^3)	Velocidad Ondas P (m/seg)	Velocidad Ondas S (m/seg)	Q_P	Q_S
116	2.0	1630	804	562	250
530	2.0	2500	1263	562	250
700	2.2	3100	1500	562	250
700	2.2	4500	2153	675	300
∞	2.5	5600	3000	5000	5000

Tabla 5.2. Modelo de velocidades para CU encontrado con el método SPAC.

Esta función de transferencia se compara con las obtenidas anteriormente:

- 1) a partir del modelo propuesto por Kagawa *et al.* (1996) que se muestra en la tabla 5.4 (figura 5.5),
- 2) del cociente espectral de la estación de CU y la estación de Estanzuela para el sismo del 15 de junio de 1999 en Tehuacan (Montalvo *et al.*, 2000) (figura 5.6),
- 3) a partir del modelo de velocidades propuesto por Gutiérrez *et al.* (1994) que se muestra en la tabla 5.3 (figura 5.6).

Espesor (m)	Densidad (t/m^3)	Velocidad Ondas P (m/seg)	Velocidad Ondas S (m/seg)	Q_P	Q_S
80	1.9	1000	430	280	140
50	2.0	2062	875	600	300
∞	1500.0	3100	1500	5000	5000

Tabla 5.3. Modelo de velocidades de CU propuesto por Gutiérrez *et al.* (1994) a partir de un estudio de refracción.

Espesor (m)	Densidad (t/m ³)	Velocidad Ondas P (m/seg)	Velocidad Ondas S (m/seg)	Q _p	Q _s
15	1.8	1500	205	562	250
10	1.8	900	402	562	250
9	1.9	1250	506	562	250
10	1.9	1500	714	675	300
10	1.9	1400	432	675	300
116	2	1630	804	675	300
330	2	2500	1263	675	300
500	2.2	2900	1294	675	300
600	2.5	4500	2153	675	300
∞	2.5	5600	2841	5000	5000

Tabla 5.4. Modelo de velocidades de CU propuesto por Kagawa *et al.*(1996) con el método f-k.

En la figura 5.5 se muestran:

- las frecuencias fundamentales obtenidas de la aplicación del método de Nakamura, cruces para los valores obtenidos de la figura 5.3, y círculos para los valores de la figura 5.4,
- en línea discontinua, la función de transferencia del modelo de Kagawa *et al.* (1996),
- en línea continua, la función de transferencia del modelo obtenido con el método SPAC y,
- en línea vertical discontinua la frecuencia fundamental de CU reportada por Lermo y Chávez-García. (1994b).

Si consideramos los picos observados de los cocientes de Nakamura, en la figura 5.5 se muestra que las frecuencias fundamentales y los valores de amplificación encontrados no corresponden a ninguna de las funciones de transferencia que se muestran en la misma figura.

La función de transferencia del modelo de Kagawa *et al.* (1996) muestra amplitudes fuera de lo que se esperaría en una estación de zona de lomas, además las frecuencias de los picos más importantes se encuentran corridos hacia altas frecuencias.

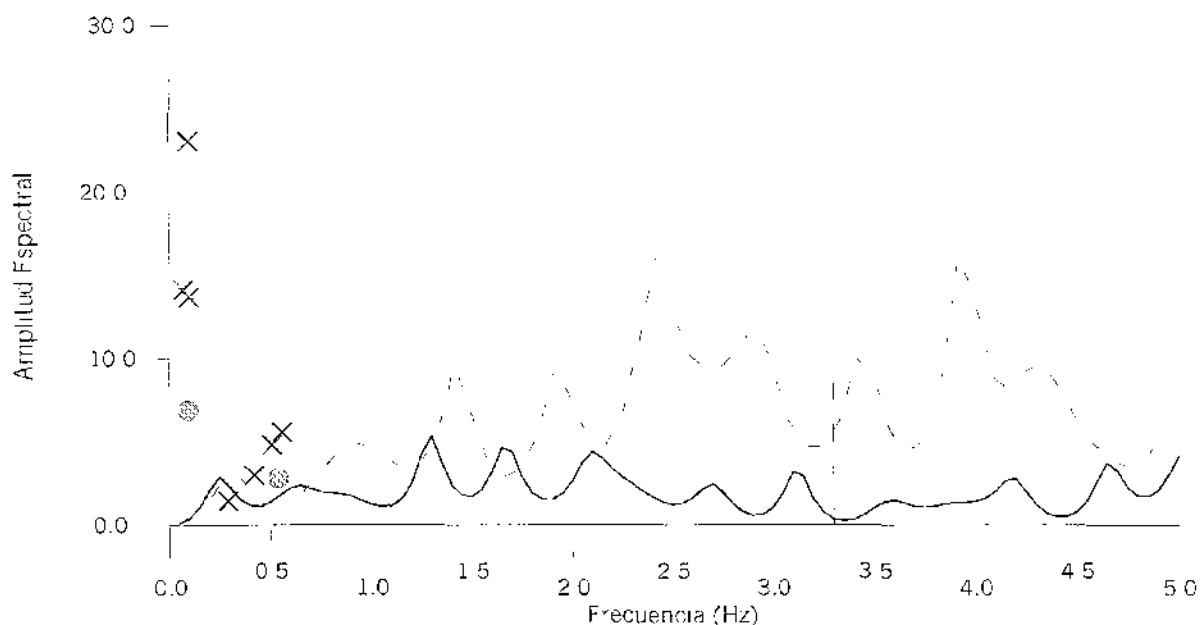


Figura 5.5. Comparación de la función de transferencia obtenida a partir del modelo encontrado con el método SPAC, con la función de transferencia del modelo propuesto por Kagawa *et al* (1996). Las cruces indican las frecuencias fundamentales encontradas con el método de Nakamura para cada estación, y los círculos las frecuencias del promedio general. La línea discontinua vertical indica la frecuencia fundamental reportada por Lermo y Chávez-García (1994b).

En la figura 5.6 se muestran tres curvas:

- en línea discontinua (curva suave), la función de transferencia obtenida del modelo de Gutiérrez *et al.* (1994), mostrado en la tabla 5.4,
- en línea vertical discontinua la frecuencia fundamental de CU reportada por Lermo *et al.* (1992).
- en línea discontinua, la función de transferencia empírica de Montalvo *et al.* (2000) y.
- en línea continua, la función de transferencia del modelo encontrado con el método SPAC.

De la comparación con la función de transferencia del modelo de Gutiérrez *et al.* (1994), se observa que, como era de esperarse, al definir más estratos con el modelo estimado con el método SPAC, se marcan más picos en la función de transferencia (figura 5.6).

Por otro lado, de la comparación con la función de transferencia empírica de Montalvo *et al.* (2000) (figura 5.6), se observa que la forma espectral es muy similar, varios picos coinciden en frecuencias (1.25, 1.75, 2.25 y 3.2 Hz.); sin embargo, en la amplitud espectral se observan algunas diferencias que pueden deberse a que la función de transferencia empírica obtenida por Montalvo *et al.* (2000) es relativa a la estación Estanzuela y no considera características más locales de cada sitio (frecuencias > 3.5 Hz.). Estos autores mencionan un claro efecto de sitio de 1 a 4 Hz., que también se observa en la función de transferencia calculada con el modelo encontrado con el método SPAC.

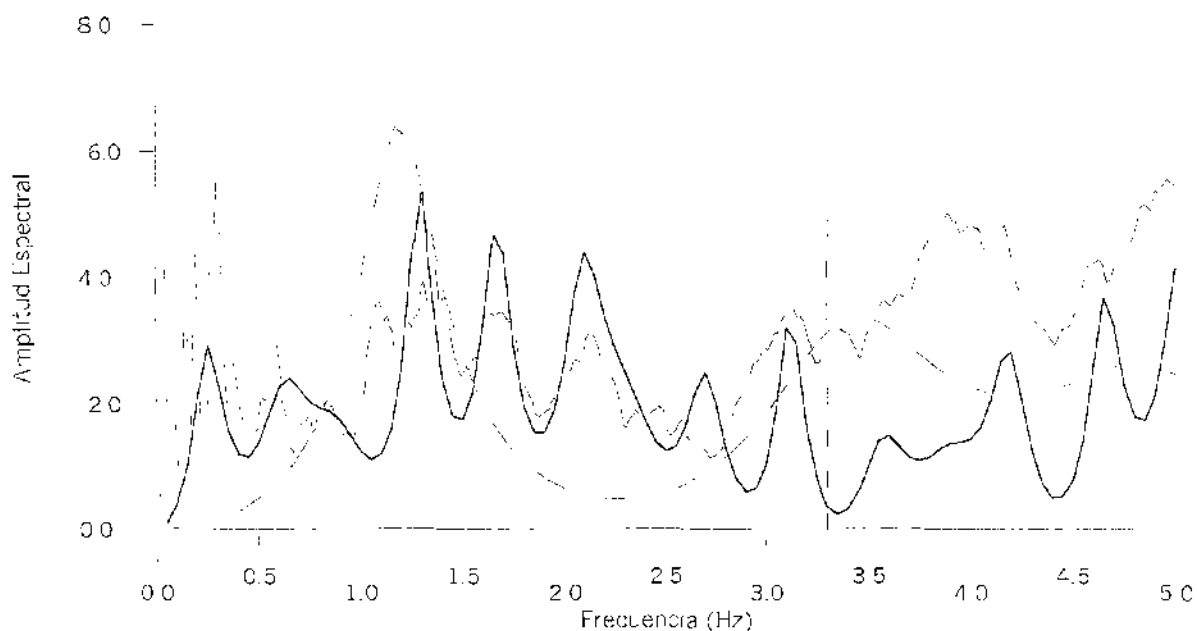


Figura 5.6. Comparación de la función de transferencia del modelo encontrado con el método SPAC, con la función de transferencia empírica de Montalvo *et al.* (2000) (línea discontinua) y, con la función de transferencia de Gutiérrez *et al.* (1994) (línea discontinua, curva suave). La línea vertical discontinua indica la frecuencia fundamental reportada por Lermo y Chávez-García (1994b) para CU.

V.2 Conclusiones

Debido al auge en el uso de registros de microtemores en la estimación del efecto de sitio, es necesario utilizar técnicas para su análisis con fundamentos matemáticos firmes, que en general son desplazadas por otras más simples que no siempre brindan la información requerida de manera confiable.

Para este trabajo se aplicaron los métodos SPAC y Nakamura a registros de arreglos instrumentales obtenidos en dos sitios de la Ciudad de México, con lo que se llegó a las siguientes conclusiones.

El método de Nakamura es una herramienta sencilla de usar, sin embargo, puede suavizar el efecto de sitio y presentar gran dispersión en sus resultados. Este método sólo funciona de manera óptima cuando existen contrastes de propiedades muy grandes.

Para los casos estudiados en este análisis se encontró que para aplicar el método de Nakamura es mejor:

- ❖ combinar el efecto de los componentes horizontales del movimiento, calculando la suma vectorial de éstos y,
- ❖ utilizar señales estacionarias que no estén afectadas por fuentes muy cercanas a los sensores.

Por su sencillez, este método brinda una herramienta de exploración general del efecto de sitio; sin embargo, debido a las restricciones mencionadas arriba, es recomendable que se combine con otros métodos que pueden proporcionar información sobre la estructura del sitio.

Para Tulyehualco, la frecuencia fundamental se estimó con el primer arreglo instrumental en 0.22 Hz, que coincide con la reportada por otros autores. Sin embargo, en el segundo arreglo, el método de Nakamura no proporcionó una buena estimación única de la frecuencia fundamental del sitio, debido a la distancia entre estaciones y a las distintas litologías dentro del arreglo instrumental, demostrando así que no es posible correlacionar la información en estaciones separadas 800 metros.

Para el caso de CU, tampoco fue posible estimar una frecuencia fundamental única atribuible a toda la zona utilizando el método de Nakamura. La frecuencia fundamental para las distintas estaciones se encuentra en un intervalo de 0.07-0.56 Hz., que no coinciden con la frecuencia reportada por Lermo y Chávez-García (1994b) de 3.3 Hz.

Para el estudio en Tulyehualco no fue posible obtener un modelo de velocidades a partir de la aplicación del método SPAC, pero esto se debió más a la distancia tan corta entre estaciones y a que éstas se ubicaron en litologías distintas, que a deficiencias del método en sí.

Mediante el análisis de datos de microtemores usando el método SPAC se obtuvo un modelo de velocidades para CU, con el que se calculó la función de transferencia del sitio. Ésta se comparó con una función de transferencia empírica (Montalvo *et al.*, 2000) del mismo sitio, el comportamiento en el dominio de la frecuencia coincidió en varios picos y valles en el intervalo de 0.3 a 4 Hz.

De la función de transferencia calculada con el modelo encontrado por el método SPAC, el intervalo de amplificación para CU sería de 0.3 a 5 Hz., que está dentro del intervalo de amplificación reportado por algunos autores (Singh *et al.*, 1988b) para estaciones ubicadas en la zona de lomas de la Ciudad de México y con el reportado por Pacheco y Singh (1995) para CU.

Con la aplicación del método SPAC a registros de CU se obtuvo información sobre la respuesta de este sitio para un intervalo de frecuencias entre 0.1 y 4 Hz, y una estimación razonable de la amplificación. En cambio, los resultados de la aplicación del método de Nakamura no proporcionaron la frecuencia fundamental del sitio con claridad.

El método SPAC es una técnica con fundamentos matemáticos firmes que proporciona un modelo de velocidades confiable a partir del cual se puede estimar la función de transferencia del sitio, lo que genera una estimación del efecto del mismo más completa que la obtenida con el método de Nakamura.

Algunas de las ventajas del uso del método SPAC para la estimación del efecto de sitio, a partir de registros de microtemores son:

- ❖ la identificación de cambios laterales de la litología, como en el caso del segundo arreglo de Tulyehualco,
- ❖ que no requiere de la existencia de una estación de referencia como en otros métodos,
- ❖ que proporciona información sobre la estructura de velocidades del sitio con la que es posible estimar la respuesta para una banda de frecuencias en las que puede haber amplificación,
- ❖ que la amplificación estimada está dentro del intervalo observado por otros autores utilizando cocientes espectrales con datos de eventos sísmicos.

Con estas observaciones se mostró que el análisis de registros de microtemores utilizando el método SPAC es una alternativa eficiente, sencilla y de bajo costo para estimar el efecto de sitio, y que además es de gran utilidad para realizar y completar estudios de microzonificación.

Perspectivas y recomendaciones

- Se recomienda llevar a cabo un tercer arreglo instrumental en Tulyehualco para estimar el modelo de velocidades y la función de transferencia del sitio, verificando que las estaciones se localicen en la misma unidad litológica.
- Se propone probar la aplicación del método SPAC a registros de ondas superficiales de eventos sísmicos, provenientes de las estaciones de la Red Acelerométrica de la Ciudad de México.
- Se recomienda aplicar el método SPAC a registros de microtemores obtenidos de arreglos instrumentales realizados en otras Ciudades del país para verificar y completar los mapas de microzonificación existentes o crearlos donde no los haya.

Bibliografía y referencias

Aguirre-González, J., M. G. Contreras R. y H. C. Flores B., 2000, *Obtención de Efectos de Sitio utilizando Algoritmos Genéticos y el Modelo de Fuente ω^{-2}* . Memorias del Primer Simposio de Riesgos Geológicos y Ambientales en la Ciudad de México. Ciudad Universitaria, México, octubre 2000.

Aguirre-González, J., M. G. Contreras R., 2000, *Utilización de Algoritmos genéticos para la separación de Efectos de Sitio y Efectos de Fuente*. GEOS 20, 3. 2ª Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra.

Aki, K., 1957, *Space and time spectra of stationary stochastic waves with spetial reference to microtremors*. Bull. Erthq. Res. Inst., 35, 415-456.

Bard. P., 1998, *Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?*. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp.1251-1279.

Beck, J. L: y F. Hall, 1986. *Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September, 1985*. Geophys. Res. Lett., v. 13, no. 6, 593-596.

Chávez-García, F., F. J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P. I. Baró, 1994, *El Terremoto de Michoacán de Septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio*. Física de la Tierra, 6. Madrid, España. pp. 157-200.

Chávez-García, F. y J. Cuenca. 1998, *Site Effects and Microzonation in Acapulco*. Earthquake Spectra 14, 75-93.

Cotton, F. y P. Volant, 1998, *Observed and simulated noise at Garner Valley Downhole Array: A test of possibilities and limitations of Nakamura's technique*. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 625-633.

De Cserna S., M. de la Fuente-Dutch, M. Palacios-Nieto, L. Triay, L. M. Mitre-Salazar y R. Mota-Palomino. 1988. *Estructura Geológica, Gravimetría y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México*. Instituto de Geología, UNAM. Boletín 104.

Field, E. H., 1994, *Earthquake Site Response Estimation*. Ph. D. Thesis, Columbia University, E. U. A.

Gutiérrez, C., S. K. Singh, 1992. *A site effect study in Acapulco Guerrero, Mexico. A comparison of Results from Strong Motion and Microtremor Data*. Bull. Seism. Soc. Am. 82, 642-659.

Gutiérrez, C., K. Kudo, F. Nava, M. Yamagizawa, S. Singh, J. Hernández y K. Irikura. 1994 *Perfil de refracción en el Sur de la Ciudad de México y su correlacion con otras fuentes de información*. Informe CTNAPR70.

Horike, M., 1985, *Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-wave Velocity Structure down to the basement in urbanized areas*. J. Phys. Earth, 33, 59-96.

Kagawa, T., 1996. *Estimation of Velocity Structures beneath Mexico City using Microtremor Array data*. Proceeding of the 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico.

Kulháněk, O., 1976, *Introduction to digital filtering in Geophysics*. Elsevier Scientific Publishing Company, The Netherlands, 168 pp.

Langston, C. A., 1979, *Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred from Teleseismic Body Waves*. Journal of Geophysical Research, 84, 4749-4762.

Lay T. y T. C. Wallace, *Modern Global Seismology*. Academic Pres, E. U. A., 1995. 521 pp.

Lermo, J., M. Rodríguez y S. K. Singh, 1988, *Natural Period of Sites in the Valley of Mexico from Microtremor Measurements and Strong Motion Data*. Earthquake Spectra, 4. 805-814.

Lermo, J. 1992, *Observaciones de Microtremores y su aplicación en Ingeniería Sísmica*. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM.

Lermo, J. y F. Chávez-García, 1993, *Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station*. Bull. Seism. Soc. Am. 83. 1574-1594 .

Lermo, J. y F. Chávez-García, 1994(a), *Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation?*. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 1350-1364.

Lermo, J. y F. Chávez-García, 1994(b), *Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 13, 413-423.

Lomnitz, C., 1995. *Diez años después: una reinterpretación de la Catástrofe de 1985*. La Sismología en México: 10 años después del temblor de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 (Ms=8.1). Monografía no. 2 Unión Geofísica Mexicana. F. Medina-Martínez, L. A. Delgado Argote y G. Suárez-Reynoso, editores. pp. 33-37.

Marsal, R. J. y M. Masari, 1964. *El subsuelo de la Ciudad de México*. Facultad de Ingeniería, UNAM. 614 pp.

Miyakoshi, . 1995. Tesis Doctoral. Universidad de Hokaido, Japón.

Montalvo J.C., E. Remoso y F. J. Sánchez-Sesma, 2000. *Diferencias en el movimiento sísmico observado en la zona de lomas, Ciudad de México*. Memorias del Primer Simposio de Riesgos Geológicos y Ambientales en la Ciudad de México. Ciudad Universitaria, México, octubre 2000

Mooser, F., A. Montiel, A. Zuñiga, 1996, *Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*. Comisión Federal de Electricidad, México.

Morikawa, H., K. Toki, S. Sawada, J. Akamatsu, K. Miyakoshi, J. Ejiri, D. Nakayima, 1998, *Detection of dispersion curves from microseisms observed at two sites*. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irigura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 719-724.

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

Pacheco, J. F. y S. K. Singh, 1995. *Estimation of Ground Motions in the Valley of Mexico from Normal-Faulting, Intermediate-Depth Earthquakes in the Subducted Cocos Plate*. Earthquake Spectra, vol. 2, no. 2, 223-247.

Pérez-Cruz, G., 1988, *Estudio Sismológico de Reflexión del subsuelo de la Ciudad de México*. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM.

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

Reinoso, E. y M. Ordaz, 1999, *Spectral Ratios for Mexico City from Free-Field Recordings*. Earthquake Spectra, 15, no.2.

Reinoso, E. 2000. *Estudios para la Microzonificación*. Memorias del VI Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica y II reunión sobre la Enseñanza de la Ingeniería Sísmica en México. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A.C.

Sánchez-Sesma, F. J., L. E. Pérez-Rocha, J. L. Rodríguez-Zúñiga y F. Flores-Cruz, 1995. *Efectos de Sitio en la Ciudad de México a 10 años de los sismos de 1985*. La Ingeniería Civil a 10 años de los sismos de 1985. Simposio Internacional. septiembre de 1995.

Sheriff, R. E., 1976. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, E. U. A.

Singh, S. K., E. Mena y R. Castro, 1988a. *Some aspects of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground motion amplification in and near Mexico City from Strong Motion Data*. Bull. Seism. Soc. Am. 78. 451-477

Singh, S. K., J. Lermo, T. Domínguez, M. Ordaz, J. M. Espinosa, E. Mena y R. Quass, 1988b. *A Study of Amplification of Seismic Waves in the Valley of Mexico with respect to a Hill Zone Site*. Earthquake Spectra 4, 653-673.

Singh, S. K., R. Quass, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres y R. Vázquez, 1995. *Is there a truly "hard" rock site en the Valley of Mexico?*. Geophysical Research Letters, 22. 481-484.

Steidl, J. H., 1993, *Variation of Site Response at the UCSB Dense Array of Portable Accelerometers*. Earthquake Spectra, Vol. 9, No. 2, pp. 289-302.

Vázquez-Sánchez, E y R. Jaimés-Palomera, 1989, *Geología de la Cuenca de México*. Geofísica Internacional. 28, 2. 133-190.

Yamamoto. H., 1998 *An experiment for estimating S wave velocity structure from phase velocities of Love and Rayleigh waves in microtremors*. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp.705-710.