



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

División de Ciencias de la Tierra

**RESPUESTA SÍSMICA EN LA DELEGACIÓN ÁLVARO
OBREGÓN A PARTIR DEL ESTUDIO DE EFECTOS DE
SITIO. UN APROXIMACIÓN UTILIZANDO DATOS Y
MODELOS.**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE :

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

JORGE MELÉNDEZ GONZÁLEZ

Director de Tesis

Dr. Martín Cárdenas Soto

2010

México, D.F.





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.

Dedicatoria

A mis padres, Jorge Meléndez Serrato y Olga González Saucedo †, por creer siempre en mí, por su amor, su ejemplo, sus enseñanzas y su apoyo siempre incondicional.

A mis hermanos, Raymundo, Olga, Lucero, Omar e Iván por compartir su vida conmigo y llenarla de experiencias y enseñanzas.

A mis sobrinos Brenda, Andrea, Adrián y Karen por toda la felicidad que me han dado desde que llegaron a mi vida.

A María Luisa Rivera y Carlos Salinas por su cariño y amistad siempre a prueba de todo.

A Thalía Reyes y Martín Cárdenas por sus consejos, su amistad, apoyo, orientación y afecto.

A Gladys, Claudia y Esperanza, por dedicarme parte de su vida y compartir momentos inolvidables.

Agradecimientos

A la facultad de Ingeniería de la UNAM por permitirme prepararme y ser un hombre de bien.

Al Dr. Martín Cárdenas, mi tutor, por toda su orientación, enseñanza y apoyo en la elaboración de este trabajo.

A la Ing. Thalía Reyes Pimentel por todas sus aportaciones y comentarios, que nutrieron a este trabajo.

A mi jurado por dedicarle su tiempo y aportaciones a este trabajo.

Índice

Capítulo 1

Introducción.....	1
-------------------	---

Capítulo 2

Antecedentes.....	5
2.1 Marco Geológico.....	5
2.2 Sismicidad de la zona.....	6
2.3 Estudios de respuesta sísmica de zona de Lomas.....	9

Capítulo 3

Respuesta sísmica de una capa del subsuelo.....	12
3.1 Respuesta de una capa del subsuelo con amortiguamiento sobre un estrato rígido.....	12
3.2 Estimación de la respuesta de sitio mediante la técnica de cocientes espectrales H/V.....	16
3.3 Método Nakamura.....	16
3.4 El método Thompson-Haskell.....	18

Capítulo 4

Estimación de la respuesta de sitio utilizando vibración ambiental y registro de temblores.....	29
4.1 Datos.....	29
4.2 Estimación de la respuesta de sitio.....	29
4.2.1 Resultados de vibración ambiental.....	31
4.2.2 Resultados movimientos fuertes.....	32

Capítulo 5

Respuesta de sitio y modelos del subsuelo a partir de la estratigrafía de pozos y funciones de transferencia medidas.....	36
5.1 Estimación de modelos del subsuelo.....	36
5.2 Funciones de transferencia teóricas.....	42
5.3 Microzonificación sísmica preliminar.....	42
5.4 Microzonificación de los terrenos de la DAO.....	44

Capítulo 6

Conclusiones.....	49
-------------------	----

Referencias.....	50
------------------	----

Anexo 1.....	52
--------------	----

Anexo 2.....	61
Anexo 3.....	63

Resumen

En este trabajo se presentan estimaciones de la respuesta sísmica en los terrenos de la Delegación Álvaro Obregón (DAO) del Distrito Federal. Para ello se aplicaron dos procedimientos que evalúan la frecuencia característica y amplificación relativa del subsuelo.

El primero utilizó la técnica de cocientes espectrales H/V en mediciones de ruido ambiental de 9 estaciones sísmicas semipermanentes y 3 portátiles, además de incluir estimaciones a partir de sismos fuertes en 2 estaciones acelerométricas.

El segundo procedimiento utilizó 19 columnas litológicas, donde la respuesta del sitio fue estimada mediante la propagación unidimensional de ondas SH en modelos simplificados que fueron previamente calibrados con aquellos sitios cercanos donde se estimaron los cocientes H/V.

Los resultados permitieron elaborar un mapa de frecuencias características y amplitudes relativas que muestra que existen sitios donde se presenta amplificaciones relativas de un orden no mayor a 3.5 en un rango de frecuencias entre 1.0 y 4.4 Hz. Este mapa muestra que la clasificación geotécnica actual de la DAO (zona I) debe reconsiderarse en función de un estudio con mayor detalle que considere la geología y fisiografía de la zona.

Capítulo I

Introducción

Se sabe que el Valle de México es una región que suele ser afectada por los sismos, sean locales o regionales; y que la respuesta que tiene el Valle ante estos movimientos suele ser diferente. Asumiendo esta situación, el Valle de México, se ha dividido en tres zonas sísmicas bien determinadas, llamadas zona de Lomas, de Transición y de Lago. En la zona de Lomas predominan las tobas, en la zona de Transición esta formada por abanicos aluviales, principalmente en la base de Lomas y la zona de Lago, corresponde a depósitos lacustres, lodos y arcillas suaves (Marsal y Mazari, 1959). Sin embargo, aún con esta división, es necesario caracterizar los terrenos de algunas zonas del Valle de México, a fin de tener un mejor detalle, como por ejemplo, en los terrenos de la Delegación Álvaro Obregón.

El presente trabajo, se enfoca en los terrenos de la Delegación Álvaro Obregón (DAO), que se ubica al poniente de la Ciudad de México, en las faldas de la Sierra de las Cruces. La mayor parte de la zona urbana de esta delegación se encuentra dentro de la denominada zona de Lomas, y parte en la zona de Transición. El relieve en la DAO es muy abrupto dividiéndose en tres zonas importantes: laderas montañosas, piedemonte y planicie lacustre (Lugo-Hubp *et al.*, 1995), aunado a estas características, en los terrenos de la DAO existe un sistema de fallas muchas de las cuales están clasificadas como inactivas (Mooser *et al.* 1986).

Además, dentro de los terrenos de la DAO, la litología correspondiente consiste en materiales de la Formación Tarango (flujos piroclásticos, depósitos aluviales, paleosuelos, etc.) que datan del Pleistoceno; y que forman las laderas

montañosas y un extenso piedemonte. Es debido a esta litología que a principios del siglo XX se generó una explotación de bancos de material para la construcción cuya extracción no fue sistemática, generando sitios con cavernas y taludes que en muchos de los casos son actualmente inestables.

Hoy en día, el desordenado crecimiento urbano sobre esos sitios ha causado hundimientos locales y falla de taludes (Lugo-Hubp *et al.*, 1995).

En lo que respecta a la DAO, ésta ha sido geotécnicamente clasificada como zona firme, y en menor proporción en zona de Transición. Un estudio realizado con algunas de las escasas estaciones acelerométricas que se encuentran en la zona de Lomas muestra que existen efectos de sitio en el rango de 1 a 3 Hz (Montalvo *et al.* 2003).

Ahora bien, el peligro sísmico al que está expuesta la zona urbana de la DAO es el mismo que amenaza la mancha urbana de la zona de Lago. Se trata tanto de los sismos de subducción y sismos de fallas locales o regionales como el de la potencial falla de Acambay. Entonces al considerar la alta densidad de viviendas asentadas en zonas inestables en los terrenos de la DAO, el riesgo sísmico asociado entonces aumenta.

Por lo anterior, la DAO ha puesto interés especial en conocer el estado de la sismicidad y respuesta sísmica del subsuelo de aquellas zonas que están expuestas a un mayor peligro. De este modo se ha establecido un convenio de colaboración entre la Facultad de Ingeniería de la UNAM y la DAO. El Departamento de Geofísica de la Facultad de Ingeniería ha llevado a cabo estudios geofísicos para la caracterización del subsuelo. Parte de esos estudios han sido dirigidos al monitoreo sísmico y evaluación de la respuesta sísmica del subsuelo.

Aprovechando la base de datos producto de ese convenio se a trazado el objetivo de caracterizar la respuesta sísmica en terrenos de la DAO mediante medidas instrumentales y funciones de transferencia calculada a través de la estratigrafía de pozos.

Este trabajo se desarrolla por medio de seis capítulos, los cuales se describen a continuación; en el capítulo II hablaremos en forma general de aquellos antecedentes fundamentales en el desarrollo de este trabajo, señalando las características más importantes de cada una como pueden ser la geología del lugar; señalando sus características más importantes, que es la de ser producto de eventos volcano sedimentarios. También comentaremos cual es la sismicidad de la zona, explicando las características principales de cada una de las zonas limítrofes en que se ha dividido a la Ciudad de México, que como sabemos es la zona de Lago, de Transición y de Lomas. Enfatizando, precisamente en aquella zona, en la cual se enfoca el estudio, que es la zona de Lomas.

En el capítulo III damos un panorama general de aquellos antecedentes sísmicos que fueron utilizados en la elaboración de este trabajo, como por ejemplo una revisión del método de Nakamura (1989) para la determinación de efectos de sitio. Además de los fundamentos sobre la respuesta sísmica de una capa.

En el capítulo IV se presentan los resultados obtenidos en las campañas de estudio hechas en la DAO, revisando los resultados obtenidos, mencionando aquellas partes del proceso que sean de importancia relevante, revisando y analizando los pasos inherentes al cálculo de respuestas de sitio utilizando vibración ambiental y aquellas calculadas con movimientos fuertes. Enfatizando en los efectos de sitios obtenidos en dichas campañas y lo calculado para los registros de movimientos fuertes.

En el capítulo V, que es la parte medular de esta tesis, haremos una descripción a detalle del trabajo realizado en el cálculo de las respuesta de sitio, obtenidos a

partir de la estratigrafía de pozos, indicando las características geológicas de cada sitio, mencionando las consideraciones hechas, así como todo lo referente al proceso empleado en este cálculo. También se hace una comparación entre los dos modelos, el calculado y el medido, dentro de la zona de estudio, para cada una de las estaciones en el sitio. Haciendo los comentarios pertinentes a dicha comparación. Como resultado final proponemos una versión preliminar de la microzonificación de la zona por medio de un mapa de frecuencias fundamentales y otro de amplitudes relativas.

Finalmente, en el capítulo VI, hacemos nuestras conclusiones, mostrando diferencias, similitudes y sugerencias para estudios futuros.

Capítulo 2

2 ANTECEDENTES

2.1 Marco Geológico

La Delegación Álvaro Obregón se encuentra geográficamente en la zona poniente del Distrito Federal, por su ubicación geográfica comprende parte del antiguo territorio de las municipalidades de San Ángel, Mixcoac, Tacubaya y Santa Fe; sus barrios, pueblos, haciendas, ranchos y villas que la constituyeron han sido absorbidos por la actual área urbana. Ocupa el 6.5% del territorio de la Ciudad de México y sus coordenadas geográficas son al Norte $19^{\circ}24'$, al Sur $19^{\circ}13'$ de latitud norte, al Este $99^{\circ}10'$, al Oeste $99^{\circ}19'$, de longitud Oeste y cuenta con una extensión territorial de 96.84 Km^2 y una población de $676,930 \text{ Hab}$. En la figura 2.1 se muestra la ubicación geográfica de la Delegación Álvaro Obregón dentro de los límites del Distrito Federal.



Figura 2.1. Mapa de ubicación de la Delegación Álvaro Obregón dentro del Distrito Federal.

En los terrenos de la Delegación Álvaro Obregón se presenta un relieve que se puede dividir en tres unidades principales, las laderas montañosas, la región baja y llana (conectando al valle con la montaña) y la planicie lacustre (aunque sólo representa la ribera). De Sur a Norte, la Delegación Álvaro Obregón se identifica por su abrupta geomorfología, esto debido a la presencia de varios barrancos, laderas y cañadas, producto de la erosión, el fracturamiento y la presencia de fallas. (www.aobregon.df.gob.mx)

Las laderas montañosas están constituidas en su mayoría por rocas volcánicas andesíticas, que han sido cubiertas por material piroclástico de diferente grosor. El contacto entre las laderas de la montaña y la región baja se reconoce fácilmente por el cambio de pendiente, siendo más suave, la constitución de esta zona de pendiente suave es básicamente de material volcánico de caída, como lo son la pómez y piroclásticos finos, así como derrames piroclásticos; y en menor grado existen acumulaciones de lahar, de corriente de lodo, por desembocadura fluvial o del cause mismo.

Debido a la geomorfología de esta zona, en épocas de lluvia, las condiciones urbanas se ven alteradas e inoperantes, debido a que la afluencia de agua siempre es mayor que la esperada, por esta razón se suelen presentar con cierta frecuencia inundaciones y deslaves que ponen en riesgo la integridad física de los habitantes de esta zona urbana.

La secuencia estratigráfica conocida de la cuenca de México, abarca desde el Cretácico hasta el Cuaternario, aunque sólo afloran rocas de origen volcánico y derivadas de estas, cuyas edades son consideradas del Oligoceno

Las rocas que afloran en la Delegación Álvaro Obregón son cuaternarias y su posición estratigráfica y edad absoluta han sido establecidas gradualmente en los últimos años, aunque no en forma definitiva.

El contacto entre las laderas de las montañas y la región baja, esta constituido por varios tipos de sedimentos, que han sido llamados parte de la formación Tarango.

Se ha considerado que la formación Tarango tiene unos 300 m de grosor y que al sudponiente de Mixcoac, se puede ver expuesta, dicha formación, indicándonos el fin del gran vulcanismo de la región (Lugo-Hubp *et al* 1995).

2.2 Sismicidad de la zona

Sé sabe que el Valle de México es una zona sísmicamente activa, ya que es afectada por sismos locales y regionales. Existen varios ejemplos, que

representan este hecho; recordemos los daños causados por el sismo del 19 de Septiembre de 1985 ($M_s=8.1$), cuyo epicentro estuvo en las costas de Michoacán, hizo evidente, a nivel mundial, la importancia del efecto de sitio y de los daños que puede ocasionar, constituyendo un caso sin precedentes de destrucción en un lugar ubicado a más de 300 Km. de la fuente. Por mencionar un ejemplo de condiciones regionales.

También existen ejemplos de eventos locales, dentro del centro del país, siendo un evento importante el sismo de Acambay ocurrido el 19 de Noviembre de 1912 ($M=7.0$) en el estado de México. Provocado por fallas locales (intraplaca dentro de la placa continental). Este tipo de sismos son producto de las fallas locales con focos superficiales, esto provoca que la energía liberada incida casi directamente.

El monitoreo sísmico en el país ha sido llevado principalmente por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). En el centro del país, existe la Red Sísmica del Valle de México (RSVM) ha monitoreado y registrado la sismicidad. Los catálogos históricos de la RSVM han reportado 72 eventos del año 1974 al 2005, cuyos epicentros se ubican en la zona baja de la ladera Oriente de la Sierra de las Cruces. Estos eventos sirven de evidencia de la actividad sísmica de la zona de interés; la cual, como hemos mencionado esta bajo la influencia de un sistema de fallas que se distribuyen en toda la DAO.

En la figura 2.2 se muestran epicentros ubicados en un mapa de fallas y fracturas con el fin de conocer o inferir las fuentes que detonaron las actividades.

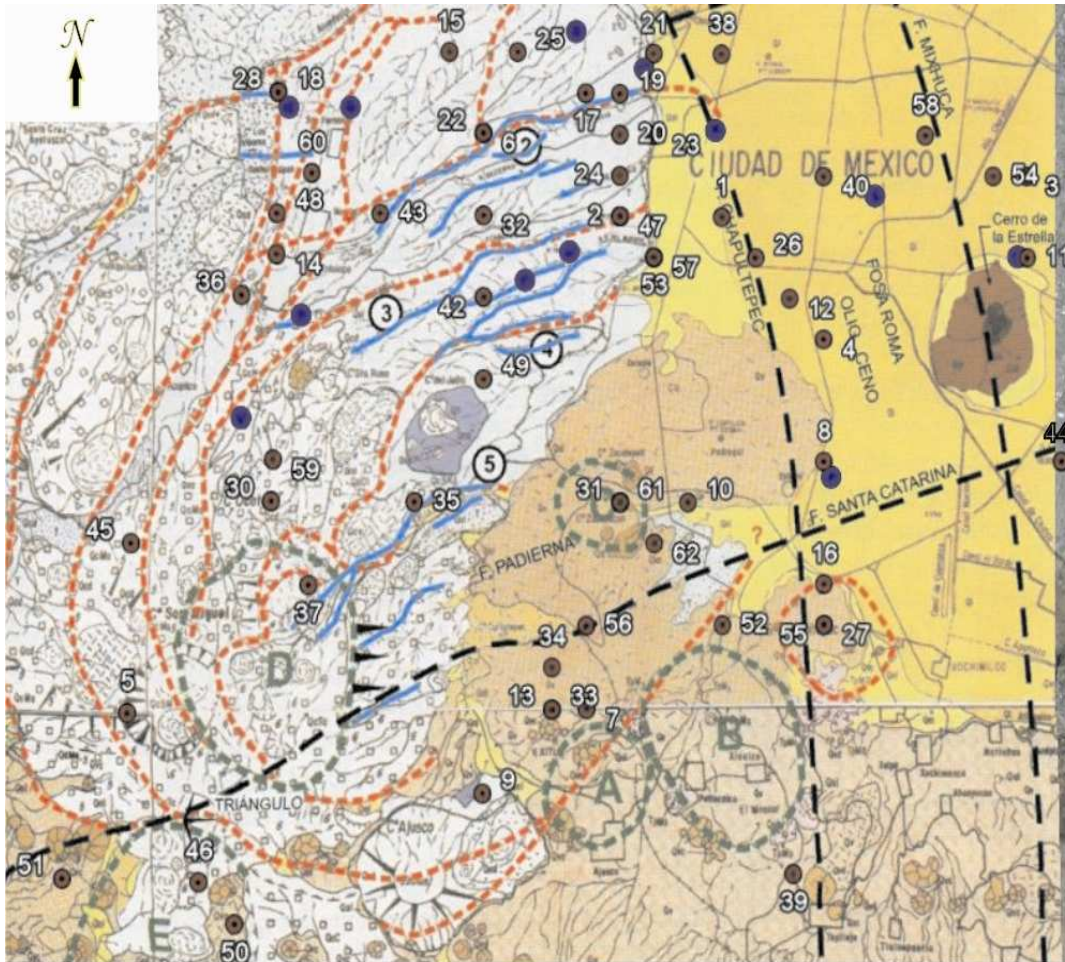


Figura 2.2 Epicentros dentro de la DAO

En la figura 2.3 podemos ver en el mapa que la sismicidad de la zona poniente del Valle de México se encuentran marcados por medio de puntos rojos y azules, donde los puntos rojos son resultado del monitoreo del SSN y la RSVM; mientras que los puntos azules están reportados de entre los años 1952 al 1958 tomadas de cinco estaciones, (Tacubaya, CU, Toluca, México y Tepoztlán). Al ubicar la posición epicentral de los eventos registrados, se puede observar que existe cierta coincidencia con los sistemas de fallas y barrancas de la Sierra de las Cruces. Por esta razón estructural y por la posición geográfica, además de las condiciones geológicas del Valle de México, podemos determinar que la sismicidad del Valle de México esta en constante actividad.

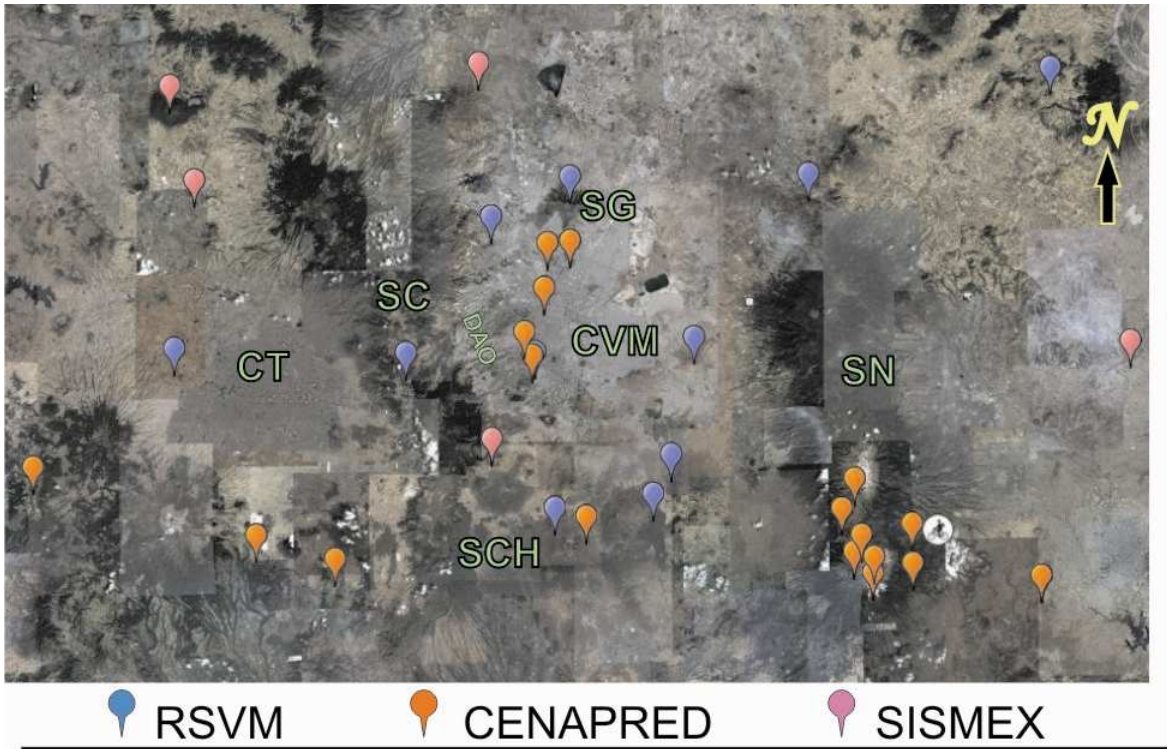


Figura 2.3 Redes de monitoreo sísmico

2.3 Estudios de respuesta sísmica de zona de Lomas.

La respuesta sísmica en el Valle de México ha sido plasmada en un mapa de zonificación. La figura 2.4 muestra las diferentes zonas geotécnicas en las que ha sido dividida la cuenca de México. Dentro de esta figura podemos observar las zonas en que ha sido dividido el Valle de México, donde sus características geotécnicas de las capas superficiales, han sido dividido en tres regiones: (1) la zona de Lomas, compuesta por tobas volcánicas y derrames de lava. (2) la zona de Lago, formada por arcillas con espesores que varían de 10 a 100 m; y (3) la zona de Transición, compuesta por capas de aluvión y arenas, así como de capas de arenisca, con dispersas capas de arcillas (Marsal y Mazari, 1959).

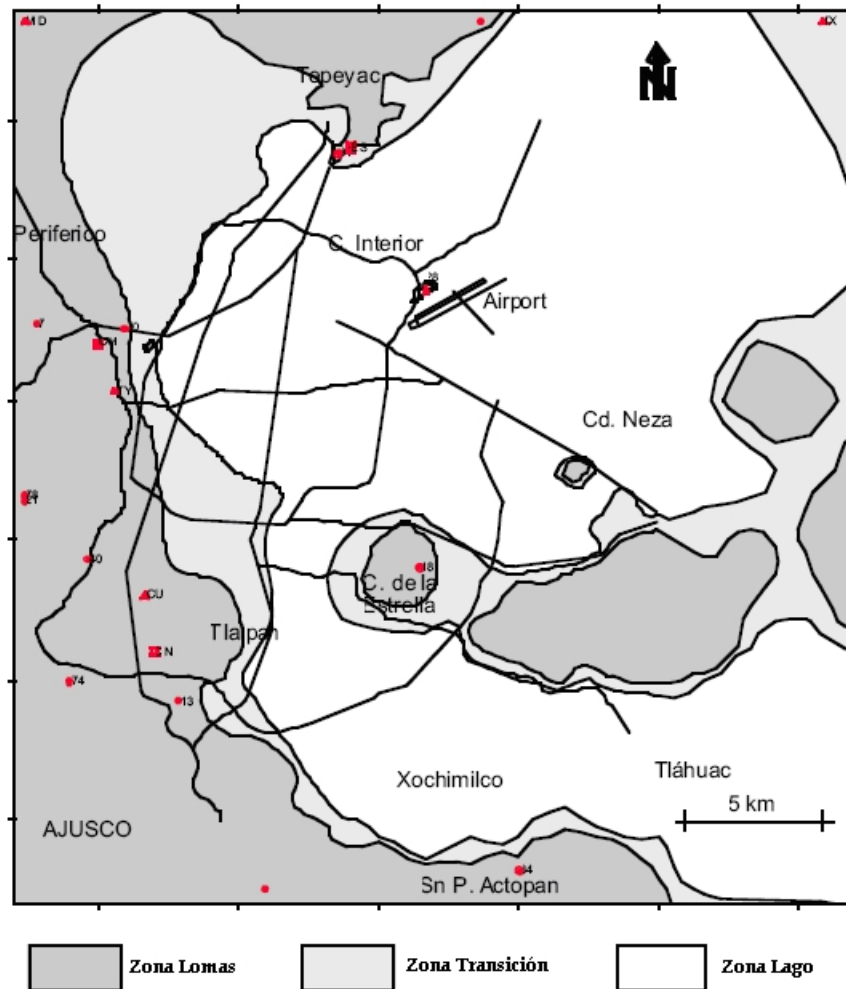


Figura 2.4 Zonas geotécnicas en las que ha sido dividida la cuenca de México

Como un dato adicional a la zona de Lomas esta que en la parte Suroeste esta formada por depósitos recientes (Cuaternario) compuesta por flujos de lava del volcán Xitle que cubre material suave (Delgado *et al*; 1999). La parte Norte esta compuesta por lavas del Pleistoceno de unos pocos metros de espesor, cubriendo rocas volcánicas del Oligoceno (Singh *et al*; 1995).

Los estudios de la respuesta sísmica en zona de Lomas, en realidad, son escasos. Montalvo (*et al*; 2000) realizó un estudio mediante el análisis de movimientos fuertes registrados en estaciones acelerométricas, en la zona de Lomas. Los resultados de este autor indican que la respuesta sísmica en la zona de Lomas esta condicionada por las características de la fuente sísmica. Montalvo (*et al*; 2000) encuentran que existe una sensible dependencia de la respuesta sísmica en las estaciones con respecto a las características del terremoto, como lo son su azimut, su magnitud, su distancia epicentral y su profundidad.

De tal modo que los sismos que provienen de la costa (zona de subducción) concentran la mayor parte de su energía en frecuencias menores de 1 Hz; y mientras que para los sismos de interplaca la concentran en frecuencias mayores a 1 Hz.

El análisis de los acelerogramas en el dominio del tiempo muestra dos tipos de amplificaciones importantes, una regional; en la cual se observó que las estaciones localizadas al suroeste de la zona de Lomas presentaron mayores amplificaciones que las localizadas en el norte de la ciudad; y otra de tipo local; donde se observó que las estaciones localizadas en la parte suroeste presentan una mayor amplificación respecto a CU.

Montalvo (*et al;* 2000) realizaron cocientes espectrales de las estaciones localizadas en la parte central y suroeste respecto a la estación Estanzuela (ES), localizada en la zona norte de la ciudad. La comparación de estos cocientes espectrales muestran que existen amplificaciones relativas de hasta cuatro veces entre algunas estaciones localizadas en la zona suroeste de la ciudad en el rango de frecuencias de 1 a 3 Hz. La interpretación de estos autores la atribuyen a la presencia de material más suave debajo de los flujos de lava, donde se localizan las estaciones.

De su análisis de Montalvo (*et al;* 2000), se derivaron las siguientes conclusiones:

- 1) En el dominio del tiempo, las más altas amplitudes son observadas en las estaciones localizadas al suroeste, comparadas con aquellas estaciones al norte. En el dominio de la frecuencia, el promedio espectral de amplitudes esta 4 veces mas grande.
- 2) Para terremotos que provienen de la zona de subducción, las amplitudes más grandes encontraron frecuencias por debajo de 1 Hz, mientras que para terremotos de interplaca las amplitudes más altas corresponden a frecuencias arriba de 1 Hz.
- 3) Los efectos de sitio regionales fueron observados en estaciones del suroeste con frecuencias sobre 1 Hz, para las estaciones 34, 40 y 74, con respecto a la estación de CU.
- 4) Se encontraron diferencias importantes en la función de transferencia en las estaciones del suroeste. Esto sugiere una dependencia en la amplificación por el patrón en el origen y localización del terremoto.

Capítulo 3

3 Respuesta sísmica de una capa del subsuelo

En este capítulo se hará una breve revisión de los conceptos que rigen la respuesta sísmica de una capa de suelo. En primer lugar se hará una breve revisión de las ecuaciones de movimiento para la propagación de una onda SH en una capa de suelo sobre un semiespacio rígido, a fin de obtener la amplificación causada por el depósito de suelo y la frecuencia a la que se presenta. Posteriormente, se presentará en forma corta, los métodos experimentales que se tienen para estimar dicha amplificación (efecto de sitio). Finalmente, se expondrá el método de Thompson-Haskell para obtener la respuesta de estratigrafías ante la incidencia de ondas de corte.

3.1 Respuesta de una capa de suelo con amortiguamiento sobre un estrato rígido.

La figura 3.1 muestra un esquema de una capa de suelo infinita lateralmente sobre un semiespacio rígido. Si imponemos un movimiento en la base (propagación unidimensional de una onda SH), este movimiento se propagará en la capa de suelo con ondas que suben y bajan. La condición de semiespacio rígido impide que la energía regrese y el movimiento quedará atrapado en el depósito de suelo (Kramer, 1996).

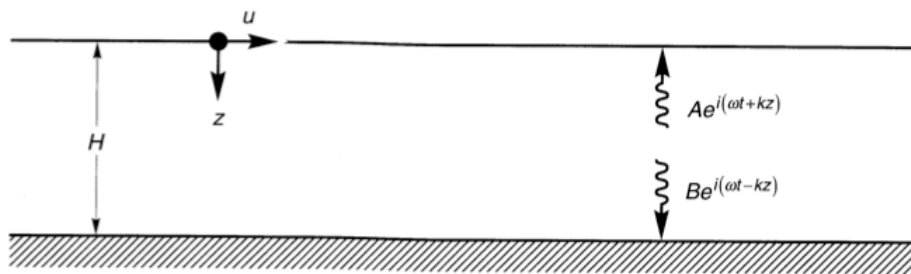


Figura 3.1 Capa de suelo infinita lateralmente, de espesor H sobre un semiespacio rígido.

El movimiento sísmico dentro de la capa esta gobernado por la ecuación de onda unidimensional que incluye amortiguamiento viscoso (introducido por un modelo de Kelvin-Voigt) esta dada por la expresión

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \dots\dots\dots(3.1)$$

Donde ρ es la densidad, G es la rigidez y η es la viscosidad del material. La solución de esta ecuación esta dada por el desplazamiento de ondas que suben y bajan de la forma:

$$u(z, t) = A e^{i(\omega t + k^* z)} + B e^{i(\omega t - k^* z)}$$

Donde k^* es un número de onda complejo con parte real k_1 y parte imaginaria k_2 , El cociente del desplazamiento máximo en superficie con respecto al de la base esta dado por:

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\text{Cos} k^* H} = \frac{1}{\text{Cos} \left(\frac{\omega H}{V_s^*} \right)} \quad (3.2)$$

Donde V^* es una velocidad compleja. Para esto consideramos un módulo de corte complejo dado por $G^* = G(1 + i2\xi)$, así la velocidad de onda es V_s^* y H es el espesor de la capa:

$$V_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1+i2\xi)}{\rho}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}}(1+i\xi) = V_s(1+i\xi) \dots\dots\dots(3.3)$$

En esta expresión ξ representa el amortiguamiento viscoso. Para valores pequeños de ξ el número de onda complejo puede escribirse como:

$$k^* = \frac{\omega}{V_s^*} = \frac{\omega}{V_s(1+i\xi)} \approx \frac{\omega}{V_s}(1-i\xi) = k(1-i\xi) \quad (3.4)$$

La relación de desplazamiento máximo en la superficie con respecto a la base del depósito de suelo (función de transferencia o función de amplificación) es:

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\text{Cos}k(1-i\xi)H} = \frac{1}{\text{Cos}\left[\frac{\omega H}{V_s}(1+i\xi)\right]} \dots\dots\dots(3.5)$$

Usando la identidad $|\text{Cos}(x + iy)| = \sqrt{\text{Cos}^2 x + \text{Senh}^2 y}$; la función de amplificación puede ser expresada como:

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\text{Cos}^2 kH + \text{Senh}^2 \xi kH}} \dots\dots\dots(3.6)$$

Se puede asumir que $\text{Senh}^2 y \approx y^2$, entonces la función de amplificación es:

$$|F_2(\omega)| \approx \frac{1}{\sqrt{\text{Cos}^2 kH + (\xi kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\text{Cos}^2\left(\frac{\omega H}{V_s}\right) + \left[\xi\left(\frac{\omega H}{V_s}\right)\right]^2}} \dots\dots\dots(3.7)$$

Para pequeños valores de amortiguamiento, la ecuación (3.7) indica que la amplificación para una capa de suelo con amortiguamiento varía con la frecuencia. La amplificación alcanzará un máximo local; siempre que $kH = \frac{\pi}{2} + n\pi$, pero nunca alcanzará el valor de infinito, entonces (para $\xi > 0$) el denominador será siempre mayor que cero. Las frecuencias que corresponden al máximo local, son las frecuencias naturales del depósito del suelo. La variación del factor de amplificación con frecuencia se muestra para diferentes niveles de amortiguamiento en la figura 3.2 Este factor de amplificación es también igual al cociente de la amplitud del movimiento de superficie libre y la amplitud del movimiento de la roca rígida. Comparando las figuras 3.2 y 3.3 se muestra que los efectos del amortiguamiento responden a altas frecuencias más que a bajas frecuencias.

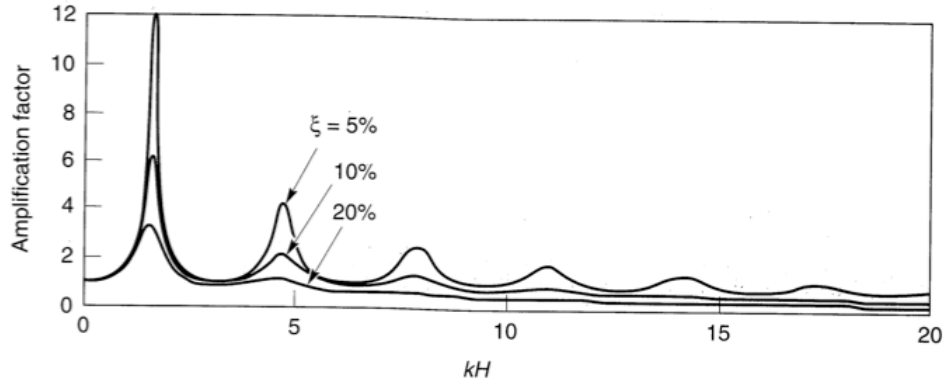


Figura 3.2 Variación del factor de amplificación, para diferentes valores de amortiguamiento.

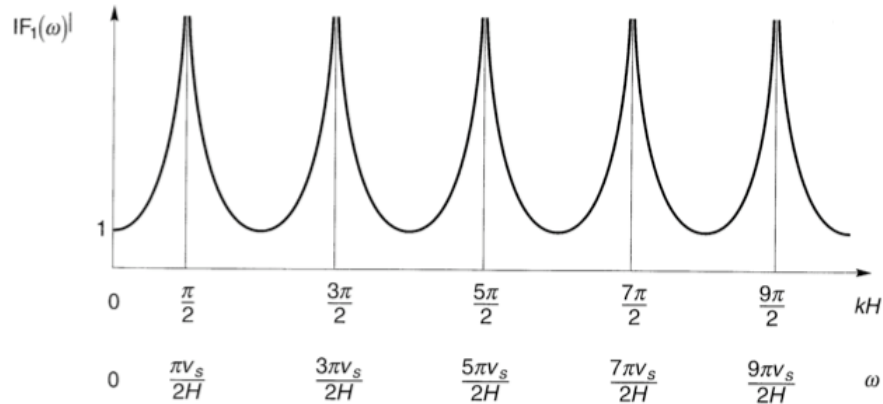


Figura 3.3 Respuesta de la amplitud para un caso sin amortiguamiento.

La frecuencia natural de un depósito de suelo esta dada por:

$$\omega_n \approx \frac{V_s}{H} \left(\frac{\pi}{2} + n\pi \right) \quad n = 0, 1, 2, \dots, \infty^+ \quad (3.8)$$

Entonces el pico del factor de amplificación decrece conforme se incrementa la frecuencia natural; el factor mayor de amplificación ocurrirá aproximadamente para la frecuencia natural más baja; también conocida como frecuencia fundamental

$$\omega_0 = \frac{\pi V_s}{2H} \quad (3.9)$$

El periodo de vibración corresponde a la frecuencia fundamental, llamado periodo característico de sitio:

$$T_s = \frac{2\pi}{\omega_0} = \frac{4H}{V_s} \dots\dots\dots(3.10)$$

El periodo característico depende únicamente del espesor y de la velocidad de la onda de corte del subsuelo.

3.2 Estimación de la respuesta de sitio mediante la técnica de cocientes espectrales H/V.

En este apartado hablaremos de forma general de la técnica de cocientes espectrales H/V, en la obtención de los efectos de sitio locales. 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. 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 la roca. El estudio del efecto de sitio es indispensable para la elaboración de reglamentos de diseño sísmico de estructuras.

El método de cocientes espectrales H/V o también denominado método de Nakamura (1989) presenta la ventaja de que puede ser aplicado cuando solo se cuenta con un sismógrafo de tres componentes ortogonales y cuando se tiene ya sea el registro de un sismo o ruido ambiental (Lermo y Chávez García 1988).

3.3 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 microtemores, 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 microtemores, y escritos por autores

occidentales, utilizaban el método de Nakamura (Bard, 1998). Nakamura (1989) acepta la existencia de ondas superficiales (Rayleigh) en los registros de microtemores, 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 las ondas S” (Bard, 1998).

Nakamura (1989) asume que la componente horizontal del temror está amplificada por multirreflecciones de ondas S, y que el componente vertical está afectado por ondas Rayleigh. Lermo y Chávez-García (1994) afirman que Nakamura asume que los microtemores 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 temror en la superficie

S_{HB} : es el componente horizontal del temror en el subestrato.

Se asume que el componente vertical del temror 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 temror en la superficie

S_{VB} : es el componente vertical del temror en el subestrato.

Si $E_S = 1$, no existe contribución de ondas Rayleigh; y si 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:

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

Nakamura 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 $S_{TT} \cong R_S$. Esto significa que la función de transferencia para las ondas S puede ser estimada tomando en cuenta solamente los registros en superficie. Este autor también afirma que la máxima amplificación de terreno puede calcularse a partir del valor máximo del cociente espectral entre los componentes horizontal y vertical de la superficie.

Una de las características favorables 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).

3.4 El método de Thompson-Haskell

En este capítulo se va a estudiar la propagación de ondas elásticas en medios heterogéneos con el fin de modelar la propagación de ondas sísmicas en la Tierra.

Cuando se produce un terremoto en una determinada falla o zona sísmicamente activa (Luzón et al; 1991), la energía liberada se propaga a través de la Tierra en forma de ondas mecánicas. A este tipo de ondas se les denomina ondas sísmicas.

Para describir la propagación de las ondas sísmicas se suelen utilizar ciertas hipótesis tanto en naturaleza de las ondas como en las características del medio sobre el cual se propagan. Si consideramos distancias grandes de un determinado foco sísmico puntual, se puede realizar la hipótesis de que estas son ondas planas.

La hipótesis más sencilla que se suele hacer sobre un espacio es que éste sea elástico, isótropo y homogéneo. En medio de este tipo se propagan dos tipos de ondas planas: una que produce un campo de desplazamientos paralelo a la

dirección de propagación, y con velocidad $c = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$, donde λ y μ son las constantes de Lamé y ρ la densidad del medio; y otra produciendo un campo perpendicular a la dirección de propagación, y con velocidad $c = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$.

A estas ondas se les llama P y S respectivamente. Las ondas planas P (o primarias) viajan a mayor velocidad que las ondas planas S (o secundarias).

La dirección del campo de desplazamientos producido por una onda P coincide con la dirección de propagación de la energía; sin embargo, el desplazamiento producido por una onda S es perpendicular a la dirección de propagación, es decir, el desplazamiento se produce en el plano perpendicular a la dirección de propagación. Se denomina onda SH a la proyección del desplazamiento producido por la onda S sobre el eje horizontal de este plano y la onda SV a la correspondiente proyección sobre el eje perpendicular al horizontal.

Un medio limitado por una superficie libre produce reflexiones de las ondas planas. A este medio se le denomina *semi-infinito*, y su superficie de separación trata de simular a la superficie terrestre. Para un gran número de longitudes de onda de interés para la sismología, la superficie se puede considerar plana, es decir, que puede despreciar la curvatura de la Tierra. En este tipo de medios aparecen un tipo de ondas cuya característica más importante es que su amplitud decrece con la profundidad. A estas ondas se les denomina ondas superficiales y se observan en la mayoría de los registros sísmicos.

Cuando tratamos un medio *semi-infinito* homogéneo la velocidad de las ondas superficiales es constante, pero cuando estas ondas se propagan por un medio heterogéneo, cuyas propiedades depende de la disposición, su velocidad varía con la frecuencia. A este fenómeno se le conoce como dispersión.

Otro fenómeno que se debe tener en cuenta en el estudio de la propagación de ondas sísmicas en la Tierra es el de la atenuación. Este es un efecto producido por la fricción interna de las rocas que produce una pérdida de la energía que transporta la onda en forma de calor. Un medio que atenúe la energía que propaga una onda plana se llama inelástico. El grado de anelasticidad de un medio se mide mediante el factor de calidad Q .

Diferentes definiciones se pueden encontrar por ejemplo en Aki y Richards (1980). Si conocemos el factor Q de un material dado, y suponemos que no varía con la frecuencia de la onda, el término por el que hay que multiplicar la velocidad de propagación elástica es $1 + \frac{i}{2Q}$, donde i es la unidad imaginaria. A este producto se le llama velocidad de propagación anelástica.

Se observa experimentalmente, que cada onda que se propaga por el suelo tiene un factor de calidad Q . El correspondiente factor para una onda S se notará como Q_s , y el de la onda P como Q_p .

Los medios heterogéneos pueden producir cambios muy significativos en las características de las ondas sísmicas, a este tipo de cambio se le denomina respuesta del medio. Nuestro propósito es entender la propagación de ondas anelásticas planas en un medio semi-infinito heterogéneo y aplicar los resultados obtenidos para estimar la respuesta sísmica del terreno.

En este apartado se va a exponer el método matricial de Thompson-Haskell (MMTH) para el estudio de la propagación de ondas planas a través de un medio heterogéneo como un caso particular del Método de Propagación Matricial (MPM) (Aki y Richards, 1980).

La técnica del MPM fue introducida en sismología por Gilbert y Backus (1966) aunque previamente Thompson (1950) y Haskell (1953) ya habían desarrollado el MMTH bajo incidencia de ondas superficiales.

En el MMTH el medio heterogéneo es modelado por un conjunto de capas homogéneas superpuestas una sobre otra. Cualquiera de las propiedades que definen al medio no varía en forma continua, sino de manera discreta como se indica en la figura 3.4.

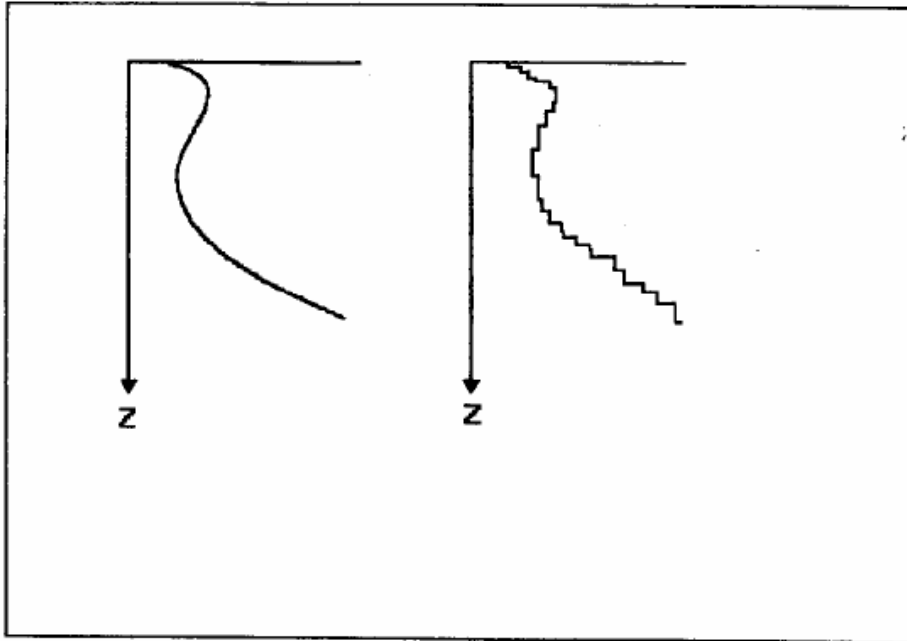


Figura 3.4 Variación de cualquiera de las propiedades $(\alpha, \beta, \lambda, \mu, \rho)$ con la profundidad en un medio heterogéneo (izquierda) o en un conjunto de capas homogéneas superpuestas (derecha)

Cuando consideramos la propagación de ondas planas en un medio verticalmente heterogéneo, isótropo y elástico, las ecuaciones de movimiento y las relaciones constitutivas se pueden combinar de tal manera que sólo se necesiten las derivadas de primer orden del esfuerzo y del desplazamiento, respecto de z (coordenada de profundidad) para estudiar el problema, es decir, se puede realizar un análisis en términos de una ecuación de primer orden del tipo:

$$\frac{d}{dz} f(z) = A(z)f(z) \quad (3.4)$$

Donde $f(z)$ es un vector que proporciona la dependencia con la profundidad del esfuerzo y del desplazamiento, y $A(z)$ es una matriz de $n \times n$. Para el caso de ondas SH $n = 2$ (ecuación (3.5)), y en el caso de ondas P y SV $n = 4$ (ecuación (3.6)) (Aki y Richards (1980)):

$$A(z) = \begin{bmatrix} 0 & \mu^{-1} \\ \mu\omega^2 p^2 - \rho\omega^2 & 0 \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

$$A(z) = \begin{bmatrix} 0 & -i\omega\rho & \mu^{-1} & 0 \\ \frac{-i\lambda\omega\rho}{\lambda+2\mu} & 0 & 0 & (\lambda+2\mu)^{-1} \\ \omega^2 p^2 \xi - \rho\omega^2 & 0 & 0 & \frac{i\omega\rho\lambda}{\lambda+2\mu} \\ 0 & -\rho\omega^2 & -i\omega\rho & 0 \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

$$\text{Donde: } \xi = \frac{4\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu}$$

$i^2 = -1$; p es la *lentitud horizontal* definida como $p = \frac{\text{sen}(j)}{c}$, a menudo también denominada como el parámetro de rayo, con j el ángulo de incidencia de la onda y $c = \alpha$ o $c = \beta$ la velocidad de la onda P o S respectivamente.

La matriz de propagación se define como:

$$P(z, z_0) = I + \int_{z_0}^z A(\xi_1) d\xi_1 + \int_{z_0}^z A(\xi_1) \int_{z_0}^{\xi_1} A(\xi_2) d\xi_2 d\xi_1 + \dots \quad (3.7)$$

Donde I es la matriz unidad de orden n si $A(z)$ es de orden $n \times n$.

La propiedad más importante de $P(z, z_0)$ es que genera el vector desplazamiento-esfuerzo en la posición z cuando opera sobre este vector en la posición z_0 :

$$f(z) = P(z, z_0) f(z_0) \quad (3.8)$$

En el MMTH trabajamos con un conjunto de capas homogéneas, por lo que las propiedades elásticas que definen a cada una son constantes dentro de cada estrato y no varían con z . Como la matriz $A(z)$ de cada capa depende de z a través de estas propiedades, ésta será una constante en cada capa. Con este resultado podemos desarrollar la ecuación (3.7) de la forma siguiente:

$$\begin{aligned}
P(z, z_0) &= I + (z - z_0)A + \frac{1}{2}(z - z_0)^2 A^2 + \dots = \\
&= \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(z, z_0)^k A^k}{k!} = \exp[(z - z_0)A]
\end{aligned} \tag{3.9}$$

Si usamos la matriz A de ondas SH , la matriz $P(z, z_0)$, Luzón (1992) correspondiente es:

$$\begin{aligned}
P(1,1) &= \cos \eta \omega (z - z_0) & P(1,2) &= (\omega \eta \mu)^{-1} \operatorname{sen} \eta \omega (z - z_0) \\
P(2,1) &= -\omega \eta \mu \operatorname{sen} \eta \omega (z - z_0) & P(2,2) &= \cos \eta \omega (z - z_0)
\end{aligned} \tag{3.10}$$

Donde $\eta = \sqrt{\frac{1}{\beta^2 - p^2}}$. Este propagador matricial entonces, genera el vector desplazamiento-esfuerzo $f(z)$ cuando opera sobre $f(z_0)$ y cuando z y z_0 están en la misma capa.

Si A es la matriz para ondas P y SV en la ecuación entonces la matriz de propagación $P(z, z_0)$ correspondiente viene dada por los siguientes elementos:

$$\begin{aligned}
P(1,1) &= P(3,3) = 2\beta^2 p^2 C_\xi + (1 - 2\beta^2 p^2) C_\eta \\
P(1,2) &= P(4,3) = \frac{ip}{\xi} (1 - 2\beta^2 p^2) S_\xi - 2i\beta^2 p \eta S_\eta \\
P(1,3) &= \frac{p^2}{\omega p \xi} S_\xi + \frac{\eta}{\omega p} S_\eta \\
P(1,4) &= P(2,3) = \frac{-ip}{\omega p} (C_\xi - C_\eta) \\
P(2,1) &= P(3,4) = 2i\beta^2 p \xi S_\xi - \frac{ip}{\eta} (1 - 2\beta^2 p^2) S_\eta \\
P(2,2) &= P(4,4) = (1 - 2\beta^2 p^2) C_\xi + 2\beta^2 p^2 C_\eta \\
P(2,4) &= \frac{\xi}{\omega p} S_\xi + \frac{p^2}{\omega p \eta} S_\eta
\end{aligned} \tag{3.11}$$

$$\begin{aligned}
P(3,1) &= -4\omega p \beta^4 p^2 \xi S_\xi - \frac{\omega p}{\eta} (1 - 2\beta^2 p^2)^2 S_\eta \\
P(3,2) &= P(4,1) = 2i\omega p \beta^2 p (1 - 2\beta^2 p^2) (C_\xi - C_\eta) \\
P(4,2) &= \frac{-\omega p}{\xi} (1 - 2\beta^2 p^2)^2 S_\xi - 4\omega p \beta^4 p^2 \eta S_\eta
\end{aligned}$$

Donde

$$\begin{aligned}
C_\xi &= \cos[\omega \xi (z - z_0)] \\
C_\eta &= \cos[\omega \eta (z - z_0)] \\
S_\xi &= \text{sen}[\omega \xi (z - z_0)] \\
S_\eta &= \text{sen}[\omega \eta (z - z_0)]
\end{aligned}$$

Con $\eta = \sqrt{\frac{1}{\beta^2 - p^2}}$, $\xi = \sqrt{\frac{1}{\alpha^2 - p^2}}$ y α la velocidad de la onda P .

Con las matrices de propagación halladas $P(z, z_0)$ podemos encontrar el movimiento de la partícula en un punto z conociendo el movimiento en z_0 , cuando estamos tratando con un medio homogéneo. Este resultado quiere decir que esta matriz de propagación la podemos usar en cada una de nuestras capas, aunque naturalmente cada una de ellas estará caracterizada por una matriz de propagación distinta.

Supongamos que conocemos el vector desplazamiento-esfuerzo $f(z_i)$ correspondiente a la frontera entre las zonas $i+1$ e i (ver figura 3.5).

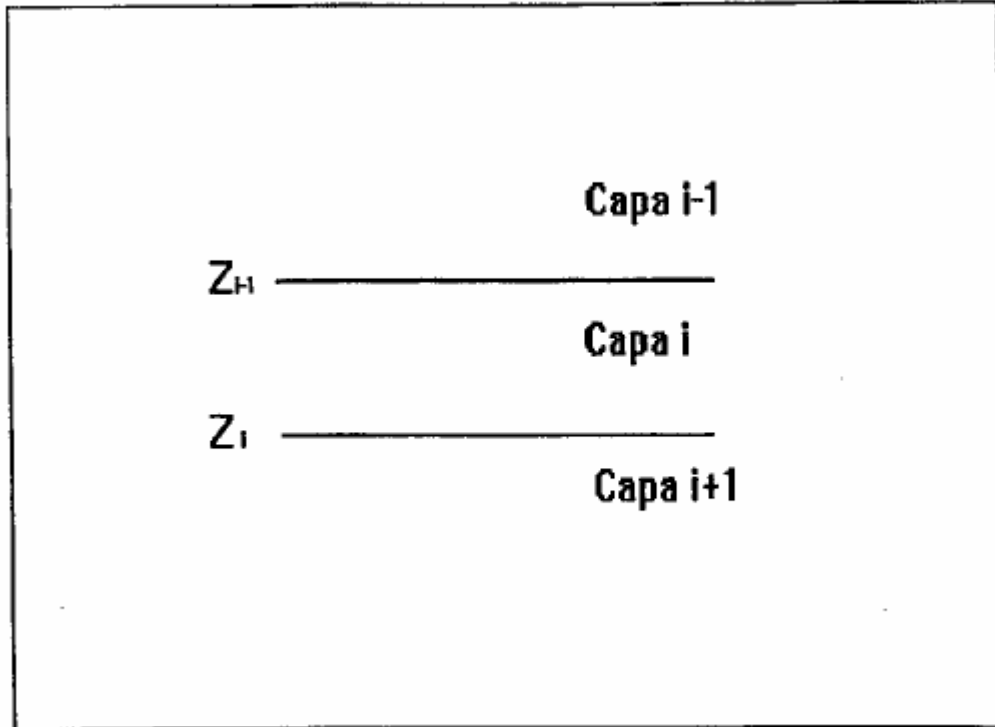


Figura 3.5 Continuidad del vector desplazamiento-esfuerzo $f(z_{i=1})$

Entonces operando con la matriz de propagación $P(z_{i-1}, z_i)$ correspondiente a la capa i obtendremos el vector $f(z_{i-1})$ en la frontera entre las dos capas i e $i-1$.

Lógicamente, debido a la continuidad que deben presentar tanto el desplazamiento como el esfuerzo (es decir el vector $f(z_{i-1})$) en esta frontera (i e $i-1$), la matriz de propagación $P(z_{i-2}, z_{i-1})$ de la capa $i-1$ será aplicada al vector resultante de la capa anterior para propagar ese movimiento a un estrato superior.

Este análisis se puede realizar indefinidamente hasta que la onda llega a la superficie. En este caso las condiciones de contorno no serían las mismas que antes y vendrían impuestas por la ausencia de esfuerzos en la componente vertical del espacio.

Si conocemos los valores que toman las constantes de Lamé λ y μ , y la densidad ρ de cada uno de los estratos que forman el medio heterogéneo (figura 3.6), la matriz $P(z, z_0)$ de este medio, cuando $z_k > z > z_{k-1}$, viene dada por la ecuación:

$$f(z) = P(z, z_{k-1})P(z_{k-1}, z_{k-2}) \dots P(z_1, z_0)f(z_0) = P(z, z_0) \quad (3.12)$$

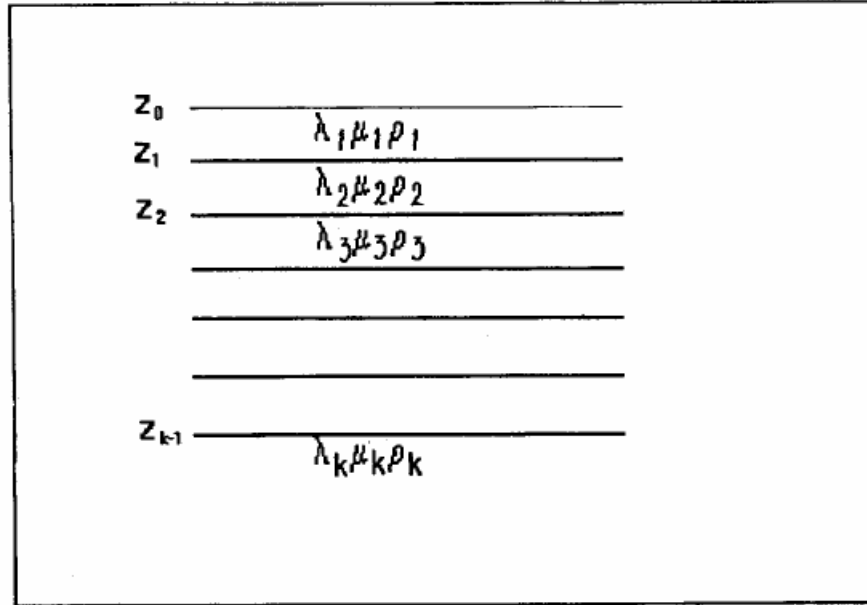


Figura 3.6 Estratificación del medio heterogéneo en estratos homogéneos.

Usando la ecuación 3.9 obtenemos como resultado la matriz de propagación de todo el medio heterogéneo:

$$P(z, z_0) = \exp[(z - z_0)A_k] \prod_{l=1}^{k-1} \exp[(z_l - z_{l-1})A_l] \quad (3.13)$$

La caracterización del movimiento del terreno y su interpretación es de gran utilidad para la elaboración de mapas de microzonificación sísmica (Morales, 1991). Estos mapas pueden utilizarse según Hays (1989) para planificar la construcción y el desarrollo urbano y para guiar el diseño resistente a los terremotos de los edificios nuevos o reforzar los edificios e instalaciones existentes.

Hays (1989) afirma que la información más importante que ha de incorporarse en el diseño sismorresistente de un edificio o instalación es la que pueda ser correlacionada con estos tres factores: la amplitud, la composición espectral y la duración de la señal sísmica.

Vamos a definir la función de Transferencia en el contexto sísmológico, pero la definición es válida para cualquier sistema causal, lineal e invariante en el tiempo, que al introducirle una señal pueda modificarla para obtener otra señal distinta de la inicial.

Si tenemos una determinada estructura geológica a la que introducimos una vibración $e(t)$ en un tiempo t , ésta proporcionará una salida $s(t)$ (figura 3.7) La salida $s(t)$ obtenida es el movimiento del suelo.

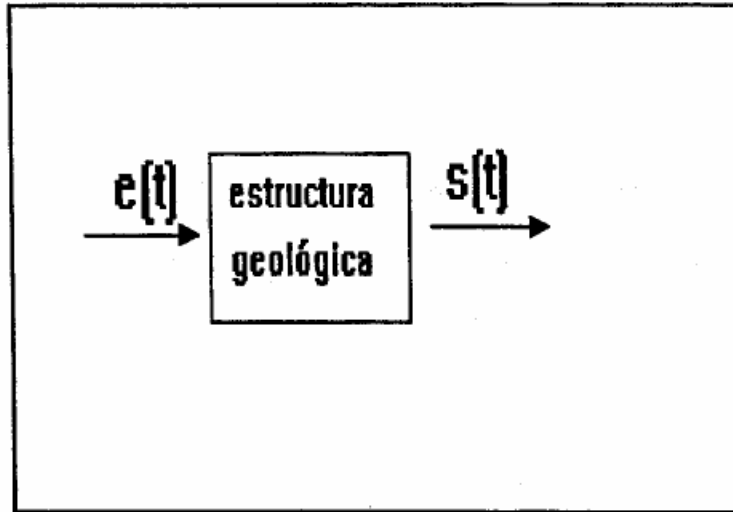


Figura 3.7 Señal de entrada $e(t)$ y de salida $s(t)$ en una estructura geológica.

En general, la salida la podemos obtener aplicando a la entrada un operador H tal que:

$$s(t) = H[e(t)] \quad (3.14)$$

Para caracterizar a la estructura se define la función de respuesta impulsional $h(t)$; esta función representa la salida si la entrada es un impulso unitario $\delta(t)$. Entonces $s(t)$ se puede expresar como la convolución de la entrada $e(t)$ con la función de respuesta impulsional $h(t)$:

$$s(t) = e(t) * h(t) \quad (3.15)$$

Si calculamos las transformadas de Fourier de ambos lados de la anterior ecuación tenemos:

$$S(\omega) = E(\omega)H(\omega) \quad (3.16)$$

Donde ω es la frecuencia angular y $S(\omega)$, $E(\omega)$ y $H(\omega)$ son funciones complejas de ω transformadas de $s(t)$, $e(t)$ y $h(t)$ respectivamente. La función $H(\omega)$ que se obtiene mediante:

$$H(\omega) = \frac{S(\omega)}{E(\omega)} \quad (3.17)$$

Se define como la Función de Transferencia de desplazamientos del subsuelo. Esta función es capaz de proporcionarnos los factores de amplificación locales si conocemos la entrada $E(\omega)$ y la salida $S(\omega)$ de la estructura.

El MMTH nos proporciona la FT de desplazamientos directamente de la matriz de propagación $P(z, z_0)$, siendo la función de entrada $f(z_0)$ y la función de salida $f(z)$.

Capítulo 4

4 Estimación de la respuesta de sitio utilizando vibración ambiental y registro de temblores

A continuación se presenta la evaluación de la respuesta de sitio en sitios donde se colocaron estaciones portátiles y en estaciones acelerométricas fijas, dentro de la DAO. El método utilizado para ello fue el de cocientes espectrales H/V o también denominada método de Nakamura. Por un lado presentamos los resultados de aquellas estaciones instaladas por la Facultad de Ingeniería (datos de registro del movimiento continuo del terreno mediante estaciones de banda ancha y mediciones de vibración ambiental en colonias susceptibles de inestabilidades en el subsuelo). Por otro lado, utilizamos las estaciones la red acelerométrica del Valle de México ubicadas en la zona de lomas y las cuales han registrado varios sismos de subducción.

4.1 Datos

Los datos utilizados en esta sección son datos de vibración ambiental registrados en sismógrafos de banda ancha triaxiales de manufactura Guralp System (sensores CMG-40 con registrador Reftek y CMG-6TD con registrador integrado), y sismógrafos experimentales del Instituto de Ingeniería de la UNAM, con una respuesta en frecuencia mayor a 4 Hz. Para ambos equipos se ha registrado el movimiento del suelo a 100 muestras por segundo y se llevó el control de tiempo mediante un sistema GPS. Otras mediciones de vibración ambiental fueron realizadas con acelerógrafos Altus K2 de Kinemetrics. La figura 4.1 muestra la distribución de estaciones.

4.2 Estimación de la respuesta de sitio

En el desarrollo del monitoreo sísmico se realizaron adicionalmente mediciones de vibración ambiental orientadas a conocer los posibles efectos de sitio asociados a zonas inestables (asentamientos en zonas minadas). Este estudio se realizó en algunas calles de las colonias Barrio Norte, Arturo Martínez, Alfonso XIII y Golondrinas (figura 4.1).

El procedimiento para la evaluación de los efectos de sitio fue mediante la técnica de cocientes espectrales H/V.

En las estaciones semipermanentes se tomó una muestra de vibración ambiental de 1 hr registrado entre las 2 y 3 de la mañana, y en las estaciones portátiles alrededor de 10 minutos de grabación. Posteriormente, se calcularon los espectros de amplitud de Fourier para ventanas de 40 s de duración no traslapadas y se procedió a realizar cocientes espectrales de los componentes horizontales entre el vertical con los espectros suavizados mediante una ventana triangular de 7 puntos.

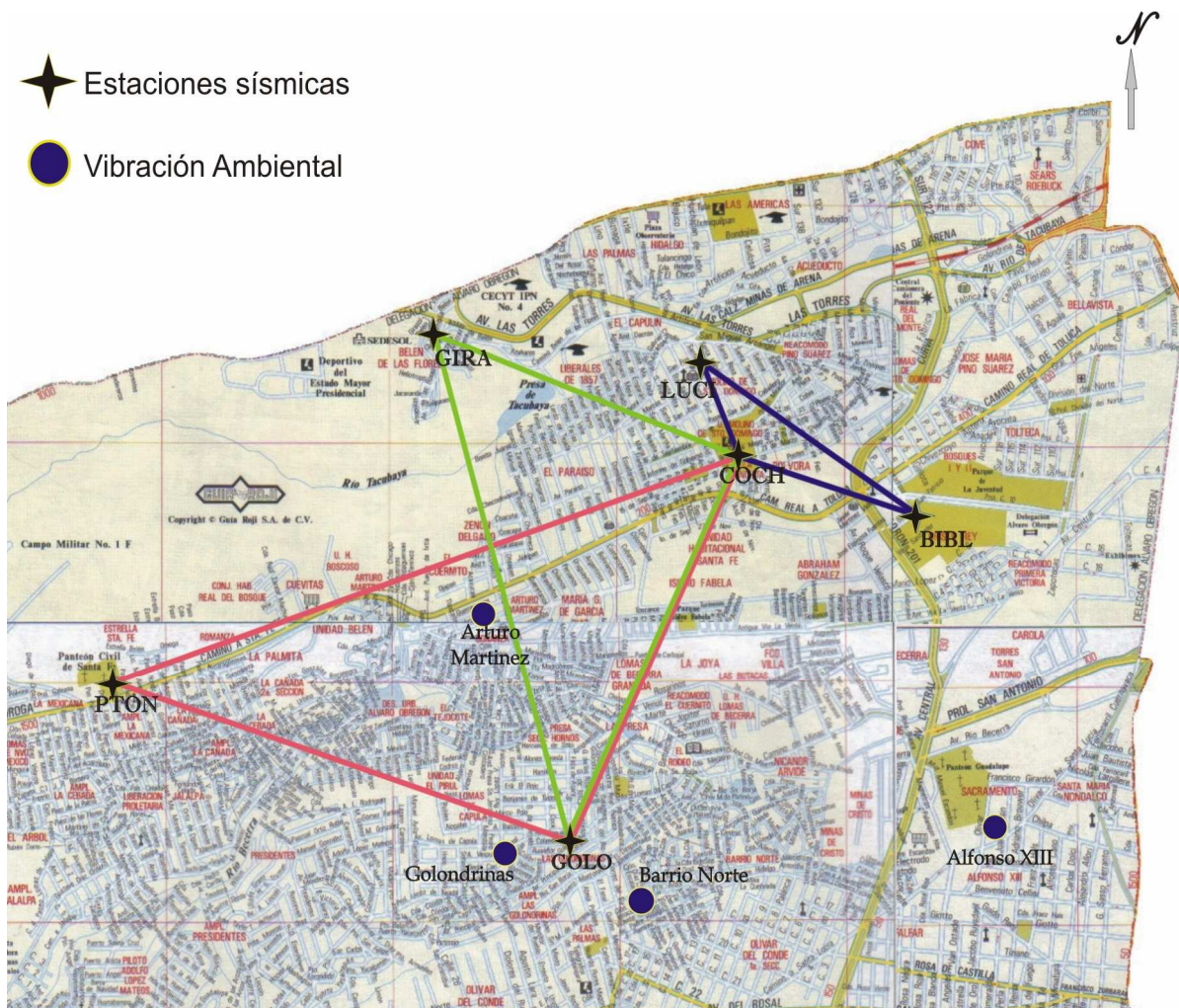


Figura: 4.1. Ubicación de las estaciones sísmicas (estrellas) y puntos de medición de vibración ambiental (círculos negros). El registro del monitoreo sísmico se llevó a cabo en arreglos triangulares. Los colores azul, verde y rosa de los triángulos indican la secuencia en que fueron conformados esos arreglos.

La evaluación de los efectos de sitio fue complementada en cada una de las estaciones sísmicas, donde se utilizaron los registros de los eventos regionales y locales para el cálculo de los cocientes espectrales

4.2.1 Resultados vibración ambiental

En la figura 4.2 se han graficado el promedio de los cocientes horizontales (norte-sur entre vertical y este-oeste entre vertical) tanto para las estaciones sísmicas como para el sitio representativo de cada colonia.

Para cada uno de los efectos de sitio se hacen las siguientes observaciones; para los sitios en las colonias Arturo Martínez y Alfonso XIII no se observa algún efecto significativo.

En el resto de los sitios se observan un efecto entre 1.5 y 6 Hz con amplitudes relativas del orden de 2 Hz.

A fin de considerar la variabilidad de los cocientes espectrales, es importante mencionar las características del sitio donde se ubicaron las estaciones. En la colonia Arturo Martínez las mediciones se realizaron encima de una zona de minas previamente rellenas, por lo cual se infiere que no existen efectos locales. En el sitio de la colonia Barrio Norte (AOBN) Golondrinas (AOGN) se tenía conocimiento de que existían inestabilidades en el subsuelo, tal como minas en el subsuelo que no estaban formalmente rehabilitadas o se desconocía su estado.

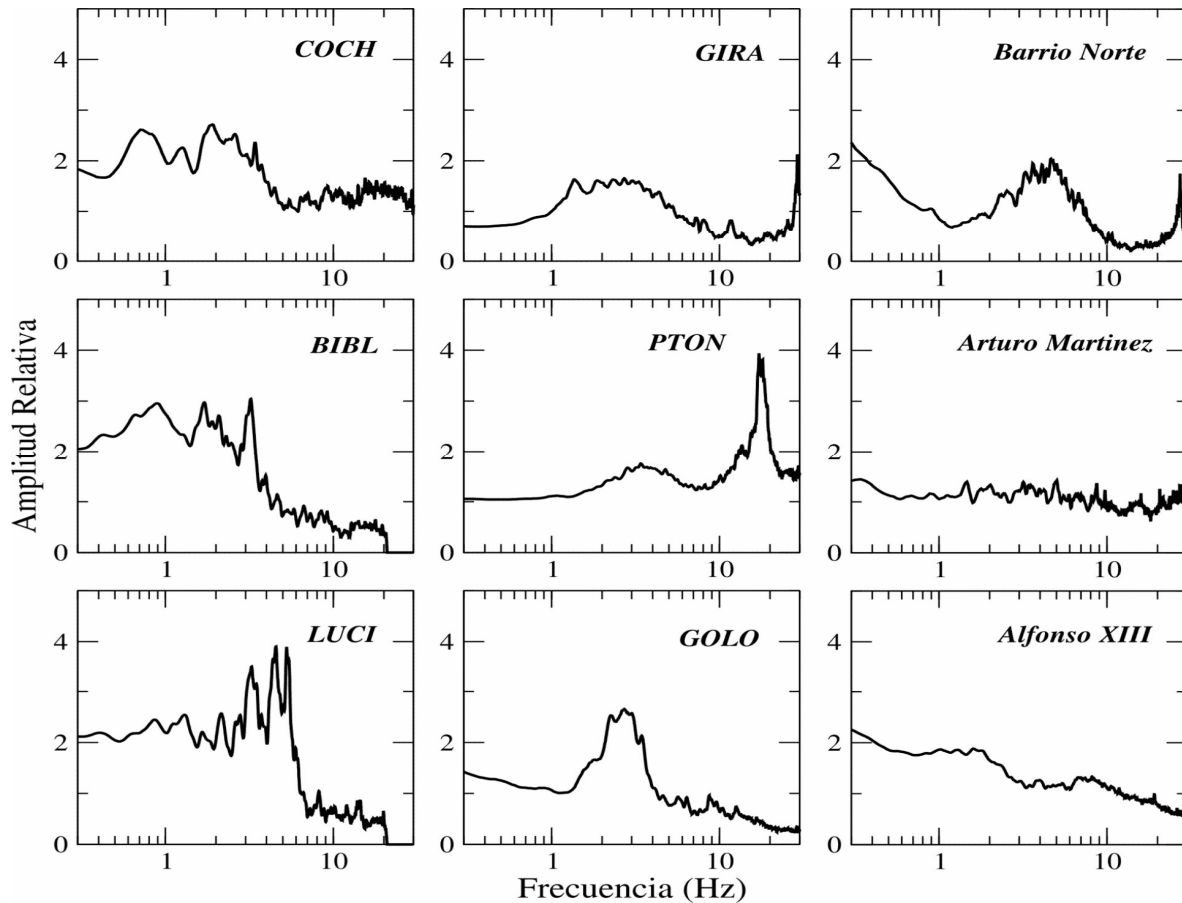


Figura 4.2 Cocientes espectrales H/V en las estaciones de registro sísmico y puntos de vibración ambiental que se indican en la figura 4.1. La curva representa el promedio de los cocientes de los componentes horizontales, los cuales son el resultado de varias ventanas del paquete de ondas (eventos regionales y locales) en el caso de estaciones, y ventanas de 40 s de duración para el caso de vibración ambiental.

Las estaciones GIRASOL (AOGI) y PANTEÓN (AOPN) se ubicaron en laderas de barrancas; AOPN se encontraba en un panteón. En las estaciones BIBLIOTECA (AOBL) y LUCIA (AOLU) hay que considerar que se debe complementar y realizar evaluaciones adicionales pues fueron los sitios con un nivel de ruido mayor, sin embargo, se observa que tanto BIBL y COCH tienen características similares, con un máximo consistente en baja frecuencia (1.9 Hz).

4.2.2. Resultados movimientos fuertes

En el caso de los sismos de subducción registrados en las estaciones acelerométricas de la zona de lomas, hemos considerado la base de datos que se muestra en la Tabla 4.1(a) y (b). La cual muestra los eventos registrados en

las dos estaciones acelerométricas que se encuentran en la zona de Lomas, la UI21 y la D170. La estimación del cociente espectral fue tomando la ventana del movimiento intenso del suelo. Para cada una de estas estaciones se determinó el efecto de sitio local y cuyos espectros se muestran en la figura 4.3.

Tabla 4.1 (a) Eventos registrados en las estaciones acelerométricas UI20 y D170

	Fecha	Hora	Estaciones		Coordenadas		Magnitud	Profundidad Km
			U170	UI21	Latitud N	Longitud W		
1	11/MAY/90	23:43:49	X		17.046	100.840	5.3	11.7
2	31/MAY/90	07:35:26	X		17.106	100.893	5.5	15.8
3	31/MAR/93	10:18:15		X	17.180	101.020	5.3	< 5
4	15/MAY/93	03:09:39		X	16.430	98.740	5.8	< 5
5	15/MAY/93	03:09:39	X		16.430	98.740	5.8	< 5
6	15/MAY/93	03:11:56	X		16.470	98.720	6.0	< 5
7	15/MAY/93	03:11:56	X		16.470	98.720	6.0	15
8	29/JUL/93	20:17:01		X	17.380	100.650	5.0	< 5
9	05/AGO/93	01:20:48		X	17.080	98.530	5.1	< 5
10	10/SEP/93	10:50:23		X	16.570	98.940	4.8	< 5
11	10/SEP/93	19:12:54		X	14.140	92.820	6.8	14
12	24/OCT/93	07:52:18		X	16.540	98.980	6.5	< 5
13	24/OCT/93	07:52:18	X		16.540	98.980	6.5	< 5
14	23/FEB/94	14:13:51		X	17.820	97.300	5.0	5
15	14/MAR/94	20:51:32		X	15.670	93.010	6.5	95
16	14/MAR/94	20:51:32	X		15.670	93.010	6.5	95
17	23/MAY/94	01:41:46		X	18.030	100.570	5.6	23
18	23/MAY/94	01:41:46	X		18.030	100.570	5.6	23
19	04/JUL/94	21:36:43		X	14.830	97.290	5.9	31
20	29/OCT/94	16:44:04		X	16.970	99.890	5.1	24
21	10/DIC/94	16:17:40		X	18.020	101.560	6.3	20
22	10/DIC/94	16:17:40	X		18.020	101.560	6.3	20
23	27/ABR/95	06:42:25		X	17.88	101.57	5.0	<5
24	14/SEP/95	14:04:30		X	16.31	98.88	6.4	22
25	09/OCT/95	15:35:51		X	18.74	104.67	6.5	5
26	09/OCT/95	15:35:51	X		18.74	104.67	6.5	5

Tabla 4.1 (b) Eventos registrados en las estaciones acelerométricas UI20 y D170

	Fecha	Hora	Estaciones		Coordenadas		Magnitud	Profundidad Km
			U170	UI121	Latitud N	Longitud W		
27	21/OCT/95	02:38:59		X	16.92	93.62	6.2	98
28	30/OCT/95	14:47:56		X	16.38	98.50	5.3	21
29	25/FEB/96	03:08:13		X	15.830	98.250	5.1	3
30	25/FEB/96	04:17:04		X	15.420	98.160	4.8	13
31	25/FEB/96	14:27:24		X	15.480	98.040	5.2	13
32	25/FEB/96	14:44:06		X	15.540	97.880	5.0	5
33	13/MAR/96	21:04:19		X	16.520	99.080	5.1	18
34	27/MAR/96	12:34:48		X	16.210	98.250	4.6	7
35	15/JUL/96	21:23:38	X		17.4	101.1	6.5	20.0
36	11/ENE/97	20:28:27		X	17.910	103.040	6.7	16
37	11/ENE/97	20:28:27	X		17.91	103.0	6.7	16.0
38	21/ENE/97	21:19:58		X	16.440	98.150	5.1	18
39	08/MAY/97	15:58:29		X	17.320	100.440	4.8	12
40	22/MAY/97	07:50:55		X	18.410	101.810	5.8	59
41	19/JUL/97	07:34:37		X	17.220	100.560	4.9	51
42	19/JUL/97	14:22:04		X	15.860	98.350	5.3	5
43	16/DIC/97	11:48:29		X	15.700	99.040	4.7	16
44	22/DIC/97	05:22:07		X	17.140	101.240	4.6	5
45	03/FEB/98	03:02:01		X	15.69	96.37	6.4	33
46	05/MAR/98	04:12:55		X	16.05	98.43	4.9	5
47	18/MAR/98	11:56:04		X	20.10	99.23	4.3	5
48	20/ABR/98	22:59:17		X	18.37	101.21	5.0	66.0
49	09/MAY/98	17:03:13		X	17.34	101.41	4.8	18
50	11/JUL/98	05:21:12		X	17.25	101.54	4.9	5
51	17/JUL/98	11:18:04		X	16.98	100.16	4.6	27
52	15/JUN/99	20:42:07		X	18.18	97.51	5.4	69.0
53	21/JUN/99	17:43:05		X	17.99	101.72	5.8	54
54	30/SEP/99	16:31:14		X	15.95	97.03	5.2	16.0
55	30/SEP/99	16:31:14	X		15.95	97.03	5.2	16.0
56	29/DIC/99	05:19:46		X	18.02	101.68	5.1	82

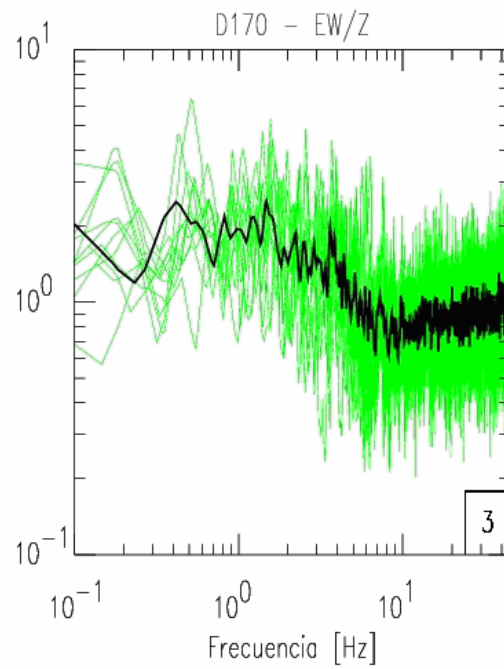
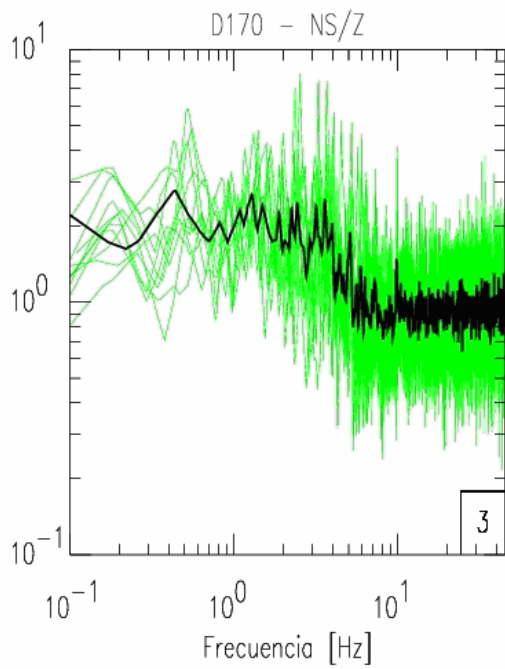
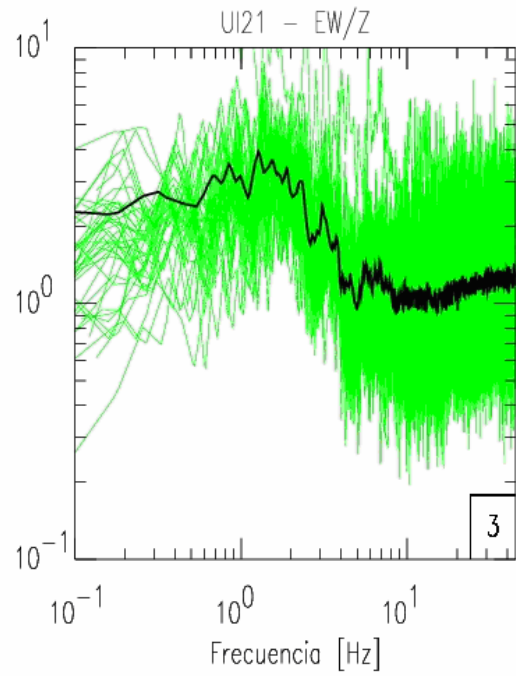
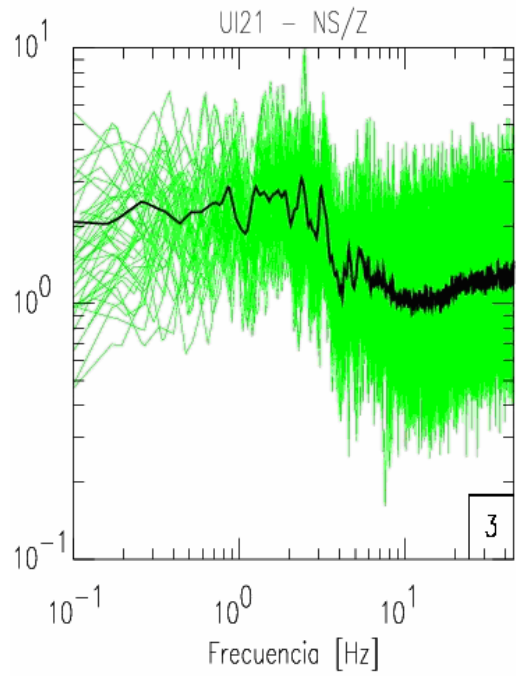


Figura 4.3 Cocientes espectrales de las estaciones acelerométricas UI21 y D170.

Capítulo 5

5 Respuesta de sitio y modelos del subsuelo a partir de la estratigrafía de pozos y funciones de transferencia medidas

En el capítulo anterior observamos que la respuesta sísmica en los terrenos de la DAO ha sido estimada solo en algunos puntos. Es necesario llevar a cabo más medidas instrumentales para contar con una muestra representativa de los distintos sitios que ocupa la DAO. A fin de contar con un mayor número de estimaciones de la respuesta de sitio, hemos utilizado la estratigrafía reportada en 19 pozos por Lugo-Hubp *et al*; (1995). A partir de esa litología hemos obtenido modelos simplificados de la estructura de velocidad para simular la respuesta de sitio para incidencia de ondas SH. En una primera instancia, las litologías más cercanas a nuestras mediciones fueron simplificadas ajustando la función de transferencia experimental con la teórica, en el resto de los pozos se obtuvieron las funciones de amplificación solo de los modelos simplificados. Como resultado final, en este capítulo se integra un mapa preliminar de microzonificación sísmica que muestra las frecuencias características y las amplificaciones relativas de frecuencia de los terrenos de la DAO.

5.1 Estimación de modelos del subsuelo.

Lugo-Hubp *et al*; (1995) reportó la estratigrafía de 19 pozos en los terrenos de la DAO. Los espesores de esos pozos van desde 6 m a 40 m. Cada una de las columnas estratigráficas que reporta tienen espesores que van desde centímetros a varios metros, conformados por materiales como cenizas volcánicas, pómez, diferentes intercalaciones de estos materiales, conglomerados, lahar, etc. La figura 5.1 muestra la distribución de esos pozos donde se observa que algunos de ellos se localizan cerca de nuestros puntos de medición.

Un método para determinar a que estructura del subsuelo correspondería la función de amplificación medida, es estimar ésta a partir de una estratigrafía propuesta mediante el método de Thompson-Haskell (Thompson 1950; Haskell 1953). La función de amplificación teórica es entonces ajustada a la observada por variar los parámetros del modelo (velocidades, densidades, amortiguamientos y espesores).

Hemos obtenido los modelos de estructura de velocidad del subsuelo a partir de las funciones amplificación medidas para aquellos sitios donde se encuentra cerca un pozo reportado por Lugo-Hubp et al; (1995). Para ello se elaboraron modelos simplificados de la estructura de velocidad a partir de tipos de materiales reportados en la estratigrafía correspondiente.

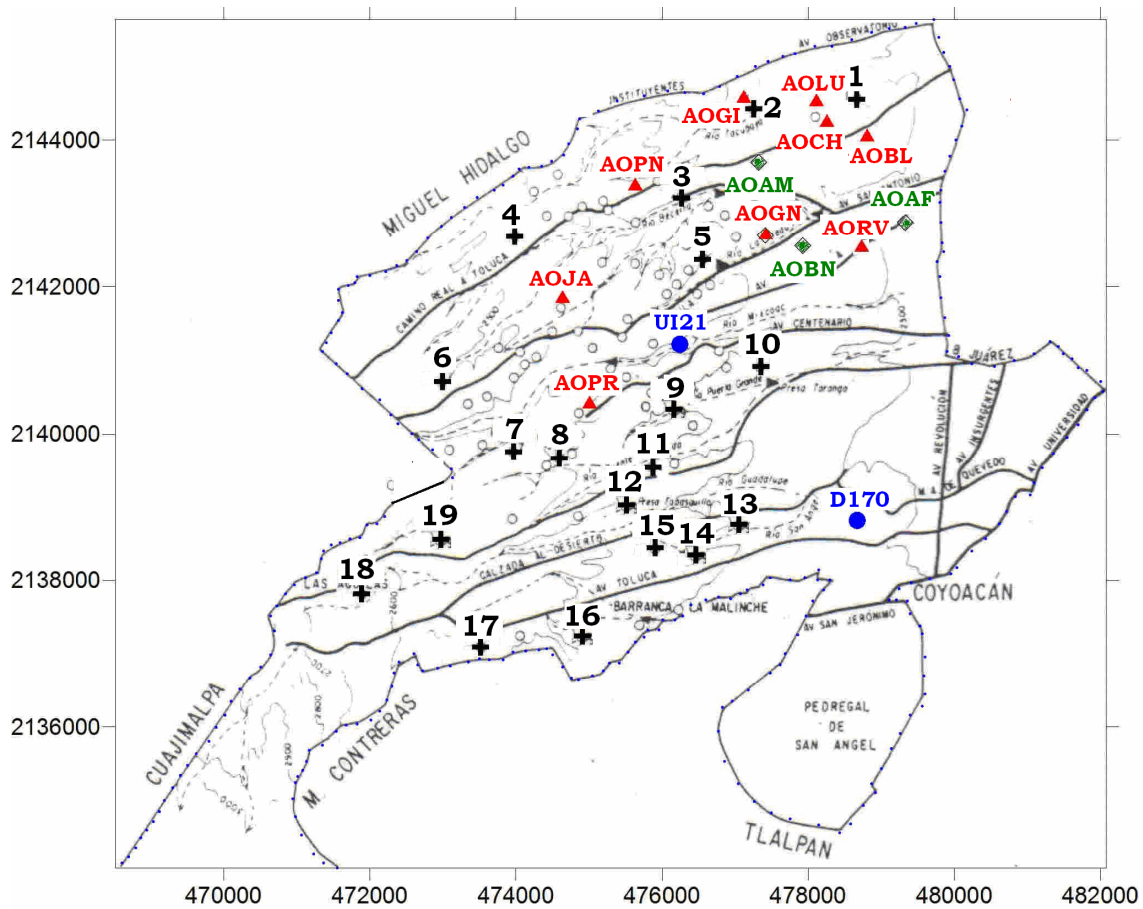


Figura 5.1 Mapa de la zona de estudio indicando la posición geográfica de los pozos, todos en color negro. Los triángulos rojos son las estaciones fijas, las marcas verdes son las estaciones portátiles y los puntos azules son las estaciones acelerométricas. Las líneas negras continuas son avenidas principales y las líneas discontinuas son causas de río. (Adaptada de Lugo-Hubp 1995)

Un ejemplo de estas estimaciones se muestra en la tabla 5.1, donde se muestra la estratigrafía y los espesores reportados en el pozo 5. Se observa que esta compuesto de 7 capas con materiales donde predominan la ceniza volcánica y la

pómez; y podemos ver que el máximo espesor que se presenta es de 5.05 m, y el espesor total es de 17.52 m. La estratigrafía y espesores correspondientes de todos los pozos se muestran en el anexo 1

Tabla 5.1 Unidades litológicas y espesores registrados en el Pozo-5, (adaptada de Lugo-Hubp 1995).

Datos Pozos 5			
0	1	2	3
5	4	5	6
10	6	7	7
15	7	7	7
Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)	
1	Depósitos de flujo Piroclástico	1.35	
2	Pómez	1.35	
3	Ceniza Volcánica	1.35	
4	Pómez	2.36	
5	Ceniza con Pómez	2.69	
6	Ceniza Volcánica	5.05	
7	Pómez	3.37	
		17.52	

El correspondiente modelo inicial modificado se muestra en la Tabla 5.2. En esta tabla los valores de Vp y Vs fueron obtenidos de las tablas de propiedades físicas y elásticas de rocas reportadas por Olhovic; (1960) y Press (1976) (ver anexo 2) para los tipos de materiales establecidos por Lugo-Hubp et al; (1995). Los valores de Qp y Qs fueron establecidos a ser constantes.

Tabla 5.2 Modelo inicial modificado a tres capas, con valores de densidades, velocidades y espesores.

	Prueba		Pozo-5			
	Densidad	Velocidad P	Qp	Velocidad S	Qp	Espesor
1	1.99	700	84.0	300	42.0	26
2	2.00	1200	84.0	650	42.0	38
3	2.05	1500	84.0	750	42.0	50
4	2.10	2000	84.0	900	42.0	0.00
Tres Capas Pmax(2.75,2.26)						

Una restricción adicional a las velocidades fue realizado a partir de un estudio de sísmica de refracción y dispersión de ondas superficiales reportado para la zona por Cárdenas *et al.* (2009), el cual se resume en la Tabla 5.3 y se muestra también el modelo de velocidades de ondas compresionales en la figura 5.3

Tabla 5.3 Valores de velocidades de onda *P* y *S* tomadas de estudio de sismica de refracción y dispersión de ondas superficiales reportado en la zona.

	Espesor (m)	Vp(m/s)	Vs(m/s)
1	3	900	200-400
2	7	1080	400-600
3	10	2230	>600

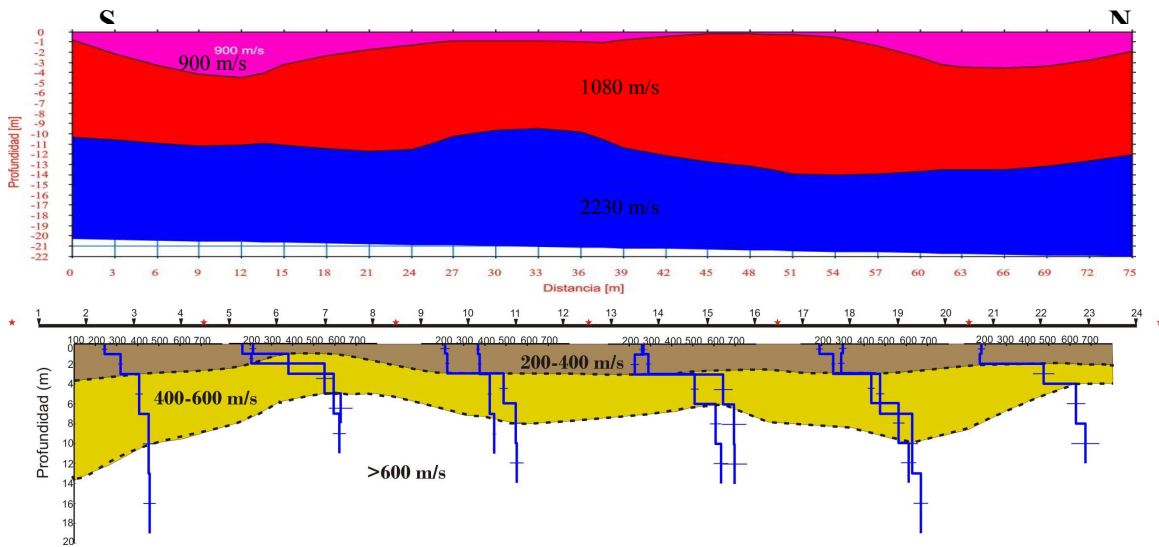


Figura 5.2 El modelo de velocidades de ondas *P* y *S* se obtuvo del estudio de refracción realizado por Cardenas et al; 2009. La velocidad de la onda *S* fue obtenida a partir de ondas superficiales generadas durante la toma de datos. El eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo del perfil en el modelo de la onda *P*, y el eje vertical es la profundidad dada en metros.

El procedimiento de ajuste de la función de amplificación medida a la teórica se realizó mediante prueba y error, ajustando la posición del pico máximo de función de transferencia. La figura 5.3 muestra el mejor ajuste entre la función de transferencia medida en el punto estación “Golondrinas” y la función de transferencia teórica derivada del modelo simplificado del Pozo 5. En esa figura se observa un buen ajuste entre la amplitud máxima de ambas funciones y la frecuencia característica a la que se presenta, sin embargo, el ajuste no es el mismo para los modos superiores debido, posiblemente, a que no se cuenta con valores exactos de la atenuación (Q_p y Q_s) o la estructura del subsuelo es más complicada que un modelo unidimensional.

Comparativo Golondrinas con Pozo-5

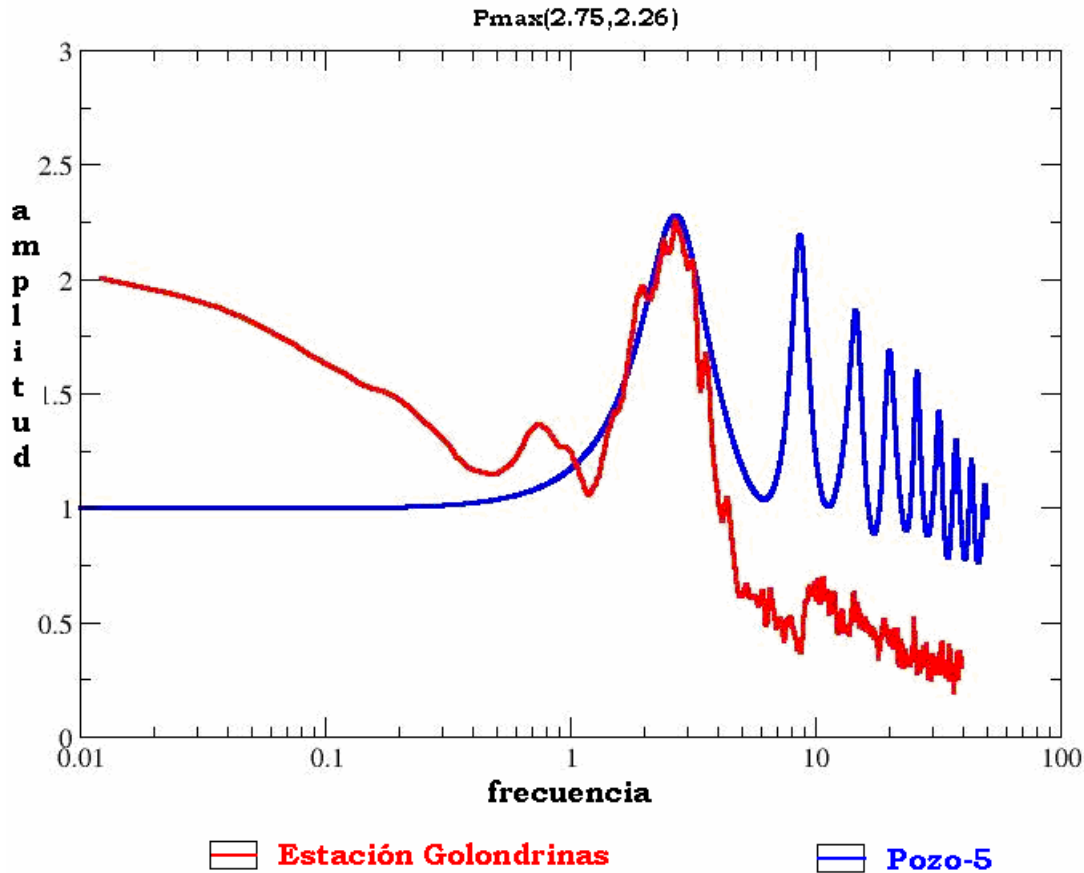


Figura 5.3 Ajuste de modelos, entre el medido (estación Golondrinas) y el pozo 5 que es el más cercano a esta)

En la figura 5.4 se muestra la comparación de las funciones de transferencia experimentales y aquellas derivadas de los modelos simplificados de la estratigrafía de aquellos pozos cercanos a las estaciones. En esa figura se observa que en las estaciones Girasoles, Panteón y Golondrinas el ajuste es aceptable para el máximo observado, sin embargo en las estaciones Conchita, Biblioteca, Barrio Norte y Lucía, el ajuste varía por la respuesta observada, ya que tiene amplificaciones menores en frecuencias más bajas. Por ejemplo en la estación LUCI es complicado reproducir la respuesta dados los materiales y espesores reportados por Lugo-Hubp *et al*; (1995).

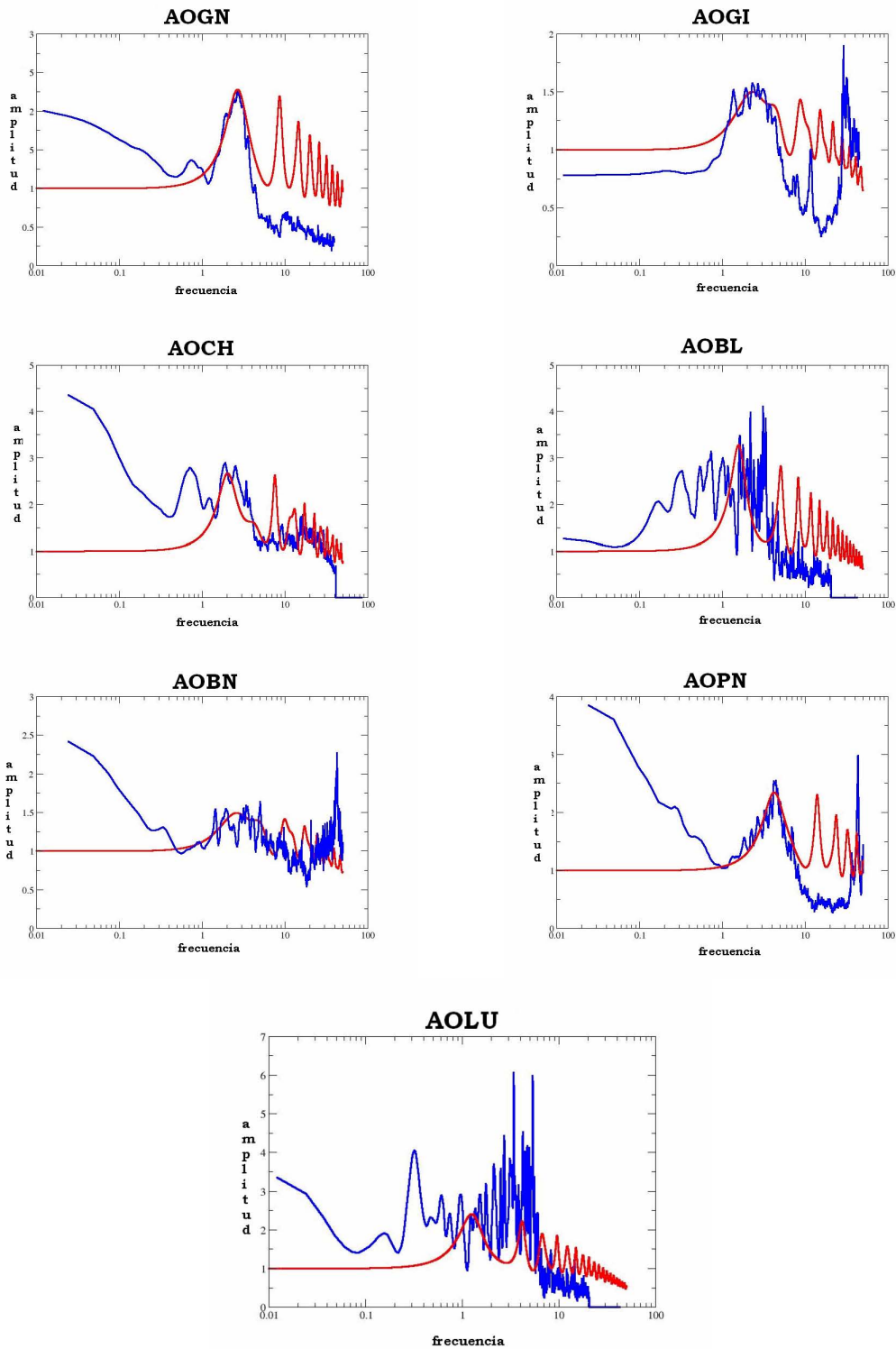


Figura 5.4 Muestra la comparación de las funciones de transferencia experimentales (en azul) y aquellas derivadas de los modelos simplificados de la estratigrafía de pozos (en rojo).

La figura 5.4 nos permite comparar a aquellos pozos que se encuentran cerca de las estaciones de medición y ajustar su efecto de sitio con aquel que se midió en la estación respectiva. Por tal efecto los pozos 1, 2, 3, 4, 5, 8, 9, 10 y 13 se pueden ajustar a una de las mediciones de las estaciones, sin embargo los pozos restantes han sido ajustado a sus características litológicas y espesores respectivos.

5.2 Funciones de transferencia teóricas

En los pozos donde no se tienen mediciones cercanas, nos hemos limitado a establecer funciones de amplificación solo a partir de la estratigrafía de pozos. De tal forma que para los pozos 7, 11, 12, 14, 15, y 17, fue posible obtener una amplificación y su frecuencia fundamental. En estos pozos, las velocidades fueron asignadas de acuerdo con las simplificaciones realizadas en aquellos pozos cerca de los puntos de medición, dado la similitud en la estratigrafía reportada. Los espesores correspondientes fueron respetados.

En los pozos 6, 16, 18, y 19 los espesores reportados por Lugo-Hubp *et al*; (1995) no permiten establecer una función de amplificación, debido a que éstos son muy reducidos o no definen un estructura estratificada. En el anexo 3 se muestran algunos ensayos de funciones de transferencia calculados, para los pozos con estratigrafía reportada.

5.3. Microzonificación sísmica preliminar

Los valores de amplificación relativa y frecuencia característica obtenidos mediante mediciones experimentales y la estratigrafía de pozos, nos han permitido elaborar dos mapas de microzonificación preliminar; uno mostrando frecuencias características y otro amplitudes relativas. Los cuales, además, se han superpuesto a mapas geológicos reportados por Lugo-Hubp *et al*; (1995). Y a partir de esta superposición, hemos hecho una interpretación cualitativa, entre las frecuencias fundamentales y la geología reportada.

La figura 5.5 muestra el mapa de los terrenos de la DAO, indicando los valores de las frecuencias características, donde se observa que existen algunas frecuencias fundamentales que exceden el rango de valores propios de la zona de estudio, dichos puntos son de los pozos 6, 16 18 y 19, que no serán tomados en cuenta para elaborar el mapa de microzonificación. También podemos observar que existe una concentración de frecuencias uniforme, conforme los pozos se encuentran cercanos a las estaciones y que su rango de valores va de 1 a 4.4 Hz, mientras que estos se alejan de las estaciones, los valores aumentan,

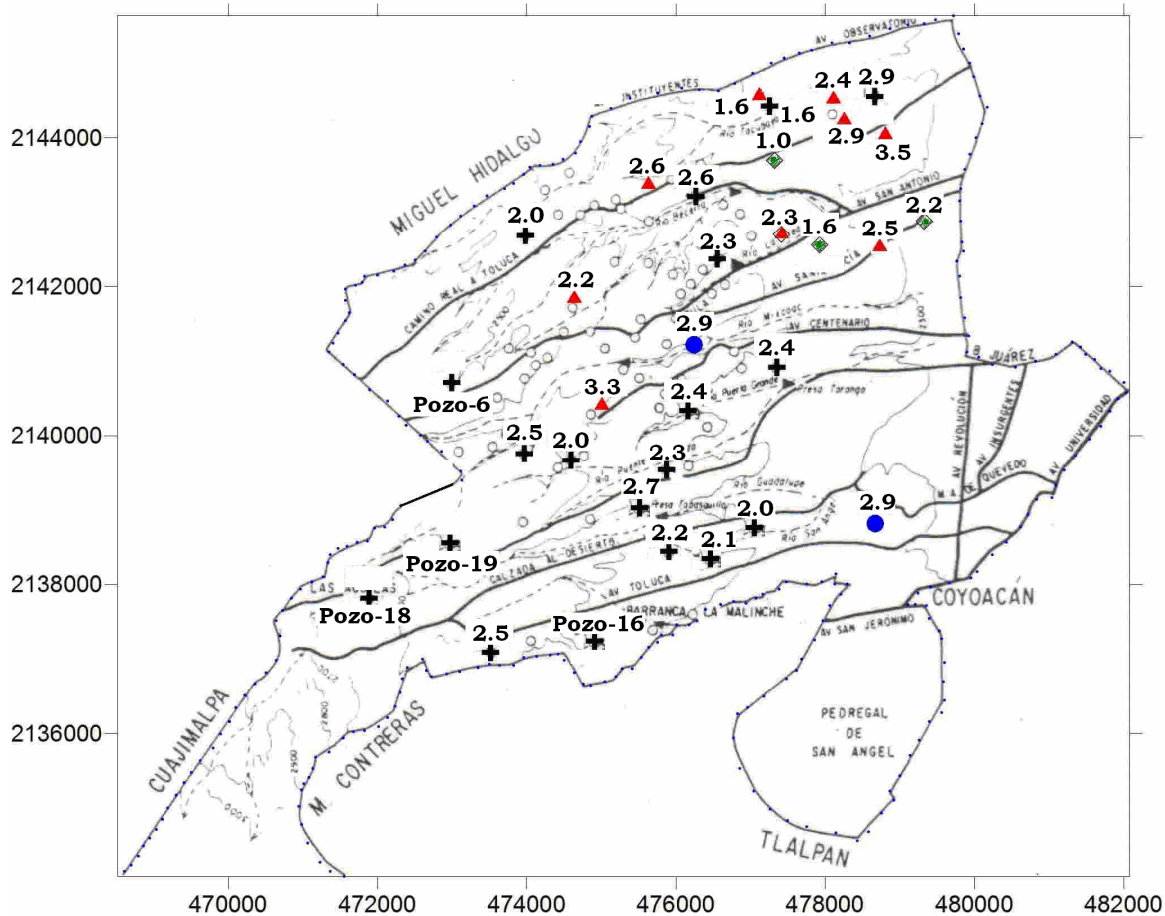


Figura 5.7 Mapa de Amplitudes Relativas (adaptado de Hubp-Lugo et al 1995), donde se muestra el valor correspondiente de amplitud relativa a cada punto dentro de la DAO.

5.4 Microzonificación de los terrenos de la DAO

Al elaborar los efectos de sitio para cada uno de los pozos estratigráficos, ubicados en la DAO, en cada uno de ellos hemos determinado el valor de su frecuencia fundamental de tal forma que podamos colocar este valor dentro del mapa de la delegación; estos valores se han colocado en una tabla indicando a que punto o estación se refiere, teniendo 19 pozos, 2 estaciones acelerométricas y las 12 estaciones de medición ambiental, los cuales suman en total 33 puntos de observación (entre calculados y medidos). La tabla 5.4 muestra los valores obtenidos (frecuencias fundamentales y sus correspondientes periodos característicos, así como las amplitudes relativas) a partir del análisis de las funciones de sitio medidas y modeladas.

Tabla 5.4 Valores de Frecuencia, Amplitud y Periodo fundamental de las 12 estaciones de vibración ambiental, 2 estaciones acelerométricas y 19 pozos con estratigrafía reportada

	Estación	Clave	Frecuencia	Amplitud	Periodo Característico
1	Conchita	AOCH	1.9	2.9	0.5
2	Girasol	AOGI	2.7	1.6	0.4
3	Barrio Norte	AOBN	3.5	1.6	0.3
4	Biblioteca	AOBL	1.6	3.5	0.6
5	Panteón	AOPN	4.4	2.6	0.2
6	Arturo Mtz.	AOAM	1.0	1.0	1.0
7	Lucia	AOLU	1.2	2.4	0.8
8	Golondrinas	AOGN	2.7	2.3	0.4
9	Alfonso XIII	AOAF	1.6	2.2	0.6
10	UI21	UI21	1.3	2.9	0.8
11	D170	D170	1.3	2.9	0.8
12	Rosa Verde	AORV	1.8	2.5	0.6
13	Jalalpa	AOJA	1.8	2.2	0.6
14	Providencia	AOPR	1.4	3.3	0.7
15	Pozo 1	1	1.6	2.9	0.6
16	Pozo 2	2	2.7	1.6	0.4
17	Pozo 3	3	4.4	2.6	0.2
18	Pozo 4	4	1.7	2.0	0.6
19	Pozo 5	5	2.7	2.3	0.4
20	Pozo 6	6	11.1	1.9	0.1
21	Pozo 7	7	2.0	2.5	0.5
22	Pozo 8	8	1.5	2.0	0.7
23	Pozo 9	9	1.3	2.4	0.8
24	Pozo 10	10	1.3	2.4	0.8
25	Pozo 11	11	2.8	2.3	0.4
26	Pozo 12	12	2.9	2.7	0.3
27	Pozo 13	13	1.5	2.0	0.7
28	Pozo 14	14	2.9	2.1	0.3
29	Pozo 15	15	4.3	2.2	0.2
30	Pozo 16	16	20.5	2.0	0.0
31	Pozo 17	17	4.2	2.2	0.2
32	Pozo 18	18	9.7	1.1	0.1
33	Pozo 19	19	40.4	2.1	0.0

Para cada pozo y para cada estación se ha indicado su clave respectiva, un valor de frecuencia fundamental, su amplitud, así como el valor de su período fundamental. Todos y cada uno de estos puntos se han colocado en un mapa de la DAO, con el objetivo de realizar una interpolación y determinar si existen similitudes en la distribución espacial de éstas, así de explorar su posible

correlación con la geología superficial. La figura 5.7 muestra los resultados de este proceso.

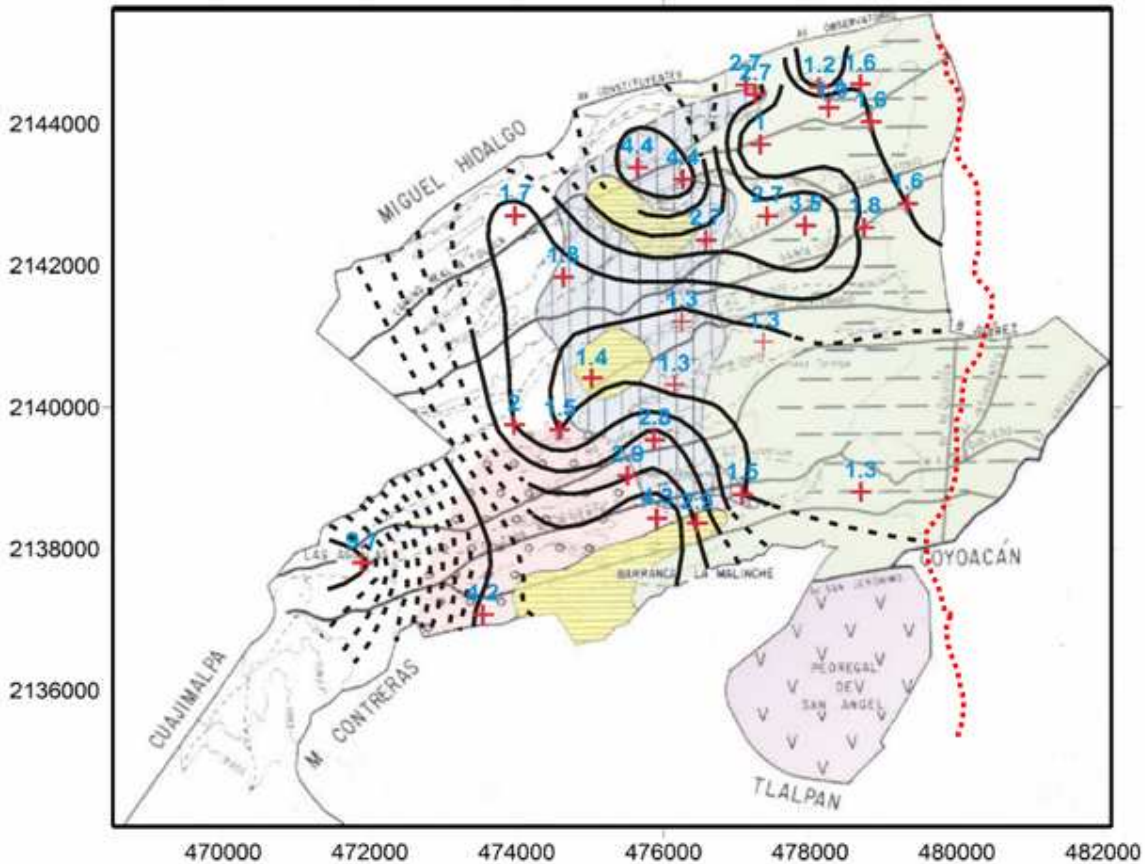


Figura 5.7 Mapa de Iso-frecuencias de los terrenos de la DAO, mostrando la distribución de las frecuencias fundamentales obtenidas en la zona de estudio, donde la línea roja discontinua indica la curva de iso-frecuencia de 2 Hz del mapa actual de microzonificación (Pérez-Rocha et al, 2009) y se ha sobrepuesto a un mapa geológico tomado de Lugo-Hubp et al. (1995), donde los colores indican la geología de los terrenos; rosa-Ceniza (Tobas) Volcánica; azul-Pómez de menos de 3m; amarillo-Pómez de mas de 3 m de grosor; verde-Superficie con afloramientos escasos y gris-Lavas.

En la figura 5.7 se observa que predominan las frecuencias de 1 a 1.9 Hz en la parte centro de los terrenos de la DAO, mientras que las frecuencias comprendidas entre 2 y 4.4 Hz se encuentran concentrados en su mayoría en la parte norte y sur. En esa figura hemos sobrepuesto la geología reportada por Lugo-Hubp et al. (1995) a fin de buscar una relación entre esta y los valores reportados en la tabla 5.4. Se observa que no existe un patrón característico que relacione los tipos de litologías reportados con las estimaciones de efecto de

sitio realizadas. Pues donde se reportan materiales blandos (Pómez de menos de 3 m de grosor y de más de 3 m de grosor) o más competentes (Tobas y Lavas), los correspondientes valores de frecuencias no reflejan las propiedades del subsuelo. Por ejemplo, Se presentan bajas frecuencias en la zona centro de los terrenos de la DAO (estaciones AOPR, UI21, Pozo-9 y AOJA), que corresponderían a suelos blandos, sin embargo se tiene la misma litología en la zona Norte, pero se tiene registrado valores de frecuencias mayores, que corresponderían a suelo competentes (estaciones AOPN y Pozo-3), mientras que en la zona poniente, se presentan frecuencias que corresponden, precisamente, a suelos competentes (Tobas) y por último en la zona comprendida a superficies con escasos afloramientos se presentan frecuencias bajas, sin embargo en este caso no es posible determinar de forma absoluta si la zona es competente o no, pues la información es escasa.

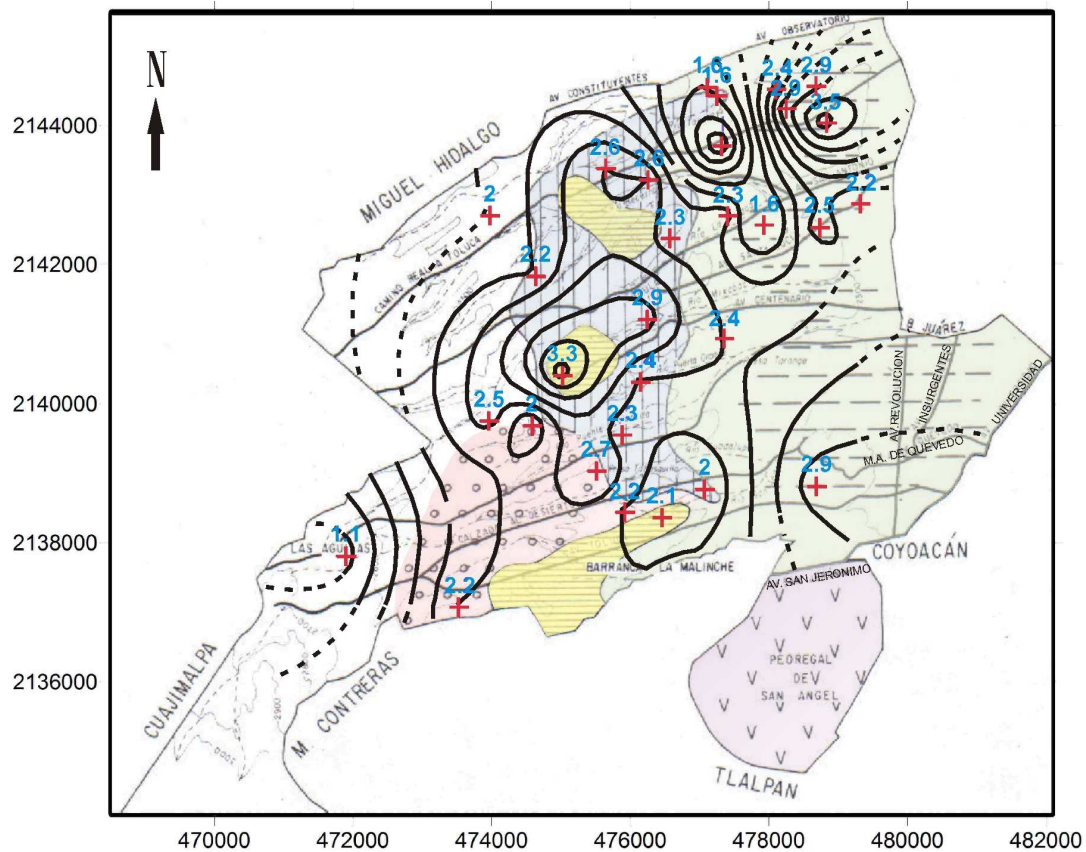


Figura 5.8 Mapa de Amplitudes Relativas de los terrenos de la DAO, mostrando la distribución de las amplitudes obtenidas en la zona de estudio. Se ha superpuesto a un mapa geológico tomado de Lugo-Hubp et al. (1995), donde los colores indican la geología de los terrenos; rosa-Ceniza (Tobas) Volcánica; azul-Pómez de menos de 3m; amarillo-Pómez de mas de 3 m de grosor; verde-Superficie con afloramientos escasos y gris-Lavas.

Con respecto a la distribución de las amplitudes relativas, estas se muestran en la figura 5.8. Observamos que los valores de amplitud que predominan están en el rango de 2 a 2.9, y se encuentran distribuidos en forma prácticamente homogénea (pues no existen cambios fuertes entre las amplitudes relativas) en todo el mapa de la DAO. Al sobreponer el mapa de la geología reportada por Lugo-Hubp *et al.* (1995), no se observa una correlación definida por ésta y los correspondientes valores de amplitud. Esto posiblemente se deba a que no existen fuertes contrastes de impedancia en profundidad, o bien, es necesario realizar estimaciones a partir de movimientos fuertes.

Capítulo 6

6 Conclusiones

En este estudio hemos llevado a cabo una estimación de la respuesta sísmica en los terrenos de la Delegación Álvaro Obregón (DAO) del Distrito Federal.

Los resultados permitieron elaborar un mapa preeliminar de frecuencias características y amplitudes relativas que muestra que existen sitios donde se presentan amplificaciones relativas de un orden no mayor a 3.5 en un rango de frecuencias entre 1 y 4.4 Hz. Este mapa muestra que la clasificación geotécnica actual de la DAO (zona I) debe reconsiderarse en función de un estudio con mayor detalle que considere la geología y la topografía de la zona.

Los resultados de este estudio permiten formular las conclusiones siguientes:

- a) Se observa que la respuesta de sitio puede cambiar rápidamente de un punto a otro en un área muy pequeña (decenas de metros). Esto se debe a las variaciones abruptas del terreno, o bien a la influencia de factores antropogénicos.
- b) La presencia de minas subterráneas (vacías o rehabilitadas) es un factor adicional que no está claramente definido en la respuesta de sitio.
- c) El mapa de microzonificación indica que la zona de pie de monte contiene frecuencias características que deben ser tomadas en cuenta para redefinir la curva de isofrecuencias (2 Hz) postulada para la zonificación sísmica del Valle de México en la zona de estudio.
- d) Por lo anterior, se recomienda llevar a cabo un número mayor de estimaciones y realizar correlaciones con estudios geofísicos, además de utilizar los estudios geotécnicos disponibles.

Referencias

1. Aki, K. y Richards, P. G. (1980). "Quantitative Seismology. Theory and Methods". W. H. Freeman and Company. San Francisco.
2. 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.
3. Cárdenas-Soto M., T. Reyes Pimentel, A. Reyes-Pimentel y R. Martínez Carrada (2009). Estudios de la respuesta sísmica en las colonias de la Delegación Álvaro Obregón, Informe Técnico de la Facultad de Ingeniería, UNAM para el convenio de colaboración Estudios Geotécnicos y Geofísicos en la Delegación Álvaro Obregón del Departamento del Distrito Federal (UNAM-GDF-DAO2008), Septiembre 2009, 31 p.
4. Cárdenas-Soto M y T. Reyes Pimentel (2008). Monitoreo Sísmico en los Terrenos de la Delegación Álvaro Obregón, Informe Técnico de la Facultad de Ingeniería, UNAM para el convenio de colaboración Estudios Geotécnicos y Geofísicos en la Delegación Álvaro Obregón del Departamento del Distrito Federal (UNAM-GDF-DAO2008), Septiembre 2009, 30 p
5. Hays, W. (1989). "Aspectos fundamentales de la geología y la sismología para la microzonación sísmica". Física de la Tierra. Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos. Coords. A. Udías y D. Muñoz. Dpto. De Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica. Ed. De la Universidad Complutense de Madrid.
6. Kramer , Steven Lawrence "Geotechnical Earthquake Engineering" 1996, Prentice-Hall.
7. Lermo, J. & F. Chávez-García, 1994, Are Microtremors useful in site Response Evaluation?. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 1350-1364.
8. Lugo-Hubp, Cordero-Estrada, M., Zamorano-Orozco, J.J., (1995). "Relieve, Litología y Riesgos en la zona urbana de la Delegación Álvaro Obregón, Distrito Federal, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, volumen 12, número 1, 1995, pp. 52-67. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

9. Luzón, F. (1992). "Respuesta sísmica de sitio. Aplicación del método de Thompson-haskell a un modelo unidimensional." Memoria de Iniciación a la investigación. Programa de doctorado en Sismología. Universidad de Granada.
10. Marsal, R: J: y Masari, 1964. El subsuelo de la Ciudad de México. Facultad de Ingeniería, UNAM. 614pp.
11. Montalvo Arrieta, J. C., Reinoso Angulo, E. y Sánchez Sesma, F.J. (2003) Observations of strong motion at hill sites in Mexico City from recent earthquakes. Geofísica Internacional, Vol. 42, Num. 2, pp. 205-217.
12. Morales, J. (1991). "Caractrización de la respuesta de sísmica local en las cuencas de Granada (España) y Ciudad Guzmán (México) mediante el análisis spectral de microterremotos y terremotos". Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
13. Mooser, Federico, Tamez, Enrique, Santoyo, Enrique, Holguín Ernesto y Gutierrez, C.E., 1986, Características geológicas y geotécnicas del valle de México, D.F., depot. Distrito Federal, Comisión de vialidad y transporte urbano, 32.
14. Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30-I.
15. Singh, S. K., Quass, M. Ordaz, F. Mooser , D. Almora, M. Torres y R. Vázquez, 1995. Is there a truly "hard" rock site in the Valley of Mexico?. Geophysical research Letters, 22. 481-484.
16. Olhovic, V.A. "Curso de Sismología Aplicada" 1960, Reverté.
17. Pérez-Rocha, L.E, M. Ordaz-Schroeder y E. Angulo. (2009) Interpolación espacial de las amplificaciones dinámicas del terreno en el Valle de México, Revista de ingeniería Sísmica, 80, 85-112p.
18. Press, Frank "Hand book of physical constants"; Geological Society of America, 1976, p. 97-173.

Anexo 1

Control de Litologías de Pozos

Pozo 1 (5 capas)

Pozo 1			
1	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósitos de flujo piroclásticos	2.31
	2	Ceniza con pómez	3.08
	3	Ceniza volcánica	1.15
	4	Ceniza con pómez	1.92
	5	Ceniza volcánica	6.54
			15

Pozo 2 (4 capas)

Datos Pozo 2			
2	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósitos de flujo piroclásticos	3.08
	2	Pómez	1.92
	3	Ceniza con pómez	2.69
	4	Ceniza volcánica	7.31
			15

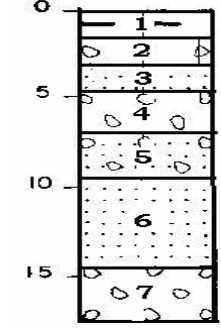
Pozo 3 (11 capas)

Datos Pozo 3			
3	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósito de flujo piroclástico	1.54
	2	Pómez	1.15
	3	Ceniza volcánica	1.54
	4	Pómez	1.15
	5	Ceniza volcánica	1.15
	6	Depósito de flujo piroclástico.	6.15
	7	Ceniza volcánica	6.15
	8	Ceniza con pómez	1.15
	9	Ceniza con clastos	0.50
	10	Pómez	1.15
	11	Ceniza con clastos	3.08
			24.71

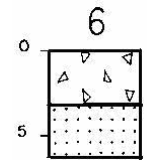
Pozo 4 (2 capas)

Datos Pozo 4			
4	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósito de flujo piroclástico.	15
	2	Ceniza volcánica	15
			30

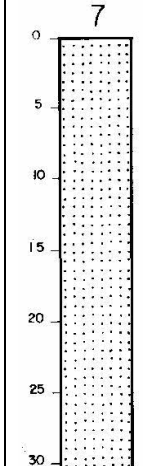
Pozo 5 (7 capas)

Datos Pozos 5			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósitos de flujo piroclástico	1.35
	2	Pómez	1.35
	3	Ceniza volcánica	1.35
	4	Pómez	2.36
	5	Ceniza con pómez	2.69
	6	Ceniza volcánica	5.05
	7	Pómez	3.37
			17.52

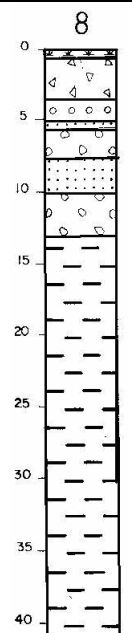
Pozo 6 (2 capas)

Datos Pozo 6			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósitos de lahar	3.50
	2	Ceniza volcánica	3.50
			7

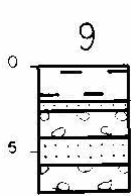
Pozo 7 (1 capa)

Datos Pozo 7			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Ceniza volcánica	30
			30


Pozo 8 (8 capas)

Datos Pozo 8			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor
	1	Ceniza con clastos	0.51
	2	Depósitos de lahar	2.56
	3	Conglomerado	1.54
	4	Ceniza volcánica	0.51
	5	Pómez	2.05
	6	Ceniza volcánica	2.56
	7	Pómez	3.08
	8	Depósito de flujo piroclástico	27.18
		39.99	

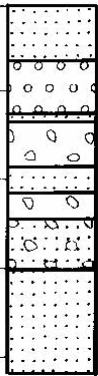
Pozo 9 (5 capas)

Datos Pozo 9			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor
	1	Depósito de flujo piroclástico	2.29
	2	Ceniza volcánica	0.57
	3	Pómez	1.70
	4	Ceniza volcánica	1.70
	5	Pómez	1.70
		7.96	

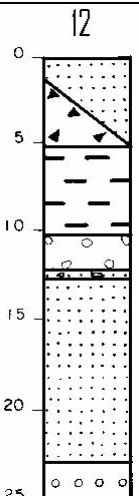
Pozo 10 (8 capas)

Datos Pozo 10			
10	Capa	Unidad Litológica	Espesor
	1	Ceniza con clastos	0.40
	2	Ceniza volcánica	0.40
	3	Conglomerado	1.60
	4	Pómez	0.80
	5	Ceniza volcánica	0.40
	6	Pómez	0.80
	7	Ceniza volcánica	0.40
	8	Pómez	1.20
			6.00

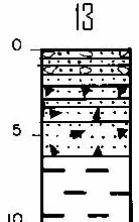
Pozo 11 (8 capas)

Datos Pozo 11			
11	Capa	Unidad Litológica	Espesor
	1	Ceniza volcánica	3.20
	2	Pómez	3.20
	3	Ceniza volcánica	0.40
	4	Pómez	2.80
	5	Ceniza volcánica	1.60
	6	Pómez	1.60
	7	Ceniza con pómez	3.20
	8	Ceniza volcánica	6.00
			22.00

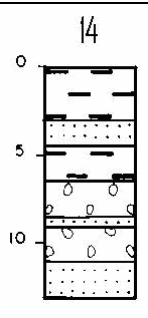
Pozo 12 (7 capas)

Datos Pozo 12			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor
	1	Ceniza volcánica	2.47
	2	Depósitos de flujo de lodo	2.47
	3	Depósitos de flujo piroclástico	4.94
	4	Pómez	1.76
	5	Ceniza con clastos	0.35
	6	Ceniza volcánica	9.88
	7	Conglomerado	2.59
			24.46

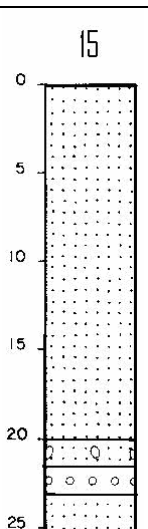
Pozo 13 (8 capas)

Datos Pozo 13			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Ceniza con pómez	0.38
	2	Ceniza volcánica	0.38
	3	Ceniza con pómez	0.38
	4	Ceniza volcánica	0.38
	5	Ceniza con clastos	0.77
	6	Ceniza volcánica	0.38
	7	Ceniza con clastos	3.08
	8	Depósitos de flujo piroclástico	3.90
			9.70

Pozo 14 (7 capas)

Datos Pozo 14			
14	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósitos de flujo piroclástico	2.82
	2	Ceniza volcánica	1.41
	3	Depósito de flujo piroclástico	1.76
	4	Pómez	1.76
	5	Ceniza volcánica	0.35
	6	Pómez	1.76
	7	Ceniza volcánica	1.76
			11.62

Pozo 15 (4 capas)

Datos Pozo 15			
15	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Ceniza volcánica	20.05
	2	Ceniza con pómez	1.51
	3	Conglomerado	1.51
	4	Ceniza volcánica	4.92
			27.99

Pozo 16 (5 capas)

Datos Pozo 16			
16	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Ceniza volcánica	4.52
	2	Pómez	11.74
	3	Depósito de flujo piroclástico	1.81
	4	Ceniza volcánica	2.26
	5	Pómez	7.23
			27.56

Pozo 17 (3 capas)

Datos Pozo 17			
17	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Pómez	19.95
	2	Conglomerado	7.53
	3	Ceniza con pómez	4.52
			32.00

Pozo 18 (4 capas)

Datos Pozo 18			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Suelos	0.38
	2	Ceniza volcánica	16.59
	3	Depósito de flujo de lodo	2.26
	4	Ceniza volcánica	3.02
			22.25

Pozo 19 (3 capas)

Datos Pozo 19			
	Capa	Unidad Litológica	Espesor (m)
	1	Depósitos de lahar	2.05
	2	Ceniza con clastos	2.05
	3	Ceniza volcánica	29.89
			33.99

Anexo 2

Tablas 5.1 Propiedades elásticas de las rocas (tomadas de Press, 1976)

Tipos de Roca	Densidad <i>Gm/cc</i>	Módulo de Young	Cociente de Poisson	V_P	V_S	$\frac{V_P}{V_S}$
Pizarra	2.67	0.120	0.040	2124	1470	1.44
Areniscas	2.50	0.130	0.120	2319	1524	1.52
Arcillas	2.44	0.170	0.180	2750	1718	1.60
Esquisto	2.70	0.544	0.181	4680	2921	1.60

Tabla 5.2 Velocidades de ondas “P” de diferentes materiales no consolidados (tomadas de Press, 1976)

No Consolidado	Velocidad
Capa Intemperizada	300-900
Suelos	250-600
Aluvión	500-1000
Arena sin Saturar	200-1000
Arena Saturada	800-220
Arena y Agua	1400-1600
Grava no Saturada	400-500
Grava Saturada	500-1500

Tabla 5.3 Velocidades de ondas “P” de diferentes materiales consolidados (tomadas de Olhovic, 1960)

Consolidado	Velocidad
Granito	5000-6000
Basalto	5400-6400
Roca Metamórfica	3500-7000
Arenisca	2000-4500
Arcillas	2000-4500
Aire	331.50

Tablas 5.4 Velocidades de ondas “P” de diferentes materiales (tomadas de Olhovic, 1960)

Formaciones	Rango de Velocidades
Ígneas y Esquistos	5500-7000
Sedimentarias	1200-5900
Calizas	3800-5700
Areniscas	2400-4000
Sal en Domos	4700-5200
Sedimentos Terciarios	1200-3000
Capas de intemperismo	300-1600
Agua	1435-1490
Rocas Ígneas de Basamento	5460-6510

Anexo 3

Efectos de sitio calculados para pozos, utilizando su reporte de espesores.

