



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**APLICACIONES DEL INDICE DE
VULNERABILIDAD SÍSMICA (Kg) DEL
SUELO EN INSTALACIONES DE C.F.E**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

M. ANTONIO GARDUÑO HERNÁNDEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. ANTONIO URIBE CARVAJAL.



MÉXICO, D.F

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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:

Gracias Dios por iluminar mi camino, por ser la luz que ilumina cada día mi vida.

Porque Jehová da la sabiduría y de su boca viene el conocimiento y la inteligencia.

Proverbios 2 : 6

A la memoria de mi abuelita Jovita

Por formar parte de mi vida en mis primeros años.

A la memoria de mí madre

con cariño:

Hoy que debo darte las gracias sólo acierto a expresar,

Es tiempo de sacar el más hondo sentimiento,

De esparcir a los cuatro vientos tu aliento y comprensión;

Inolvidables aquellos momentos en que en que necesitaba tu confianza,

Tus correcciones, el amor y la ternura con que me hiciste crecer,

Hacen que solo acierto a decir :

Gracias madrecita, por el papel que te toco jugar en mí vida, por el apoyo en los momentos difíciles y el haber creído en mí, para llegar a este momento tan especial.

A M. Evelia mi compañera y amiga por siempre

**Por esos momentos difíciles que hemos pasado juntos
Gracias por tu amor y confianza, por tu apoyo y paciencia.**

A Zabdi Ahastari (mi pequeña tesoro), Sergio Antonio (mi pequeño latoso) y Azarias Gabriel (el más pequeño de mis sobrinos).

Juntos son un precioso regalo que llena de alegría mi vida.

A L. Noemí

Por ser mí hermana, y estar en todo momento conmigo

A Gabriel.

Gracias por su ayuda, comprensión y consejos

A la UNAM; mi alma mater, verdadera institución de enseñanza - aprendizaje

AGRADECIMIENTOS:

Al Dr. Antonio Uribe Carvajal. por ser parte importante en mi desarrollo profesional y por el apoyo brindado en la realización de este documento.

Al Ing. Sixto Fernández Ramírez por sus consejos. su paciencia y apoyo.

A mis compañeros del Dpto. Sismotectónica de C.F.E por su apoyo.

Gracias

APLICACIONES DEL INDICE DE VULNERABILIDAD SÍSMICA (Kg) DEL SUELO EN INSTALACIONES DE C.F.E.

	Pag.
INTRODUCCIÓN	1
• Generalidades	1
• Antecedentes	2
• Objetivo	4
• Tectónica de México	4
• Marco Geológico Regional	6
• Localización y Acceso	6
• Metodología	11
DESARROLLO Y RESULTADOS	
I CARACTERIZACIÓN DINÁMICA DEL SUELO	13
I.1 Definición	13
I.2 Naturaleza de los registros de Ruido Sísmico	14
I.3 Factores que Intervienen	16
I.4 Influencia de la Fuente	17
I.5 Influencia de la Trayectoria	17
I.6 Influencia del Suelo	18
I.7 Efecto de Sitio	20
I.7.1 Capas superficiales	22
I.8 Metodología de Kanai	23
I.9 Caracterización del suelo	26
II AMPLIFICACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO	30
II.1 Definición	30
II.2 La amplificación del movimiento del suelo	31
II.2.1 Ondas de Cuerpo	31
II.2.2 Ondas P y S	32
II.2.3 Ondas Superficiales	33
II.2.4 Ondas de Rayleigh y Love	34
II.3 Trayectoria de la partícula (Onda de Rayleigh).	35
II.4 Espectro de Amplificación	37
II.5 Otras causas de la Amplificación del movimiento del suelo.	39

	Pag.
III RAZÓN ESPECTRAL H/V PARA DETERMINAR LA RESPUESTA DEL SITIO	40
III.1 Amplitud Espectral (Interpretación directa de la FFT)	40
III.2 Técnicas para evaluar el Ruido Sísmico	40
III.2.1 Razón Espectral Estándar	40
III.2.2 Método de la Razón H/V.	43
III.2.3 Método de Nakamura	45
III.3 Vibración Ambiental (Ruido Sísmico)	47
III.4 Microzonación	52
III.4.1 Macrozonación con Propósitos de Ingeniería	53
III.4.2 Microzonación con Propósitos de Ingeniería	54
III.5 Índice de Vulnerabilidad Sísmica (Kg).	55
III.5.1 Demostración del Índice de Vulnerabilidad	58
IV MICROZONACIÓN DE LA CENTRAL TERMOELÉCTRICA “MANZANILLO”., CENTRAL TERMOELÉCTRICA “PETACALCO” Y REFINERÍA “ING ANTONIO DOVALÍ JAIME”	60
IV.1 Introducción	60
IV.2 Central Termoeléctrica “Manzanillo”	61
IV.2.1 Generalidades	62
IV.2.2 Instrumentación y Adquisición de Datos.	65
IV.2.3 Determinación de la Frecuencia Natural del Suelo	67
IV.2.4 Microzonación Sísmica	69
IV.2.5 Análisis de Resultados	74
IV.3 Central Termoeléctrica “Petacalco”	76
IV.3.1 Caracterización Dinámica y Efecto de Sitio	76
IV.3.2 Microzonación Sísmica	81
IV.3.3 Análisis de Resultados	81
IV.4 Refinería PEMEX “Ing. Antonio Dovalí Jaime”	82
IV.4.1 Respuesta Local del Sitio.	82
IV.4.2 Microzonación Sísmica.	88
IV.4.3 Análisis de Resultados	90
CONCLUSIONES	91
BIBLIOGRAFÍA.	96
ANEXO	102

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1. Zonas de estudio: Central Termoeléctrica “Manzanillo”, Central Termoeléctrica “Petacalco” y Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime”.	5
Figura 2. Ubicación de la Central Termoeléctrica “Petacalco” en la Cd. de Lázaro Cárdenas, Mich.	7
Figura 3. Ubicación de la Central Termoeléctrica “Manzanillo”; en la Cd. Manzanillo, Col.	8
Figura 4. Ubicación de la Refinería (PEMEX), “Ing. Antonio Dovalí Jaime”, Cd. Salina Cruz, Oax..	10
Figura 5 Modelo de los factores que intervienen en el movimiento del suelo en un punto (fuente-medio-estación), (Kays,1989).	16
Figura 6 La onda S y sus componentes SV y SH. (Nava. Alejandro, 1998).	33
Figura 7 Ondas de Rayleigh	34
Figura 8 Ondas Love	34
Figura 9 Órbita de partícula que muestran el modo fundamental de las ondas Rayleigh para el modelo simplificado superficie/estrato.	36
Figura 10 Cociente Espectral con componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo) del punto 20 en el predio de la C. T. Manzanillo.	38
Figura 11 Uso de los registros de vibración ambiental con la técnica de la Razón Espectral H/V. en una base sedimentaria. (Duval, After; 1994).	43
Figura 12 Estructura Geológica de la base sedimentaria.	46
Figura 13 Esfuerzo Cortante que causa la Deformación de la superficie del suelo (Nakamura, Local Site Effect of Kobe).	56

Figura14 <i>Cocientes espectrales con los cuales se pudo identificar la frecuencia fundamental del suelo en este punto y que está en el rango de $0.5 < F_0 < 0.8$ Hz.</i>	63
Figura15 <i>Vista Aérea de la Central Termoeléctrica de Manzanillo.</i>	66
Figura16 <i>Frecuencia Natural del suelo en la componente longitudinal.</i>	70
Figura 17 <i>Frecuencia Natural del suelo en la componente transversal.</i>	71
Figura 18 <i>Se muestran los puntos de medición de ruido sísmico, los cuales permiten identificar a partir de la técnica de Nakamura (2000) las zonas de vulnerabilidad dentro de la C.T. Manzanillo.</i>	73
Figura 19 <i>Localización de los puntos donde se registraron señales de ruido sísmico en el predio del proyecto de ampliación de la CTPEC.</i>	77
Figura 20 <i>Cocientes espectrales para los puntos 1 y 5 considerando diferentes horarios de muestreo. En el punto 1 hay tendencia hacia 1.5 Hz. y el punto 5 hacia 2 Hz.</i>	78
Figura 21 <i>Cocientes espectrales para los puntos 11 y 17. Se observa tendencia similar en ambos puntos entre 1 y 1.5 Hz.</i>	79
Figura 22 <i>Distribución espacial de la frecuencia natural del terreno en Hz.</i>	80
Figura 23 <i>Valores de aceleración de los sismos registrados simultáneamente en Roca y Suelo.</i>	83
Figura 24 <i>Funciones de transferencia y amplificación de los sismos registrados simultáneamente en Roca y Suelo.</i>	84
Figura 25 <i>Aceleraciones medidas en Roca y Bunker de sismos registrados simultáneamente en ambos puntos.</i>	85
Figura 26 <i>Mediciones de Vibración Ambiental en el predio de la Refinería y curvas preliminares de la frecuencia fundamental del suelo.</i>	89

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 1	<i>Clasificación de los suelos propuesta por Borchardt (1994).</i>	28
Tabla 2.	<i>Se muestran valores de frecuencia natural, amplitud relativa e índice de vulnerabilidad sísmica del suelo del predio de la C.T. Manzanillo.</i>	67,68 y 69
Tabla 3	<i>Aceleraciones registradas por los equipos instalados en el interior del predio de la Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime”</i>	87 y 88

I INTRODUCCIÓN

GENERALIDADES

La sismicidad que ocurre en el territorio mexicano se debe principalmente al movimiento que se origina bajo el continente y frente a los litorales del Océano Pacífico, estos movimientos son sentidos fuertemente en superficie. Los daños son más perceptibles en las construcciones, y es para estas donde se ha desarrollado y empleado técnicas que permiten analizar el comportamiento del subsuelo en el que se encuentran ubicadas para conocer así las zonas más vulnerables. Nakamura, (1989) propone un método en el cual se requiere de una sola estación de registro de tres componentes; él parte de la hipótesis de la respuesta del sitio, y hace referencia a las estimaciones de la razón H/V, de microtemores (ruido sísmico); donde H representa la componente horizontal (longitudinal y transversal) y V la componente vertical del movimiento. Esta técnica ha sido probada teórica y experimentalmente en varias partes del mundo dado que es económica, práctica, rápida y por la facilidad que se tiene en la obtención de datos y en el procesamiento de estos. Por todo lo anterior, los resultados obtenidos por la técnica de Nakamura sustentada por el registro de microtemores (ruido sísmico) para estimar la respuesta del sitio de los depósitos superficiales cada día adquiere mayor cantidad de adeptos.

En México Chávez-García(1993) y algunos otros investigadores han utilizado y desarrollado con frecuencia esta técnica de Nakamura en registros de eventos sísmicos, con esta técnica es posible estimar la frecuencia fundamental de vibración y amplificación de las capas sedimentarias; Ohmachi(1991) y Chávez-García(1998) aplican el método de razón H/V, para determinar espectros de Fourier y la obtención de cocientes espectrales de la componente horizontal y la vertical, para obtener la función de transferencia

aproximada del suelo. Esta técnica ha sido aplicada en diferentes tipos de terreno cuyos suelos tienen características geotécnicas diferentes.

Aunado a esto el manejo de la geología y topografía local permiten tener un mayor conocimiento de la distribución de daños producidos por sismos. La amplificación en el terreno causada por estos crea condiciones que son importantes para la planeación y desarrollo urbano. En áreas caracterizadas por sedimentos poco consolidados la amplificación del terreno es común aumentando así el riesgo de los edificios a sufrir algún daño al ser sometidas a excitaciones de baja frecuencia, como es el caso de los telesismos.

ANTECEDENTES

Un sismo registrado en la Cd. De México que causó grandes daños, fue el que se sintió el 19 de Septiembre de 1985, por las consecuencias que dejó sobre la ciudad; varias instituciones especializadas en esta disciplina se dieron a la tarea de realizar estudios de Geotecnia, que permitieran conocer el comportamiento del subsuelo en el Valle de México. Como parte de estos estudios se llevó a cabo la microzonación sísmica de la zona urbana, con el fin de obtener información, del tipo de materiales que constituyen el subsuelo, y de las estructuras geológicas que pudiesen existir. De esta forma, el Subcomité de Normas y Procedimientos de Construcción aprovechó la infraestructura técnica y humana con lo que cuenta C.F.E para encomendarle la tarea de explorar hasta los 400 m. De profundidad.

Actualmente la Comisión Federal de Electricidad (CFE) a través de su Departamento de Sismotectónica con el objeto de tener un mejor control de sus inmuebles, realiza estudios de vibración ambiental (ruido sísmico), a través de campañas de medición; con el propósito de obtener información a detalle no sólo

sobre la rigidez de un edificio sino también del área, donde se encuentran ubicadas estas instalaciones.

Los datos que se obtienen son utilizando acelerógrafos digitales de registro en memoria sólida y con sensor triaxial, estos equipos permiten analizar el movimiento del subsuelo en sus tres direcciones: Longitudinal (NS), Vertical (V) y Transversal (EW). Esto es fundamental para conocer el movimiento total y absoluto del terreno en el punto de medición ante una determinada excitación externa.

Un factor importante para realizar este trabajo es que esta técnica permite obtener el espectro de Fourier del microtremor en un sitio en el cual se ven representadas las características de las ondas de superficie, especialmente las ondas Rayleigh.

Una de las características más importantes en el estudio de la microzonación sísmica es la metodología que se utiliza para la evaluación del índice de vulnerabilidad, el cual se entiende que es un valor que permite evaluar la falta de seguridad en un área determinada.

Otra técnica utilizada es la estacionariedad, la cual consiste en obtener mediciones sobre un mismo punto durante diferentes intervalos de tiempo, y que permite obtener espectros de Fourier.

OBJETIVO

El objetivo de este trabajo es pues determinar el índice de vulnerabilidad sísmica a través de la ponderación de la frecuencia principal del terreno, utilizando las tres componentes de un registro de ruido sísmico.

Presentar la metodología utilizada por la C.F.E, mediante algunos ejemplos para realizar microzonaciones sísmicas de áreas de interés y presentar de una manera objetiva la distribución de vulnerabilidad en ella.

TECTÓNICA DE MÉXICO

Los principales rasgos tectónicos del occidente de México son: La placa de Rivera, localizada bajo el Océano Pacífico mexicano, que subduce bajo la placa de Norteamérica en los estados de Jalisco y Colima. Está delimitada por la dorsal del Pacífico Oriental, la zona de fractura Rivera al suroeste, y al sureste, la placa de Cocos. La placa de Norteamérica, donde se destacan los siguientes rasgos tectónicos: El Graben de Tepic-Zacoalco, el Graben de Colima, el Graben de Chapala y el Graben de El Gordo que es la prolongación del Graben de Colima en el mar, entre la línea de costa y la trinchera Mesoamericana.

Al sur de la placa Rivera, se encuentra otra rama de la dorsal del Pacífico Oriental, donde se origina la placa de Cocos que subduce a la placa de Norteamérica desde el estado de Colima hasta Costa Rica, en América Central. Hasta la fecha no se ha definido claramente donde se ubica la frontera de las dos placas, si es que esta existe, y donde posiblemente se localicen dos puntos triples: Pacífico-Cocos-Rivera y Cocos-Norteamérica-Rivera. A esta dificultad hay que agregar la falta de un modelo cinemático que explique el movimiento absoluto y relativo de las 4 placas, y su relación con el Bloque Jalisco y los

grábens de Colima, Tépica-Zacoalco y Chapala. Por todo lo anterior, la región de ocurrencia del sismo del 9 de octubre de 1995 es considerada una zona tectónicamente compleja.



Figura 1. Zonas de estudio: Central Termoeléctrica “Manzanillo”, Central Termoeléctrica “Petacalco” y Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime”.

La costa del Pacífico mexicano se caracteriza por su alta actividad sísmica, producto de la convergencia de las placas de Cocos y Norteamérica (4.5 cm/año en promedio; Bandy, 1992). En la zona de contacto de estas placas se ha originado sismos que han causado graves daños a lo largo del territorio de México.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En este documento se presentan los trabajos realizados en Manzanillo, Petacalco y Salina Cruz por lo que es necesario describir estos sitios dentro del marco Tectónico general ya descrito.

La **C.T. de Manzanillo, en Colima** está asentada en una región estructuralmente compleja (Fig. 1), donde el bloque de Jalisco se separa de la parte continental de México desde el Plioceno y forma grabenes a lo largo de sus fronteras; el graben de Colima, localizado en el norte, es uno de ellos (Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Garduño-Monroy *et al.*, 1998). Existe un sistema de fallas entre el bloque de Jalisco en la parte noroeste, y los bloques de Tuxpan y Tumbiscatío en el este y sureste, respectivamente (Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Garduño-Monroy *et al.*, 1998). Este sistema de fallas está limitado por la Falla Tamazula (TF) del lado del Bloque de Jalisco y por la Falla (F1) del Bloque de Tumbiscatío (Fig. 1). La discusión sobre la naturaleza de ese sistema está abierta (Garduño-Monroy., 1998; Bandy., 1995).

LOCALIZACIÓN Y ACCESO.

La **C.T. Petacalco, en Guerrero** se encuentra en el borde de la placa Norte Americana, a unos 60 km de la trinchera Mesoamericana, que es donde la placa de cocos se mete debajo de la placa Norteamericana, con un ángulo de subducción entre 15° y 30° (Molnar y Sykes, 1969). Esta central se localiza a 10 km en línea recta al NE de la ciudad Lázaro Cárdenas y escasamente un kilómetro antes del poblado de Petacalco Gro. (figura 2).

La **Central Termoeléctrica de Petacalco** se encuentra ubicada dentro de la Provincia Tectónica de la Sierra Madre del Sur (López Ramos, 1983); que se encuentra dentro de la zona de alta sismicidad en la República

Mexicana (Esteva, 1970), en el límite septentrional del Estado de Michoacán. En esta provincia tectónica es precisamente donde tienen lugar los sismos de mayor magnitud del país.



Figura 2. Ubicación de la Central Termoeléctrica “Petacalco” en la Cd. de Lázaro Cárdenas, Mich.

A Lázaro Cárdenas se puede llegar por la carretera costera libre N° 200 Tecomán- Lázaro Cárdenas y de esta ciudad se recorren 19 km por la misma hacia Ixtapa-Zihuatanejo, donde entronca el acceso a la central de generación. También se encuentra en construcción la autopista Uruapan-Ixtapa, mediante la cual se podrá tener un acceso mas directo, cabe mencionar que aunque ya es transitable todavía se presentan algunos trayectos y puentes inconclusos.

La **Central Termoeléctrica de Manzanillo** se encuentra ubicada en el estado de Colima, con coordenadas geográficas 19°01' longitud Oeste, a una

altura de 4.00 m sobre el nivel medio del mar. A esta central se llega por la carretera federal N° 200 partiendo de la ciudad de Manzanillo 3 Km rumbo al sur, al margen de la Laguna de Cuyutlán en una franja de terreno entre ésta y el litoral del Océano Pacífico, en el municipio de Manzanillo (figura 3).



Figura 3. Ubicación de la Central Termoeléctrica “Manzanillo”; en la Cd. Manzanillo, Col.

En México, existe una zona de subducción a lo largo de la Costa del Pacífico, que abarca desde las costas de Jalisco hasta la frontera con Guatemala. Una placa relativamente pequeña denominada Placa de Rivera forma el piso oceánico del pacífico mexicano frente a las costas de Colima. El movimiento relativo y continuo entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica, sobre la cual yace México, no es constante y se lleva a cabo en forma de deslizamientos súbitos y episódicos de la zona de contacto. La morfología de la Placa de Rivera que subduce bajo el bloque Jalisco la estudió

Pardo M. y Suárez G., 1993 mediante localización de hipocentros de microtemblores y sismos con magnitudes $M_b > 4.5$.

Al introducirse por debajo de la Costa de Jalisco, la Placa de Rivera se rompe y se deforma produciendo sismos que reflejan los esfuerzos a que está sometida la placa al penetrar al interior de la tierra, y parte de la misma se funde y produce materiales magmáticos que al ascender a la superficie, se manifiestan como aparatos volcánicos.

La refinería “**Ing. Antonio Dovalí Jaime**” se localiza dentro del paralelo $16^{\circ}12.00'$, de latitud norte y el meridiano $95^{\circ}10.20'$ de longitud este, en las afueras de la ciudad de Salina Cruz, Estado de Oaxaca, en el sureste de México, sobre el margen costero del Océano Pacífico frente al Golfo de Tehuantepec. La población de Salina Cruz, en el estado de Oaxaca, está comunicada por la carretera Panamericana y por la Transísmica, así como por el Ferrocarril Coatzacoalcos-Salinas Cruz (Transísmico). Para acceder a dicha refinería, se llega por la carretera transísmica a 5 Km. del poblado de Salina Cruz, en el entronque del poblado de San Pedro Huilotepec.



Figura 4. Ubicación de la Refinería (PEMEX), “Ing. Antonio Dovalí Jaime”, Cd. Salina Cruz, Oax..

La ubicación de la refinería “**Ing. Antonio Dovalí Jaime**”, presenta una complejidad con respecto a los procesos geodinámicos que actualmente se presentan en la zona; sin embargo, de acuerdo a los estudios publicados, se conoce que en la región del Golfo de Tehuantepec existe la interacción de tres placas tectónicas: Caribe, Norteamérica y Cocos (Molnar y Sykes, 1969). Dichas placas, de acuerdo a sus movimientos relativos, interactúan a través de sus límites produciendo deformación y fallamiento, y en ocasiones actividad sísmica importante. El límite entre las placas tectónicas aparentemente corresponde con un punto triple, cuya ubicación geográfica no se ha definido con precisión.

METODOLOGÍA

El ruido sísmico son vibraciones generadas por eventos artificiales producto de la actividad humana tales como tráfico, maquinaria industrial, etc, cuya principal ventaja respecto a los microsismos es su estabilidad. Están compuestos principalmente por ondas de Rayleigh y S y contrario a los microsismos, son de periodo corto (Aki, 1957; Akamatsu y Nogoshi, 1961; Igarashi, 1971). El rango de periodos para medición de microtemblores es menor a 1 ó 2 segundos. Sin embargo, existe una excepción en Ciudad de México, en donde el ruido sísmico su periodo es mayor a 5 segundos los cuales son originados por la acción humana debido a la existencia de sedimentos muy blandos (Seo,1995).

Aunque desde finales de los años cincuenta en Japón se han realizado numerosas publicaciones sobre ruido sísmico, la medición y el análisis de éstos se hizo muy popular desde el terremoto ocurrido en Ciudad de México en 1985, ya que se encontró que registraron muy bien la condición del suelo en las áreas afectadas (Seo, 1995). Durante los años cincuenta y sesenta, Kanai y Tanaka fueron los pioneros en la utilización de los microtemblores para la caracterización de efectos de sitio. Llevaron a cabo observaciones simultáneas de microtemblores a diferentes profundidades en varios tipos de suelo y concluyeron que la distribución de períodos varia con la profundidad; que la curva de distribución de periodos muestra una forma definida la cual depende del tipo de suelo y que la variación de la distribución de amplitudes con la profundidad no es simple ni formulable (Kanai y Tanaka, 1961).

De algunos ejemplos en los que se compara la distribución de períodos obtenida con sismos y con ruido sísmico, Kanai y Tanaka (1961) concluyen que el período predominante de un movimiento sísmico está muy relacionado con el período más frecuente en el ruido sísmico y que el registro de estos en

superficie permite obtener el periodo de resonancia que se obtiene con el sismo. Además, en lugares en los que la curva de distribución para microtemblores tiene un solo pico, dicho período coincide claramente con el período predominante de los movimientos sísmicos. En otras palabras, en sus investigaciones Kanai y Tanaka (1961) encontraron que a partir de los registros de ruido sísmico se obtienen periodos predominantes similares a los obtenidos con señales de movimientos sísmicos fuertes, y proponen una clasificación de las condiciones del suelo en un sitio, usando solamente registros de ruido sísmico.

Dentro de la **C.T. “Petacalco”** se llevaron a cabo diferentes campañas de vibración ambiental las cuales sirvieron para determinar con detalle el mapa de isoperiodos que a su vez permitió determinar las zonas de mayor vulnerabilidad dentro del predio.

Otra de las centrales Termoeléctricas de la C.F.E en la que se realizó un estudio de vibración ambiental fue dentro del predio del complejo termoeléctrico **Manzanillo** en la que se obtuvo un mapa de isoperiodos y el índice de vulnerabilidad de dicha central.

En la Refinería **PEMEX “Ing. Antonio Dovalí Jaime”**: En mayo de 1999 se instaló una red sismológica consistente en dos acelerógrafos digitales, con sensor (ver pág. 64) de balance de fuerza de tres componentes. Los equipos fueron programados para grabar registros de vibración ambiental a una tasa de 100 muestras por segundo, su rango dinámico es de $\frac{1}{2}$ g estos últimos fueron instalados en el interior del predio., dado que la zona donde se encuentra localizado el inmueble es considerada de alta sismicidad. Se realizó también una campaña de vibración ambiental (Ruido sísmico) para determinar el área de mayor vulnerabilidad dentro de la refinería.

I CARACTERIZACIÓN DINÁMICA DEL SUELO

I.1 DEFINICIÓN

A mediados del siglo pasado (1950) surgen trabajos de ruido sísmico cuya finalidad era el estudiar las propiedades dinámicas del suelo. Uno de los primeros trabajos de este tipo fue el propuesto por Kanai (1954), posteriormente Aki (1957) y Kagami (1982), los cuales llegaron a realizar investigaciones alrededor de la naturaleza del ruido sísmico cuya contribución ha sido tomada en cuenta como base para que trabajos como el de Nakamura (1989) y Konno (1996) proponen métodos novedosos y han realizado ensayos de campo para determinar la validez de su teoría. Los estudios de Nakamura se han difundido ampliamente por todo el mundo y el método ha sido aplicado en diversos estudios de microzonación sísmica, por dos razones, no requiere de mayores inversiones ya que sólo utiliza una estación, y no requiere la generación artificial de ondas o la espera de sismos.

Según Lay y Wallace (1995) las fuentes primarias de ondas sísmicas han sido clasificadas en tres tipos:

- Del interior de la tierra, se encuentran: fallas sísmicas, explosiones internas, flujo hidrológico, movimientos del magma, explotación minera subterránea.
- Externas, tales como: Vientos, presión atmosférica, Oleaje y mareas, ruido cultural (tráfico, trenes), impacto de meteoritos, explotación minera superficial, lanzamiento de cohetes, aterrizaje y decolaje de aviones; y por último
- Fuentes mixtas: tales como: las erupciones volcánicas, deslizamientos, avalanchas.

Con base en lo anterior se plantea que tanto los depósitos de suelo como las rocas están sujetos permanentemente a vibraciones. Dichas vibraciones pueden

clasificarse en: (1) naturales: inducidas por cambios de presión atmosférica, tormentas, oleaje y, (2) artificiales: generadas por plantas de energía, voladuras en canteras, tráfico automotor, trenes, etc. Las primeras de periodos relativamente largos entre 2 y 3 segundos son conocidas como microsismos, mientras que las segundas que generan ondas de periodo corto han sido llamadas registros de vibración ambiental (Nakamura, 1989).

En este sentido las vibraciones aleatorias inducidas a las masas de suelo y roca son conocidas como vibración ambiental. Éstas fueron definidas por Lermo y Chávez-García (1994) como ambientes sísmicos ruidosos. Kanai y Tanaka (1961) las definieron como vibraciones de suelo con amplitudes entre 0,1 y 1 micrones y con periodos entre 0,05 y 2 segundos, causados por eventos artificiales como el tráfico, maquinaria industrial y otros.

El término vibración ambiental es el sinónimo de la palabra microtrepidación y corresponde a una traducción del inglés de *microtremor*; algunos autores (*p. ej.* Giraldo *et al*, 1999) usan el término microtemblores. En este trabajo se utilizará el término vibración ambiental.

I.2 NATURALEZA DE LOS REGISTROS DE VIBRACIÓN AMBIENTAL

Aki (1957) analizó registros de vibración ambiental estadísticamente en el espacio y en el tiempo como ondas estacionarias y las consideró como ondas de superficie dispersas. Akamatsu (1961) y Nogoshi e Igarashi (1970, 1971) también consideraron que los registros de vibración ambiental se componen principalmente de ondas superficiales.

Kanai y Tanaka (1961) consideraron que las amplificaciones de los registros de vibración ambiental en capas del subsuelo se deben a la reflexión de la onda S la cual incidente verticalmente, en forma similar a los movimientos fuertes. Después de detallados estudios de microsismos Allam (1967) concluyó que los registros de vibración ambiental podrían ser explicados como ondas Love y de Rayleigh en los sitios donde las interfaces entre los estratos de suelo están claramente definidos.

Udwadia y Trifunac (1973) mostraron la existencia de movimiento vertical en los registros de vibración ambiental que puede ser explicado por la reflexión de las ondas SH en las capas de subsuelo. Sin embargo Udwadia y Trifunac (1974) mostraron la posible aplicabilidad de la vibración ambiental en un área donde se encuentra resonancia fuerte durante movimientos sísmicos. Con base en mediciones de campo y análisis de dispersión de velocidades Horike (1985) postuló que la vibración ambiental vertical consiste en el estudio de ondas de Rayleigh.

Nakamura (1989, 2000), basado en que las fuentes artificiales de vibración tienen principalmente movimiento vertical, consideró que los registros de vibración ambiental están compuestas por diferentes tipos de ondas que incluye tanto ondas de superficie como ondas internas, y que el efecto de las ondas de Rayleigh aparece en las componentes horizontales (H) y la componente vertical (V) de la vibración ambiental, pero más acentuado en la componente vertical (V). Esto fue confirmado por simulaciones numéricas de Lermo & Chavez-Garcia (1994) y Lachet & Bard (1994) que establecieron que la vibración ambiental consiste de ondas de Rayleigh que se propagan en un semiespacio de una sola capa. Por su parte las simulaciones realizadas por Wakamatsu & Yasui (1995) encontraron que en los registros de vibración ambiental predominan las ondas de Rayleigh y Love.

Toshinawa (1994) hizo notar que los problemas entre la teoría y la práctica en relación con el estudio de la vibración ambiental se debe a que las ondas inducidas provienen de muchas clases de fuentes desconocidas. Ohmachi & Umezono (1998) encontraron que la proporción de ondas de Rayleigh en las mediciones de ruido sísmico varía entre el 10 y el 90% entre diferentes lugares según la hora del día, y que la proporción mas frecuente es 40%. Según esto determinaron que el análisis de registros de ruido sísmico debe incluir, adicionalmente, un estudio del porcentaje de ondas de Rayleigh al momento de la medición.

I.3 FACTORES QUE INTERVIENEN

El movimiento del suelo registrado en un punto (figura 5) es el resultado de la combinación de tres factores: proceso de ruptura en la fuente, propagación de las ondas a través del medio y efecto del suelo en el emplazamiento.

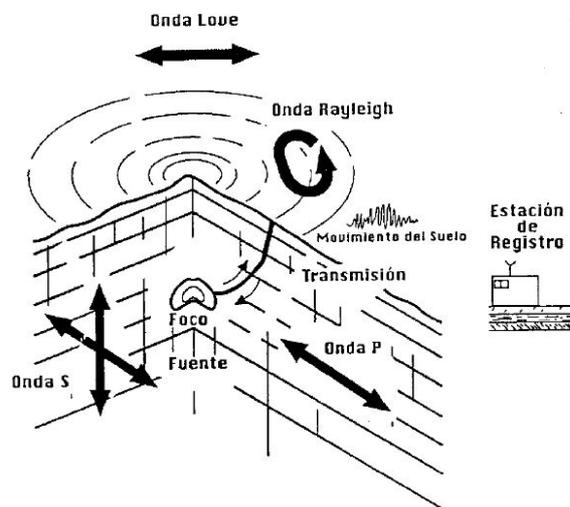


Figura 5 Modelo de los factores que intervienen en el movimiento del suelo en un punto (fuente-medio-estación), (Kays,1989).

I.4 INFLUENCIA DE LA FUENTE

Para explicar el efecto de la fuente en el movimiento observado en superficie, hay que recurrir a los distintos modelos que permitan facilitar la comprensión del mecanismo de generación de ondas sísmicas en el foco y requieren la estimación de determinados parámetros representativos de lo que se entiende como término fuente.

Los eventos sísmicos son producto del movimiento relativo de dos partes de una fractura de la corteza terrestre, causado por una acumulación de esfuerzos. Estos fenómenos sísmicos se encuentran asociados a las fallas geológicas, no sólo porque permite explicar el origen de la radiación generada por un evento sísmico, la cual muestra la correlación que hay entre fallas y epicentros observados en diversas regiones de la superficie terrestre.

I.5 INFLUENCIA DE LA TRAYECTORIA

En la interpretación de registros del movimiento del suelo y predicción del mismo, hay que considerar la propagación de las ondas a través del medio situado entre la fuente y el punto de observación; en este trayecto la onda sufre una atenuación con la distancia la cual depende, fundamentalmente, de las características geométricas del frente de ondas y de las propiedades físicas del terreno a través del cual se propaga.

El problema de la propagación de ondas sísmicas en un medio elástico estratificado sobre un semiespacio infinito ha estado extensamente estudiado. La aproximación más común es la de considerar los parámetros elásticos de las diferentes capas con valores uniformes y a partir de métodos basados en matrices de transferencia que relacionan los esfuerzos y los desplazamientos

arriba y debajo de estas capas. Tenemos por ejemplo la aproximación dada por Haskell (1953).

En un medio no homogéneo, la correcta consideración de la atenuación requiere de un conocimiento detallado de su conformación. La heterogeneidad del medio por el que atraviesa produce cambios en la velocidad de propagación y pérdida de energía debido a las reflexiones y refracciones sucesivas (Figueras, 1994)

La influencia de la trayectoria se determinaría con precisión si se conoce la estructura del medio por el que atraviesa la onda. El efecto de la trayectoria no influye solamente en la amplitud y composición espectral del movimiento, sino también en la duración del mismo. Las distintas trayectorias que recorren las ondas a través de un medio heterogéneo pueden contribuir a un aumento de la duración del movimiento registrado en un punto, respecto al generado en la fuente. Este hecho puede tener una importante repercusión en los efectos del terreno.

I.6 INFLUENCIA DEL SUELO

Un factor que influye en el movimiento registrado en un punto es el tipo de suelo bajo la estación de registro, que al igual que la topografía, pueden causar efectos de atenuación o amplificación de las ondas incidentes sobre la base rocosa. Como ejemplo reciente se pueden citar los fenómenos de amplificación local observados en las zona lacustre de la ciudad de México durante el sismo de septiembre en 1985 en la costa del Pacífico (Campillo, 1988; Chavez-García, 1991. En lo referente al efecto topográfico local, se citan por ejemplo los estudios de Bouchon (1973), Bard y Tucker (1985), Bard (1985), Geli (1988), entre otros.

Al considerar la geología local, se distinguen dos fenómenos que normalmente dan lugar a una amplificación del movimiento que son los causantes de los daños de las obras civiles.

Tomando en cuenta que el rango de frecuencia de interés en la Ingeniería Sísmica se encuentra entre 0.1 Hz y 20 Hz y que las velocidades sísmicas en los suelos y rocas superficiales varían desde 100 m/s hasta algunos cientos de Km./s, las longitudes de ondas sísmicas correspondientes se encuentran en una decena de m/s hasta algunos Km./s. Serán las estructuras geológicas que estén en esta gama de dimensiones las que influirán significativamente en los efectos locales, estructuras de unos pocos de Km., como máximo (Bard, 1985).

La característica completa del denominado efecto del emplazamiento requiere considerar tres aspectos fundamentales, las cuales se mencionan a continuación:

- Composición y espesor de los estratos situados sobre la base rocosa, bajo el lugar de estudio, que configuran las condiciones del suelo.
- Variaciones laterales de la estructura geológica donde se asienta el emplazamiento, la cual constituye su topografía.
- Características de la propagación de ondas, la cual depende del modelo de fuente y de su situación relativa respecto al punto cuyo movimiento se evalúa.

Estos tres factores son determinantes en la respuesta del emplazamiento ante un movimiento en su base.

I.7 EFECTO DE SITIO

La microzonación sísmica de ciudades en el ámbito mundial ha tomado gran fuerza, siendo la base fundamental para la formulación de normas de construcción y/o espectros de diseño. Por la actividad sísmica que se presenta en México, es de vital importancia la microzonación en regiones que se encuentran expuestas a dicha actividad sísmica, así se puede determinar posibles escenarios de daños durante sismos futuros esperados, tanto en edificaciones como en líneas vitales y en general para evaluar los efectos sobre la infraestructura existente en las ciudades. En los estudios de microzonación se ha encontrado que la respuesta sísmica local o efecto de sitio es el aspecto primordial, ya que ante un evento sísmico el comportamiento del subsuelo de toda una ciudad no será homogéneo. Un ejemplo de esto fue el caso de la ciudad de Armenia, donde el sismo del 25 de enero de 1999 con una magnitud de 6.2 en la escala de Richter, produjo muchos daños en las construcciones, observando que se concentraron en sectores específicos y en algunas edificaciones eran evidentes los efectos de amplificación local.

El análisis del efecto de sitio puede ser estimado a través de métodos teóricos y empíricos. Los métodos empíricos emplean registros sísmicos tales como, registros de vibración ambiental y datos de sismos fuertes y débiles. Suponen que los efectos de sitio se deben a un solo estrato de suelo blando sobre un semiespacio infinito competente, por lo que de forma sencilla, se pueden evaluar estos efectos a través de un período dominante definido como la relación de impedancias entre el estrato blando y el semiespacio rígido.

Para el análisis de los registros se utiliza la Técnica de la Transformada de Fourier (FFT) y la técnica de Nakamura. A cada registro se le hace corrección de línea base y corrección instrumental, luego se aplica un filtro

digital pasa banda entre 0.10 Hz y 10 Hz tipo Butterworth, se calcula la FFT y finalmente el espectro de Nakamura.

La primera metodología propuesta para el estudio y uso de los estudios de vibración ambiental fue la de Kanai y Tanaka en 1954 y posteriormente la de Aki (1957). Estas metodologías y otras posteriores contemplaban la lectura sobre el papel de los periodos de las ondas registradas y el uso de ábacos. Recientemente se han desarrollado, aplicado y probado metodologías para el análisis de los estudios de vibración ambiental que buscan la determinación de parámetros dinámicos de los suelos; entre las más investigadas están la del periodo fundamental del suelo y su factor de amplificación, y otras menos exploradas han sido la profundidad al basamento y las velocidades de la onda S.

Estas metodologías se pueden clasificar en tres según el número de estaciones de observación involucradas en los análisis:

Método 1. Observación con arreglos de sensores y registro simultáneo.

Método 2. Observación con una estación de referencia en roca.

Método 3. Observaciones con una sola estación (usando una componente o las tres componentes del movimiento).

I.7.1 CAPAS SUPERFICIALES

El resultado de los periodos largos de un evento sísmico verdadero enumera los daños que puede causar ya que generalmente esta característica se presenta sobre sedimentos no consolidados más que en los afloramientos de suelo firme. Esto es particularmente importante porque muchos de los asentamientos urbanos están a lo largo de valles de ríos sobre depósitos de superficie de terreno blando. Grandes ciudades se localizan en zonas sísmicas de las cuales se tienen varios ejemplos: Los Ángeles, San Francisco, San Salvador, Caracas, Lima, Bogota, Tokio, Lisboa, y la Cd. de México; se deben tener en cuenta las pequeñas ciudades en las zonas suburbanas, que recientemente se han conformado alrededor de estas grandes urbes, especialmente las que se encuentran en áreas de sismicidad moderada, donde estas fuerzas actúan en forma local, esperando que en un tiempo cercano ocurran eventos sísmicos de magnitudes fuertes, con la combinación de los efectos de sitio y el desarrollo urbano.

A través del tiempo se han podido establecer parámetros los cuales permiten determinar los daños comparativos que ocasiona un sismo en terrenos de suelo firme y en terrenos de suelo blando; la mayor parte de los que se han podido cuantificar son los que han sucedido en zonas urbanas, que es donde se generan la mayoría de desastres producidos por este fenómeno natural. Lo que ha permitido a especialistas en la materia el desarrollar técnicas que permiten cuantificar el efecto que puede ocasionar un evento sísmico; la amplificación de ondas sísmicas en capas superficiales es un parámetro importante para determinar la caracterización del sitio; usando vibración ambiental como la fuente y estacionariedad como hipótesis, para calcular los efectos del movimiento.

I.8 METODOLOGÍA DE KANAI

La metodología propuesta (Kanai & Tanaka, 1954) podía ser aplicada sin la necesidad de computadoras, y consiste en la construcción de curvas de distribución de periodos determinados según el método de “*Zero crossing*” a partir de registros de vibración ambientales tomados con un sensor horizontal:

☞ “*Zero crossing*”. Para determinar periodos directamente de los registros medidos. Se mide la duración entre dos puntos adyacentes que cruzan la línea cero, ya que esa cantidad medida corresponde a la mitad del periodo, luego se multiplica por un factor de 2.

☞ “Curva de distribución”. Con base en los periodos obtenidos por el método de “*Zero crossing*”, se elabora un histograma del número de ocurrencias para cada intervalo de valores de periodo.

A partir de la curva de distribución, Kanai & Tanaka (1954) propusieron dos métodos para clasificar los suelos con el empleo de dos ábacos: uno donde se relacionan los periodos promedio con los periodos mayores en segundos y el otro, que relaciona periodo predominante en segundos, con las amplitudes mayores, en micrones. Ambos permitían clasificar los suelos en 4 categorías según la siguiente tabla:

Clasificación de los suelos según la metodología de Kanai (1954)

Tipo de suelo	Descripción
I	Roca, grava arenosa dura, suelos duros del terciario o más antiguos.
II	Grava arenosa, arcilla dura arenosa, suelo diluvial o aluvial gravoso con espesor de 5 m o más.
III	Suelo aluvial con espesor de 5 m. o más.
IV	Suelo aluvial de depósitos blandos, lodo o semejante con profundidad de 30 m. o más, terrenos recuperados de pantanos, etc.

Kanai y Tanaka (1961) comparan los resultados de periodos predominantes a partir de registros de vibración ambiental y movimiento sísmico fuerte, concluyendo que el periodo predominante de un movimiento sísmico está bastante relacionado con el periodo fundamental del ruido sísmico, y que también en lugares en los que la curva de distribución del ruido sísmico tiene un solo pico, dicho periodo coincide claramente con el periodo predominante de los eventos sísmicos.

Kanai y Tanaka (1961) realizaron mediciones simultáneas de registros de vibración ambiental a diferentes profundidades en perforaciones para varios tipos de suelos y concluyeron que:

- La distribución de periodos varia con la profundidad.
- La variación de la distribución de amplitudes con la profundidad no es simple.
- Los registros de vibración ambiental en superficie permiten obtener el periodo de resonancia que se obtiene con el sismo.

Las condiciones mínimas para que se presente una vibración predominante del terreno establecidas por Kanai (1957) se enuncian a continuación:

1. Cuando el suelo está formado por un solo estrato la respuesta espectral del suelo tiene un solo pico predominante. En el caso de capas múltiples estratificadas la respuesta espectral de las amplitudes en superficie es muy irregular y el valor del pico no es tan grande como en el caso de un único estrato.
2. En algunas circunstancias particulares, cuando todas las ondas reflejadas en cada interface que arriban a la superficie libre están en la misma fase, la amplitud superficial crece a un valor extremadamente alto.
3. Es probable que amplitudes de vibración aparezcan en superficie, aún si un medio rígido existe en el estrato superficial o en un intermedio.
4. En muchos casos, el periodo predominante de vibración coincide con el periodo natural del estrato más alto.

Estudios posteriores de Kanai y Tanaka (1961) indicaron que la amplitud de los registros de vibración ambiental obtenidas durante el día es entre dos y diez veces más grandes que aquéllas obtenidas durante la noche, lo que muestra que las amplitudes en los registros de vibración ambiental dependen de las fuentes de vibración artificial alrededor del punto de medición; y que los periodos no varían sustancialmente con el tiempo y dependen mayormente de las propiedades dinámicas del suelo (Meneses, 1991).

Adicionalmente Kanai y otros (1961) efectuaron mediciones de vibración ambiental en superficie y a diferentes profundidades, encontrando que la relación de las curvas de distribución de periodos obtenidas en la superficie del

terreno y a diversas profundidades mantenía los rangos de periodos predominantes obtenidos en cada una de las respectivas curvas por separado. Así mismo, la curva de relación de amplitud coincidía con el espectro de amplificación teórico para dicho sitio, obtenido a partir de análisis del perfil del suelo. (Meneses, et. al. 1991).

I.9 CARACTERIZACIÓN DEL SUELO

Con el avance del conocimiento geológico, geotécnico, geofísico y en el estudio del efecto local del emplazamiento, las clasificaciones de los distintos tipos de suelo han evolucionado introduciendo nuevos parámetros cualitativos y cuantitativos.

La evaluación de las condiciones locales exige efectuar sondeos o experimentos similares (Cross-hole, down-hole, etc). De este modo se puede llegar a conocer la composición estratigráfica del suelo junto a las velocidades y espesores de las distintas capas que lo configuran. Esto resulta sin embargo, muy costoso y solo suele realizarse en estudios para la selección de emplazamientos de instalaciones críticas.

Como una alternativa para la estimación de la respuesta de emplazamientos, se ha generalizado la tendencia para establecer clasificaciones más o menos sencillas de los distintos suelos y analizar su influencia en el movimiento.

Una de las primeras clasificaciones fue la que elaboró Trifunac y Brady (1975), quienes distinguieron tres clases: depósitos aluviales, suelo intermedio y suelo duro o roca. La mayor parte de las clasificaciones propuestas definen cada categoría de suelo atendiendo a la velocidad de las ondas de corte y al

espesor de los materiales componentes. Tomando en cuenta las definiciones de Seed (1976), para las tres clases de suelos siguientes:

- ✓ Roca: caracterizada por una velocidad de ondas de corte superior a 750 m/s.
- ✓ Suelo medio: Su componente es principalmente arcilla, arena o lava, de espesor aproximado de 45 m, yaciendo sobre roca similar a la anterior.
- ✓ Depósito cohesional profundo: Aproximadamente de 75 m de espesor sobre roca.

Algo diferente es la clasificación de Phillips y Aki (1986), los cuales propusieron cuatro clases, distinguiendo entre formaciones graníticas, formaciones mesozoicas, sedimentos en zonas de fallas y sedimentos fuera de dichas zonas.

Sin embargo, en una misma unidad geológica se puede observar variaciones en el efecto de emplazamiento. El comportamiento de distintos tipos de suelo no puede caracterizarse sólo por la composición o los espesores de los estratos.

La clasificación publicada en el estudio de Borchardt (1994), propone un método empírico, para la estimación del espectro de respuesta en función del emplazamiento. La caracterización de las condiciones locales del emplazamiento está en función de las propiedades físicas del material, espesor mínimo de los estratos y la velocidad media de las ondas de corte. Esta última definida como: $V = 30$ m/s de la onda S a una profundidad de 30 m. Esta clasificación se presenta en la **tabla 1**. Para la realización de dicha tabla se ha recopilado la información existente en mapas o en perfiles locales en distintos emplazamientos, la velocidad media y la amplificación del movimiento del suelo. El autor define las cuatro clases de suelo: “SC-I”, “SC-II”, “SC-III” Y “SCIV”, compatibles con otras clasificaciones existentes.

TIPO DE SUELO		CRITERIO DE CLASIFICACIÓN							
Nombre	Descripción general	Velocidad media de cizalla						Espesor	
		Mínima		Promedio		Máxima		Mínimo	
		ft/s	m/s	ft/s	m/s	ft/s	m/s	ft	m
<i>SC-I</i>	ROCA FIRME Y DURA								
<i>SC-Ia</i>	A	Roca dura (ej. roca metamórfica con fracturas muy extendidas)	4600	1400	5200	1320			
<i>SC-Ib</i>	B	Roca firme y dura (ej. granito, roca ígnea, conglomerados, areniscas y esquistos con fracturas cercanas y más espaciadas entre sí)	2300	700	3500	1050	4600	1400	
<i>SC-II</i>	B	SUELOS PEDREGOSOS Y ROCA DE BLANDA A DURA Roca blanda sedimentaria ígnea, areniscas y esquistos, gravilla, suelos con > 20% gravilla	1230	375	1800	540	2300	700	20 10
<i>SC-III</i>	C	ARCILLAS CONSISTENTES Y SUELOS ARENOSOS (ej. arenas de consistencia suave a densa, margas y arcilla arenosa, y arcillas de consistencia suave a dura, y arcillas sedimentarias (N < 50 blows/ft))	660	200	950	290	1230	375	20 5
<i>SC-IV</i>	D	SUELOS BLANDOS	330	100	500	150	660	200	
<i>SC-IVa</i>	DI	SUELOS BLANDOS NO ESTUDIADOS ESPECÍFICAMENTE (relleno suelto sumergido, arcillas muy blandas (N < 1 blows/ft) y arcillas sedimentarias de espesor < 37 m)							19 3
<i>SC-IVb</i>	E	SUELOS BLANDOS ESPECÍFICAMENTE ESTUDIADOS (suelos bajo licuefacción, arcillas altamente orgánicas, arcillas de un grado alto de plasticidad y suelos blandos con más de 37 m)							10 3

Tabla 1 Clasificación de los suelos propuesta por Borchardt (1994).

Cuanto mayor sea el conocimiento de los parámetros característicos del suelo, más se ajustará el modelo del suelo a la realidad. En esta línea cada vez son más los métodos geotécnicos, geofísicos y de laboratorio desarrollados con estos fines. En los trabajos de Pitilakis (1998), Cid (1998) se presentan resultados obtenidos en un valle sedimentario cerca de la ciudad de Tesalónica en Grecia, con algunos de estos métodos. Otra serie de clasificaciones, son las propuestas por Joyner y Boore (1981), entre otros. Todas ellas presentan una

característica donde muestran la existencia de frecuencias de cruce (cross-over frequencies), que son aquellas frecuencias para las cuales un determinado tipo de suelo pasa de amplificar a disminuir las correspondientes amplitudes.

Aki (1988) destaca las siguientes conclusiones con respecto a la amplificación en el terreno:

- ✓ El período de cruce por encima del cual la amplificación en el suelo blando es mayor que en roca, es aproximadamente 0.2 segundos para sismos de Estados Unidos y Japón; para períodos inferiores a éste se invierte.
- ✓ El suelo amplifica de dos a tres veces el movimiento registrado en roca para períodos mayores al del cruce, mientras que para períodos inferiores el factor de amplificación de la roca es menor de 2, con respecto al movimiento del suelo.
- ✓ Las aceleraciones pico son prácticamente independientes de las condiciones del suelo, por presentarse generalmente asociadas a períodos similares al de cruce, donde se igualan los efectos de amplificación y atenuación. Sin embargo los períodos predominantes de la velocidad y desplazamiento pico son mayores que la amplificación, y esto hace que las condiciones geológicas afecten más a estos parámetros, que presentan normalmente valores más altos en suelo que en roca.

II AMPLIFICACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

II.1 DEFINICIÓN

En diversas partes del mundo han sido registradas evidencias de las consecuencias que trae consigo un sismo, estas son la pérdida en las construcciones y vidas humanas., lo que hace necesario medidas preventivas para minimizar efectos negativos. Una manera es la de realizar estudios en las zonas urbanas, así como en sus distintos inmuebles para conocer su comportamiento y delimitar las zonas de riesgo a través de un mapa.

La microzonación sísmica persigue la finalidad de evaluar los riesgos sísmicos minuciosamente a efectos de la planificación regional, urbanística y los niveles de excitación esperada para la concepción de estructuras antisísmicas. Por otro lado; se ha observado que las intensidades sísmicas varían considerablemente a distancias aparentemente cortas. Esto ha llevado a pensar que el factor esencial para la evaluación del daño de las estructuras es como ya se ha dicho las condiciones del subsuelo local, es decir, el efecto de sitio. Pueden influir en las condiciones geológicas y de los suelos subyacentes a la superficie del terreno en la respuesta de un lugar dado a un sismo. En ciertos casos, los desplazamientos permanentes del terreno pueden originar la deformación de las estructuras en que se apoyan, ocasionando así graves daños.

Las amplitudes y las formas de las ondas sísmicas dependen del mecanismo de ruptura y de la cantidad de energía liberada, así como de los materiales que atraviesan y de las condiciones locales de este. Es indudable que la distribución de la intensidad sísmica esta ligada a las características de la ruptura. Sin embargo, las ondas sísmicas, una vez emitidas por la fuente sufren deformaciones, amplificaciones o atenuaciones que dependen fundamentalmente de las propiedades de los medios en que se propagan y de

las dimensiones de las inhomogeneidades o irregularidades que encuentran en su trayecto. Esto se aplica cuando se describen los efectos de las condiciones locales.

Es importante entender la naturaleza de esos cambios, pues pueden dar lugar al fenómeno de amplificación local y a variaciones significativas de la cantidad de movimiento del terreno en distancias relativamente pequeñas. Además, existe evidencia de que las amplificaciones locales pueden llegar a ser responsables del 33% de la distribución espacial del daño en sismos. Si bien el daño depende de la calidad de las construcciones, en la mayoría de los casos los daños severos están asociados también a fenómenos de amplificación del subsuelo.

II.2 LA AMPLIFICACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

La energía sísmica liberada durante un sismo se irradia en el espacio y el tiempo desde su punto de origen (hipocentro), donde las ondas de corte y longitudinal se combinan. Algunas de las cuales se propagan internamente provocando que la longitud de la onda viaje a través de la corteza terrestre como ondas de superficie y algunas se propagan más allá como ondas de cuerpo en estratos profundos.

II.2.1 Ondas de Cuerpo: Las ondas de cuerpo viajan a través del interior de la Tierra. Siguen caminos curvos debido a la densidad y composición del interior de la Tierra. Las ondas de cuerpo transmiten los movimientos sísmicos preliminares de un sismo pero poseen poco poder destructivo. Las ondas de cuerpo son divididas en dos tipos: ondas primarias (P) y secundarias (S)., estas ondas de cuerpo generalmente quedan atrapadas o re-emergen como ondas de superficie.

II.2.2 ONDAS P Y S

Ondas P: Las ondas P son ondas longitudinales o compresionales, lo cual hace que el suelo se comprima y se dilate en la dirección de la propagación del sismo y viajan a través de cualquier tipo de material (6 km/s en el granito y alcanza más de 11 km/s en el interior de la Tierra)., es la primera en llegar a cualquier punto, en ser sentida y en ser registrada en los sismogramas, por lo que se llamó onda *Primera* o *Primaria* y de allí el nombre de P.

Ondas S: Las ondas transversales o de corte, llamadas ondas S, son aquéllas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación. Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su velocidad es alrededor de 3.48 km/s para cualquier material sólido. Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la P y se siente más fuerte que ésta. Como la onda S es la segunda en llegar se le llamó *Secundaria*, y de allí su nombre.

La onda S es más lenta que la onda P., en una amplia gama de rocas la velocidad, V_s , es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P, V_p , dividida entre $\sqrt{3}$.

Se puede demostrar teóricamente y se observa experimentalmente que la velocidad de las ondas es tal que:

$$R,L < V_s < V_p$$

donde V_p , V_s y R, L son las velocidades de las ondas P, S y de Rayleigh y Love respectivamente. Entre estas dos últimas no puede establecerse un orden de velocidades porque esta depende de muchos factores y no siempre viajan con la misma velocidad.

Las velocidades de las diferentes ondas dependen de las características del medio; por ejemplo, en rocas ígneas la velocidad de las ondas P es del orden de 6 Km/seg, mientras que en rocas poco consolidadas es de aproximadamente 2 Km/seg ó menor.

El desplazamiento de las partículas en el terreno durante el paso de la onda puede ser en cualquier dirección perpendicular a la de propagación; pero, a veces, pueden desplazarse en una sola dirección, en cuyo caso se dice que las ondas están *polarizadas*. La componente vertical de la onda S se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH (figura 6).

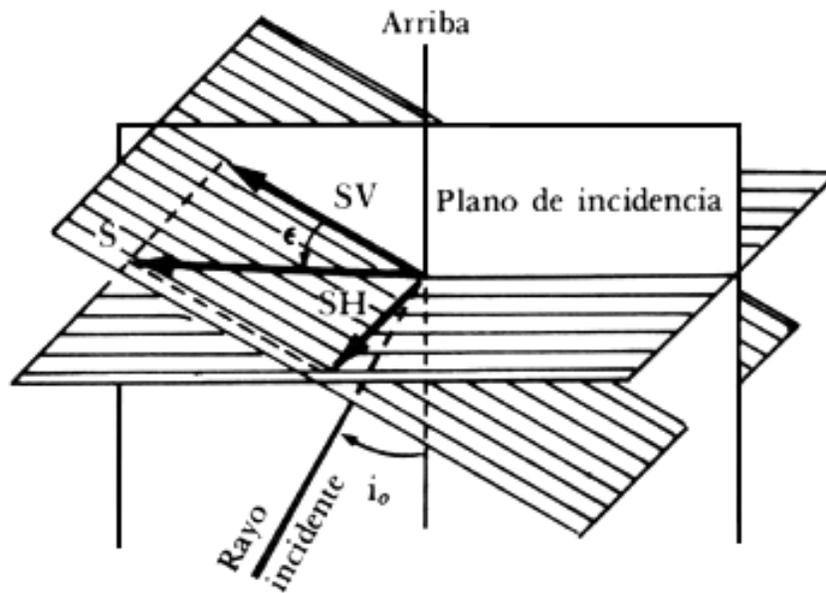


Figura 6 La onda S y sus componentes SV y SH. (Nava. Alejandro, 1998)

II.2.3 ONDAS SUPERFICIALES: Las ondas superficiales (Ondas de Rayleigh y Love) viajan sobre la superficie de la Tierra y se desplazan a menor velocidad que las ondas de cuerpo. Debido a su baja frecuencia provocan resonancia en edificios con mayor facilidad ya que al deslizarse a través de

materiales someros permiten el movimiento horizontal y vertical que son por ende las ondas sísmicas más destructivas.

La interacción de las ondas internas con el medio da origen a las Ondas Superficiales. Estas corresponden a sumas de ondas internas, con energía atrapada cerca de la superficie y amplitud que decrece con la profundidad.

II.2.4 ONDAS DE RAYLEIGH Y ONDAS LOVE

Ondas de Rayleigh: El movimiento de las partículas que producen este tipo de onda, es compresional y de cizalla, contenido en el plano de propagación de la onda. Este movimiento es elíptico y retrógrado (ver Figura 7).

Ondas Love: El movimiento de partículas asociado a este tipo de ondas es de cizalla, normal al plano de propagación de ondas (ver Figura 8)

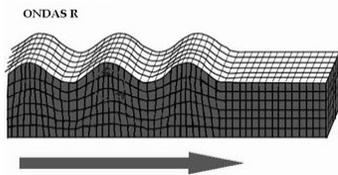


Figura 7 Ondas de Rayleigh

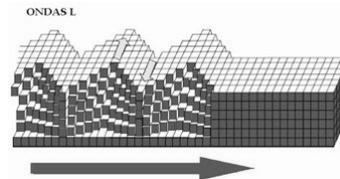


Figura 8 Ondas Love

Las variaciones de la aceleración en la amplificación del movimiento se utilizan comúnmente para representar la intensidad de excitaciones sísmicas en el suelo para efectos de diseño, ya que la amplificación del terreno en un sitio presenta características particulares únicas, las cuales al ser monitoreadas le dan forma a la razón matemática H/V la cual representa el movimiento del terreno en ese sitio y alguna fuente determinada. El sitio a medir puede ser, por ejemplo un afloramiento del basamento rocoso en el que se pueda registrar la amplificación del movimiento causado por las ondas de superficie en el lugar.

En un medio isótropo la partícula tiene un movimiento circular. De aquí se deduce que la razón H/V es igual a la unidad ($H / V = 1$), lo cual indica que se encuentra cerca del basamento rocoso.

La amplificación en el terreno se mide por la excedencia producida por el movimiento horizontal en la onda de superficie, otro es el movimiento vertical causado por algunas ondas en el sitio.

II.3 TRAYECTORIA DE LA PARTÍCULA (ONDA DE RAYLEIGH)

Kono y Ohmachi (1998) demostraron que la órbita de la partícula producida por la onda de Rayleigh se puede clasificar en tres tipos, dependiendo del contraste de la velocidad entre la capa superficial y el macizo rocoso si estos estratos se encuentran compactos, como se observa en la figura 9;

- | | |
|----------|------------|
| (tipo 1) | Bajo |
| (tipo 2) | Intermedio |
| (tipo 3) | Alto. |

Se describen a continuación cada una de estos tipos de orbita de la partícula:

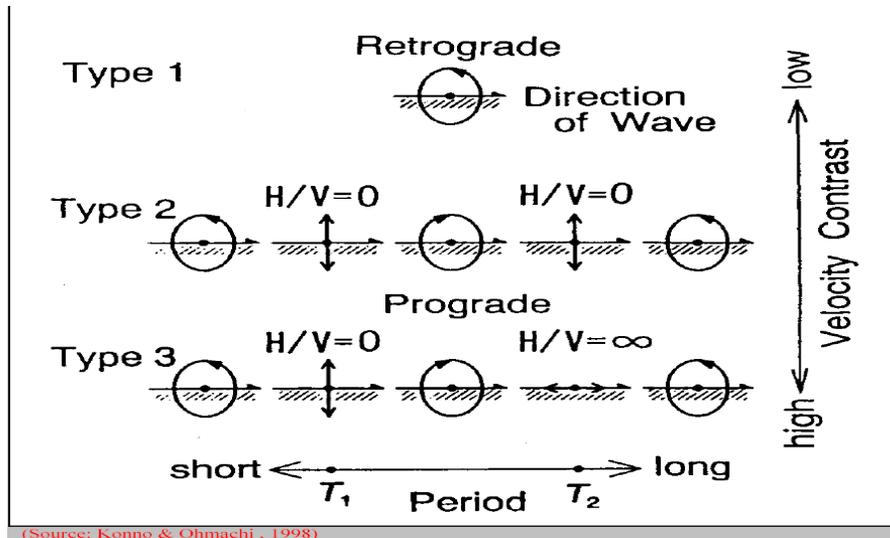


Figura 9 Tres tipos de Orbits de partícula que muestran el modo fundamental de las ondas Rayleigh para el modelo simplificado superficie/estrato. (Ohmachi, y Konno, 1998)

- **Movimiento Bajo (Tipo 1).** El movimiento de la partícula es siempre retrógrado. La dirección de las partículas desde el inicio de la órbita es siempre contrario a la dirección de la propagación de la onda. Esta condición se cumple cuando la razón de velocidad de la onda de corte es bajo ($V_{\text{estrato}} / V_{\text{superficie}} \leq 2.5$).
- **Movimiento Intermedio (tipo 2)** las condiciones del movimiento están dadas por $V_{\text{estrato}} / V_{\text{superficie}} \approx 2.5$. Bajo estas condiciones y dependiendo del período de la onda, la órbita de la partícula puede ser retrógrado, en dirección a la trayectoria o solo vertical. En los períodos donde el movimiento es únicamente vertical la amplificación horizontal del suelo será cero.
- **Movimiento Alto (tipo 3).** Este movimiento existe dónde la $V_{\text{estrato}} / V_{\text{superficie}} \geq 2.5$. En este caso el movimiento de la partícula puede ser retrógrado, en la misma dirección de la trayectoria, y también se presenta el

movimiento horizontal o el vertical pero nunca los dos al mismo tiempo. En los períodos donde el movimiento está netamente horizontal la amplificación horizontal del suelo será infinita.

Así se puede ver que las combinaciones entre el movimiento horizontal y vertical puede dar como resultado una onda superficial compuesta. Se puede ver también que el movimiento vertical no se presenta en la superficie, en forma general, es característico del movimiento en el macizo rocoso.

II.4 ESPECTRO DE AMPLIFICACIÓN

La amplificación del terreno que se presenta en diferentes sitios, manifiesta el contenido de frecuencia de la onda que produce el movimiento, y esta a su vez es equivalente con el periodo de la onda. Por lo que se puede visualizar el espectro de amplificación en una representación gráfica en la que se observa la amplificación del terreno en el sitio de interés. La amplitud se lee en el eje vertical (eje de las ordenadas “y”) y la frecuencia o periodo se lee en el eje horizontal (eje de las abscisas “x”), y se utiliza la escala logarítmica para ambos ejes.

Las lecturas de ganancia o amplitud pueden variar sobre el rango y es común el uso de la escala logarítmica en el eje vertical, de esta forma se puede utilizar para comparaciones visuales rápidas y cambios en las escalas entre gráficas.

En los casos donde el rango de la frecuencia es mayor que el orden de la magnitud o en su lugar que el periodo sea mayor que la frecuencia, es común utilizar la no linealidad de la escala logarítmica dando una apariencia más

real. En casos donde el rango de frecuencia es muy pequeño, la escala logarítmica no es práctica. En estos casos la escala lineal es la más apropiada.

La figura 7 muestra un ejemplo de espectros de amplificación de periodo y frecuencia de un mismo lugar, esto para ilustrar los formatos típicos de presentación del espectro. Las mediciones de amplificación utilizadas en los espectro son el resultado de utilizar el método de razón horizontal-vertical (Nakamura, 1989).

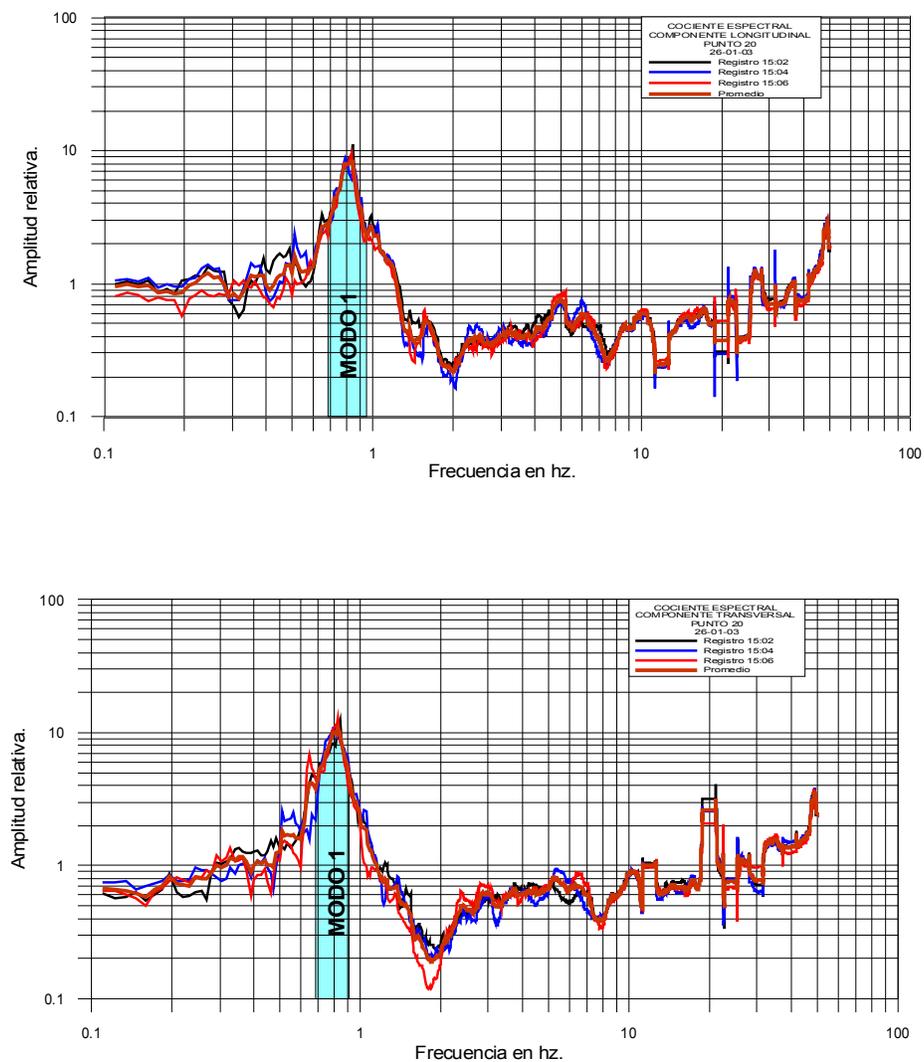


Figura 10 Cociente Espectral con componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo) del punto 20 en el predio de la C. T. Manzanillo.

II.5 OTRAS CAUSAS DE LA AMPLIFICACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO.

Además de la anisotropía en el movimiento del suelo causado por el viaje de las ondas superficiales, efectos adicionales son causados por la superposición de diferentes tipos de ondas, periodos y amplitudes, variaciones en la geología superficial, y la topografía superficial; y el confinamiento de la energía sísmica debido a la reflexión de las ondas en las fronteras.

En la práctica, sin embargo, hay técnicas disponibles que permiten observar el efecto del movimiento del suelo para ser medidas “in situ”. Estas técnicas hacen notar la necesidad para incrementar el conocimiento teórico de los mecanismos que la causan, en gran parte, permitir el proceso de caracterización y cuantificación para avanzar en la aplicación, de manera pragmática.

III RAZÓN ESPECTRAL H/V PARA DETERMINAR LA RESPUESTA DEL SITIO

III.1 AMPLITUD ESPECTRAL (INTERPRETACIÓN DIRECTA DE LA FFT)

Consiste en calcular los espectros de Fourier de las componentes horizontales (longitudinal y transversal) del movimiento y de esta forma obtener una frecuencia predominante del suelo. Se supone que el espectro de la fuente está caracterizado por registros de ruido sísmico, lo que permite que esta técnica permita obtener periodos predominantes; a continuación se describen algunas técnicas para la obtención de dichos periodos.

III.2 TÉCNICAS PARA EVALUAR UN ESTUDIO DE RUIDO SÍSMICO

Los efectos de sitio usualmente consideran funciones de transferencia empírica en las capas superficiales y pueden ser evaluados por medio de tres técnicas:

- Razón espectral estándar;
- Método de razón H/V.
- Método de Nakamura

A continuación se describe cada una de estas metodologías:

III.2.1 RAZÓN ESPECTRAL ESTÁNDAR (SSR)

Una de las técnicas más populares para estimar efectos de sitio en regiones de moderada a alta sismicidad es el uso de la razón espectral en registros sísmicos (conocida como razón espectral estándar), los espectros de Fourier obtenidos simultáneamente en una estación ubicada sobre suelo blando con respecto a una estación de referencia ubicada en suelo firme (asumiendo que

se encuentra libre de efectos de sitio). El método supone que los efectos de fuente y trayectoria son idénticos para todas las estaciones, por lo que, las razones espectrales promedio se procesan para eventos con diferentes distancias epicentrales y azimuths, se asume implícitamente que el efecto de sitio es predominantemente unidimensional (Field y Jacob, 1995).

Esta metodología busca principalmente eliminar el efecto de las ondas de Rayleigh para poder describir la función de transferencia en función de las ondas internas. La razón espectral estándar, S_T , se calcula de dividir el espectro horizontal de Fourier en suelo blando S_{HS} , y otro ubicado en roca S_{HB} , esta última estación se toma como estación de referencia, así se puede expresar como sigue:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad \text{ec. 3.1}$$

Como S_{HS} es afectada por las ondas superficiales, y como las ondas que genera la vibración ambiental se propagan principalmente como ondas de Rayleigh, S_{HS} podría estar afectado por este tipo de ondas. De tal forma que el efecto de las ondas de Rayleigh debería estar implícito en la componente vertical de los registros de vibración ambiental en superficie pero no en la componente vertical del basamento. Asumiendo que la componente vertical del ruido sísmico no se amplifica en las capas superficiales, se puede definir el efecto de las ondas de Rayleigh (E_S) en esta componente; por lo que siguiendo el trabajo de Nakamura (1989), Lermo, Chávez-García (1993) usan la razón espectral E_S para estimar la amplitud del efecto de sitio de la fuente

$$E_S = \frac{E_{VS}}{E_{VB}} \quad \text{ec. 3.2}$$

donde: E_{VS} y E_{VB} son respectivamente el espectro de Fourier del movimiento vertical en la superficie. Por lo que si $E_S = 1$, desaparece la onda de Rayleigh. Y

esta es más grande, si el efecto de las ondas de Rayleigh se incrementa. Asumiendo que el efecto de las ondas de Rayleigh es igual para las tres componentes (dos horizontales y una vertical) en basamento, entonces $S_{TT} = S_T / E_s$, obteniendo que:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_s} = \frac{R_s}{R_B} \quad \text{ec. 3.3}$$

donde: $R_s = \frac{S_{HS}}{S_{VS}}$ y $R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}}$

R_s y R_B se obtienen al dividir los espectros horizontales (longitudinal y Transversal) entre la componente vertical en superficie (R_s) y el basamento (R_B). Según mediciones realizadas por Nakamura en el basamento, la relación R_B es aproximadamente uno para un amplio rango de frecuencias en sitios donde existe un sustrato firme. Es decir, por lo que la propagación es aproximadamente igual en todas las direcciones, por lo que se concluye que:

$$S_{TT} \cong R_s \quad \text{ec. 3.4}$$

Esto significa que la función de transferencia de capas superficiales puede ser estimada solamente con registros de vibración ambiental. R_B debe estar libre del efecto de las ondas de Rayleigh y tener características relativas al sitio, por lo que una estimación más confiable de la relación S_{TT} se produciría al multiplicarla por $1 / R_B$ como término de compensación si existe información del basamento.

III.2.2 MÉTODO DE LA RAZÓN H/V

La frecuencia dominante del espectro de Fourier en la vibración ambiental y aplicando la suposición de que ésta propaga las ondas S en forma vertical y que la fuente del espectro del ruido sísmico es principalmente ruido uniforme, entonces la frecuencia dominante del espectro de Fourier de la vibración ambiental es una aproximación cercana a la frecuencia de resonancia de suelo-estructura. Estos resultados fueron obtenidos con anterioridad por Lermo et al. (1993.1994) quien aplicó esta técnica para determinar los períodos dominantes en la Ciudad de México.

La figura 11, muestra la estructura geológica típica en una base sedimentaria.

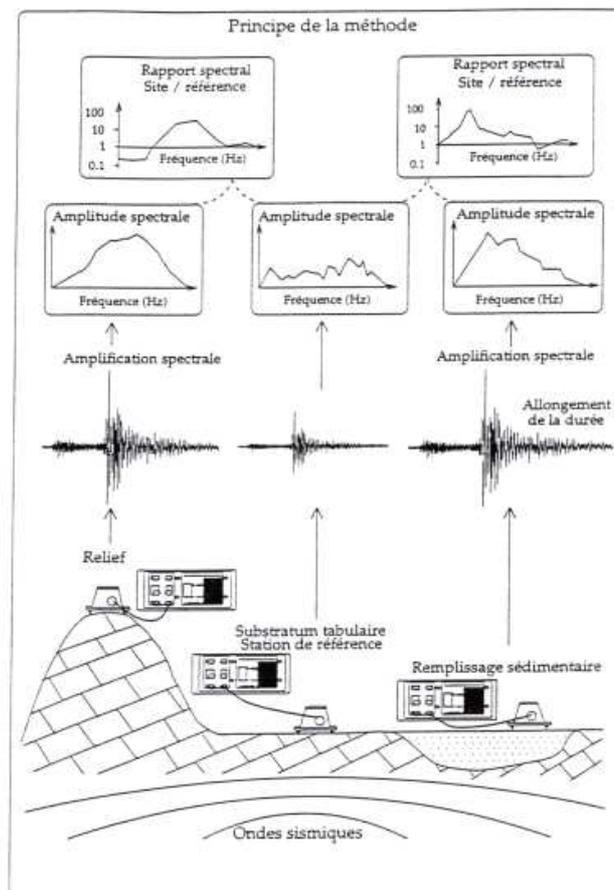


Figura 11 Uso de los registros de vibración ambiental con la técnica de la Razón Espectral H/V. en una base sedimentaria. (Duval, After; 1994).

La vibración ambiental se divide en dos partes, la que tiene que ver con el contenido de la onda de Rayleigh y la otra corresponde a diferentes tipos de ondas, las cuales están fuera del alcance de este estudio. Esto conlleva a que los espectros de la componente horizontal y vertical del terreno de la base sedimentaria (H_f , V_f) se puedan escribir como sigue:

$$H_f = A_h * H_b + H_s \quad V_f = A_v * V_b + V_s \quad \text{ec. 3.5}$$

$$T_h = \frac{H_f}{H_b} \quad T_v = \frac{V_f}{V_b} \quad \text{ec. 3.6}$$

Donde A_h y A_v es el factor de amplificación del movimiento horizontal y vertical la onda de cuerpo incide verticalmente. H_b y V_b son el espectro del movimiento horizontal y vertical de la base en el macizo rocoso. H_s y V_s son el espectro en la dirección horizontal y vertical de las ondas de Rayleigh. T_h y T_v son el factor de amplificación del movimiento horizontal y vertical del movimiento del suelo en la capa superficial basado en el movimiento sísmico del suelo expuesto del macizo rocoso cerca de la base. En general, la velocidad de la onda P es más de tres o cuatro veces la velocidad de la onda S. En tal capa sedimentaria, la componente vertical no se puede amplificar ($A_v = 1$) alrededor del rango de frecuencia donde la amplificación de la componente horizontal es mayor. Si no hay efecto de la onda de Rayleigh, $V_f \approx V_b$. Por otro lado, si V_f es más grande que V_b , este es considerado como el efecto de ondas de superficie. Entonces se puede estimar el efecto de las ondas de Rayleigh con la siguiente expresión $V_f/V_b (=T_v)$, por lo que la amplificación horizontal se escribe como:

$$T_h^* = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{H_b}}{\frac{V_f}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad \text{ec. 3.7}$$

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[\frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}} \right]}{\quad} \quad \text{ec. 3.8}$$

En la ecuación 3.8, $(H_b/V_b) \approx 1$. H_s/H_b y V_s/V_b se relacionan con el viaje de la energía de las ondas de Rayleigh. Si no hay influencia de la onda de Rayleigh, $QTS = A_h/A_v$. Si el contenido de la onda de Rayleigh es alto, el segundo término de la fórmula se convierte en $QTS = H_s/V_s$ y la frecuencia más baja del pico de H_s/V_s es propiamente casi igual a la frecuencia baja de F_0 de A_h . En el rango de F_0 , $A_v = 1$. QTS presenta un pico fijo en la frecuencia F_0 . Aún cuando la influencia de la onda de Rayleigh es grande, V_s llega a ser pequeño (que es el pico resultado de la relación H_s/V_s) alrededor del primer orden propiamente de las frecuencias debido a la múltiple reflexión de movimientos horizontales. Y $QTS = A_h$, si los datos obtenidos en el basamento V_b son relativamente más grandes a la onda de Rayleigh. En resumen, QTS representa propiamente el primer orden las frecuencias debido a múltiples reflexiones de la onda SH en la capa de superficie del suelo y el factor de amplificación es el resultado del grado de influencia de las ondas de Rayleigh.

III.2.3 MÉTODO DE NAKAMURA

Como ya se mencionó, una técnica, introducida recientemente, es la estimación de la razón espectral entre las componentes horizontales (Longitudinal y Transversal) y la componente vertical de un mismo registro propuesta originalmente por Nakamura (1989) para interpretar mediciones de ruido sísmico (vibración ambiental, microtemores). Esta técnica fue aplicada a la parte intensa de las ondas S en registros de movimientos débiles por Lermo y Chávez-García (1993). Los resultados sugieren que, si el efecto de sitio es causado por una geología simple (la misma condición requerida) REHV proporciona una estimación robusta de la frecuencia y amplitud del primer modo de resonancia. La ventaja más importante de esta técnica es que elimina

el requerimiento de una estación de referencia. Esto es muy usual cuando la estación de referencia falla o presenta efectos debido a condiciones topográficas (como se describe brevemente líneas abajo), o bien cuando el registro obtenido por las estaciones en sitios de suelo blando es diferente.

La técnica de Nakamura, es un método alternativo para quitar el efecto de la fuente el cual fue propuesto en 1989, este ha despertado interés debido al costo tan bajo, así como las maniobras rápidas de campo y la sencillez del análisis. La figura 12 muestra el modelo utilizado por Nakamura.

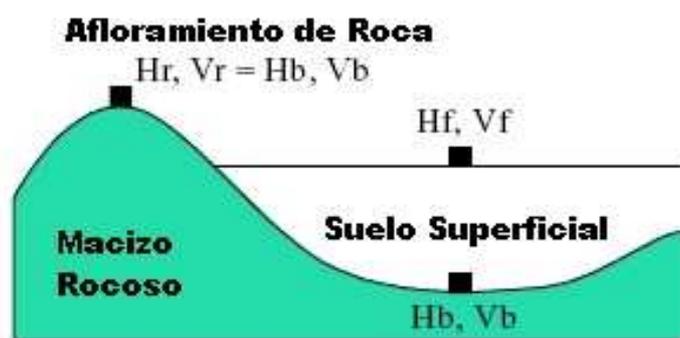


Figura 12 Estructura Geológica de la base sedimentaria

La técnica de Nakamura se basa principalmente en suponer que:

- La vibración ambiental se compone principalmente de ondas de Rayleigh, viajando en capas de superficie blandas que cubren un semi-espacio.
- Los movimientos verticales no afectan suelos blandos.
- La vibración ambiental es originada por fuentes de superficie local (el tráfico y el ruido industrial) y en estos no contribuyen las fuentes profundas.

- La amplificación de la componente vertical crea una dependencia, asociada exclusivamente con la profundidad del movimiento de las ondas de superficie (ondas de Rayleigh).

Efectos Topográficos: Se ha podido observar claramente que los daños en construcciones han sido mayores en zonas de suelo blando en comparación de los que se produjeran en suelo firme; se puede ver también por registros que se tienen, que la topografía afecta en gran medida la amplitud y la frecuencia contenidas en el movimiento sísmico, como lo mencionan Geli (198), Faccioli (1991) y Finn (1991); aunque son muy pocos los estudios que se han llevado a cabo en este sentido a los realizados en terreno blando tratando de ver la amplificación en el suelo.

Por otro lado con modelos teóricos y numéricos se pueden simular amplificaciones sistemáticas de movimiento sísmico, en general de topografías convexas donde se puede apreciar amplificaciones muy por encima de rasgos topográficos como son valles y colinas.

III.3 VIBRACIÓN AMBIENTAL (RUIDO SÍSMICO)

El uso de la vibración ambiental para obtener la estimación de la respuesta de un sitio fue introducido en Japón en los años cincuenta (Kanai et al, 1954). No obstante los cuestionamientos que se han hecho sobre su utilidad (Udwadia y Trifunac, 1973; Finn, 1991; Gutiérrez y Singh, 1992; Lachet y Bard, 1994), las mediciones de vibración ambiental presentan un alto atractivo para la caracterización de la respuesta del sitio, como se mencionó líneas arriba por su sencillez de operación así como por su bajo costo y por la rapidez con que se obtienen los resultados.

La razón espectral de Fourier de las componentes horizontal y vertical de vibración ambiental (a menudo llamado microtemores o ruido sísmico), fue

introducido en los años setenta por varios científicos japoneses (Igarashi y Nogoshi, 1971 y otros; así como Nakamura, 1989).

Aunque la explicación cualitativa que Nakamura presentó no fue precisa (como indica Lachet y Bard. 1994, y Kudo, 1995), varios datos experimentales (Field y Jacob, 1993; Field, 1995) confirman que estas razones espectrales son más estables que los espectros de Fourier por si solos que se observan de la vibración ambiental. Además, en sitios de suelo blando, estos muestran generalmente un pico que es notorio y que tiene correlación con la frecuencia fundamental de resonancia. Los daños causados por sismos son consecuencia directa de las condiciones geológicas de una determinada zona afectada por el movimiento del suelo, este método se ha venido aplicando en zonas donde existe alta sismicidad. Esta información es viable porque este método es muy sencillo y simple en su aplicación. Considerando que la vibración ambiental en suelo firme es similar en las componentes horizontal y vertical, estas se ven amplificadas por las capas de suelo blando que yacen sobre el estrato rocoso.

En 1989 Yutaka Nakamura utilizó este método para estudiar la respuesta en sitios normalmente ruidosos, utilizando como fuente sísmica la vibración ambiental, y encontró que los resultados son semejantes a las funciones de transferencia en la componente horizontal de capas superficiales para estudiar la respuesta del efecto de sitio. Nakamura también mostró que, para un rango de frecuencia, las fuentes de ruido localizadas, que consisten principalmente de ondas de Rayleigh se anulan al realizar la razón espectral H/V (donde H es la componente horizontal y V la componente vertical). Sus razones fueron las siguientes:

Del basamento rocoso a la capa superficial, la frecuencia depende de la función de transferencia de la componente horizontal $T_{Bs}(f)$ la cual se define como:

$$T_{BS}(f) = H_s(f) / H_B(f) \quad \text{ec. 3.9}$$

Donde $H_s(f)$ es el espectro horizontal de la capa superficial y $H_B(f)$ es el espectro horizontal en la capa del macizo rocoso.

Observó que $H_s(f)$ depende directamente de la vibración ambiental generada localmente, y esta consiste principalmente de ondas de Rayleigh. El observó también que el espectro de la componente vertical en la capa superficial $V_s(f)$ podría incluir la influencia de las ondas de Rayleigh, pero el espectro vertical del macizo rocoso $V_B(f)$ no.

Asumiendo que la capa superficial no amplifica el movimiento de la componente vertical del terreno, el efecto local de las ondas de Rayleigh sobre esta el movimiento incidente del microtremor, se puede representar como:

$$\epsilon_s(f) = V_s(f) / V_B(f) \quad \text{ec. 3.10}$$

Dónde la onda de Rayleigh aparece $\epsilon_s(f)$ está es menor a uno, y converge a la unidad contribuyendo al decrecimiento de la onda de Rayleigh; por lo tanto $\epsilon_s(f)$ es más grande o igual a la unidad en todas las frecuencias.

Asumiendo que el efecto de las ondas de Rayleigh locales sobre los movimientos horizontales y verticales incidentales es igual una modificación de la capa superficial de la función de transferencia horizontal se define como:

$$T_{BSM}(f) = T_{BS}(f) / E_S(f) \quad \text{ec. 3.11}$$

Se definen los cocientes siguientes:

$$R_s(f) = H_s(f) / V_s(f) \quad \text{ec. 3.12}$$

$$R_B(f) = H_B(f) / V_B(f) \quad \text{ec. 3.13}$$

Lo cuál permite ser expresado como

$$T_{\text{BSM}}(f) = R_s(f) / R_B(f) \quad \text{ec. 3.14}$$

Nakamura demostró que la determinación del promedio de los registros durante un periodo observado de 24 horas la razón espectral de la componente horizontal X o Y y la componente vertical Z del macizo rocoso $R_B(f)$, en tres sitios diferentes, la frecuencia es aproximadamente la unidad sobre un rango de 0.1 Hz a 20 Hz.

Bajo la condición que $R_B(f) \approx 1$ (es decir las ondas incidentes en el material del macizo rocoso es aproximadamente a la unidad), por lo que la ecuación 3.11 se reduce a:

$$R_N(f) = T_{\text{BSM}}(f) = R_s(f) = H_s(f) / V_s(f) \quad \text{ec. 3.15}$$

donde:

$R_N(f)$ es conocida como la Razón Espectral de Nakamura.

Se puede ver en la razón espectral de Nakamura que en el macizo rocoso y la capa superficial, la frecuencia depende de la función de transferencia horizontal (X, Y) $T_{\text{BS}}(f)$, modificada para tomar en cuenta la posible presencia de la onda Rayleigh generada en la capa superficial. Bajo la suposición que la elipticidad de la onda de Rayleigh es la unidad, el efecto local de esta onda de Rayleigh se cancela fuera de la función de transferencia horizontal (X, Y) modificada.

En la realidad las condiciones ideales no existen y la función de transferencia horizontal modificada no reproduce fielmente la función de transferencia horizontal original. Los espectros se realizan utilizando la razón espectral de Nakamura, que es semejante y se puede demostrar efectuando la

función de transferencia horizontal. Esto se debe a varios factores los cuales se mencionan a continuación:

1. El ruido que se genera localmente no está compuesto solamente de ondas de Rayleigh.
2. La elipticidad de las ondas contenidas en el ruido de la capa superficial no puede ser la unidad, las ondas incidentes en la roca no pueden serlo tampoco.
3. La elipticidad de las ondas incidentes y el ruido local puede variar con el tiempo y puede ser espaciada dependiendo de la naturaleza del ruido local y de dicha onda incidente.

Por lo tanto se puede decir que el método de Nakamura es una aplicación especial del método de HVSR, y que tiene la ventaja particular de proporcionar datos de diferentes sitios por medios eficientes y baratos, en un corto tiempo y a cualquier hora del día. Tomando esta suposición $R_B(f) \approx 1$, o por lo menos que el promedio de la frecuencia de interés sea aproximadamente la unidad, (Lermo & Chávez-García, 1993 & 1994).

En la década pasada, el método de Nakamura se utilizó en varios trabajos de caracterización dinámica del suelo y estudios de microzonación (Konno & Ohmachi, 1998).

Diversos estudios se han llevado a cabo para comparar los resultados del método de Nakamura con otros métodos, entre estos el método HVSR y la aplicación del método de estacionariedad. Algunos de los estudios han arrojado resultados negativos, mientras que otros más muestran que el método de Nakamura es válido bajo ciertas limitantes (Chávez-García, 1997; Lachet, 1996; Field & Jacob, 1995). En forma general el método de Nakamura identifica adecuadamente el pico fundamental de vibración de un sitio con un mínimo de error, además de lograr identificar las altas frecuencias de vibración.

Análogamente, los espectros que se realizan utilizando este método indican la amplificación absoluta del movimiento de un terreno dado. En algunos trabajos recientes han empleado el método de Nakamura para determinar el espesor de la capa sedimentaria superficial. Esto indica una comparación de espesores reales con las profundidades determinadas por medio del espectro de Nakamura, esto se puede utilizar para validar la calidad de los espectros.

Por otra parte; en este trabajo de tesis se desarrolla el método de Nakamura en el cual se determinan los espectros de respuesta del sitio en la vecindad de dos inmuebles propiedad de C.F.E y un proyecto externo. Estos espectros se utilizan para estimar una microzonación en el área de interés. La determinación de la profundidad de las capas sedimentarias se lleva a cabo a partir de los espectros, resaltando los picos fundamentales de vibración, para propósitos de microzonación.

III.4 MICROZONACIÓN

En 1976 Esteva (Lomnitz & Rosenbleuth, 1976a, p221) señala que, “la mayor parte de estudios de microzonación han servido para estudiar la intensidad y la frecuencia de sismos y su influencia en el terreno”. Comenta también, en el mismo artículo, que los resultados obtenidos con los modelos analíticos utilizados en su tiempo fueron buenos pero que los requerimientos en la actualidad para llevar a cabo estudios de microzonación para la evaluación del riesgo sísmico hay un escaso conocimiento.

El estudio de la estratificación local del terreno para cuantificar el efecto local de la intensidad de un sismo es una tarea intensiva y tediosa. El riesgo de daño producido en las estructuras es, en gran parte, determinado por el grado y la naturaleza del movimiento del suelo en superficie y de las propiedades físicas de las estructuras. Así un enfoque más directo a la microzonación con respecto al riesgo sísmico en un sitio, es el de caracterizar el movimiento del suelo y la

energía sísmica con mediciones directas y comparando la respuesta con la forma de vibrar de las estructuras.

La vibración ambiental esta constituida por ruido de baja amplitud del terreno, las que se encuentran conformadas por ondas sísmicas internas y superficiales, estas pueden ser de periodo largo y corto. Las primeras de periodo largo (mayores a un segundo) están conformadas como se mencionó en el capitulo anterior por ondas superficiales Rayleigh y Love generadas por fuentes naturales, como el viento, olas de mar, etc. Las segundas son de periodo corto (menor a un segundo) y son producidas por fuentes artificiales tales como el tránsito vehicular, actividad de plantas industriales, maquinarias.

El estudio de la vibración ambiental ha tenido excelentes resultados en muchos casos para la determinación del periodo dominante del suelo, pero en algunos otros, los resultados son contrarios a los esperados, por esta razón; estudios de este tipo deben ser comparados con modelos teóricos que evalúen la respuesta dinámica del suelo.

III.4.1 MACROZONACIÓN CON PROPÓSITOS DE INGENIERÍA.

Los valores de diseño estructural provienen de el manual de diseño de C. F. E., 1992, los cuales proporcionan información que es utilizada por los ingenieros que diseñan las estructuras para así aminorar el daño potencial que ocasionan los desastres naturales tales como los sismos. Estos valores de diseño proporcionan dos tipos básicos de información:

- Información de la zona, la cual permite al ingeniero el escoger que lugar es el más adecuado para poder construir y que el daño si es que lo hubiere, este sea menor.

- Con la información del área de interés, el ingeniero encargado del diseño de la estructura debe emplear las técnicas de diseño estructural que son apropiadas para el daño esperado en el sitio.

Los valores de diseño proporcionados son para un área específica. No se proporciona información relacionada a microestructuras que se encuentran en poblados y ciudades ni de las áreas residenciales. A este respecto los valores de diseño estructural proporcionados se consideran como información a nivel de macrozonación.

La determinación de las trazas en los mapas de riesgo sísmico por medio de la microzonación se obtienen después de haber realizado varias campañas de ruido sísmico, y que para un mejor resultado estas se encuentran determinadas por distancias espaciales menores a 10 km, las cuales determinan el valor de la vulnerabilidad relativa en cada punto donde se haya tomado un registro de ruido sísmico. Estos estudios permiten determinar el mapa de riesgo sísmico dentro de un área y así se puede diferenciar las zonas de riesgo sísmico relativo. La distancia adecuada para el estudio es aproximadamente de 3 km. Se debe hacer notar que este proceso no define el mapa de riesgo sísmico del área, mejor que cualquier otro método conocido.

III.4.2 MICROZONACIÓN CON PROPÓSITOS DE INGENIERÍA.

Dentro de un área que es susceptible al riesgo sísmico, pueden existir diferentes zonas de vulnerabilidad. Los propósitos de un estudio de microzonación deberán ser cuantificar el riesgo relativo dentro de una pequeña área.

La vulnerabilidad sísmica es relativa en diferentes tipos de estructuras, esto se puede apreciar desde las diferentes técnicas de la construcción que se aplican, así como su forma y su tamaño, las cuales se ven enmarcadas en las

normas de construcción de edificios. Estas normas de construcción también determinan el factor del valor de carga en el sitio basado en el tipo de suelo en la zona de interés. Aparte de las normas de construcción de un edificio está el grado en el que el movimiento del suelo se transfiere a la estructura, la cual determina la vulnerabilidad relativa entre sitios adyacentes. Cualquier método de microzonación debe proporcionar un índice donde se indique el grado en el cuál la energía sísmica se transfiere de la cimentación del edificio a su estructura; lo cual hace notar que debe existir un monitoreo permanente en cuyos edificios exista la probabilidad de ser sacudidos por sismos; en este caso se tiene un mejor control y tiene menos riesgo de ser dañado que uno que no se encuentre monitoreado; ya que la constante observación del inmueble determina el daño en el que se encuentra el inmueble. Aunque no es común el aplicar técnicas para monitorear ciertos edificios, estas permitirían cuantificar su estado debido sacudimientos cortantes causados por sismos.

III.5 INDICE DE VULNERABILIDAD SÍSMICA (Kg).

El índice de vulnerabilidad Kg. en la superficie del terreno, toma en cuenta esfuerzos cortantes γ (Nakamura, 1996). Según Ishihara (1982), el terreno se comporta muy elástico en valores $\gamma = 1000 * 10^{-6}$ y para $\gamma > 10000 * 10^{-6}$ ocurre el deslizamiento o el derrumbe del macizo rocoso. En la figura 13 se muestra el esfuerzo cortante así como sus deformaciones de la superficie del terreno.

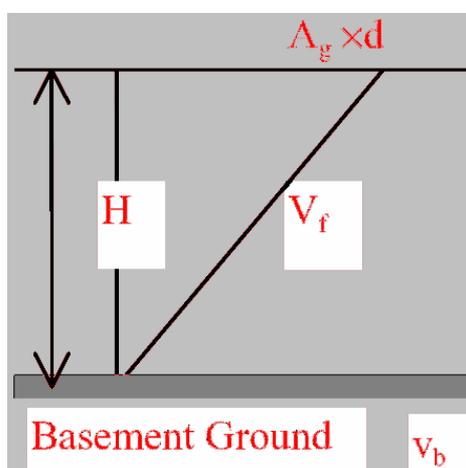


Figura 13 Esfuerzo Cortante que causa la Deformación de la superficie del suelo (Nakamura, Local Site Effect of Kobe)

El promedio del esfuerzo cortante puede ser estimado cuando $\Upsilon = \mathbf{Ad/H}$, donde A es el factor de amplificación de la capa superficial y d es el desplazamiento sísmico de la capa profunda. Los detalles acerca de esta metodología fueron formulados por Nakamura (1996); donde la forma de expresar el esfuerzo cortante, es de la forma que sigue:

$$\gamma = A_g * \frac{d}{h} \quad \text{ec. 3.16}$$

donde A_g es el factor de amplificación de la capa superficial, h es el el espesor de la capa de superficie y d es el desplazamiento sísmico del basamento. Poniendo las velocidades de la onda S del basamento y las capas superficiales (C_b y C_f) la frecuencia natural F de la capa superficial se puede expresar como:

$$F_g = \frac{V_b}{4A_g * h} \quad \text{ec. 3.17}$$

La aceleración α del basamento puede escribirse como:

$$\gamma = \frac{A_g * \alpha_b}{(2\pi F_g)^2} * 4A_g * \frac{F_g}{C_b} = \frac{A_g^2}{F_g} * \frac{\alpha_b}{\pi^2 C_b} = c * K_g \alpha \quad \text{ec. 3.18}$$

$\alpha_b = (2\pi F_g)^2 d$ y el esfuerzo cortante se expresa de la siguiente forma:

$$c = \frac{1}{\pi^2 * V_b} \quad \text{ec. 3.19}$$

por lo que finalmente se llega a la siguiente expresión que permite calcular el índice de vulnerabilidad.

$$K_g = \frac{A_g^2}{F_g} \quad \text{ec. 3.20}$$

En esta ecuación, $\frac{A_g^2}{F_g}$ determina el índice de vulnerabilidad, el valor K_g , que es un valor que corresponde al sitio y se considera como el índice de vulnerabilidad del sitio, el cual es útil para determinar los puntos vulnerables del terreno. K sirve para evaluar varios tipos de estructuras.

III.5.1 DEMOSTRACIÓN DEL ÍNDICE DE VULNERABILIDAD

Los efectos de sitio, generalmente consideradas funciones de transferencia empíricas de las capas superficiales, se estudian generalmente por dos técnicas: la Razón espectral y el método de la Razón H/V. La Razón espectral, S_T , se calcula dividiendo el espectro horizontal de Fourier de los movimientos del suelo en un sitio de aluvión, S_{HS} , y el registrado en un sitio de Roca, S_{HS} . La última estación se toma como la estación de referencia. Así

$$\mathbf{S}_T = \mathbf{S}_{HS} / \mathbf{S}_{HB} \quad \text{ec. 1}$$

Siguiendo el trabajo de Nakamura (1989), Chávez-García utilizó una Razón espectral \mathbf{E}_s para estimar el efecto de amplitud de la fuente.

$$\mathbf{E}_s = \mathbf{S}_{VS} / \mathbf{S}_{VB} \quad \text{ec. 2}$$

Donde \mathbf{S}_{VS} y \mathbf{S}_{VB} son, respectivamente, los espectros de Fourier de los movimientos verticales en la superficie y en la roca a cierta profundidad. Nakamura (1989), asumió que la componente vertical del espectro del microtremor no fue amplificada por velocidades bajas en la superficie, y él estimó el efecto de ondas Rayleigh en los componentes verticales de los temblores evaluando \mathbf{E}_s . Él propuso que si el efecto de las ondas de Rayleigh era el mismo en la componente vertical y horizontal, entonces \mathbf{E}_s se podría utilizar para eliminar el efecto de las ondas de Rayleigh en la función de la Transferencia. Al aplicar esto se compensa el efecto de la fuente (\mathbf{E}_s), Chávez-García (1993) introducen una función modificada (\mathbf{S}_{TT}), como sigue:

$\mathbf{S}_{TT} = \frac{S_r}{E_s}$, la cuál es equivalente a:

$$\mathbf{S}_{TT} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \div \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \quad \text{ec. 3}$$

Nakamura también indicó que la Razón, $\mathbf{S}_{HB} : \mathbf{S}_{VS}$ era casi 1, esto lo obtuvo comparando microtremores con un estudio “borehole”. Recientemente, Huang y Teng (1999) examinaron la Razón espectral para microtremores y un sismo registrado en un sitio de suelo firme en Chiawan, Taiwán. Con esto se verifica los valores empíricos, y se asume una estimación razonable de la función de transferencia modificada del efecto del sitio que podría determinarse de la siguiente función:

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}}, \quad \text{ec. } 4$$

Lo cual sugiere que la Razón espectral queda definida por esta función de transferencia, la que puede ser obtenida únicamente en los movimientos de superficie, y que obviamente hace más fácil la caracterización dinámica del suelo, empleando esta Razón (H/V), se logra determinar la frecuencia predominante (**F_P**) y el factor de la amplificación (**A_P**) del sitio. Nakamura (1996) propuso también el valor del índice de vulnerabilidad **K_g**, como medio para determinar la extensión de licuefacción. El valor **K_g**, que proviene de los esfuerzos entre suelo y estructura. Y se define como:

$$K_g = \frac{A_g^2}{F_g} \quad \text{ec. } 5$$

IV MICROZONACIÓN DE LA C.T. DE MANZANILLO., C.T. DE PETACALCO Y REFINERÍA SALINA CRUZ PEMEX.

IV.1 INTRODUCCIÓN

Antes del sismo del 19 de Septiembre de 1985, no se habían realizado en el país mapas de zonación en zonas urbanas, ya que estas permiten evaluar el movimiento del terreno debido al efecto de sitio (geología local), fue en la Ciudad de México donde se llevaron a cabo los primeros trabajos para evaluar el comportamiento del subsuelo.

De las diversas técnicas como se ha mencionado la que más aceptación tiene es la que se realiza con vibración ambiental (Técnica de Nakamura), para ello el estudio se dividió en tres etapas, distribuidas de la siguiente forma:

- Elaboración de un mapa detallado de la función de respuesta del sitio, utilizando vibración ambiental.
- Recopilación de información geológica
- Estimación del riesgo sísmico en términos de espectros de aceleración.

Con base en lo anterior se procedió a la obtención de la Función de Transferencia (FT) en el sitio en forma empírica, es decir, se obtuvieron los registros de vibración ambiental, las cuales representan la respuesta del terreno en la zona de interés así, la frecuencia dominante y la amplificación se determinan directamente. El método teórico se fundamenta en la información proporcionada por el viaje de ondas sísmicas sobre la superficie en la cual se detalla el análisis de los parámetros usados en la evaluación; por lo que se requiere información de geotecnia acerca de los materiales dentro de los cuales se propagan las ondas sísmicas en la superficie.

A continuación se describen las actividades realizadas en cada uno de los proyectos descritos en la Introducción, así como el análisis de los datos obtenidos para cada uno.

IV.2 CENTRAL TERMOELÉCTRICA “MANZANILLO”

En este proyecto se presenta el trabajo que se realizó para la Central Termoeléctrica “Manzanillo” a petición del grupo de ingeniería de esta central el cual consistió en:

- Identificar la vulnerabilidad sísmica dentro del predio del complejo termoeléctrico Manzanillo.
- Estimación de parámetros modales del suelo de la central.

La adquisición de datos de este estudio fue realizado en el mes de enero de 2003. El desarrollo de este trabajo fue hecho por personal del Departamento de Estudios Sismotectónicos perteneciente a la Gerencia de Estudios de Ingeniería Civil (GEIC).

De manera general podemos decir, que en un complejo industrial donde ocurre una interrupción en el proceso de producción debido a la ocurrencia de un sismo de gran magnitud, es equivalente a perder grandes cantidades de dinero, además del pánico y destrucción que trae consigo este fenómeno. Un caso particular es el de la Central Termoeléctrica “Manzanillo” la cual ha experimentado movimientos del suelo debido a sismos en las cercanías a esta localidad. Uno de esos sismos que causó daños en la central fue el ocurrido el día 09 de octubre de 1995 (Tena., 1997), el cual afectó diversas estructuras civiles y componentes eléctricas en la planta siendo el área más afectada el borde del canal de llamada. Otro temblor reciente fue el que ocurrió el 21 de enero de 2003 de magnitud 7.9 aunque de menor magnitud que el primero centró la

atención en el grupo de ingeniería encargado de la operación y mantenimiento de esta central. Este último temblor dio la pauta para realizar el estudio de la respuesta dinámica del suelo y de algunos cuerpos estructurales que conforman la central. Para ello se llevó a cabo una microzonación dentro del complejo termoeléctrico que aporta una visión de las zonas más vulnerables del suelo del predio de la C. T. Manzanillo. Actualmente este análisis es posible realizarlo con la utilización de técnicas semi-empíricas de vibración ambiental y que se puede obtener con relativa facilidad (suelo).

IV.2.1 GENERALIDADES

La Central Termoeléctrica “Manzanillo” fue construida allá por los años setentas. Se encuentra ubicada al sur de la laguna de Cuyutlán aproximadamente a tres kilómetros al sur de la ciudad de Manzanillo, Colima.

Desde su construcción la central ha sido expuesta a diversos temblores que van desde magnitudes moderadas (< 4.0) hasta magnitudes considerables (> 8.0) (Singh et al., 1981; Tena., 1997). El temblor del 09 de octubre de 1995 ocurrió a escasos 54 kilómetros de la central termoeléctrica cuya magnitud se estimó en $M = 8.0^{\circ}$ Richter (Escobedo Z., 1997), las aceleraciones observadas en el campo libre fueron de hasta 387 gales en la componente horizontal. La característica más notable de este temblor es el gran número de ciclos con altas aceleraciones. En la dirección horizontal hay aproximadamente 20 ciclos que exceden los 200 gales y cerca de 10 ciclos con más de 300 gales. El intervalo de tiempo que duran las aceleraciones mayores a 100 gales es de aproximadamente de 30 segundos (Tena., 1997). Los daños ocasionados con este evento en la central, se concentraron principalmente en el canal de llamada (Tena., 1997).

Otro temblor reciente fue el ocurrido el 21 de enero de 2003 de magnitud 7.9. A partir de los registros del 09 de octubre de 1995 y del 21 de enero de

2003, se determinaron los cocientes espectrales (Nakamura Y., 1989) para el campo libre zona de la subestación. En este cociente se observa que el rango de la frecuencia del suelo varía entre 0.5 y 0.8 hz. (figura 14).

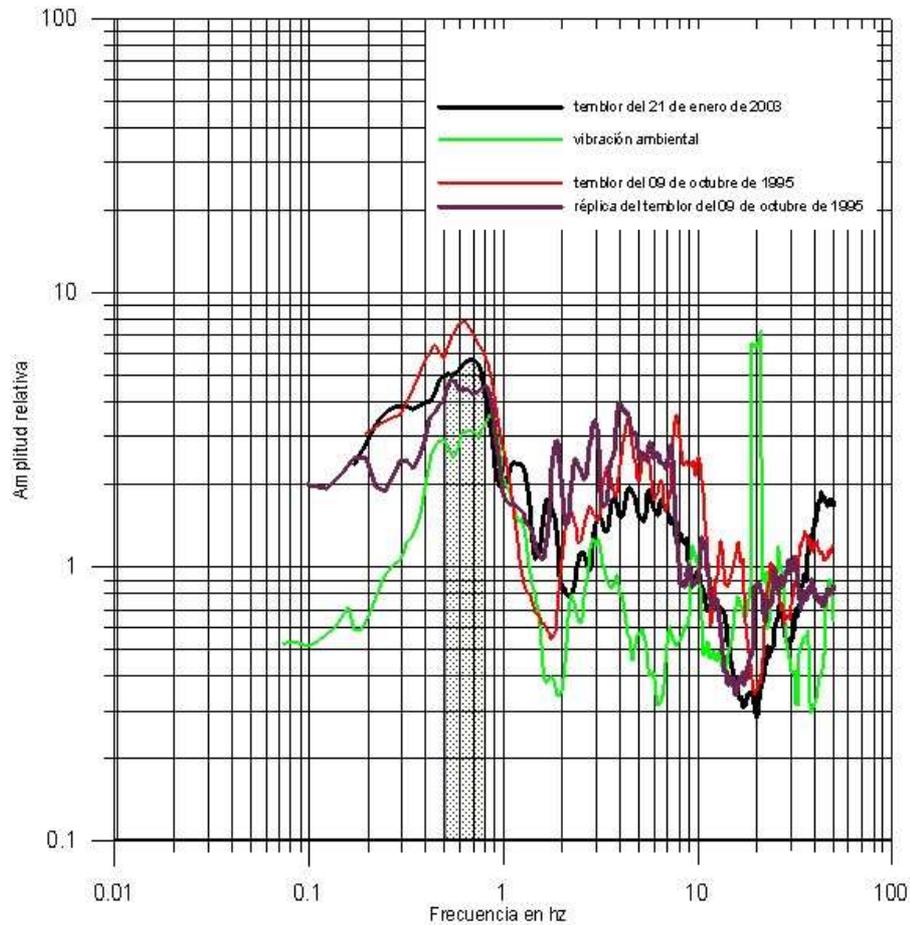


Figura 14 A partir de las series de aceleraciones de tres sismos y vibración ambiental, grabadas en la estación de campo libre ubicada en el cuarto de control de la subestación de la C. T. Manzanillo. Se obtuvieron cocientes espectrales con los cuales se pudo identificar la frecuencia fundamental del suelo en este punto y que está en el rango de $0.5 < F_0 < 0.8$ hz.

Por otro lado, de acuerdo con los estudios realizados en 1976 y 1977 por el departamento de mecánica de suelos de la GIEC de la CFE se encontró que las

condiciones del suelo que subyace a la central son propias de materiales arenosos uniformes de compacidad de media a baja.

Los sondeos geotécnicos realizados, previos a la construcción de esta central, mostraron la existencia de tres estratos los cuales tienen las siguientes características:

- El primer estrato ubicado a una profundidad de 1.5 a 2.5 m. está constituido por arena de grano medio a fino, café, mal graduada y de compacidad baja a media. Las pruebas de penetración estándar evidenciaron que se requieren entre 3 y 20 golpes por tramo de 10 cm. para poder atravesar el estrato.
- El segundo estrato que varia entre los 2.5 – 5.5 y hasta 13.5 m. de profundidad, está constituido por arena fina a media, café gris oscuro, mal graduado y de compacidad media a alta. Las pruebas de penetración estándar revelaron que se requieren entre 20 y 40 golpes por tramo para atravesar dicho estrato.
- Finalmente el tercer estrato que va de los 5.5 a 13.5 y una profundidad que varía de los 7.0 hasta 40 m. de profundidad, la arena que contiene este estrato es arena fina a media gris oscuro de compacidad alta a muy alta. En este estrato se requieren entre 30 y 70 golpes por tramo para cruzar este estrato.

Por otra parte, los estudios de refracción sísmica en el sitio de interés evidenciaron la presencia también de tres capas sísmicas las cuales tienen las siguientes características.

- Estrato superficial su espesor de este estrato varia entre 1.5 y 2.0 m. la velocidad de la onda longitudinal encontrada para esta capa en promedio es de 300 m/s.
- Estrato medio con espesor entre 3.0 a 7.0 m. de espesor con una velocidad de ondas longitudinales de 1000 m/s.
- El estrato inferior y último empieza entre los 4.54 y 9.0 m. y con espesor no determinado la velocidad de las ondas longitudinales es en promedio de 1700 m/s.

De acuerdo con las características estratigráficas y sísmicas consignadas anteriormente podemos decir que existe una correlación en cuanto al tipo de material y las velocidades obtenidas entre el perfil estratigráfico-geotécnico y el sísmico descritos anteriormente. Ahora bien, para determinar el basamento o capa de material duro sobre las que descansan estos materiales arenosos se realizaron sondeos eléctricos verticales. Los resultados de estos estudios mostraron que la profundidad a la que se encuentra la roca basal está entre los 90 y 130 m.

IV.2.2 INSTRUMENTACIÓN Y ADQUISICIÓN DE DATOS.

Para este estudio se utilizaron tres acelerógrafos equipados con sensor de balance de fuerza de tres componentes. Los equipos fueron programados para grabar registros de vibración ambiental a una tasa de 100 muestras por segundo. La adquisición de datos se dividió en dos partes:

La primera consistió en obtener en 68 puntos alrededor del predio de la Central (figura 15). En cada punto se tomaron tres registros de vibración

ambiental con duración de un minuto cada uno de ellos. Los equipos fueron nivelados para evitar una desviación respecto al cero de referencia y la componente vertical es ortogonal a las dos componentes anteriores.

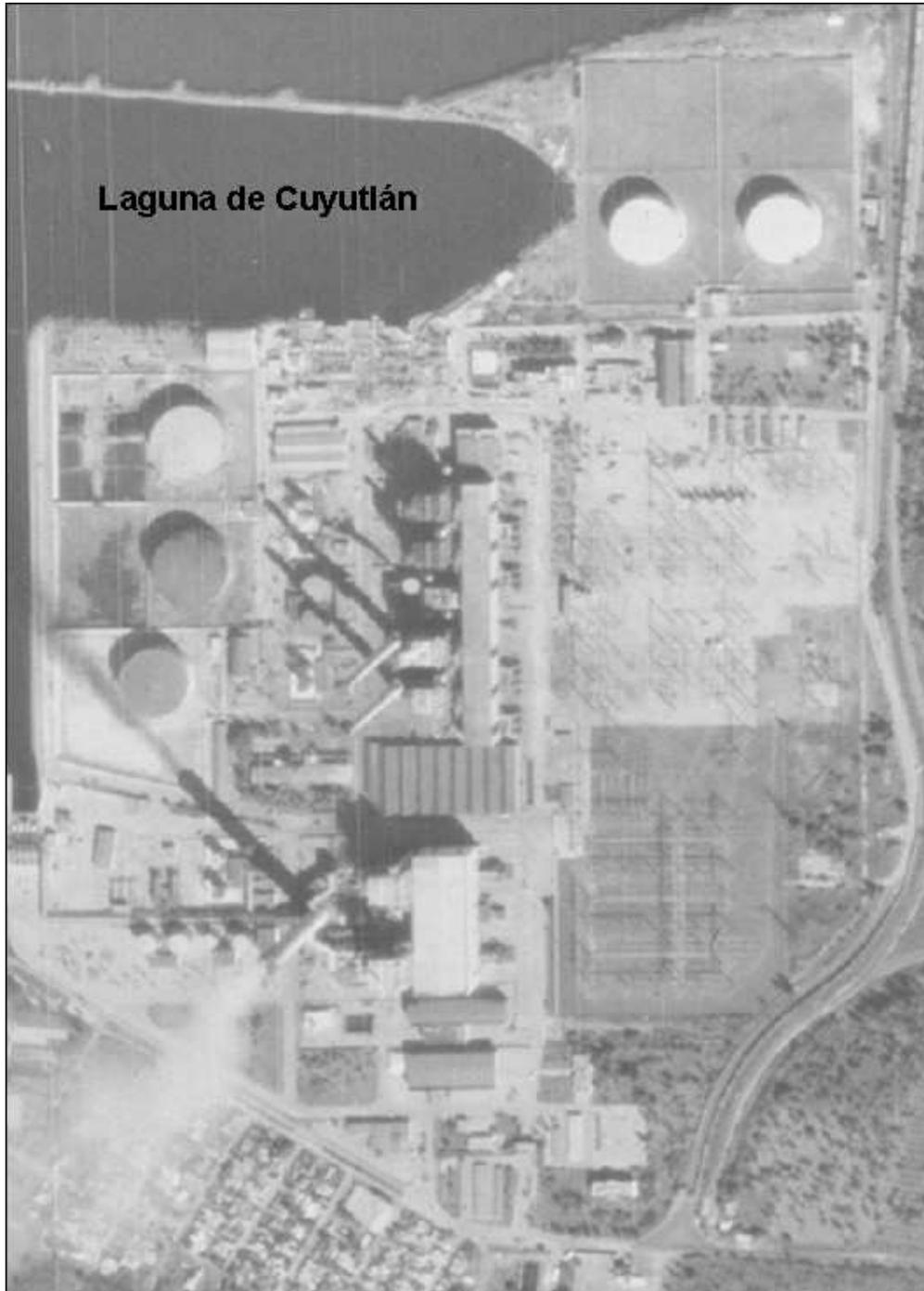


Figura 15 Vista Aérea de la Central Termoeléctrica de Manzanillo

IV.2.3 DETERMINACIÓN DE LA FRECUENCIA NATURAL DEL SUELO.

La técnica utilizada para la obtención de la frecuencia natural o período fundamental del terreno en el punto de medición es la de cocientes espectrales (Nakamura Y., 1989) la cual fue referida en el capítulo anterior. Esta técnica considera que al realizar cocientes de los espectros de Fourier de las componentes horizontales entre la vertical, se obtiene una función (función de transferencia empírica), donde se puede observar la frecuencia o período fundamental de vibración del medio, definiéndose como un salto o pico en la gráfica. Es importante aclarar que esta técnica es confiable en un rango de frecuencias aproximado entre 0.1 y 10 Hz.

Se calcularon los cocientes espectrales para cada uno de los sesenta y ocho puntos medidos dentro del predio. Se obtuvieron cocientes promedio para cada uno de los puntos. Algunos resultados de este proceso están contenidos en figuras del Anexo A.

En la tabla 2 se presentan de manera compacta las frecuencias naturales del suelo. En ella se puede apreciar que las frecuencias del suelo varían entre 0.5 y 1.7 Hz.

Tabla 2. Se muestran valores de frecuencia natural, amplitud relativa e índice de vulnerabilidad sísmica del suelo del predio de la C.T. Manzanillo.

Punto	Promedio Frec. Long.	Promedio Frec. Trans.	Amplitud Longitudinal	Amplitud Transversal	Índice de vulnerabilidad Long.	Índice de vulnerabilidad Trans.
Calibración	1.38	1.40	2.90	3.15	6.09	7.09
Calibración	1.65	1.46	3.00	4.00	5.45	10.96
Calibración	1.55	1.45	1.90	2.90	2.33	5.80

Punto	Promedio Frec. Long.	Promedio Frec. Trans.	Amplitud Longitudinal	Amplitud Transversal	Índice de vulnerabilidad Long.	Índice de vulnerabilidad Trans.
Pto. 1	0.79	0.68	3.50	4.20	15.51	25.94
Pto. 2	0.72	0.73	6.00	5.90	50.00	47.68
Pto. 3	1.16	0.95	2.50	1.60	5.39	2.69
Pto. 4	0.76	0.73	3.20	5.80	13.47	46.08
Pto. 5	0.72	0.72	2.80	2.60	10.89	9.39
Pto. 6	0.80	0.80	5.10	7.00	32.51	61.25
Pto. 7	0.81	0.80	2.50	3.20	7.72	12.80
Pto. 8	0.86	0.85	2.90	2.40	9.78	6.78
Pto. 9	0.83	0.85	2.90	2.80	10.13	9.22
Pto. 10	0.81	0.81	7.00	8.50	60.49	89.20
Pto. 11	1.03	1.00	4.70	5.10	21.45	26.01
Pto. 12	0.93	0.93	4.00	4.80	17.20	24.77
Pto. 13	0.79	0.84	5.10	6.00	32.92	42.86
Pto. 14	0.80	0.84	4.00	5.10	20.00	30.96
Pto. 15	0.82	0.90	3.50	4.80	14.94	25.60
Pto. 16	0.92	0.91	3.20	3.60	11.13	14.24
Pto. 17	0.82	0.85	3.60	4.30	15.80	21.75
Pto. 18	0.82	0.81	6.90	3.50	58.06	15.12
Pto. 19	0.83	0.80	6.80	6.90	55.71	59.51
Pto. 20	0.81	0.80	8.00	11.00	79.01	151.25
Pto. 21	0.97	1.09	4.20	6.20	18.19	35.27
Pto. 22	0.95	0.97	5.20	6.00	28.46	37.11
Pto. 23	1.07	1.00	5.10	5.80	24.31	33.64
Pto. 24	0.92	0.89	5.50	5.00	32.88	28.09
Pto. 25	0.93	0.85	4.20	4.80	18.97	27.11
Pto. 26	0.89	0.87	4.90	5.80	26.98	38.67
Pto. 27	0.78	0.81	8.90	1.85	101.55	4.23
Pto. 28	0.90	0.87	4.90	6.70	26.68	51.60
Pto. 29	0.90	0.90	6.80	10.10	51.38	113.34
Pto. 30	0.83	0.84	7.10	9.50	60.73	107.44
Pto. 31	0.84	0.72	4.80	8.00	27.43	88.89
Pto. 32	0.71	0.75	6.50	7.00	59.51	65.33
Pto. 33	0.72	0.73	7.90	7.90	86.68	85.49
Pto. 34	0.66	0.73	5.50	5.50	45.83	41.44
Pto. 35	0.73	0.71	7.50	10.12	77.05	144.25
Pto. 37	0.75	0.74	7.00	10.10	65.33	137.85
Pto. 38	0.75	0.74	6.50	7.90	56.33	84.34
Pto. 39	0.70	0.70	7.40	8.80	78.23	110.63
Pto. 40	0.70	0.71	6.00	5.30	51.43	39.56
Pto. 41	0.70	0.72	7.10	8.00	72.01	88.89
Pto. 42	0.67	0.67	3.10	2.70	14.34	10.88
Pto. 43	0.68	0.69	7.00	6.00	72.06	52.17
Pto. 44	0.66	0.69	6.80	5.90	70.06	50.45
Pto. 45	0.81	0.76	2.90	4.10	10.38	22.12

Punto	Promedio Frec. Long.	Promedio Frec. Trans.	Amplitud Longitudinal	Amplitud Transversal	Índice de vulnerabilidad Long.	Índice de vulnerabilidad Trans.
Pto. 47	0.92	0.95	2.80	5.80	8.52	35.41
Pto. 49	0.94	0.90	3.20	3.00	10.89	10.00
Pto. 51	0.80	0.86	3.50	4.50	15.31	23.55
Pto. 53	0.82	0.83	2.80	2.70	9.56	8.78
Pto. 55	0.77	0.78	2.90	3.70	10.92	17.55
Pto. 57	0.75	0.77	3.10	4.90	12.81	31.18
Pto. 59	0.80	0.80	3.00	3.90	11.25	19.01
Pto. 61	1.00	0.96	3.90	4.10	15.21	17.51
Pto. 63	1.24	1.26	2.80	4.10	6.32	13.34
Pto. 64	0.58	0.64	2.90	4.10	14.50	26.27
Pto. 66	0.72	0.73	3.70	5.40	19.01	39.95
Pto. 68	0.97	0.97	4.80	7.20	23.75	53.44

IV.2.4 MICROZONACIÓN SÍSMICA

Con base en los valores de frecuencia natural del terreno, obtenidos de las funciones de transferencia empíricas para cada uno de los puntos, se estimaron valores de esta frecuencia sobre la zona de interés. La estimación de la frecuencia natural se realizó sobre una malla de 100 x 100 puntos, para lo cual se utilizó el algoritmo de Kriging (Deutsch y Journel, 1992).

En las figuras 16 y 17 se muestran los resultados de esta estimación. En una primera instancia se resalta que los valores observados en el sitio del predio de la central están por debajo de 1.7 hz. y pueden correlacionarse con los sedimentos relativamente profundos y/o poco consolidados (arenas), que llegan alcanzar hasta los 130 metros de profundidad (CFE, 1976), sin descartar la posibilidad de la existencia de éstos a profundidades mayores. Es notorio la disminución de los valores de frecuencia a partir de la laguna de Cuyutlán y/o canal de llamada para ambas componentes (figuras 16 y 17) hacia el área de la subestación.

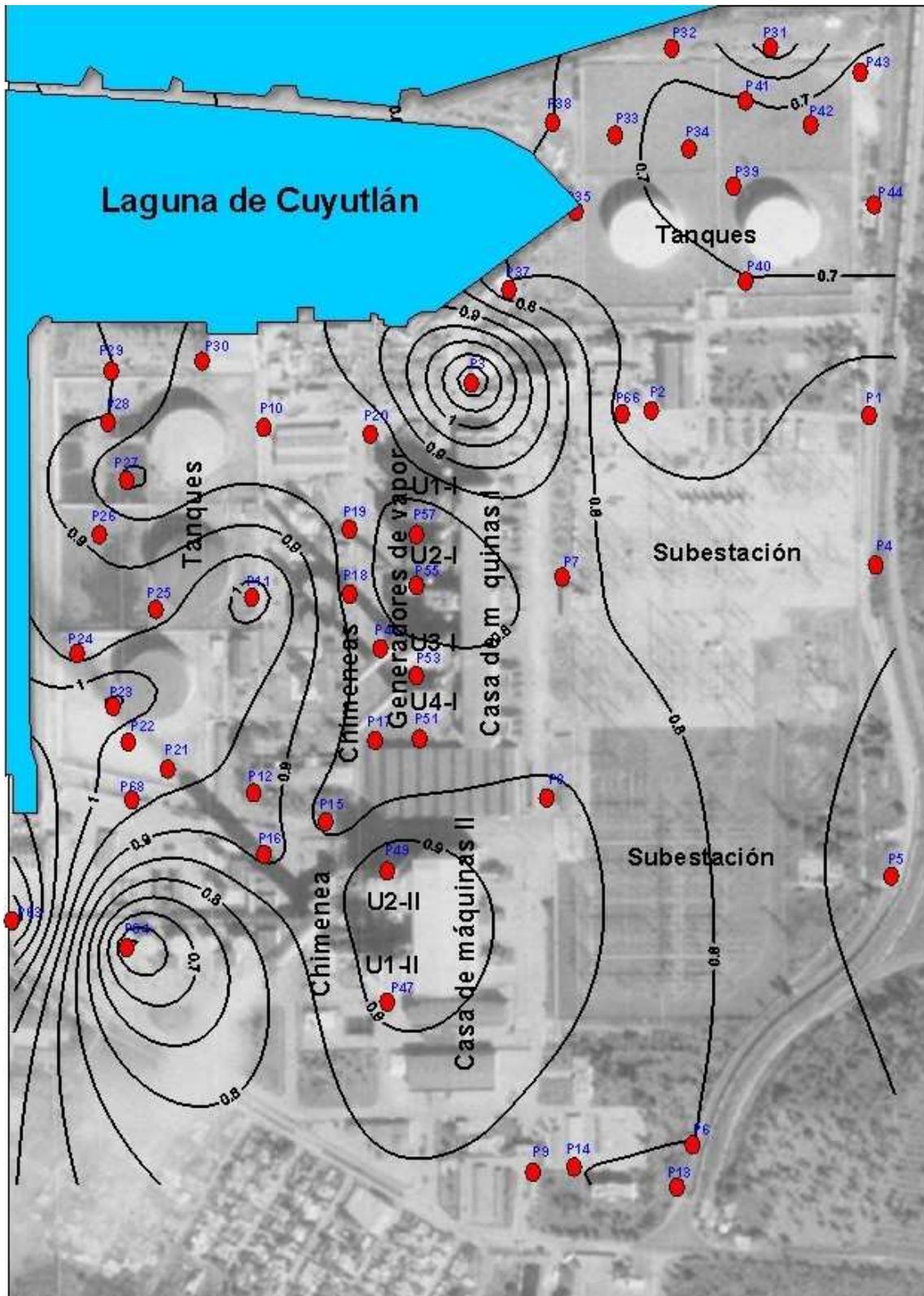


Figura 16 Frecuencia Natural del suelo en la componente longitudinal

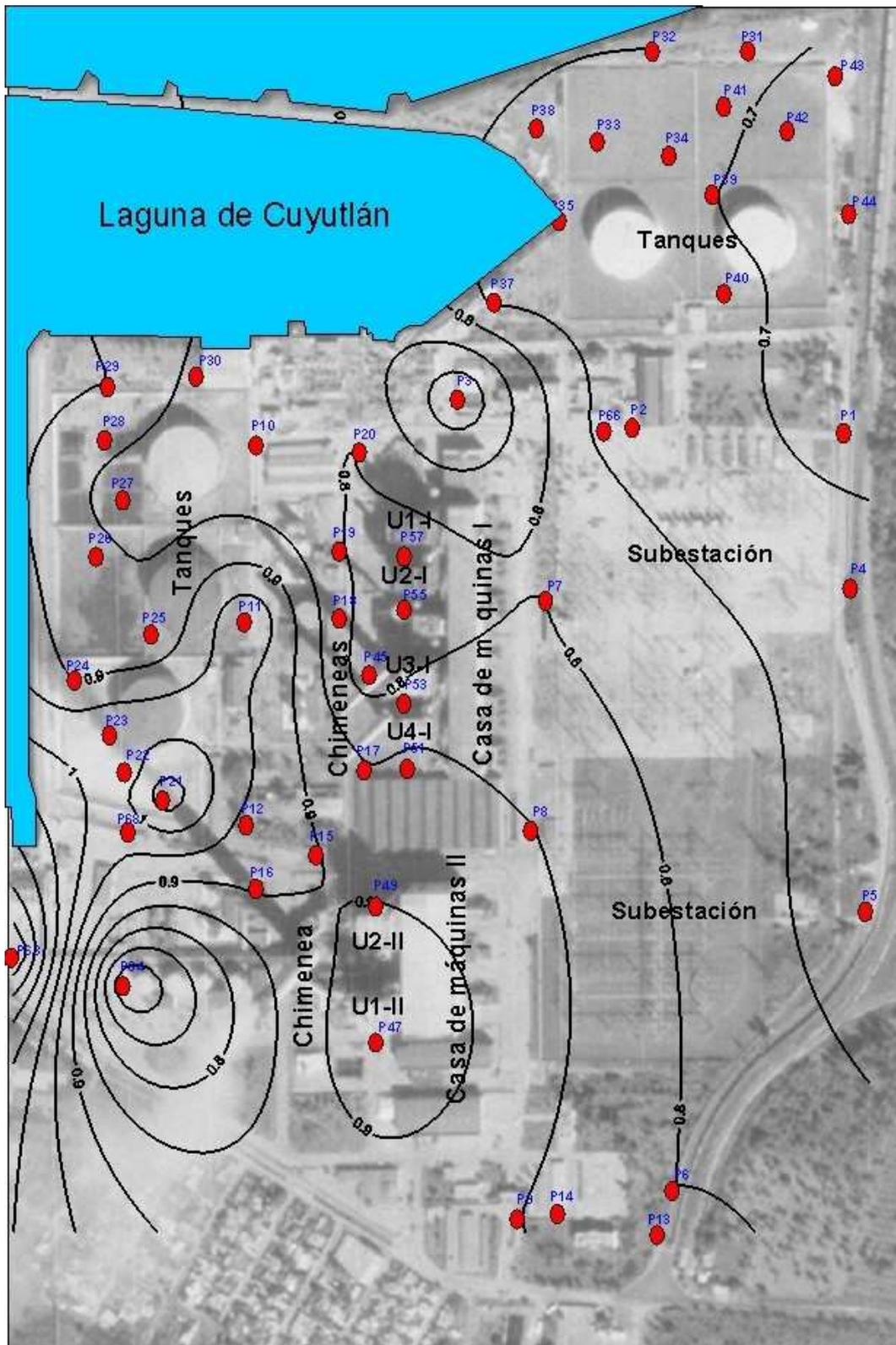


Figura 17 Frecuencia Natural del suelo en la componente transversal

Por otro lado, los valores de amplificación espectral determinados alcanzan hasta 11 veces en las cuatro unidades. De acuerdo con lo anterior podemos decir que la C. T. Manzanillo se ubica en un área de respuesta sísmica de baja frecuencia donde hay amplificación de la energía sísmica de manera considerable, derivada del subsuelo arenoso poco consolidado.

Para poder visualizar los resultados antes analizados en términos del índice de vulnerabilidad sísmica, se elaboró un mapa del mencionado índice. La vulnerabilidad sísmica se obtiene al ponderar la frecuencia natural del suelo por el cuadrado de la amplificación dinámica en cada punto de interés.

En la figura 18 se presenta la distribución del índice de vulnerabilidad adscrita dentro del predio de la central termoeléctrica de Manzanillo. En ella se pueden apreciar claramente dos zonas nombradas como zona de alta y media vulnerabilidad respectivamente, por sus valores observados. Los valores altos de vulnerabilidad se asocian a colores rojizos y los valores bajos a tonos en color amarillo. Con las tonalidades en color rojo se resalta el suelo más susceptible a presentar el fenómeno de licuación. Es importante resaltar el carácter cualitativo de estos mapas para delinear la zona de alto potencial de licuación de arenas.

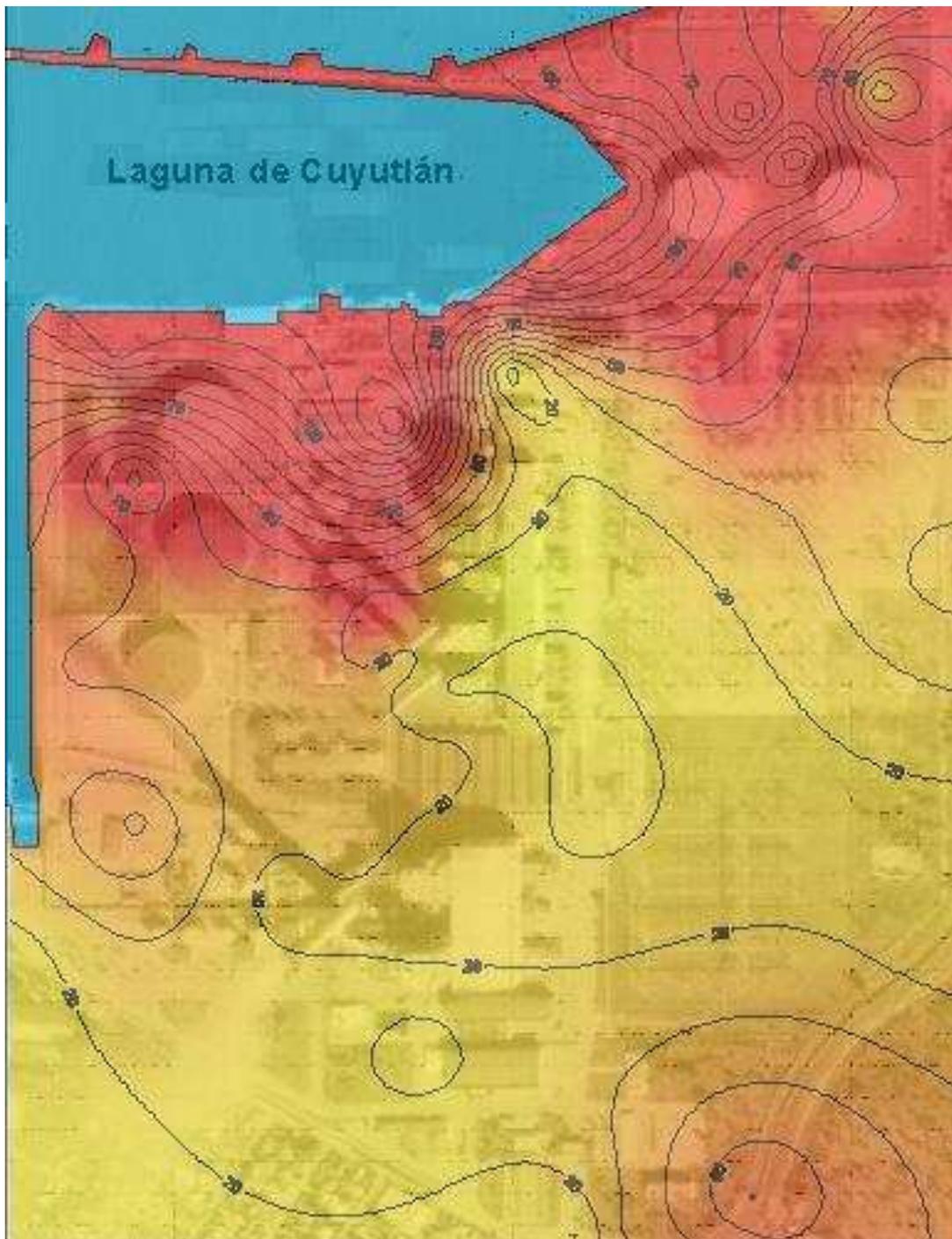


Figura 18 Se muestran los puntos de medición de ruido sísmico, los cuales permiten identificar a partir de la técnica de Nakamura (2000) las zonas de vulnerabilidad dentro de la C.T. Manzanillo

En resumen podemos decir que los resultados obtenidos en el apartado anterior, permitieron identificar las frecuencias naturales del suelo (0.5 a 1.7 hz) (tabla 2) y la zona más vulnerable del predio de la central que está cerca de la laguna de Cuyutlán (figura 18). Para complementar los resultados anteriores es altamente recomendable cuantificar el factor de amplificación real, entre registros grabados en suelo blando (arenas) y duro (roca) a fin de comparar los niveles amplificación obtenidos en este estudio.

IV.2.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS

El complejo termoeléctrico Manzanillo está expuesto a diversos tipos de sismos que van desde magnitudes moderadas (< 4.0) hasta magnitudes considerables (> 8.0). Estos últimos principalmente asociados al proceso de subducción que tienen lugar en las costas del pacífico (Singh., et al., 1981).

Por otro lado, los estudios de mecánica de suelos realizados previos a la construcción de la central evidenciaron que el material que subyace a ésta, se compone principalmente de arenas uniformes de compacidad media a baja, que pueden alcanzar hasta los 130 m de profundidad.

Los valores de la frecuencia natural del suelo determinados con los registros de aceleración de los temblores del 09 de octubre de 1995 y 21 de enero de 2003 muestran de manera puntual que el rango de la frecuencia del suelo está entre los 0.5 y 0.8 hz. (figura 17). Así mismo, las frecuencias del suelo dentro del predio de la central determinadas a partir de mediciones de ruido sísmico muestran un rango de variación entre 0.5 y 1.7 hz. En ambos casos se correlacionan con la presencia de sedimentos poco consolidados (arenas) y/o relativamente profundos.

Los valores de vulnerabilidad sísmica (K_g) encontrados en el sitio de interés permitieron identificar dos zonas de vulnerabilidad (alta y media ver figura 18) que de acuerdo con Nakamura Y., (2000) la zona con un $K_g > 50$ se asocia con un alto potencial de licuación de arenas.

Los valores de la frecuencia natural del suelo observados dentro del predio de la central oscilan entre 0.5 y 1.7 hz. (tabla 2). Se identificaron dos zonas de vulnerabilidad sísmica (alta y media). La primera con valores $K_g > 50$. La segunda con valores $K_g < 50$ (ver figura 18).

Se recomienda medir de manera periódica las estructuras civiles principales de la C. T. Manzanillo para observar si hay algún incremento o cambio en los parámetros modales (convenientes en las frecuencias modales).

Cuantificar el factor de amplificación real entre los registros grabados en suelo blando (arenas) y duro (roca) a fin de comparar los niveles de amplificación obtenidos en este estudio.

IV.3 CENTRAL TERMOELÉCTRICA PETACALCO

IV.3.1 CARACTERIZACIÓN DINÁMICA Y EFECTO DE SITIO.

Con el fin de conocer la frecuencia natural de vibración del terreno, se llevó a cabo una campaña de medición de ruido sísmico (señal de baja intensidad) sobre diferentes puntos distribuidos en el sitio de interés (figura 19), en cada uno se registraron tres señales de ruido sísmico de dos minutos de duración cada uno, en diferentes horarios durante tres días. Para realizar las grabaciones de estas señales se utilizaron dos equipos de registro digital de aceleración con sensores de rango dinámico de 0.5 g. Se determinaron funciones de transferencia empírica (FTE) (Nakamura, 1989). En las figuras 20 y 21 se muestran algunas de estas funciones para diferentes puntos. En ellas se observan de manera clara dos máximos espectrales uno en 1.5 y el otro en 2 Hz., que se asocian a un suelo muy heterogéneo y quizá con mediano o alto grado de compacidad.

Una vez establecida la correspondencia entre valores de frecuencia natural y los máximos espectrales de cada uno de los puntos, se procedió a hacer una estimación, en todo el predio de la distribución espacial de los valores de esta frecuencia, cuyos resultados están contenidos en la figura 22. En esta se muestra que los valores de alta frecuencia (3 Hz.) se concentran hacia el sur del predio y los valores de baja frecuencia (1 Hz.) se distribuyen de una manera más homogénea. No obstante, estos dos valores de la frecuencia promedio, deben ser considerados como posibles zonas de amplificación de la energía sísmica, por lo que debe tomarse en cuenta en la etapa de diseño.

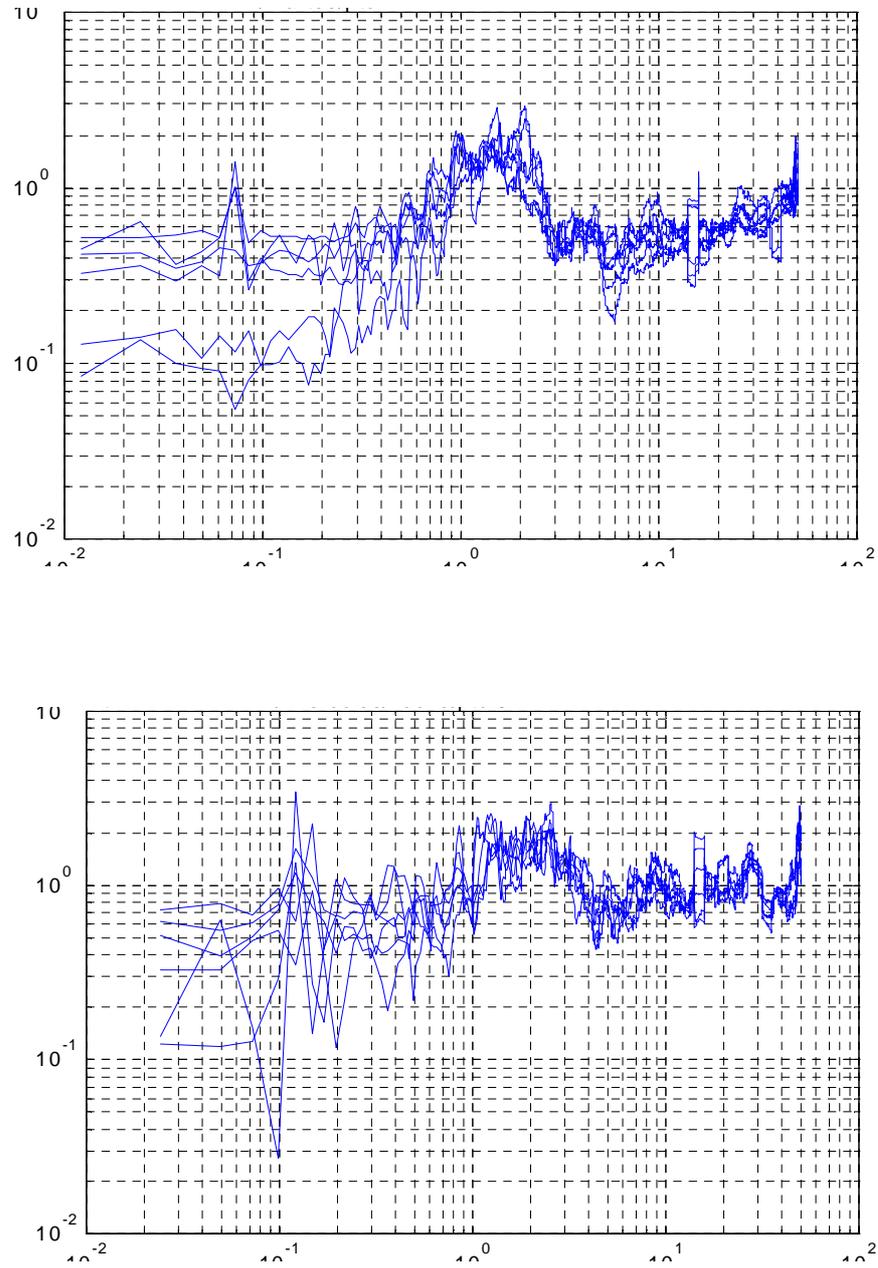


Figura 20 Cocientes espectrales para los puntos 1 y 5 considerando diferentes horarios de muestreo. En el punto 1 hay tendencia hacia 1.5 Hz. y el punto 5 hacia 2 Hz.

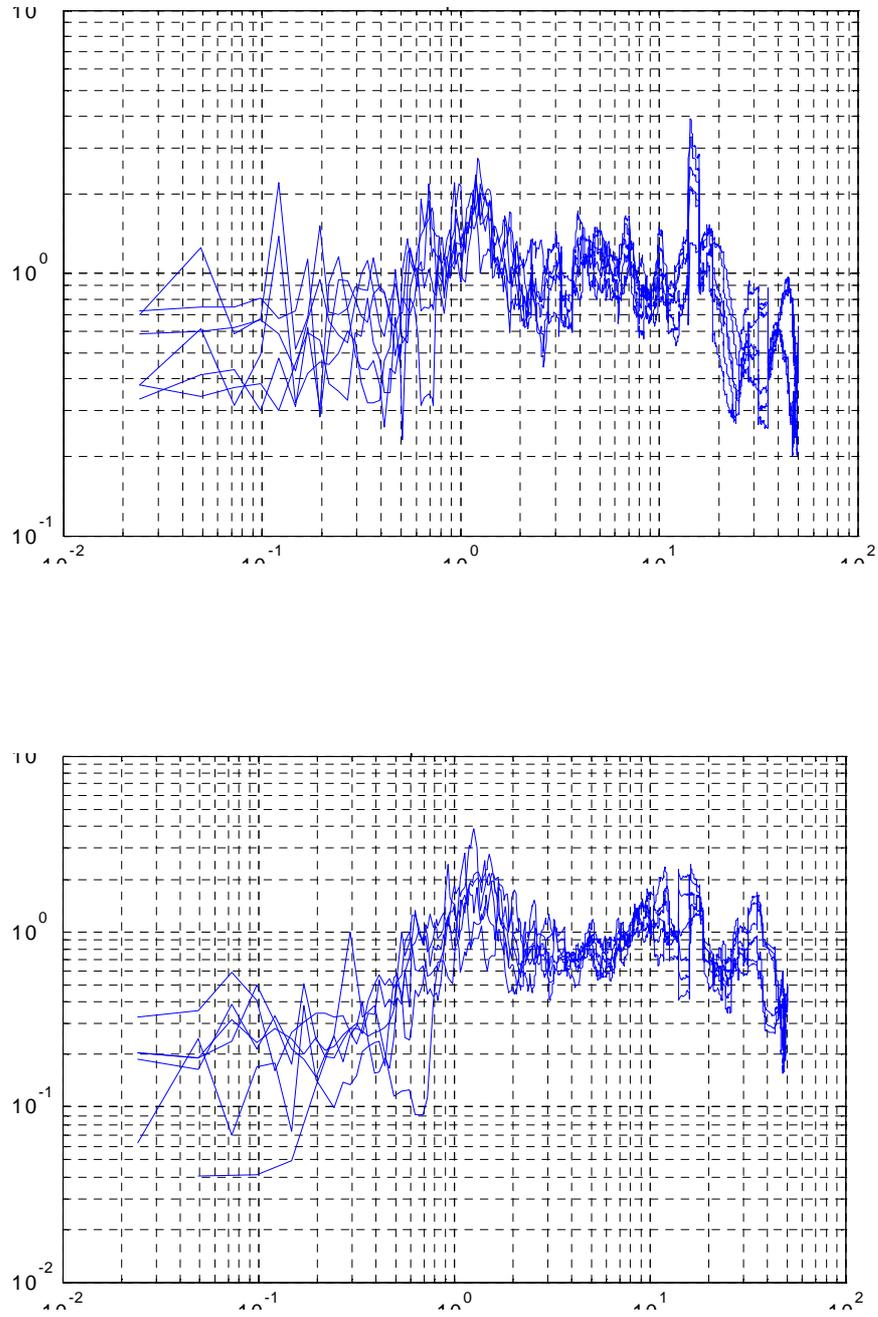


Figura 21 Cocientes espectrales para los puntos 11 y 17. Se observa tendencia similar en ambos puntos entre 1 y 1.5 Hz.

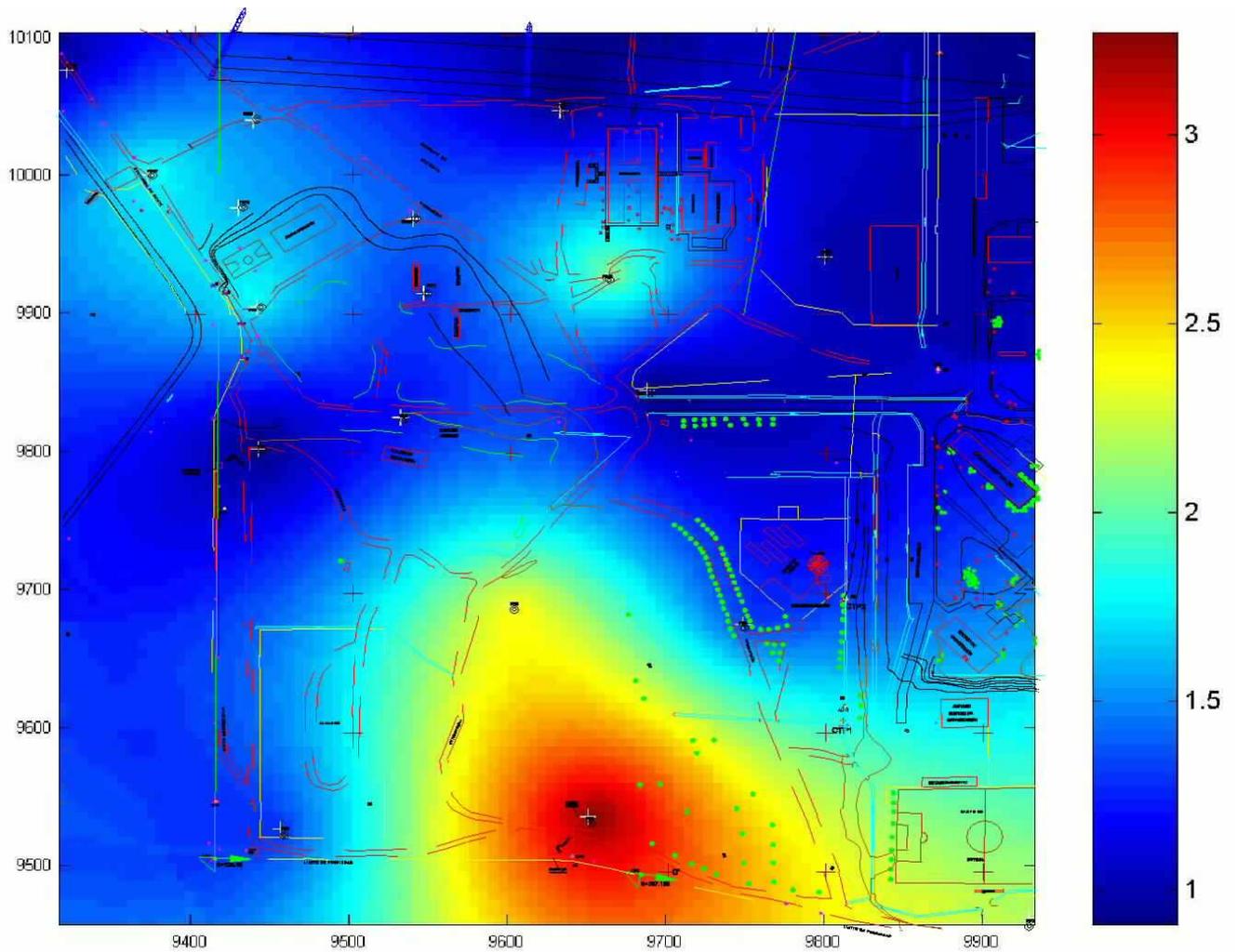


Figura 22 Distribución espacial de la frecuencia natural del terreno en Hz. Las frecuencias más bajas (tonos azules) corresponde a suelo menos compacto o de mayor espesor que el suelo donde se observan los tonos rojizos.

IV.3.2 MICROZONACIÓN SÍSMICA.

La zona de estudio es un área sísmicamente activa relacionada principalmente a la Trinchera Mesoamericana, donde se presenta la posibilidad de ocurrir un sismo de magnitud 8.1. Mediante el monitoreo realizado con la red sísmológica de C.F.E. (sismotectónica) perteneciente a la C.T. Petacalco, fueron localizados 125 eventos con magnitudes que varían de 1.7 a 4.7 grados, que se consideran de interés para la C.T. Petacalco. Las frecuencias naturales observadas en general en el sitio de interés están en 1.5 y 2 hz., asociados a un suelo muy heterogéneo y quizá con mediano o alto grado de compactación-

Se recomienda determinar el factor de amplificación con señales de movimientos fuertes grabadas en el sitio y ser comparadas con los registros de estos mismos temblores en roca firme.

IV.3.4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

- *La zona de estudio es un área sísmicamente activa relacionada principalmente a la Trinchera Mesoamericana.*
- *Mediante el monitoreo realizado con la red sísmológica de C. F. E. (sismotectónica) perteneciente a la C. T. Petacalco, fueron localizados de 125 eventos con magnitudes que varían de 1.7 a 4.7 grados, que se consideran de interés para la C.T. Petacalco.*
- *Gran parte de los epicentros se distribuyen de manera paralela a la Trinchera Mesoamericana, los cuales se encuentran en la zona que se puede considerar como de influencia de subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica respecto a la profundidad de la misma.*
- *Las frecuencias naturales observadas en general en el sitio de interés están en 1.5 y 2 hz. y, se asocian a un suelo muy heterogéneo y quizá con mediano o alto grado de compactación.*

IV.4 REFINERÍA “ING. ANTONIO DOVALÍ JAIME”

IV.4.1 RESPUESTA LOCAL DEL SITIO.

Una técnica comúnmente empleada en los análisis de las señales sísmicas es la obtención de las funciones de transferencia empíricas o amplificación (Kanai et al. 1957), estas corresponden a los cocientes de los espectros de Fourier de las señales grabadas sobre suelo blando y suelo duro. Esta técnica presenta las frecuencias a las que las señales sísmicas se amplifican o atenúan para diferentes materiales.

Por lo anterior se decidió instalar acelerógrafos dentro del predio de la refinería en el mes de marzo de 1999, de manera que se pudieran registrar sismos en forma simultánea en un sitio de terreno duro y en un sitio donde se ubican materiales alterados o suelos blandos. La figura 23 muestra los valores de aceleración de los eventos sísmicos registrados simultáneamente por ambos instrumentos, y de esta figura se desprende que no existe una amplificación significativa de la aceleración. Sin embargo, si se observa una tendencia de los valores de aceleración ligeramente mayores para los registros en la estación roca.

Las funciones de transferencia empíricas obtenidas con la técnica antes mencionada se presentan en la figura 24. Los resultados indican que para las componentes Norte-Sur y Este-Oeste, sufren una amplificación a una frecuencia de 3 Hz. Se observa también en la figura, una ligera atenuación en las demás frecuencias de la señal registrada en suelo con respecto a la obtenida sobre roca. Para la componente vertical el cociente espectral se mantiene en uno. Lo anterior quiere decir que si la excitación inducida por un sismo tuviera una frecuencia dominante de 3 hz., se esperarían valores de aceleración más altos en la zona del Bunker (suelo intermedio) que las partes cimentadas en roca firme.

VALORES DE ACCELERACIÓN EN LOS SITIOS
BUNKER Y ROCA

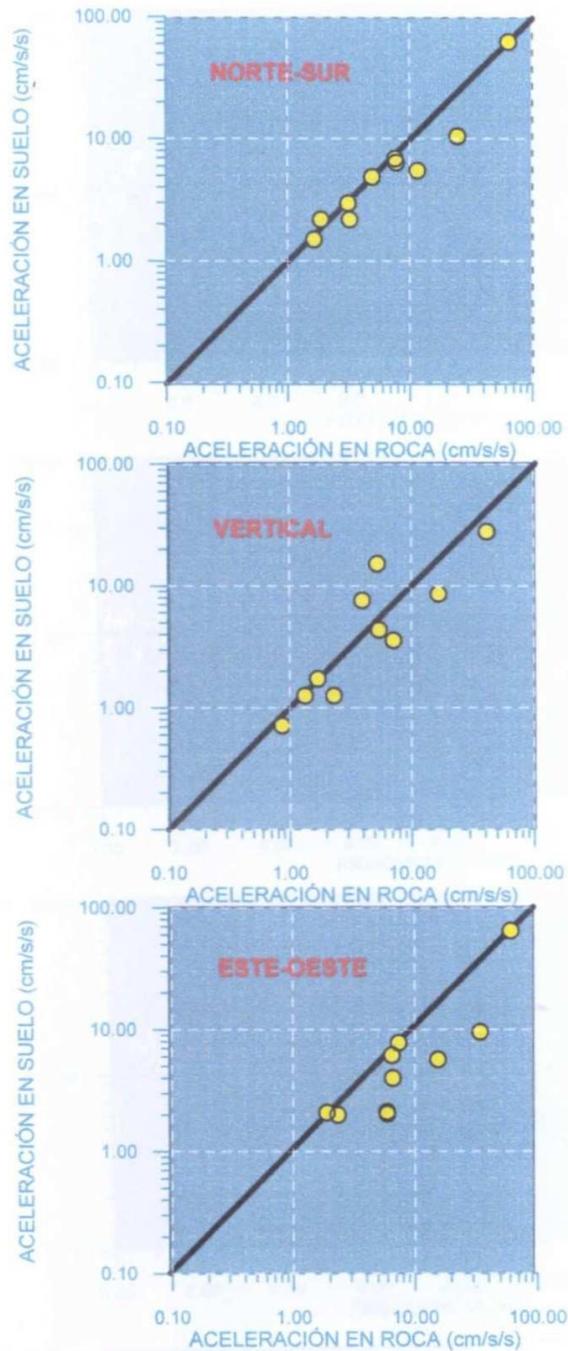


Figura 23 Valores de aceleración de los sismos registrados simultáneamente en Roca y Suelo por los acelerógrafos instalados en la refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime”.

AMPLIFICACIONES ESPECTRALES SUELO-ROCA REFINERÍA SALINA CRUZ

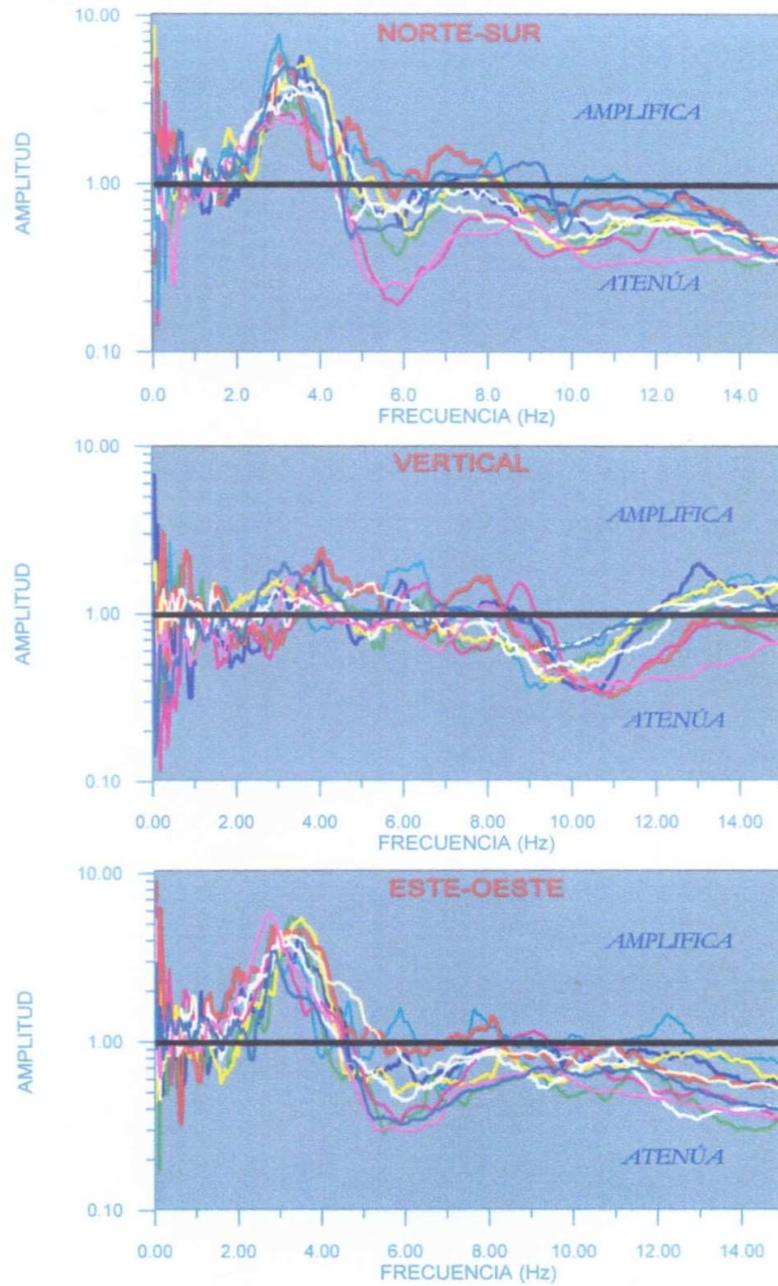


Figura 24 Funciones de transferencia y amplificación de los sismos registrados simultáneamente en Roca y Suelo.

La Comisión Federal de Electricidad (C.F.E.), llevó a cabo una serie de estudios sismológicos encaminados a identificar algunos parámetros sísmicos de interés para la Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime” de PEMEX; como lo es la microzonación sísmica dentro del predio. El seguimiento de las aceleraciones en dos puntos diferentes de la refinería, uno de ellos se localizó en el límite norte del predio, muy próximo a un afloramiento de roca y otro en los suelos sobre los que se encuentra desplantado el bunker de la refinería. La detección de sismos simultáneamente en ambos puntos ha permitido, observar si la señal sísmica se amplifica por la presencia de los suelos. Los resultados indican que no se presentan diferencias importantes del valor de la aceleración entre ambos puntos figura 25.

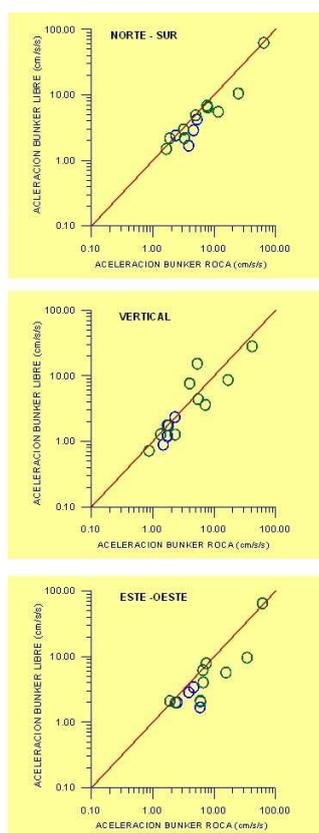


Figura 25 Aceleraciones medidas en Roca y Bunker de sismos registrados simultáneamente en ambos puntos.

Durante el año 2000, los valores más altos de aceleración registrados en el campo libre de la refinería, corresponden a un sismo de magnitud $M=4.8^\circ$ Richter el cual tuvo una localización epicentral a los $15^\circ 43.29'$ de Latitud Norte y los $94^\circ 57.94'$ Longitud Oeste, con una distancia mínima al predio de 52 km. Los valores de aceleración obtenidos fueron de 26.8, 38.6 y 29.0 cm/s^2 en las componentes Norte-Sur, Vertical y Este-Oeste, respectivamente.

Los registros de aceleración obtenidos simultáneamente en roca y los depósitos de suelos que se encuentran en la zona del Bunker de la refinería, han mostrado que no existe amplificación en la señal sísmica por la presencia de estos materiales alterados. Se realizaron mediciones de vibración ambiental en diferentes sitios de la refinería con la intención de conocer de manera preliminar si el comportamiento sísmico de los suelos era semejante al observado en la zona del Bunker. Los resultados indican que la respuesta varía de 5.0 a 2.4 hz. Siendo la zona más dura (5.0 Hertz), la parte norte de la refinería y la zona más blanda (2.4 Hertz), un punto medido en la intersección de la calle 17 y la calle 10. Se ha recomendado realizar una campaña de medición más minuciosa, dada la buena respuesta obtenida por la técnica. Los resultados obtenidos sugieren que los suelos del predio son del tipo intermedio y que en general su respuesta sísmica debe ser semejante.

También se midieron sismos simultáneamente en el suelo y en la losa del Bunker. Esto permitió observar la respuesta sísmica de esta estructura. Los resultados indican que es adecuado modelar el sistema con un solo grado de libertad. Se minimizó el error de la solución del modelo en función las observaciones reales de la estructura, con ello se obtuvieron los valores de amortiguamiento y frecuencia natural del sistema modelado que resultaron ser de 1.2, 12.9 y 4.6 hz. Los desplazamientos relativos calculados a partir del evento para la losa de la estructura son: 5.20, 0.10 y 1.08 cm en las mismas direcciones. Por otro lado, tampoco se conocen las características de la

cimentación, lo cual es importante dado que las observaciones reales indican que en esta dirección se tienen los valores más altos de amplificación de la señal sísmica que son de un orden de 4 veces la aceleración del suelo.

FECHA	HORA	BUNKER LOSA			BUNKER LIBRE			ROCA		
		N - S	VERT	E - W	N - S	VERT	E - W	N - S	VERT	E - W
000106	04:34				3.147	8.448	5.542			
000109	09:02				2.402	2.075	1.918			
000110	02:26				29.02	18.73	21.85			
000110	07:49				3.101	3.517	5.634			
000114	11:00				2.052	0.874	1.973			
000115	08:25				2.500	1.370	2.919			
000118	14:14				3.063	2.223	3.528			
000119	19:57				1.213	0.817	1.570			
000122	17:35				1.373	0.398	1.013			
000124	05:27				20.16	17.30	26.56			
000128	09:06				1.692	2.221	2.145			
000131	20:58	3.513	4.994	8.269	2.650	1.677	2.925			
000202	13:32	1.513	3.286	3.196	1.093	0.559	1.671			
000203	16:32	3.915	5.277	7.831	3.450	2.008	4.118			
000204	15:43	2.727	4.476	3.141	2.051	0.764	1.778			
000209	09:59	10.56	52.21	10.70	8.026	14.72	6.231			
000222	04:38				1.660	0.600	1.607			
000224	18:45	12.47	19.59	5.740	7.582	6.430	5.644			
000225	15:57	2.844	6.421	5.845	2.525	1.234	4.293			
000229	06:18				3.193	1.368	3.653			
000229	06:19	4.236	6.288	6.619	3.258	1.924	2.959			
000301	23:31				2.084	0.890	1.937			
000312	08:59	8.711	18.46	17.44	5.759	3.824	7.636			
000312	22:22	24.79	37.85	33.36	21.84	9.203	23.95			
000406	08:17				1.753	0.753	1.723			
000413	06:21				2.306	1.498	1.948			
000413	15:54	5.155	9.100	7.765	4.165	2.098	3.273			
000420	07:30				3.038	1.392	3.240			
000422	18:33	4.153	5.487	4.744	2.785	1.660	2.572			
000509	15:57				2.074	0.962	1.497			
000518	22:17	7.325	7.691	11.71	4.415	2.302	4.484			
000603	07:57				26.82	38.58	29.00			
000611	02:08	4.270	9.439	5.311	4.034	2.900	3.175			
000630	00:30	3.292	16.34	3.938	2.851	4.828	3.047			
000705	04:31				2.309	4.568	3.054			
000709	01:40				11.41	4.945	12.56			
000710	06:07				17.35	11.39	16.16			
000714	04:39				9.091	5.185	7.180			
000726	22:13	5.076	14.58	9.075	4.067	3.576	5.031			
000729	04:11				2.708	2.464	2.086			
000815	18:01	9.290	11.38	16.17	8.083	3.621	7.857			
000819	04:39							1.221	0.899	2.049
000820	08:24							3.804	1.443	3.337

FECHA	HORA	BUNKER LOSA			BUNKER LIBRE			ROCA		
		N - S	VERT	E - W	N - S	VERT	E - W	N - S	VERT	E - W
000820	17:35				1.687	1.746	1.680	3.820	1.789	5.888
000824	09:37				2.521	2.971	2.257			
000911	11:17	3.493	4.808	5.865	3.426	1.364	2.830			
000923	01:49				2.415	0.886	2.004	2.353	1.477	2.472
000924	22:16							1.166	1.729	1.500
000926	11:19							0.851	1.145	1.451
000926	20:13							1.536	0.809	2.136
000929	11:31	23.57	24.13	17.98	16.63	6.852	8.506			
000929	15:07							1.661	1.026	1.578
000930	21:59	4.336	4.625	8.409	2.901	1.205	2.856	4.574	1.716	3.838
000930	23:47							1.824	1.009	2.276
001002	02:18							1.097	0.588	1.245
001006	14:45				0.839	0.436	1.198			
001017	20:01				7.666	4.796	10.25			
001117	02:02							1.989	1.132	2.017
001117	10:23	6.494	7.502	5.536	4.218	2.335	3.412	5.237	2.276	4.594
001127	11:48							2.569	2.383	4.972
001129	05:41							2.638	1.749	4.173
001204	04:43				2.362	0.689	2.155			

Tabla 3 Aceleraciones registradas por los equipos instalados en el interior del predio de la Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime”

IV.4.2 MICROZONACIÓN SÍSMICA

Como el predio de la refinería es grande, se investigó si el comportamiento de los suelos en diferentes sitios tenía un comportamiento similar al que se observa en la zona de Bunker. Para ello se empleo una técnica conocida como microzonación sísmica, en la cual es posible identificar el periodo fundamental del suelo con base a registros de vibración ambiental. La técnica ha mostrado ser útil en la definición de las frecuencias fundamentales y no en los factores de amplificación de los suelos, sin embargo, la definición de la frecuencia fundamental por si misma es un indicativo de variaciones en la respuesta sísmica de los suelos. En la figura 26 se indican con círculos los puntos de medición y las curvas de las frecuencias obtenidas a partir de los puntos de medición. Este plano indica que hacia el lindero norte se observan valores de

frecuencias altas, sugiriendo que los materiales son más rígidos (como es de esperarse dada la presencia de rocas metamórficas en esta zona), y que hacia el sur las frecuencias bajan indicando la zona más blanda en un punto medio entre las calles 10 y 17.

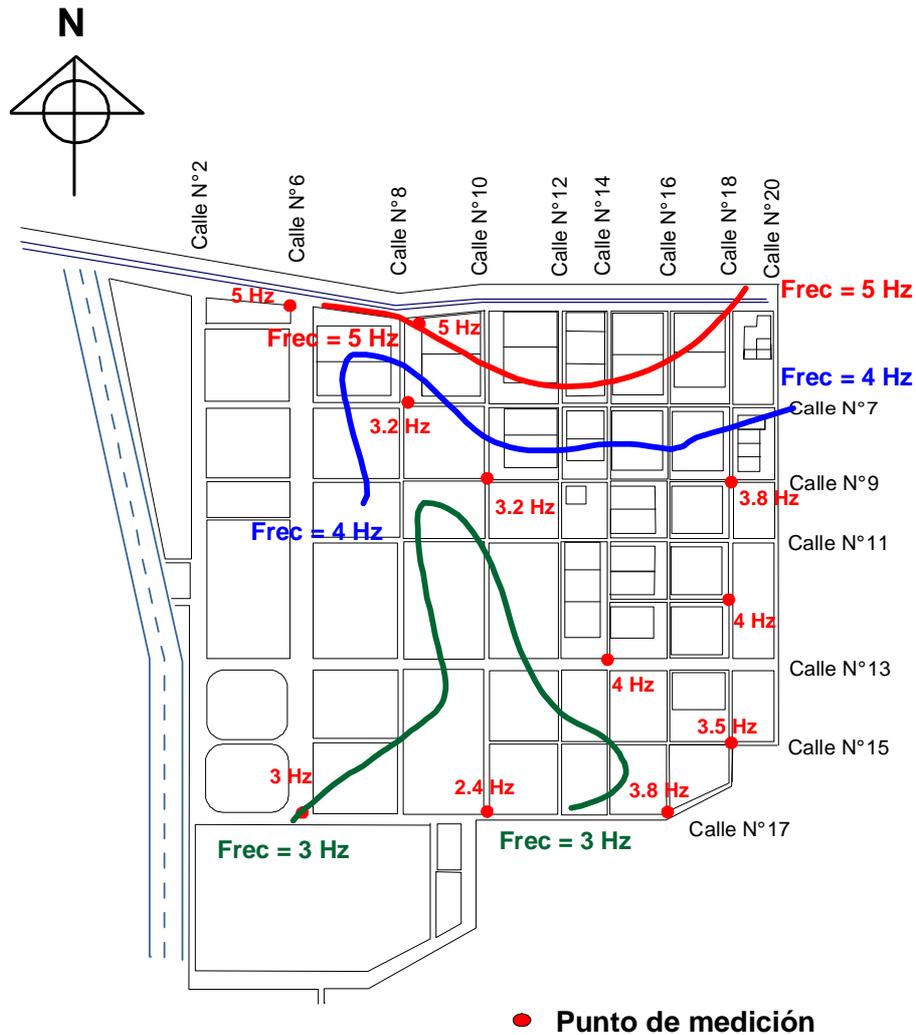


Figura 26 Mediciones de Vibración Ambiental en el predio de la Refinería y curvas preliminares de la frecuencia fundamental del suelo.

IV.4.3 ANÁLISIS DE RESULTADOS.

Se ha detectado la presencia de actividad sísmica local a la refinería, que por el régimen de sismicidad que presenta no se considera de alto riesgo, a menos que las localizaciones de los sismos migraran hacia la costa, lo cual a la fecha no se ha presentado.

La presencia de suelos en el predio de la refinería no se considera como un factor que incremente la intensidad sísmica.

Es necesario continuar con el seguimiento de la actividad cercana al proyecto, ya que si bien se han identificado las zonas generadoras de sismos, la cuantificación del peligro que representan y sus efectos en la obra, requieren de un monitoreo continuo.

Durante el año 2000, se llevó a cabo un experimento para medir la respuesta dinámica del predio de la refinería en puntos adicionales a aquellos donde se encuentran instalados los acelerógrafos, logrando excelentes resultados y se tiene la certeza que podría ser de gran interés para PEMEX conocer con mayor detalle las diferencias que existen entre las características dinámicas de los diversos materiales que hay dentro del predio, así como de algunas de las estructuras principales del complejo industrial, para verificar su comportamiento dinámico ante acciones sísmicas. En la propuesta presentada en octubre del año 2000 se hizo mención de la importancia de aplicar el método a tres estructuras y llevar a cabo un par de campañas de medición de vibración ambiental.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La evaluación de efectos locales se puede realizar desde dos puntos de vista diferentes ya que son complementarios, estos son los enfoques prácticos, teóricos y numéricos, los primeros a partir del análisis de los efectos y de los registros de los movimientos sísmicos fuertes o del análisis de los registros de movimientos sísmicos débiles y registros de vibración ambiental; el segundo a partir de simulaciones numéricas teniendo en cuenta las diferentes características de los materiales.

Para cuantificar el comportamiento y las características del subsuelo se analizan los registros de movimientos sísmicos fuertes, débiles así como registros de vibración ambiental. En dicho análisis se busca diferenciar los efectos de la fuente, la trayectoria, la parte instrumental, el ruido presente, de tal forma que los movimientos sísmicos débiles y los registros de vibración ambiental puedan ser predictores adecuados del comportamiento del suelo durante movimientos sísmicos fuertes.

Un mismo registro puede ser analizado e interpretado de diferentes formas, con conclusiones en algunos casos diferentes. Un tema importante es el referente a la variabilidad y estabilidad de los resultados de las relaciones espectrales tradicionales, aspecto que se puede reducir y controlar con un adecuado tratamiento de señales. Sin embargo, es importante destacar que a pesar de las diferencias, las funciones de transferencia mostradas para la Central Termoeléctrica Manzanillo, Central Termoeléctrica “Petacalco” y la Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime” presentan los mismos patrones básicos de forma en cuanto a frecuencias predominantes.

La determinación de propiedades dinámicas de los suelos es una labor importante dentro del diseño y la construcción de obras. Su importancia

aumenta dependiendo de la obra a construir y de la zona donde vaya a ser ubicada. Dentro de un estudio de microzonación sísmica, una de las componentes importantes es la vibración ambiental, en la que puede ser clasificado el tipo de suelo.

Los estudios realizados que se utilizaron en este ejercicio se localizan en la zona conocida como trinchera del pacífico mexicano y específicamente en los estados de Colima, Guerrero y Oaxaca, ubicados dentro del mapa de regionalización sísmica de la zona D, que es el área que presenta mayor sismicidad en el país. De acuerdo a las características que presenta el tipo de estudio y con la investigación documental realizada y en base a los resultados obtenidos, se hace un énfasis en los siguientes aspectos que se deben tomar al efectuar un estudio de efecto de sitio:

- Los registros de vibración ambiental son dependientes del tipo de depósito de suelo. Al mismo tiempo, su amplitud no es fija.
- El efecto de sitio juega un papel importante en los registros de vibración ambiental.
- La comparación de la vibración ambiental con las características de los sismos y la función teórica de transferencia son de gran ayuda para estimar efectos de sitio del movimiento del suelo.
- Se plantearon los métodos experimentales que utilizan registros de vibración ambiental para establecer una microzonación sísmica.

Los estudios de efectos de sitio son escasos para las ciudades que se localizan en el mapa de regionalización sísmica de la zona D, sólo se han realizado al menos un estudio en alrededor de un 40% de ellas; el tipo de información utilizada en los trabajos realizados corresponde a trabajos de geología local; alrededor de una tercera parte que corresponde al (33%) de los

estudios dentro de la zona D, se utilizaron registros de vibración ambiental para estimar el efecto de sitio, y estos han sido “validados” por los resultados obtenidos a partir de sondeos geotécnicos y eventos sísmicos registrados en la zona de interés.

Con base en esta información es importante hacer notar que no existe información al 100% del comportamiento del subsuelo en esta zona (D) donde cada día se construyen estructuras las cuales poco a poco han ido tomando con más seriedad e interés la vigilancia de dichos inmuebles.

Los métodos utilizados para realizar un buen estudio de vibración ambiental son, por su simplicidad y su bajo costo; la técnica de la razón espectral H/V la cual se basa en realizar cocientes espectrales entre las dos componentes horizontales (longitudinal y transversal) y la componente vertical. Adicionalmente se llevan a cabo investigaciones para establecer con certeza el alcance de esta técnica. Por ejemplo puede ser que el método de la razón espectral H/V definido por Nakamura (1989) se utilice para proporcionar las estimaciones cuantitativas de factores de amplificación del espectro de Fourier para la caracterización de la amplificación del sitio.

Otra característica del cociente H/V es que se puede utilizar para determinar los modelos de velocidad de la onda S en un determinado sitio, esto es posible si la estructura presenta un contraste marcado entre la velocidad del basamento rocoso y las capas superficiales. Por lo que es posible obtener resultados satisfactorios que puedan permitir la prevención de daños estructurales en diversos predios de C. F. E.

Pero esta técnica H/V de registros de vibración ambiental ha suscitado importantes discusiones alrededor del mundo en cuanto a las poco robustas hipótesis. Sin embargo, a pesar de los vacíos teóricos, y debido a la facilidad de

su realización, tanto en la toma de registros como en su procesamiento, ha permitido su utilización en algunas ciudades ubicadas en zonas con diferentes niveles de peligrosidad. El hecho de que ciudades como México D. F. que se encuentra ubicada en una zona de alta peligrosidad sísmica y cuya población es numerosa, se tomen en cuenta los resultados de la técnica de Nakamura que es un punto de reflexión acerca de la utilidad de la misma. Tanto en México D.F. como en Tokio se disponen de datos de movimientos sísmicos fuertes y débiles; comparados con las funciones de transferencia entre movimientos sísmicos fuertes, microtemblores con estación de referencia y la técnica de Nakamura, con resultados satisfactorios, en su análisis comparativo entre diferentes técnicas dan por válidos los resultados de la técnica, reportando que no presenta ventajas sobre otras metodologías, sin embargo, la sola posibilidad de realizar una microzonación con un sólo sismógrafo aparece como una gran ventaja.

Con lo que respecta a los proyectos que aquí se analizan se tiene que para la Central Termoeléctrica de Manzanillo se levantaron un total de 68 puntos de tres registros por cada punto; mientras que en la Central Termoeléctrica de Petacalco se realizaron 18 puntos, por último en la Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime” se realizaron un total de 12 puntos. La razón H/V del análisis espectral se llevó a cabo para todos los sitios. Para el caso de la Central Termoeléctrica de Manzanillo el suelo presenta una frecuencia fundamental en un rango 0.5 a 0.8 Hz., mientras que en la Central Termoeléctrica de Petacalco se tiene una frecuencia fundamental en un rango de 1.5 a 2 hz., y para la Refinería “Ing. Antonio Dovalí Jaime” se tiene una frecuencia fundamental en un rango de 2.5 a 3.5 hz.

LIMITACIÓN DEL ESTUDIO DE VIBRACIÓN AMBIENTAL

El método del cociente espectral permite obtener la función de transferencia aproximada del suelo, es decir, los períodos predominantes del suelo y las amplificaciones asociadas, lo que explica el hecho de que en ciertos casos el método funciona y en otros no. Lo que conlleva a que estas limitaciones de los registros de ruido sísmico se centren en tres aspectos fundamentales:

- Primero se refiere a la obtención o no de la función de transferencia del suelo.
- Segundo es si esta función de transferencia obtenida y el periodo predominante asociado serán los que se presenten durante movimientos sísmicos moderados y fuertes.,
- Tercero se refiere a la confiabilidad de los resultados. Para resolver estas limitaciones se deben calibrar los resultados de ruido sísmico con los obtenidos durante eventos sísmicos.

Para cuantificar el comportamiento y las características del subsuelo se debe analizar los registros de movimientos sísmicos fuertes, débiles y la vibración ambiental. En dicho análisis se debe buscar diferenciar los efectos de fuente, trayectoria, instrumentales, ruido presente, de tal forma que los movimientos sísmicos débiles y los registros de ruido sísmico puedan ser predictores adecuados del comportamiento del suelo durante movimientos sísmicos fuertes.

BIBLIOGRAFÍA:

Abe K. 1981. Magnitude of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, Phys. Of the Earth and Planet. Int., vol. 27, 72-92.

Akamatsu, K. (1961); On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s. En : Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 39. p. 23-75.

Aki K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic wave with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo University, Vol. 35, pp.415-17.

Aki, K. (1988), “Local effects on ground motion. En : Earthquake Engineering and soil Dynamics II – Recent Advances in Ground motion Evaluation”, (jun. 27 – 30). Geotechnical Special Publication. Utah, EEUU. ; p. 103 – 155.

Allam A. & E. Shima. (1967); An investigation into the nature of microtremor ground motion in El Centro, California. En : Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 63. p. 1227 – 1253.

Alfaro, A; Navarro, M; Sánchez, J; Pujades, L.G. (1997) Microzonificación Sísmica de Barcelona Utilizando el Método de Nakamura Ventajas y Limitaciones.

Bandy, W. L., 1992. Geological and Geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, Ph. D. Thesis, Texas & M Univ., College Station.

Bandy, W., C. Mortera-Gutierrez, J. Urrutia-Fucugauchi and T. W. C. Hilde, 1995. The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? Geophys. Res. Lett, 22, 3075-3078.

Bard, P-Y. Tucker, B. E (1985). Underground and ridge site effect: a comparison of observation and theory. Bull. Seis. Soc. Am., 75, pp. 905-922.

Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). Earthquake Spectra, 10, pp. 617-673.

Bouchon, M., (1973). “Effect of topography on surface motion. Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 63, no. 3, pp.615-632.

Bravo H., y Vargas C., 1999. Análisis de los sismos de junio de 1999 registrados en el conjunto Rodano-Atoyac. CFE (Informe interno).

Campillo, M (1988). “The México earthquake of september 19, 1985”. The incident wave field in Mexico City during the Great Michoacan earthquake and its interaction with the deep basin, Earthquake Spectra, 4, pp. 591-608.

Chávez-García, F. H. (1991). Diffraction et Amplification des ondes sismiques dans le bassin de México. Tesis Doctoral. Université Joseph Fourier de Grenoble, pp. 331.

Chávez-García, F. J. Y Bard, P-Y. (1994). site effects in México City eight years after the september 1985 Michoacán earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Enginnering*. Vol. 13, pp. 229-247.

Chávez-García, F. J. 1997; Topographic site effects. A comparison of two nonreference methods. *Bulletin of the Seismological Society of America*; December, v. 87; no. 6; p. 1667-1673

Cid, J., (1998). “Zonación sísmica de la ciudad de Barcelona basada en métodos de simulación numérica de efectos locales”. *Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya*, p. 215.

C. F. E. 1976. Sondeos Adicionales y Estudio Geosísmico en el Sitio donde se Construirá la P. T. Manzanillo , Colima. (Informe complementario al S-55-76, Departamento de Estudios Experimentales de la CFE, (Informe interno).

C. F. E., 1992.- Manual de Diseño por Sismo.

Delgado, V., Vázquez R., Sánchez E., Malagón A., 1998.- Observación sismológica del área de embalse de la presa “El Gallo”. CC Sismotectónica, Zona Pacífico Norte y Norte; CFE. Informe interno.

Deutsch, Clayton V. . A. G. Journal (1992). *GSLIB - Geostatistical Software Libary and User's Guide*. Oxford University Press, New York, Oxford.

Escobedo Zenil D., 1997. El sismo del 09 de octubre de 1995 en Colima: Un estudio telesismico, Tesis de Maestría , Posgrado en Geofísica, UACPyP-CCH, UNAM.

Esteva L., 1970, "Regionalización sísmica de México para fines de ingeniería", N° 246, Instituto de Ingeniería, UNAM

Esteva, L., (1976). “Cap 6: Seismicity”, *Seismic risk and engineering decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth (editores), Elsevier, pp. 179-224.

Fernández S., y Sánchez E., 2000. Análisis sismológico de vibraciones producidas por explosiones en el tajo II de MICARE CFE (Informe Interno).

Field E.H., Jacob K., 1993b, The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophys. Res. Let.*, Vol 20, No. 24, pp. 2925-2928.

Field E.H., Jacob K., 1995. A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America*; August 1995; v. 85; no. 4; p. 1127-1143.

Figueras, S. (1994). Simulació numérica del moviment del sòl produït per terratrèmols. Aplicació a moviments febles i forts. *Universitat Politècnica de Catalunya*. Barcelona, pp. 9-16.

Finn WDL.,1991. Geotechnical engineering aspects of microzonation. *Proceedings of the 4th International Conference on Seismic Zonation*, Vol. I, pp 100-159

Garduño-Monroy, V.H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., 1998. Lafalla Tamazula, límite suroriental del bloque de Jalisco y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15: 132-144.

Geli, L., Bard,, P. and Jullien, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bulletin of the seismological society of America*, 78, pp. 42-63.

Giraldo, V., A. Alfaro, L.G. Pujades, J.A. Canas. 1999. Estimación de efectos locales con movimientos sísmicos y microtemblores. *Monografías de Ingeniería Sísmica*. A.H. Barbat, Editor. Monografía CIMNE IS-36, Barcelona. 77p.

Gutiérrez, C. and S. K. Singh (1992), “A site effect study in Acapulco, Gro, México: comparison of result”, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 42-63.

Haskell, N. A. (1953). The Dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seism. Soc. am.*, 43, pp.17-34.

Hiroshi Arai and Kohji Tokimatsu; Effects of Rayleigh and Love Waves on Microtremor H/V Spectra; 12WCCE, 2000.

Horike, M. (1985); Inversion of phase velocity of long period microtremors to the S Wave Velocity Structure Shown to the Base Ment in Urbanized Areas. En : *Jour. Phys. Earth*, Vol. 33. p. 59-96.

Huang, H. C., and T. L. Teng, 1999; An evaluation on H/V ratio vs. Spectral ratio for site response estimation using the 1994 Northridge earthquake secuencia. *Pure & Applied Geophysics*, 156, 631-649.

Huey-Chu Huang and Yung-Sheng Tseng. (2002) Characteristics of Soil Liquefaction Using H/V of Microtemors in Yuan-Lin area, Taiwan. En: *TAO Vol.13, No. 3* Characteristics of Soil Liquefaction Using H/V of Microtemors in Yuan-Lin area, Taiwan. En: *TAO Vol.13, No. 3*.

Joyner, William B. and. Boore David M. 1981; Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 imperial valley, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*; December. v. 71; no. 6; p. 2011-2038.

Kanai, K & Tanaka T. (1954); Measurement of microtremor. En : *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* Vol. 32. p. 199 –209.

Kanai, K., 1957. The requisite conditions for predominant vibration of ground. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo University* 31, 457.

Kanai, K. and Tanaka T., 1961, On Microtremor VIII, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo University*, Vol.39, pp.97-114.

Kagami, H., C. M. Duke, G. C. Liang and Y. Otha, 1982, Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil depositions, *Bull. Seis. Soc. Am.*, No 72, pp 987-998.

Konno, K. (1996). Amplification factor estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Paper 1247 En : Eleventh World Conference of Earthquake Engineering. Acapulco.

Konno, K. and Ohmachi, T. [1998] “Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor,” *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**(1), 228–241.

Kudo, K. 1995, Practical Estimates of Site Response. State-of-art report. Proc. 5th Int. Conf. On Seismic Zonation. Nice. France, 1878-1909.

Lachet C., Bard P. Y., 1994, Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura’s Technique, *J. Phys. Earth.* Vol. 42, pp. 377-397.

Lay, T. & T. 1995, Wallace. Modern global seismology. *Int. Geoph. Series.* Academic Press:. 521 p.

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

Lermo, J. and Chávez-García, F. J. [1994] “Are microtremors useful in site response evaluation?” *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1350–1364.

López Ramos E., 1983.- Geología de Mexico, TomoIII, 3^a edición p. 140-153.

Meneses, J. (1991). Microtrepidaciones: fundamentos y análisis. En : *Mem. Sem. Int. de Microzonificación y su Aplicación al Planeamiento Urbano para Mitigación de Desastres. jica – cismid 19 al 21 de julio. CISMID: Lima, Perú,* ; p. 80 – 104.

Molnar, P., and L. R. Sykes, 1969 Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684,.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Q. R. Railway Tech. Res. Inst. Rept.* 30, 25-33.

Nakamura, Y; Sato, T. and Nishinaga, M. (1996) Local Site Effect of Kobe Based On Microtremor Measurement. System and Data Research Co. Tokyo, Japan.

Nakamura Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura’s technique and it’s application 12 WCEE 2000, paper 2656.

Nogoshi, M. & T. Igarashi. (1971); On the Amplitud Characteristics of Microtremor (Part 2). En : *Jour. Seism. Soc. Japan*, Vol. 24. p. 26

Ohmachi, T & T. Umezono. (1998); Rate of Rayleigh waves in microtremors. En : *The effects of surface geology in seismic motion*. En : *2ND International Symposium on ESG*. Vol. 2. Rotterdam. pp. 587 – 592.

Pardo M and Suarez G., 1993. Step Subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico., *Geophysical research Letters*, Vol. 20, no. 21, p 2391-2394.

Phillips, W.S. and K. Aki (1986). Site Amplification of Coda Waves from Local Earthquakes in Central California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3): 627-648.

Pitilakis, K.; Lontzetidis, K; Raptakis, D.; Tika, th. (1998): “Geotechnical and seismicfield surveys for the site characterization”. First International Conference on Site Characterization, ISC`98, Atlanta, USA.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western México. *Geology*, 24, 921-924.

Sánchez E., Vargas C., y Bravo H., 2001. Informe de instalación de los acelerógrafos en las C. T. Carbón I y II y medición de vibración ambiental y voladuras en la C. T. Carbón I CFE, (Informe interno).

Seed, H. B., R. Muraja, J. Lysmer, I. M. Idriss. (1976); Relationships between maximum acceleration, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes. En : *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 66. 1323 – 1342.

Seed, H. B., M. P. Romo, J. I. Sun, A. Jaime, and J. Lysmer, 1988. The Mexico earthquake of September 19, 1985 -relationships between soil conditions and earthquake ground motions, *Earthquake Spectra*, 4, 687-729.

Seo, K. (1995). A joint research on Microtremor Measurements in Kushiro City Related to the 1993Kushiro-Oki (Hokkaido, Japan) Earthquake, Report of the Research Group on Microtremor Joint Measurements Related to the 1993 Kushiro-Oki (Hokkaido, Japan) Earthquake. *Proc. 5th International Conference Seismic Zonation*, Vol. III, Pag 2271-2278.

Singh, S. K., Astiz, L., Havskov, J., 1981. Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the mexican subduction zone: A reexamination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 71, pp. 827-843.

Sing, S. K. y Suárez, G., 1987. Review of the seismicity of México with emphasis on the september 1985, Michoacán Earthquakes. The México Earthquakes 1985, factors involved and lessons learned, American Society of Civil Engineers, USA.

Tena A., 1997. El macrosismo de Manzanillo del 09 de octubre de 1995. Universidad de Colima, Gobierno del estado de Colima y Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.

Toshinawa, T., J. B. Berril & R. O. Davis. (1994); Ground motion characteristics of

Christchurch, New Zealand, obtained by microtremor measurements. En : *Proc. 9TH. Int. Conf. Japan. Earthquake Eng. Symp.* Vol. 2. p. 79 –84.

Trifunac, M. D. and Brady, A. G. 1975; A study on the duration of strong earthquake ground motion *Bulletin of the Seismological Society of America*; June, v. 65; no. 3; p. 581-626.

Trifunac M. D. and Todoroska M. I. 1999. Reduction of Structural Damage by Nonlinear Soil Response. *J. Structural Eng.* ASCE 125, 1, 89-97.

Udwadia, F. E. and Trifunac, M. D. (1973). “Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California,” *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 63, No. 4, pp. 1227-1253.

Udwadia, F. E. and M. D. Trifunac (1974). Reply, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 496

Updated Guidelines for Selecting Seismic Parameters for Dam Projects (USCOLD), 1999. Prepared by the USCOLD Committee on Earthquakes.

Wakamatsu, K. & Y. Yasui.(1995); Possibility of Estimation For Amplification Characteristics Of Soil Deposits Based On Ratio Of Horizontal To Vertical Spectra Of Microtremors. En : *Jour. Struc. Constr. AIJ.* Vol. 471. p. 61-70.

Anexo A

En las siguientes figuras se muestran Cocientes espectrales donde se identifica la frecuencia natural del suelo en algunos puntos dentro del predio de la C. T. Manzanillo.

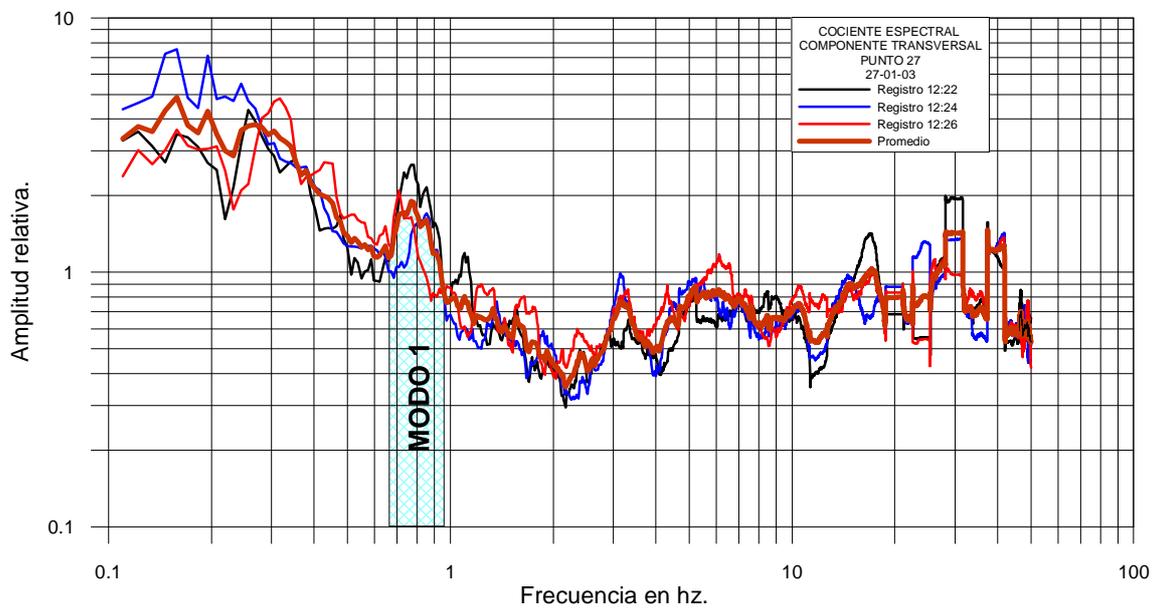
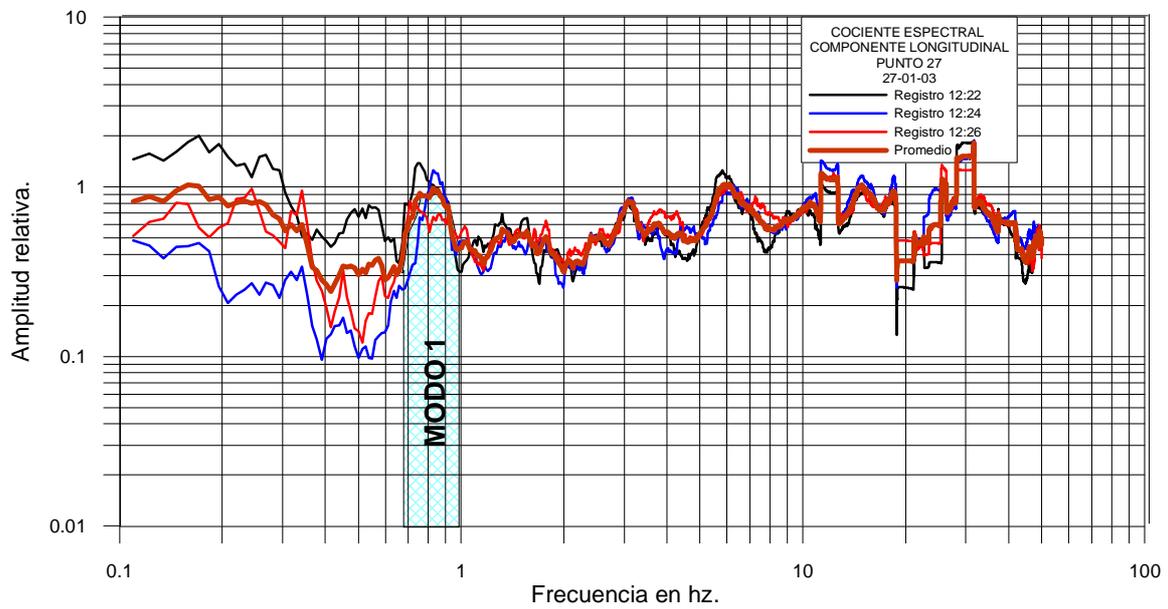


Figura 29. Cocientes espectrales para el punto 27 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

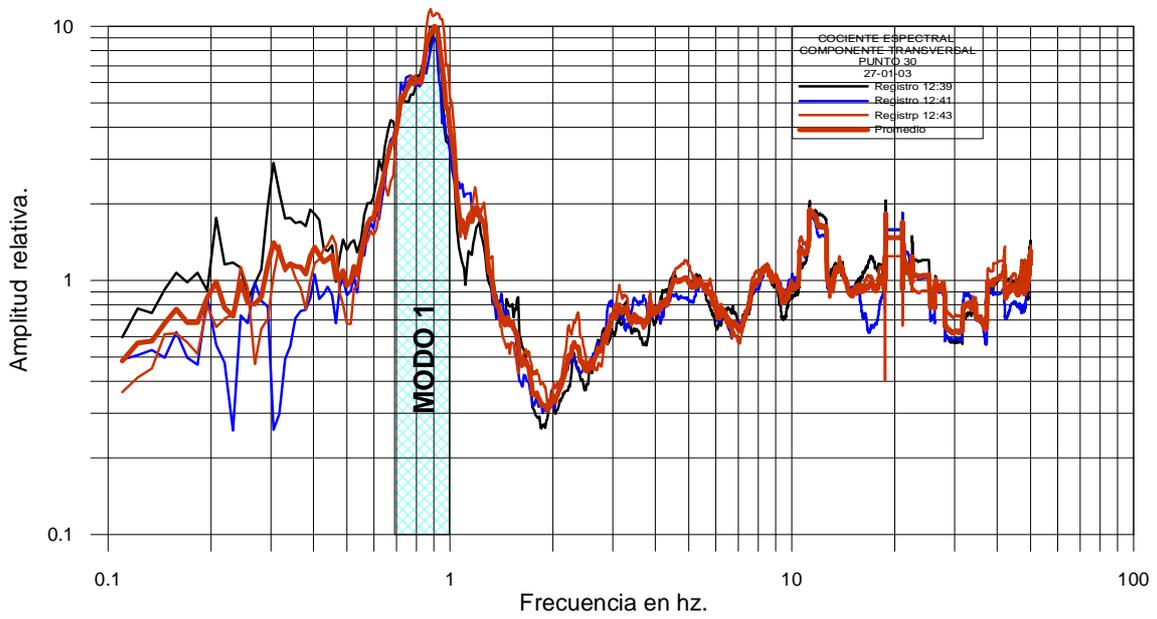
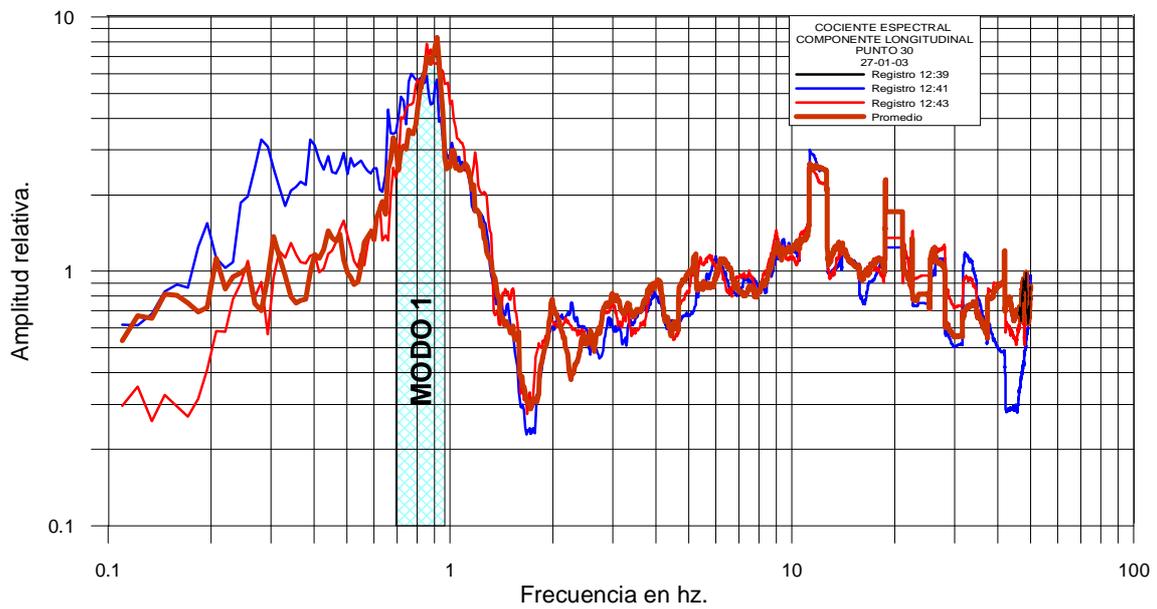


Figura 32. Cocientes espectrales para el punto 30 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

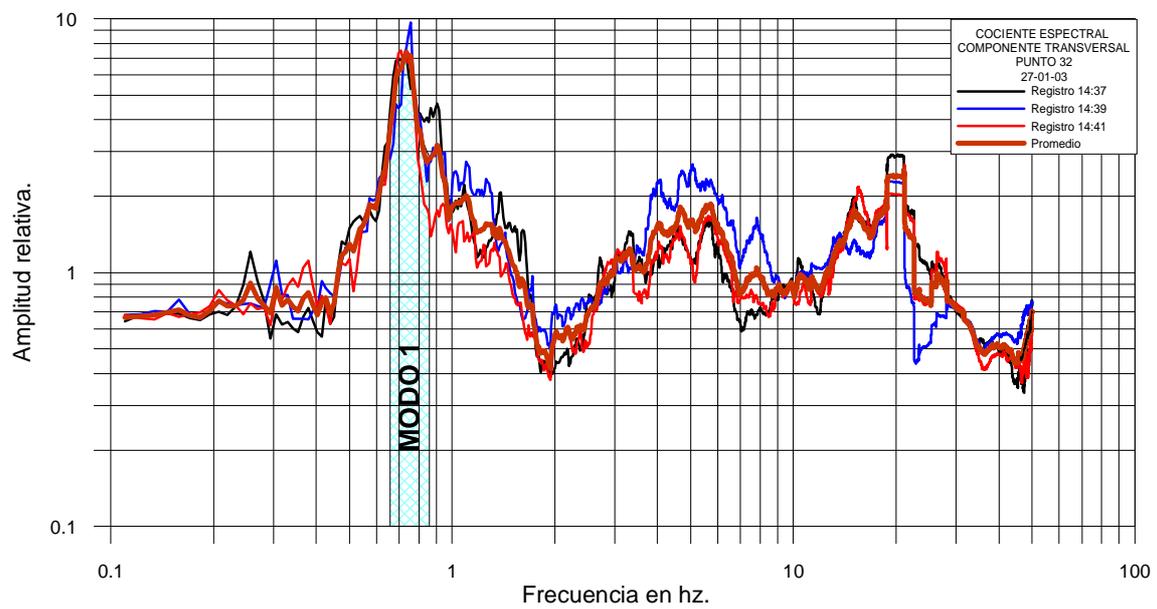
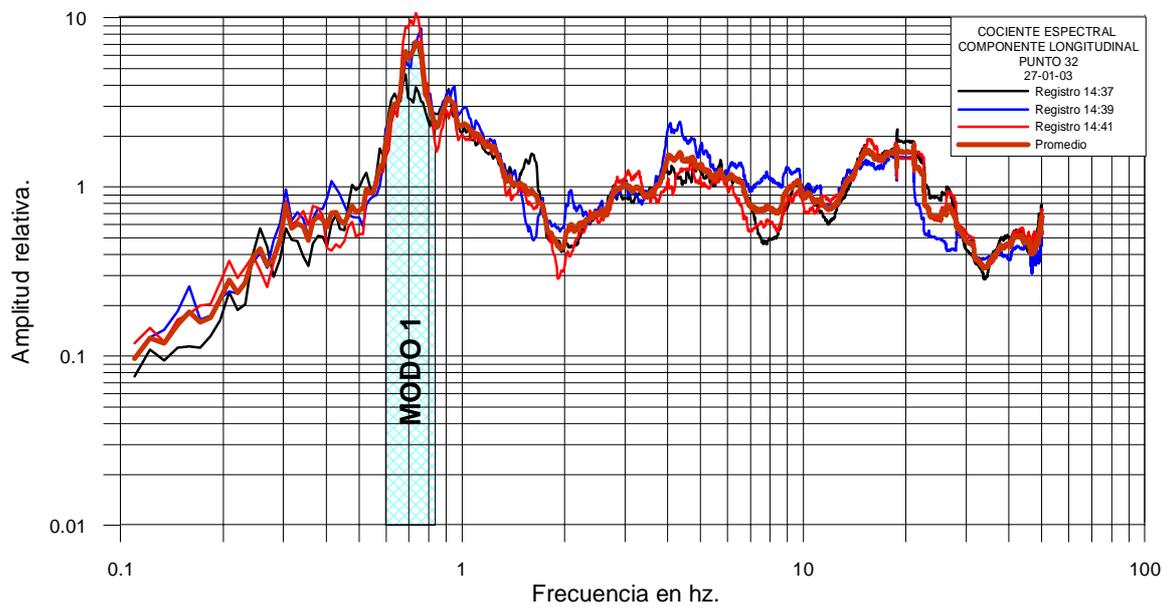


Figura 34. Cocientes espectrales para el punto 32 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

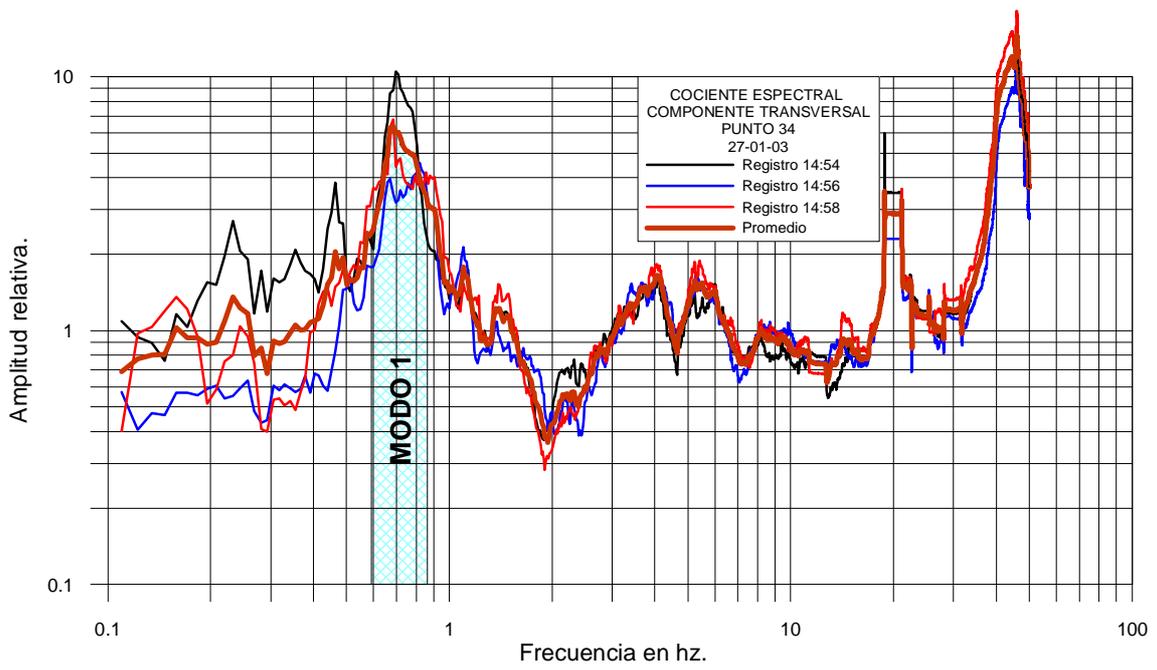
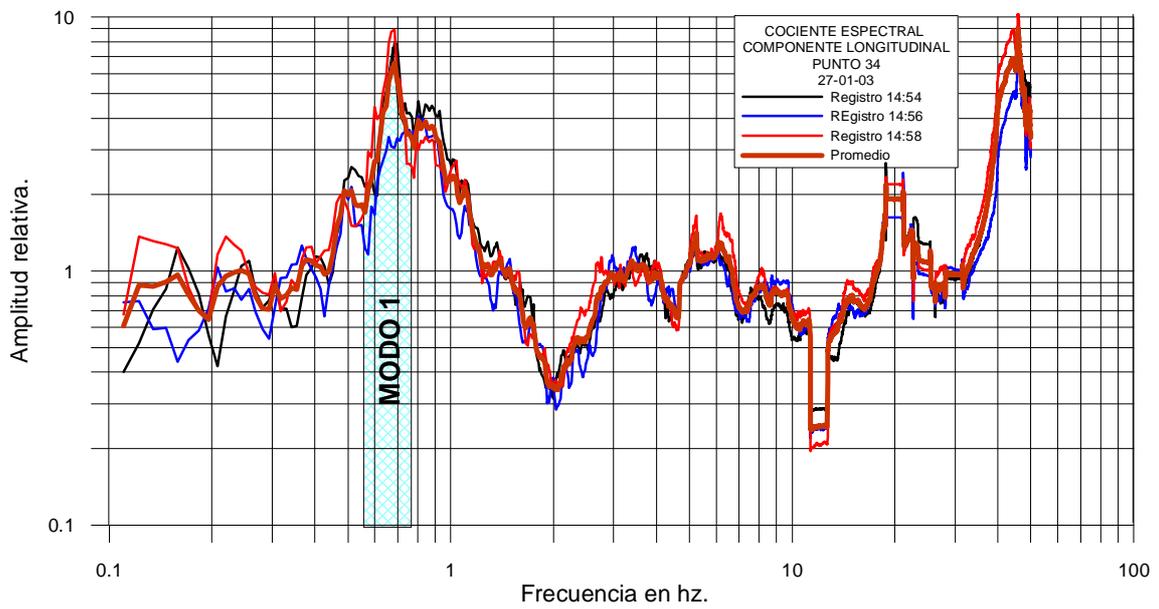


Figura 36. Cocientes espectrales para el punto 34 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

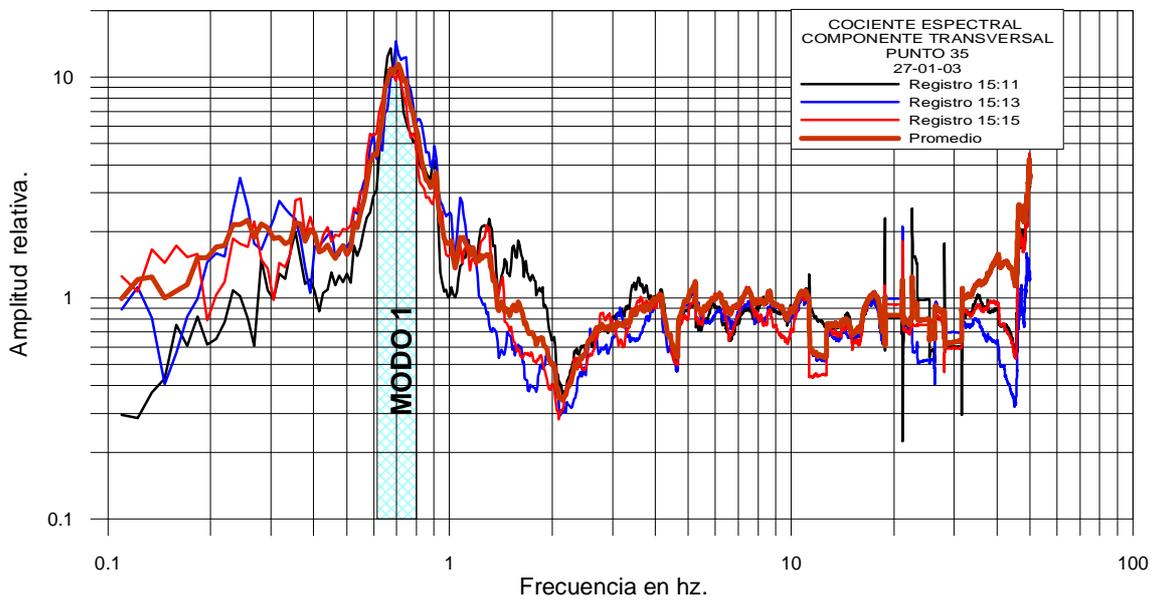
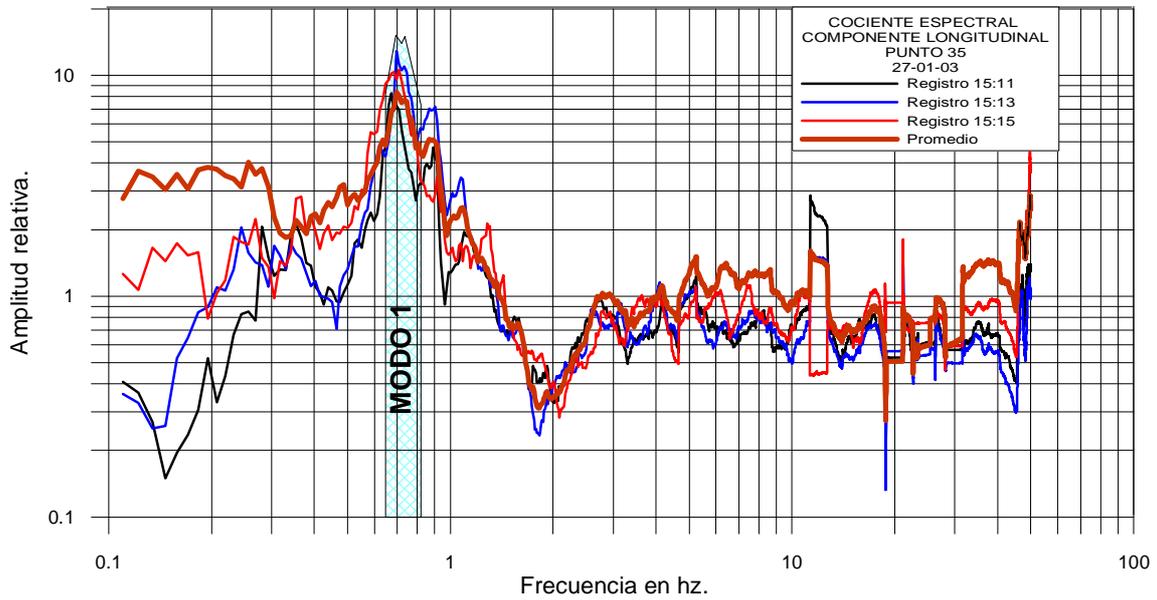


Figura 37. Cocientes espectrales para el punto 35 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

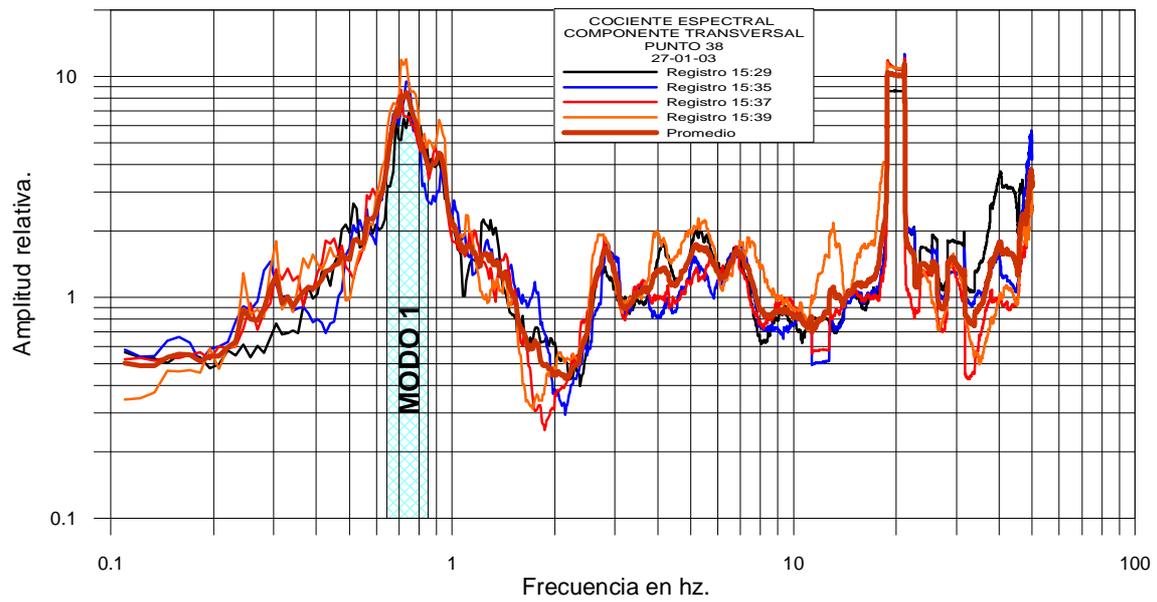
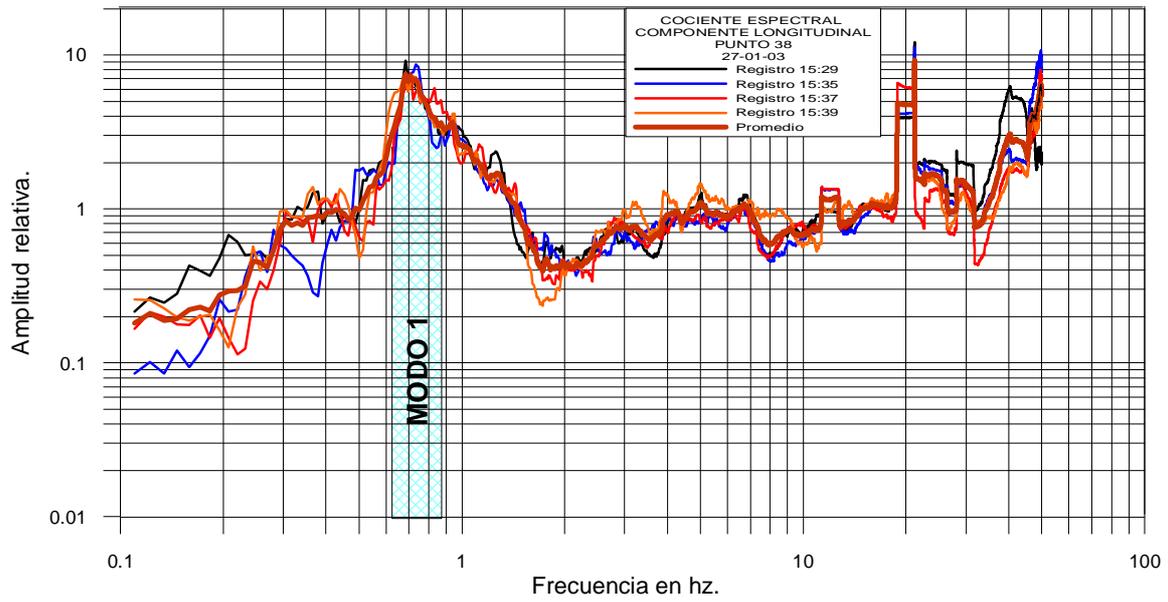


Figura 39. Cocientes espectrales para el punto 38 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

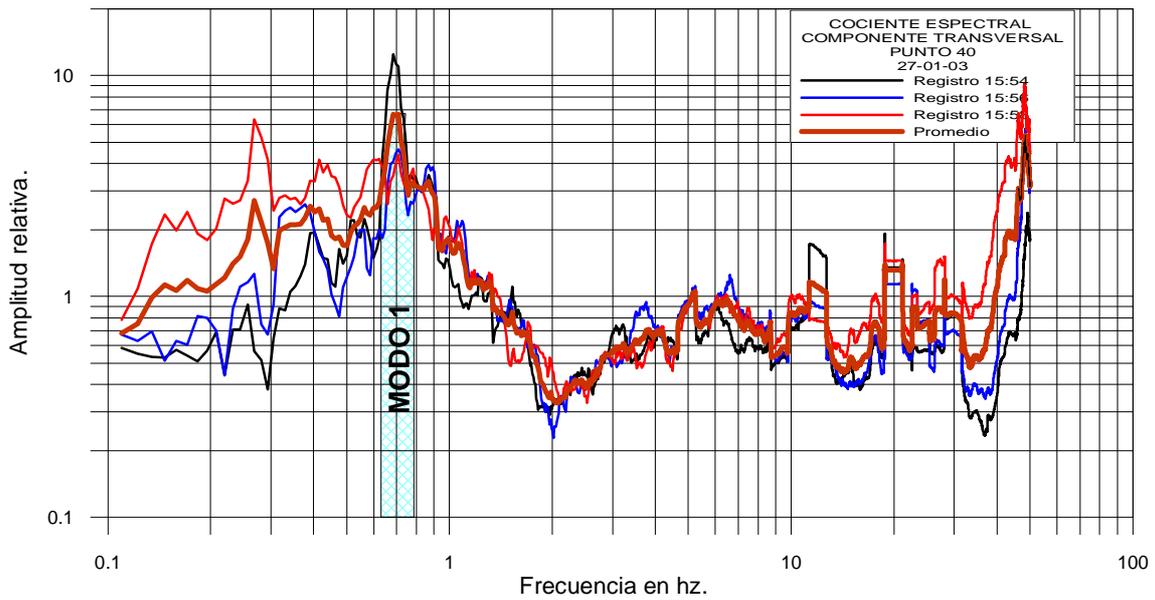
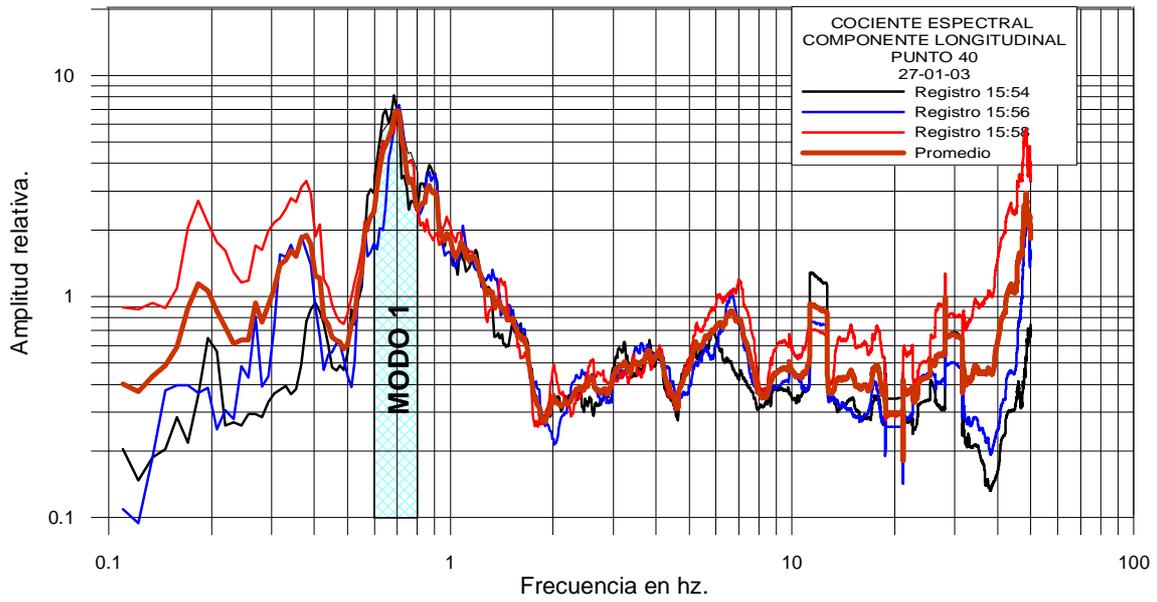


Figura 41. Cocientes espectrales para el punto 40 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

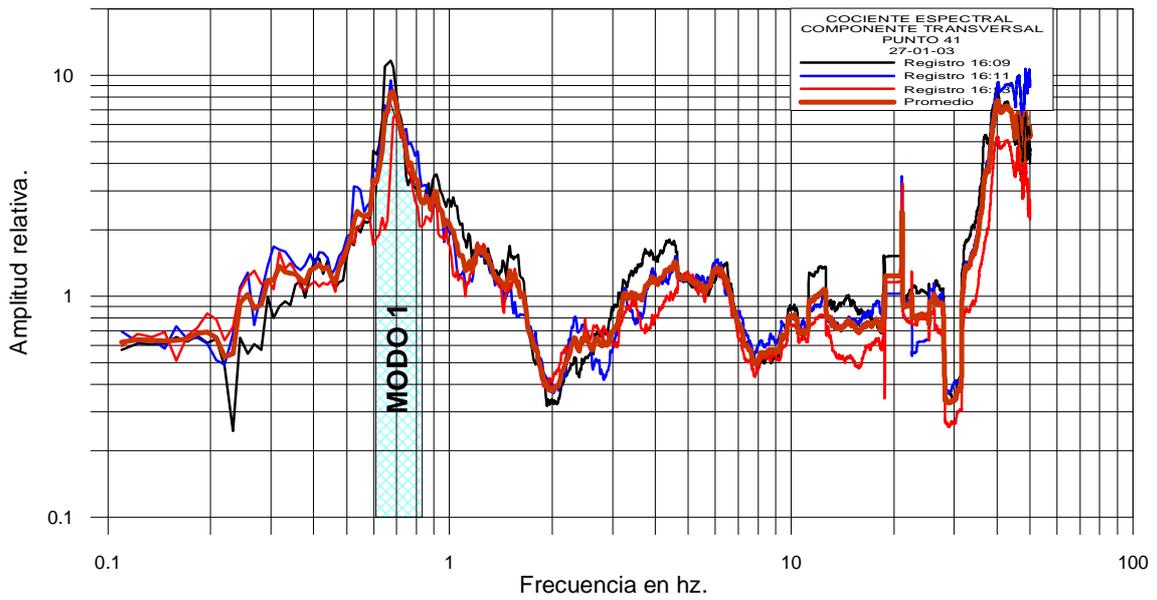
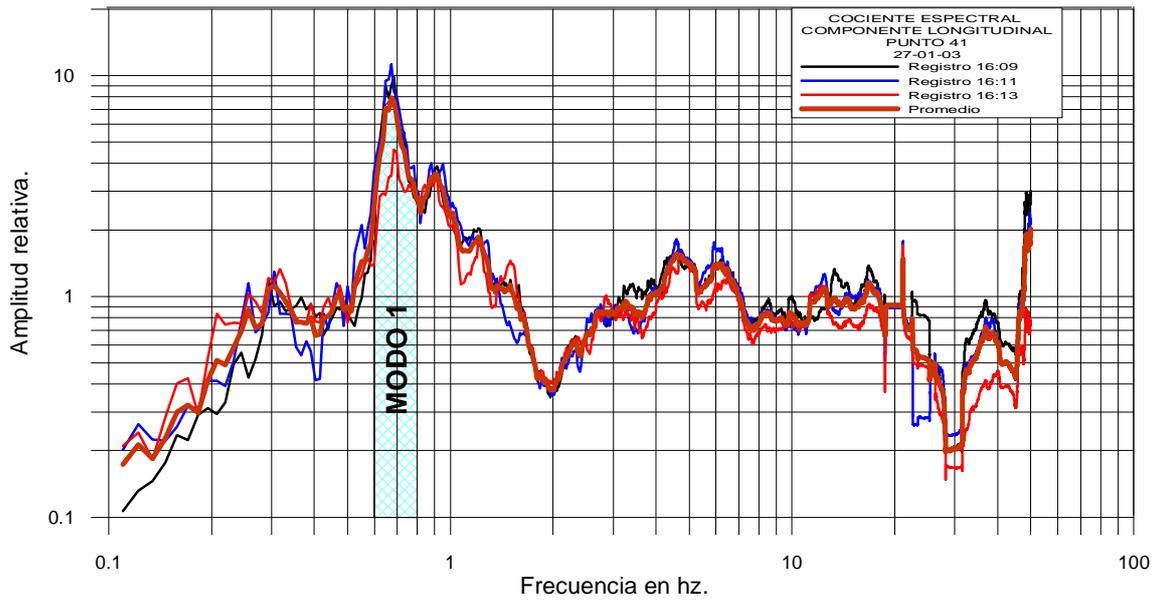


Figura 42. Cocientes espectrales para el punto 41 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

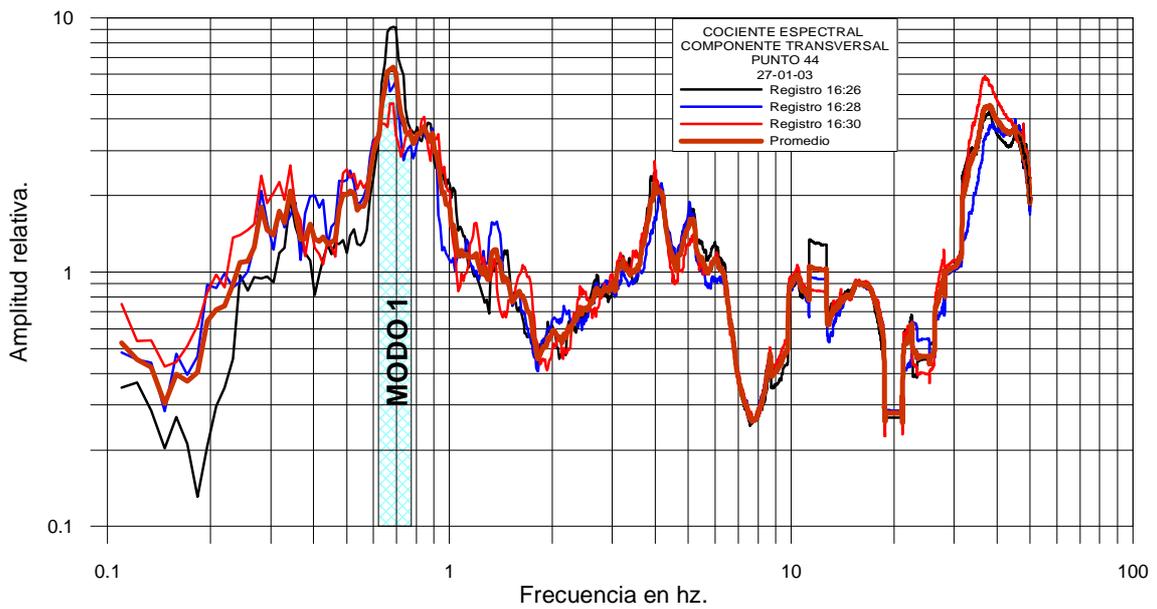
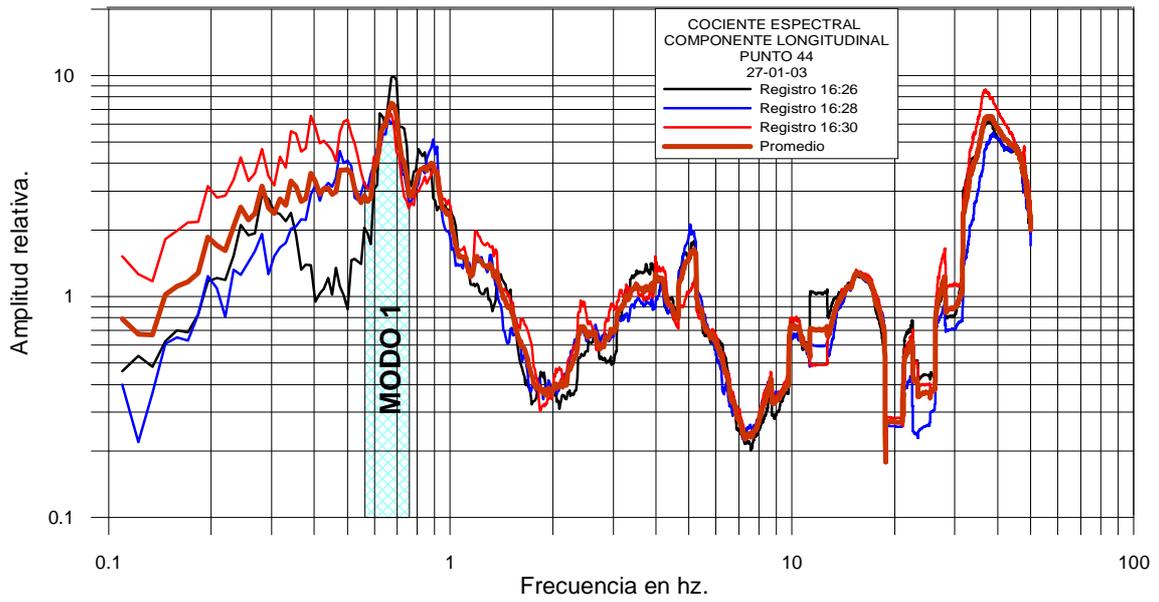


Figura 45. Cocientes espectrales para el punto 44 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),

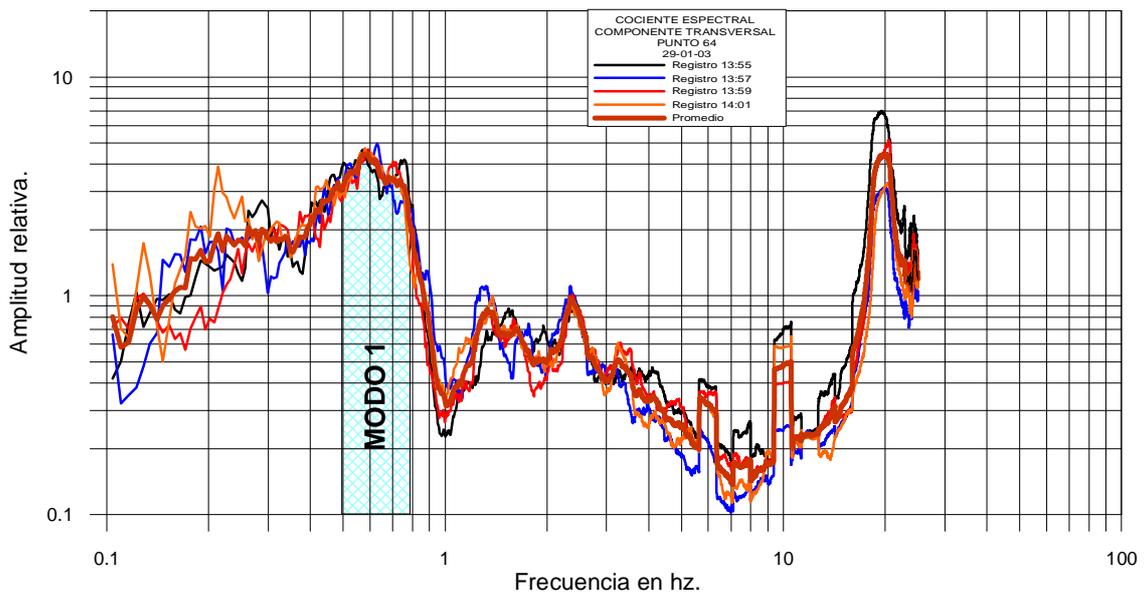
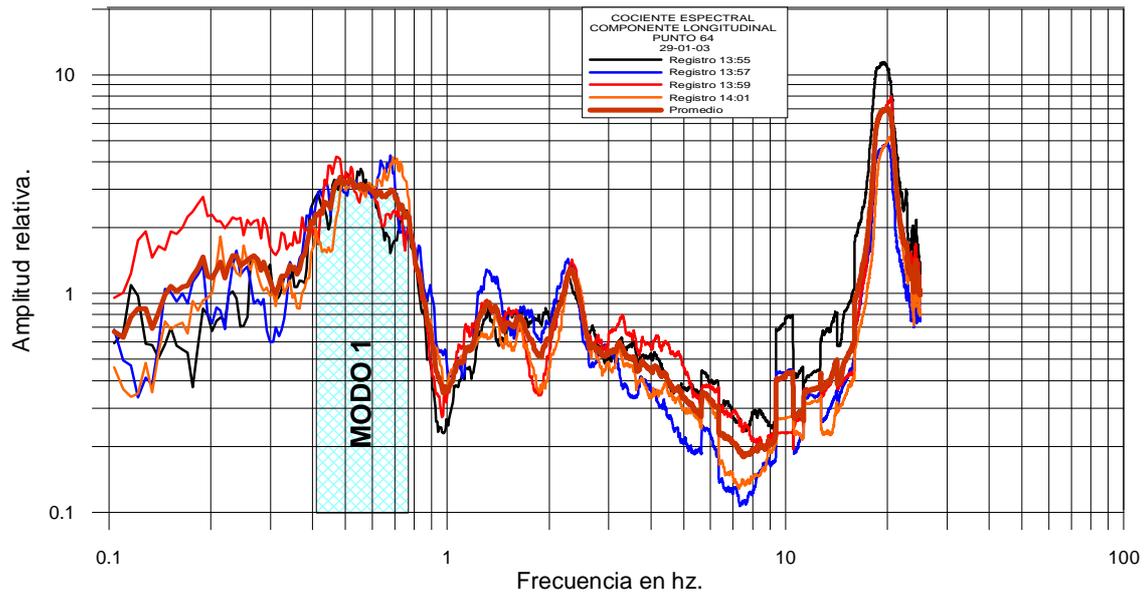


Figura 56. Cocientes espectrales para el punto 64 en las componentes longitudinal (arriba) y transversal (abajo),