

**UNIVERSIDAD CENTROAMERICANA
“JOSÉ SIMEÓN CAÑAS”**



**ESTUDIO DE RESPUESTA DE CAPAS SUPERFICIALES
DE SUELO EN EL ÁREA METROPOLITANA
DE SAN SALVADOR**

**TRABAJO DE GRADUACIÓN PREPARADO PARA LA
FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA**

**PARA OPTAR AL GRADO DE
INGENIERO CIVIL**

**POR:
CÉSAR ERNESTO GALDÁMEZ FONSECA
CELINA KATTAN JOKISCH**

**OCTUBRE 2007
ANTIGUO CUSCATLÁN, EL SALVADOR, C.A.**

RECTOR
JOSE MARÍA TOJEIRA, S.J.

SECRETARIO GENERAL
RENÉ ALBERTO ZELAYA

DECANO DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA
EMILIO JAVIER MORALES QUINTANILLA

COORDINADOR DE LA CARRERA DE INGENIERIA CIVIL
ROBERTO MAURICIO MERLOS LAÍNEZ

DIRECTOR DEL TRABAJO
ERICK BURGOS GANUZA

LECTORES
DOUGLAS HERNÁNDEZ
WALTER HERNÁNDEZ

AGRADECIMIENTOS

A lo largo de toda nuestra carrera siempre hubo personas que nos colaboraron, nos guiaron o nos aconsejaron para hacer que nuestro paso por la universidad fuera más agradable. Cada uno de ellos buscó la mejor manera de ayudarnos, ya sea como profesores o compañeros de carrera, que compartían más directamente nuestro caminar o como familiares o amigos que siempre nos apoyaron para poder finalizar con éxito esta etapa de nuestras vidas. Gracias a todos ellos.

De la misma forma, agradecemos al Ing. Erick Burgos, quien fue el director de este trabajo de graduación, por toda su ayuda, asesoría, preocupación y decisión para la realización de este documento. Su valiosa orientación y el esfuerzo compartido durante todas las fases de este proyecto generaron un agradable ambiente de equipo que siempre nos permitió disfrutar del desarrollo de esta interesante área de estudio.

Agradecemos también al Ing. Douglas Hernández e Ing. Walter Hernández, quienes fungieron como lectores, por su excelente disposición a colaborar y por su gran muestra de interés a que éste trabajo de graduación se llevara a cabo.

DEDICATORIA

“Nuestra recompensa se encuentra en el esfuerzo y no en el resultado.

Un esfuerzo total es una victoria completa”

(Mahatma Ghandi)

Agradezco a Dios por iluminar mi camino a lo largo de toda mi vida, por ser siempre una bendición, un apoyo, un guía y un salvador que nunca me abandonó.

A mi madre Helen Fonseca de Galdámez, mi mejor amiga, por su inmenso amor, su entrega, su comprensión, su tolerancia y porque siempre estuvo a mi lado dispuesta a ayudarme. A mi padre César Galdámez, mi modelo a seguir, por todas sus enseñanzas, su apoyo, sus consejos y por siempre luchar para que cada día yo sea un mejor hombre y un mejor ciudadano. Gracias a ambos de todo corazón, gracias por siempre creer en mí.

A mis amigos y compañeros Celina, Diego, Rigoberto, Ernesto y Roberto que caminaron a mi lado todos estos años, que me acompañaron en esos desvelos, emociones, sufrimientos, alegrías, penas y éxitos. Me quedan excelentes recuerdos, gracias por compartir los mejores años de mi vida.

A mis amigos André, Julio, Miguel y Sara por haber estado conmigo, siempre dispuestos a escucharme, brindándome su linda, valiosa y sincera amistad. Gracias por todos esos grandiosos momentos que hemos compartido y por todos los que vendrán. Al mismo tiempo a Mónica por ser la persona que compartió conmigo este tiempo de una manera especial; gracias por toda la sinceridad, la comunicación y por la confianza que hemos compartido.

César Ernesto Galdámez Fonseca

DEDICATORIA

A mi madre, Ana Margarita Jokisch, quién durante toda mi vida ha sido mi más grande apoyo; quién, sin necesidad de pedirlo, estuvo siempre a mi lado y me brindó su ayuda en todo momento, permitiéndome dedicarme por completo a lograr mis metas. Hay muchas cosas que pueden estar fuera de nuestro alcance, pero la única forma verdadera de conocer nuestras limitaciones, es haciendo lo posible por lograr aquello que creemos imposible. Gracias por su ayuda, su apoyo, su confianza y su ejemplo.

A mi padre, Jorge Miguel Kattan, y a mis hermanas, Olga y Michelle, por haberme acompañado en los momentos más difíciles, por haberme apoyado siempre y haberle dado a mi vida mucha más alegría. A mi novio, Jonathan, por haber compartido conmigo estos cinco años de una manera muy especial, por haber sido mi compañero y amigo, y haber permanecido siempre a mi lado a pesar de las adversidades.

A mi abuelo, Ing. Erich Werner Jokisch, mi mayor fuente de admiración y mi modelo a seguir como ingeniero y como persona. A mi abuela, tíos y primos, profesores, amigos y compañeros, y a todos los que de alguna manera han hecho posible que llegue hasta aquí.

Celina Kattan Jokisch

RESUMEN EJECUTIVO

El Salvador se encuentra en una región de alta actividad sísmica, generada principalmente por el proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. La peligrosidad sísmica no se puede controlar, por lo que la única manera de minimizar el daño causado por los sismos, es reduciendo la vulnerabilidad de las estructuras, es decir, implementando normas de diseño acordes a la peligrosidad sísmica de la región.

La correcta evaluación de la peligrosidad depende del nivel de conocimiento de las características de la región de análisis: la sismicidad del área de influencia, la atenuación sísmica regional y el efecto local del suelo en el emplazamiento. Lastimosamente la práctica en El Salvador muchas veces deja a un lado el efecto de sitio como parte fundamental en el proceso de diseño de una obra de infraestructura. Las variaciones locales del suelo pueden tener gran influencia en las características de amplitud y período de los movimientos superficiales y los efectos en las estructuras.

El Salvador es uno de los países con más alta densidad poblacional de América, con una población de aproximadamente 6.7 millones de habitantes y una extensión territorial de 21.041 km². El Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) es el principal núcleo urbano del país. El AMSS totaliza aproximadamente 2 millones de habitantes, lo que representa más del 30% de la población total del país.

Este trabajo nace con la finalidad de estudiar la respuesta de las capas superficiales de suelo ante una sollicitación sísmica, y metodologías para su estimación, aplicables al Área Metropolitana de San Salvador, las cuales puedan ser usadas en posteriores estudios de microzonificación. Para ello se estudian registros tanto de movimiento fuerte como de microtemblores.

Los registros de microtemblores se analizan mediante la Técnica de Nakamura y los registros de movimiento fuerte tanto por el Método de Borchedt utilizando un sitio de

referencia con afloramiento rocoso, como por el método de la Relación Espectral Sedimento/Basamento Rocosó.

La Técnica de Nakamura se basa principalmente en la división de los espectros horizontales entre los espectros verticales. Dicho cociente espectral, permitirá obtener la función de transferencia aproximada del suelo, es decir, los períodos predominantes del suelo y las amplificaciones asociadas. La amplificación del valor horizontal por las capas superficiales del suelo puede ser estimado a partir de la relación entre los valores horizontal y vertical máximos en la superficie, por lo que, es posible estimar las características dinámicas de las capas superficiales utilizando los registros de microtemblores observados en la superficie.

El Método de Borchardt (utilizado para analizar Registros de Movimiento Fuerte) mide la relación del valor absoluto de la transformada de Fourier obtenida para un sitio ubicado sobre sedimentos no consolidados, con respecto al valor obtenido simultáneamente para un sitio cercano de base rocosa, de tal manera que los efectos de la fuente y el trayecto de las ondas se puedan suponer idénticos y ser eliminados, obteniéndose respuesta característica debida a la geología local.

La relación Sedimento/Basamento Rocosó (utilizado para analizar Registros de Movimiento Fuerte) permite estimar la función de transferencia de la capa sedimentaria evaluando la relación que existe entre los espectros en la superficie y basamento rocoso en un mismo punto.

Los registros corresponden a cinco pozos a cielo abierto, ubicados en los siguientes lugares: Casa Presidencial (CPR), antes Ministerio de Relaciones Exteriores (REX); Seminario San José de la Montaña (SEM); Viveros de DUA (VDU); DIGESTYC, antes Instituto Geográfico Nacional (IGN) y Centro de Recursos Naturales Renovables (CENREN). Como estación de referencia sobre basamento rocoso, para análisis de movimiento fuerte [ver Capítulo 2] se utilizó la estación de Panchimalco (UPAN) correspondiente a la red acelerográfica de la UCA. Desgraciadamente, por causas ajenas al estudio, no fue posible realizar mediciones de microtemblores en la estación de DIGESTYC.

Para cada uno de los pozos se cuenta con características del subsuelo, determinadas por el Departamento de Mecánica de Suelos del Centro de Investigaciones Geotécnicas a partir de pruebas SPT y muestras de suelo así obtenidas. Además, se cuenta con datos calculados a partir de correlaciones geotécnicas y gráficos de resistividad aparente para distintas profundidades (Anexo A).

En cada una de las estaciones se analizaron y compararon los resultados obtenidos mediante las tres metodologías antes descritas, para cada uno de los sismos en los que se contaba con registros en la estación en cuestión, y se obtuvieron períodos predominantes. En lo que a las amplificaciones por efecto de sitio se refiere, debido a las limitaciones de las metodologías utilizadas, no fue posible obtener resultados concluyentes.

Con los resultados obtenidos analizan y conforme a la geología del sitio, se comparan con períodos predominantes esperados según el espesor de sedimentos y la velocidad de ondas de las capas, y con períodos propuestos en estudios previos de microzonificación.

Obtener estos conocimientos son tan valiosos debido a que la respuesta sísmica de una obra civil está estrechamente ligada a la geología superficial del lugar de emplazamiento, y el nivel de daño máximo probable ocurrirá cuando el período natural de vibración de la edificación coincida con el período natural del suelo la sostiene. Por lo que conocer estos períodos predominantes para cada zona nos darán mejores parámetros para los diseños sismorresistentes.

La Técnica de Nakamura para microtemblores resulta muy eficiente para la determinación del período fundamental de vibración de las capas superficiales de suelo, en la mayoría de los casos, los períodos así obtenidos coinciden casi a la perfección con los obtenidos mediante el Método de Borcherdt para Movimiento Fuerte, y son congruentes con los esperados según la características geológicas de los sitios. En cuanto al método de la relación espectral Sedimento/ Basamento rocoso los resultados demuestran que éste permite determinar períodos predominantes de suelo, sí y solo si, el fondo se encuentra cimentado sobre roca, por lo que para la geología particular del Área Metropolitana de San Salvador,

donde los espesores de tierra blanco son considerables, resulta poco práctica la implementación de esta metodología.

ÍNDICE

RESUMEN EJECUTIVO.....	i
SIGLAS.....	xiii
ABREVIATURAS.....	xv
SIMBOLOGIA.....	xvii
UNIDADES DE MEDIDA.....	xix
PROLOGO.....	xxi
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Antecedentes del Estudio.....	2
1.2. Objetivos.....	9
1.2.1. Objetivos Generales.....	9
1.2.2. Objetivos Específicos.....	9
1.3. Alcances y Limitaciones.....	10
1.4. Limitantes.....	10
1.5. Delimitación del Área de Estudio.....	11
1.5.1. Delimitación Geográfica.....	11
1.5.2. Geología del Sitio.....	12
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.....	23
2.1. Movimiento fuerte.....	23
2.1.1. Causas principales de los terremotos.....	23
2.1.2. Tipos de Ondas y Características.....	25
2.1.3. Cuantificación de los terremotos.....	28
2.1.4. Liberación de energía.....	30
2.1.5. Parámetros que definen al movimiento fuerte.....	31
2.1.6. Factores que intervienen en el Movimiento Fuerte.....	32
2.1.7. Amplificación de Ondas por efectos de Sitio.....	33
2.2. Introducción al Estudio de Microtemblores.....	36
2.2.1. Geología Local y Microtemblores.....	37
2.2.2. Factores que afectan la medición de microtemblores.....	40
2.2.3. Limitaciones del Estudio de Microtemblores.....	41
2.2.4. Aplicaciones y Ventajas.....	42
2.3. Metodologías para la Medición del Efecto de Sitio.....	42
2.3.1. Conceptos básicos.....	42
2.3.2. Método de Borchardt.....	46

2.3.3. Relación Espectral Sedimento / Basamento Rocoso.....	48
2.3.4. Técnica de Nakamura.....	49
CAPÍTULO 3: REGISTRO	
3.1. Movimiento Fuerte.....	53
3.1.1. Equipo utilizado.....	53
3.1.2. Registros Existentes.....	57
3.1.3. Procesamiento del Registro.....	57
3.1.4. Aplicación del Método de Borchardt y Técnica de Nakamura.....	67
3.1.5. Aplicabilidad del Método de Borchardt.....	68
3.1.6. Aplicabilidad de la Relación Espectral Sedimento/Basamento Rocoso....	69
3.1.7. Aplicabilidad de la Técnica de Nakamura.....	70
3.2. Microtemblores.....	70
3.2.1. Equipo utilizado.....	70
3.2.2. Procesamiento del Registro y aplicación de la Técnica de Nakamura.....	72
CAPÍTULO 4: RESULTADOS Y ANÁLISIS	
4.1. Resultados.....	77
4.2. Análisis de Resultados	101
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
5.1. Conclusiones.....	111
5.2. Recomendaciones... ..	113
GLOSARIO.....	115
BIBLIOGRAFÍA.....	121
ANEXO A. CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO Y CORRELACIONES GEOTÉCNICAS DE LOS POZOS.	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1:	Espesor de tierra blanca según nidt-Thomé. [Modificada de Bommer et. al., 1998].....	4
Figura 1.2:	Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Linares (1985) [Bommer et al. 1998].....	7
Figura 1.3:	Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Aguilar (1990) [Bommer et. al., 1998].....	8
Figura 1.4:	Ubicación Geográfica del AMSS [modificado de http://209.15.138.224/inmoguanaco , Junio 2007].....	11
Figura 1.5:	Vista satelital del AMSS. Ubicación de Pozos a Cielo Abierto.....	12
Figura 1.6:	Mapa Geológico del Área Metropolitana de San Salvador con la ubicación de los Pozos a Cielo Abierto [Modificado de Consorzio Salvador y Geotermica Italiana, Junio 1988].....	14
Figura 1.7:	Límites de las Zonas Geológicas de Picacho, Boquerón y Bálsamo [Presentación sobre Deslizamientos en El Salvador, Ing. Walter Hernández, Julio 2007]	18
Figura 1.8:	Perfiles de las Zonas Geológicas de Picacho, Boquerón y Bálsamo [Presentación sobre Deslizamientos en El Salvador, Ing. Walter Hernández, Julio 2007]	20
Figura 2.1:	Tectónica de placas. [http://www.fpolar.org.ve/escien/09/10.html , Mayo 2007].....	24
Figura 2.2:	Ondas de cuerpo [www.funvisis.gob.ve , Mayo 2007].....	26
Figura 2.3:	Ondas Superficiales [www.funvisis.gob.ve , Mayo 2007].....	27
Figura 2.4:	Esquema de paso de ondas sísmicas [Tsige y García, 2006].....	34
Figura 2.5:	Ejemplos típicos de espectros de respuesta, junto con el tipo de edificios que pueden verse más afectados según Coburn et al., 1992 [Benito y Cabañas, 2000].....	36
Figura 2.6:	Correlación de las curvas de Frecuencia-Período entre Sismos y Microtemblores [Modificado de Moreno y Alfaro, 2000].....	38
Figura 2.7:	Curvas de distribución de períodos y registros representativos de	

	microtemblores de varios tipos de suelos [Modificado de Kanai y Tanaka, 1960].....	38
Figura 2.8:	Curvas de distribución de período de microtemblores en roca granítica [Modificada de Kanai y Tanaka, 1960].....	40
Figura 2.9:	Variación de la amplitud máxima de los microtemblores con respecto al tiempo [modificada de Kanai y Tanaka, 1960].....	41
Figura 2.10:	Función de transferencia de un sistema lineal [Acevedo y Peralta, 2000].....	43
Figura 2.11:	Función de transferencia por la geología. [Modificada de Rosales, 2001].....	43
Figura 2.12:	Función de Transferencia de la Medición [modificada de Borcherd, 1970].....	44
Figura 3.1:	Acelerógrafos utilizados (a) antes de 2001, (b) después de 2003 [modificado de http://www.kinometrics.com]	56
Figura 3.2:	Respuesta de frecuencia de los acelerógrafos. [Carreño et. al., 1999, p. 85]	61
Figura 3.3:	Efectos de ruido de baja frecuencias y alta frecuencia [Carreño et. al., 1999, p.98]	63
Figura 3.4:	Tipos de filtros ideales [Carreño et. al., 1999, p.99]	64
Figura 3.5:	Tres diferentes órdenes de filtros Butterworth $n=\{1,4,10\}$ [http://cnx.org/content/m10127/latest/ , Junio 2007]	65
Figura 3.6:	Equipo para medición de Microtemblores: Sensor de Aceleración (izq.), computadora portátil (centro) y amplificador de señal (der.) [Reyes y Sorto, 2007]	71
Figura 3.7:	Registro de Microtemblor en la Estación de CENREN.....	73
Figura 3.8:	Registro de Microtemblor en la Estación de CPR.....	74
Figura 3.9:	Registro de Microtemblor en la Estación de VDU.....	75
Figura 3.10:	Registro de Microtemblor en la Estación de SEM.....	76
Figura 4.1:	Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 22.12.97. R221003.....	78
Figura 4.2:	Resultados obtenidos para la estación de SEM. Sismo 22.12.97.	

	S221003.....	79
Figura 4.3:	Resultados obtenidos para la estación de CENREN, Sismo 06.06.99. C060708.....	80
Figura 4.4:	Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 13.01.01. R131734.....	81
Figura 4.5:	Resultados obtenidos para la estación de VDU. Sismo 13.01.01. V131734.....	82
Figura 4.6:	Resultados obtenidos para la estación de CPR, Sismo 13.02.01. R131422.....	83
Figura 4.7:	Resultados obtenidos para la estación de VDU, Sismo 13.02.01. V131422.....	84
Figura 4.8:	Resultados obtenidos para la estación de SEM, Sismo 13.12.04. SEM131523.....	85
Figura 4.9:	Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 10.03.05. CPR101337.....	86
Figura 4.10:	Resultados obtenidos para la estación de SEM. Sismo 10.03.05. SEM101337.....	87
Figura 4.11:	Resultados obtenidos para la estación de CPR, Sismo 07.10.05. CPR071742.....	88
Figura 4.12:	Resultados obtenidos para la estación de CPR, Sismo 18.11.05. CPR180315.....	89
Figura 4.13:	Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 09.12.06. CPR090051.....	90
Figura 4.14:	Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 30.12.06. CPR301742.....	91
Figura 4.15:	Resultados obtenidos para la estación CPR. Sismo 02.01.07. CPR200701021551.....	92
Figura 4.16:	Resultados obtenidos para estación CPR. Sismo 19.01.07. CPR200701190143.....	93
Figura 4.17:	Método de Borchardt en la estación de CPR para todos los eventos.....	96

Figura 4.18: Relación Sedimento/ Basamento Rocoso en CPR para todos los eventos.	96
Figura 4.19: Método de Borchardt en la estación de SEM para todos los eventos.	98
Figura 4.20: Relación Sedimento/ Basamento Rocoso en SEM para todos los eventos.	98
Figura 4.21: Método de Borchardt en la estación de VDU para todos los eventos.	99
Figura 4.22: Relación Sedimento/ Basamento Rocoso en VDU para todos los eventos.	100
Figura 4.23: Comparación de períodos predominantes y amplificaciones obtenidas con estudios previos de microzonificación [Modificadas de Bommer et. al. 1998].....	108

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1:	Sismos Destruidores en El Salvador para este siglo [http://www.snet.gob.sv/ver/sismologia/registro/estadisticas/ , Abril 2007].....	3
Tabla 1.2:	Factores de incremento de aceleración del terreno según espesores de tierra blanca según Martínez, 1979 [Bommer et. al., 1998].....	5
Tabla 1.3:	Intervalos de períodos utilizados para las microzonas y factores de amplificación según Linares, 1985 [Bommer et. al., 1998].....	6
Tabla 1.4:	Zonificación Geotécnica según Aguilar, 1990 [Bommer et. al., 1998].....	7
Tabla 1.5:	Períodos Fundamentales para el AMSS según Invarsson y Johansson, 1985 [Bommer, et. al., 1998]	9
Tabla 1.6:	Coordenadas Geográficas de las Estaciones.....	12
Tabla 1.7:	Resistividades de Suelos Naturales [http://www.procobreperu.org].....	21
Tabla 2.1:	Clasificación de los suelos según la metodología de Kanai [Rosales, 2001]	39
Tabla 2.2:	Clasificación de suelos según NEHRP 2003 [BSSC, 2004].....	48
Tabla 3.1:	Comparación de las Características de los Acelerógrafos [modificado de http://www.kinematics.com].....	56
Tabla 3.2:	Registros de Movimiento Fuerte en los Pozos a Cielo Abierto [SNET, 2007].....	60
Tabla 3.3:	Registros de Movimiento Fuerte en la Estación de Panchimalco [SNET, 2007].....	60
Tabla 3.4:	Programas utilizados para el procesamiento de registros de Movimiento Fuerte.....	68
Tabla 3.5:	Aplicabilidad del Método de Borchardt.....	70
Tabla 3.6:	Características del Sensor utilizado [Reyes y Sorto, 2007].....	72
Tabla 4.1:	Períodos Predominantes y Amplificaciones registradas.....	95
Tabla 4.2:	Períodos predominantes y amplificaciones en función del espesor de Sedimentos.....	107

Tabla 4.3: Comparación de períodos predominantes y amplificaciones obtenidas con estudios previos de microzonificación [Modificada de Bommer et. al. 1998]..... 107

Tabla 4.4: Comparación de Resultados obtenidos y Períodos Teóricos..... 108

SIGLAS

AMSS :	Área Metropolitana de San Salvador.
CENREN :	Centro de Recursos Naturales Renovables
CPR :	Casa Presidencial
DYGESTIC :	Dirección General de Estadísticas y Censos
IGN :	Instituto Geográfico Nacional
NTDS :	Norma Técnica para Diseño por Sismo
PRISMA :	Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente
RESESCO :	Reglamento para la Seguridad Estructural de las Construcciones.
REX :	Ministerio de Relaciones Exteriores
SEM :	Seminario San José de la Montaña
SNET :	Servicio Nacional de Estudios Territoriales
UCA :	Universidad Centroamericana José Simeón Cañas
UPAN :	Panchimalco
VDU :	Viveros de DUA

ABREVIATURAS

Ec. : Ecuación

Ej. : Ejemplo

Fig. : figura

m : metro

p : página

seg : segundo

SIMBOLOGÍA

A_{re}	Amplitud del espectro en el sitio en basamento rocoso.
A_{ie}	Amplitud del espectro en el sitio de interés.
a_0, a_n, b_n	Coefficientes de Euler de la Serie de Fourier.
C_0	Constante de Fourier.
C_n	Amplitud máxima de Fourier.
D	Distancia epicentral
d_{ir}	Distancia del sitio de interés al sitio en roca
e	Sitio donde se origina la fuente (epicentro del terremoto)
E_S	Efecto de la onda Rayleigh en movimiento vertical
G_i	Función de Efectos de Sitio o Función de Transferencia
G_r	Respuesta de sitio en roca
H_b	Amplitud horizontal del espectro del estrato rocoso en el sitio de interés
H_i	Amplitud horizontal del espectro de la capa superficial o sitio de interés
h_g	Efectos de Sitio
h_r	Características de los instrumentos
H/V	Cociente del espectro horizontal entre el espectro vertical
H_s/H_r	Cociente del espectro horizontal del sitio de interés entre un sitio en roca
H_s/H_f	Cociente del espectro horizontal del sitio de interés entre el basamento rocoso, en un mismo punto
i	Representa el efecto de la fuente
P_{ie}	Efectos de trayectoria del sitio de interés a la fuente
P_{re}	Efectos de trayectoria del sitio en basamento rocosa a la fuente
R_B	Cociente del espectro horizontal entre el espectro vertical en basamento rocoso
R_S	Cociente del espectro horizontal entre el espectro vertical en la superficie
s	Amplitud del espectro
S_{HB}	Espectro de amplitud de Fourier en la base
S_{HS}	Espectro de amplitud de Fourier en la superficie
S_M	Función de transferencia para el valor espectral

T	Período de una función
V_b	Componentes verticales del movimiento del espectro de los microtemblores
V_i	Componentes verticales del movimiento del espectro de los microtemblores de la superficie
Δt	Intervalo de tiempo

UNIDADES DE MEDIDA

cm :	centímetro
g :	gramo
Hz :	hertz (1/segundo)
km :	kilómetro
km² :	Kilómetro cuadrado.
m :	metro
m/s :	metros por segundo
mm :	milímetro
s :	segundo

PRÓLOGO

El presente trabajo de graduación está organizado de la siguiente manera: el capítulo uno comprende la introducción, los antecedentes del estudio, los objetivos generales y específicos, los alcances, limitaciones y limitantes del estudio; la delimitación geográfica del Área Metropolitana de San Salvador y la ubicación de las estaciones en las que se cuenta con registros, además de una breve descripción de la geología de la región.

En el capítulo dos se presenta el marco teórico, referente al estudio tanto de movimiento fuerte, como de microtemblores. Se plantean las principales causas de los terremotos, los tipos de ondas que los componen y sus características, los parámetros que lo definen y los factores que intervienen en el movimiento fuerte, haciendo especial énfasis en la amplificación de ondas por efectos de sitio. Se presenta una breve introducción al estudio de microtemblores, su relación con la geología local, los factores que afectan su medición, las limitaciones de su estudio, y sus aplicaciones y ventajas. Se exponen además, las metodologías empleadas para la medición del efecto de sitio: el Método de Borchardt, Relación Espectral Sedimento / Basamento Rocosos y la Técnica de Nakamura.

En el capítulo tres se plantea todo lo referente a la obtención y procesamiento de registros tanto de Movimiento Fuerte, como de Microtemblores. Se presenta una descripción del equipo utilizado para la medición, la metodología empleada para el procesamiento de los registros y la aplicación de las metodologías empleadas para el análisis de efectos de sitio. Se hace un breve análisis de la aplicabilidad de las metodologías empleadas para movimiento fuerte.

En el capítulo cuatro se presentan los resultados obtenidos y el análisis de los mismos, y en el capítulo cinco se exponen las conclusiones y recomendaciones del presente trabajo de graduación.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El Salvador se encuentra en una región de alta actividad sísmica, generada principalmente por el proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. Las pérdidas causadas por los sismos han ido en aumento a lo largo de la historia, principalmente debido al crecimiento poblacional y a la falta de mecanismos que permitan considerar adecuadamente el efecto de sitio. Con una población de aproximadamente 6.7 millones de habitantes y una extensión territorial de 21.041 km², El Salvador es uno de los países con más alta densidad poblacional de América. El Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) es el principal núcleo urbano del país. El AMSS totaliza aproximadamente 2 millones de habitantes, lo que representa más del 30% de la población total del país.

A la probabilidad de una pérdida causada por un sismo durante un tiempo definido se le conoce bajo el término de “Riesgo Sísmico”. Esta pérdida puede ser medida en términos humanos, económicos y/o sociales. El riesgo sísmico depende de dos factores, la amenaza o peligrosidad sísmica y la vulnerabilidad [Bommer, 1996]:

$$\text{Riesgo Sísmico} = \text{Peligrosidad Sísmica} * \text{Vulnerabilidad}$$

La peligrosidad sísmica es una característica sobre la cual no se tiene ningún control, por lo que en zonas de alta actividad sísmica el riesgo dependerá de la vulnerabilidad de las estructuras y por tanto, de la aplicación de normas de diseño sismorresistentes acordes a la peligrosidad de la región. La correcta evaluación de la peligrosidad depende del nivel de conocimiento de las características de la región de análisis: la sismicidad del área de influencia, la atenuación sísmica regional y el efecto local del suelo en el emplazamiento.

Las variaciones locales del suelo pueden tener gran influencia en las características de amplitud y frecuencia de los movimientos superficiales de tierra y sobre sus efectos en las estructuras. Por esta razón, los reglamentos de diseño sismorresistente deben considerar la influencia de las condiciones locales de suelo en el daño potencial sísmico para diferentes

construcciones en diferentes áreas locales, permitiendo seleccionar el mejor lugar para una estructura dada, o el mejor tipo de estructura para un lugar dado [Sánchez y Mojica, 1984]. Esta situación se aborda por medio de estudios de micro-zonificación, la cual permite delinear una pequeña región, en zonas de diferente grado de riesgo sísmico; es decir, define la distribución detallada del riesgo sísmico dentro de cada zona sísmica.

En el año 1996 se presenta en El Salvador la Norma Técnica de Diseño por Sismo (NTDS) como parte del Reglamento para la Seguridad Estructural de las Construcciones (RESESCO), el cual, aún a la fecha, no incorpora el efecto de sitio en la evaluación de los cortantes sísmicos de diseño. “Se continúan realizando diseños con un análisis estático, donde la influencia del terreno, en el cálculo de la fuerza lateral equivalente que idealiza las sollicitaciones a las que será sometido un edificio en su vida útil, está presente por la asignación de un período fundamental del suelo establecido sin justificación” [Martinez et. al., 2000: p. 7]

En el presente trabajo de graduación se pretende cuantificar el efecto de sitio en el Área Metropolitana de San Salvador, definiendo frecuencias de vibración predominantes según el tipo de suelo, con base en el estudio de microtemblores en cinco pozos a cielo abierto. Se realiza un estudio comparativo de registros de microtemblores y registros de movimiento fuerte obtenidos por la red acelerográfica del SNET en estos puntos, para determinar la validez de los métodos comúnmente utilizados en estudios de microzonificación (Técnica de Nakamura, Método de Borchardt) según las características particulares de la región.

1.1 ANTECEDENTES DEL ESTUDIO

Como se ha mencionado anteriormente, El Salvador cuenta con una alta actividad sísmica. En la Tabla 1.1 se presenta un resumen de los sismos más destructores que han afectado al país en el último siglo, proporcionando para cada uno de ellos la fecha, la ubicación del epicentro, la magnitud, la intensidad máxima observada en la escala Modificada de Mercalli (MM) y una breve descripción de los daños ocasionados.

Tabla 1.1: Sismos Destruidores en El Salvador para este siglo
[<http://www.snet.gob.sv/ver/sismologia/registro/estadisticas/>, Abril 2007]

Fecha	Ubicación	Magnitud	Intensidad Máxima	Epicentro	Comentarios
19/07/1912	13.87° N 89.57° O	Ms=5.9	---	---	Violento temblor causa daños en Armenia, Izalco y Santa Ana.
08/06/1917	13.70° N 89.50° O	Ms=6.5	---	---	Erupción del Boquerón. Sismo causa destrucción en Armenia y graves daños en Ateos, Sacacoyo y San Julián. Un segundo sismo causa daños en San Salvador, Apopa, Nejapa, Quezaltepeque, Opico y Santa Tecla.
08/06/1917	13.75° N 89.27° O	Ms=6.4	---	---	
20/12/1936	13.717° N 88.933° O	Ms=6.1	---	San Vicente	Destrucción de San Vicente. Entre 100 a 200 muertos.
06/05/1951	13.52° N 88.40° O	Ms=6.2	---	Jucuapa y Chinameca	Murieron más de 400 personas
07/05/1951	13.48° N 88.45° O	5.8	---	Jucuapa y Chinameca	---
12/04/1961	13.20° N 88.90° O	5.95	VI en San Salvador	Océano Pacífico	Daños menores en San Salvador y el sur de El Salvador
03/05/1965	13.70° N 89.17° O	Ms=6.0	VII en San Salvador	San Salvador	125 muertos, 400 heridos y 4000 casas destruidas
19/06/1982	13.30° N 89.30° O	7.0 6.0	VII en San Salvador	Océano Pacífico	8 personas murieron, 96 resultaron heridas y un promedio de 5000 damnificadas
10/10/1986	13.67° N 89.19° O	mb=5.4	VIII-IX en San Salvador	San Salvador	1,500 muertos, 10,000 heridos, unas 60,000 viviendas destruidas o dañadas.
13/01/2001	12.83° N 88.79° O	Mw=7.6	VII en San Salvador	Zona de Subducción	Se reportan 944 fallecidos, 1155 edificios públicos dañados, 108,261 viviendas destruidas, 19 hospitales dañados, 405 iglesias dañadas, 445 derrumbes
13/02/2001	13.64° N 88.94° O	Mw=6.6	VI en San Salvador	Zona de San Vicente	Se reportan 315 fallecidos, 82 edificios públicos dañados, 41302 viviendas destruidas, 5 hospitales dañados, 73 iglesias dañadas, 71 derrumbes

En el año 1998 la revista PRISMA publicó el artículo denominado “Riesgo Sísmico en la Región Metropolitana de San Salvador”, elaborado por Julian Bommer, Walter Salazar y Ricardo Samayoa, el cual presenta un marco global para el estudio en términos de sismicidad de El Salvador y el impacto de los terremotos en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), específicamente. Se presentan los factores que contribuyen a la elevada amenaza sísmica del AMSS, y como están directamente relacionadas con la geología local de la zona de estudio. Se presenta además un resumen de los estudios de microzonificación sísmica y geotécnica realizados recientemente.

En este artículo se establece una clara concentración de actividad sísmica en buena parte del Área Metropolitana de San Salvador y se demuestra que la amenaza asociada con los sismos en esta zona aumenta debido a las características topográficas y geológicas, particularmente debido al efecto amplificador de las cenizas volcánicas, sobre la cual reside la mayor parte de la ciudad. El espesor de tierra blanca aumenta de unos 3 metros al pie del Volcán de San Salvador hacia el oeste alcanzando más de 25 metros en las orillas del Lago de Ilopango [Figura 1.1]

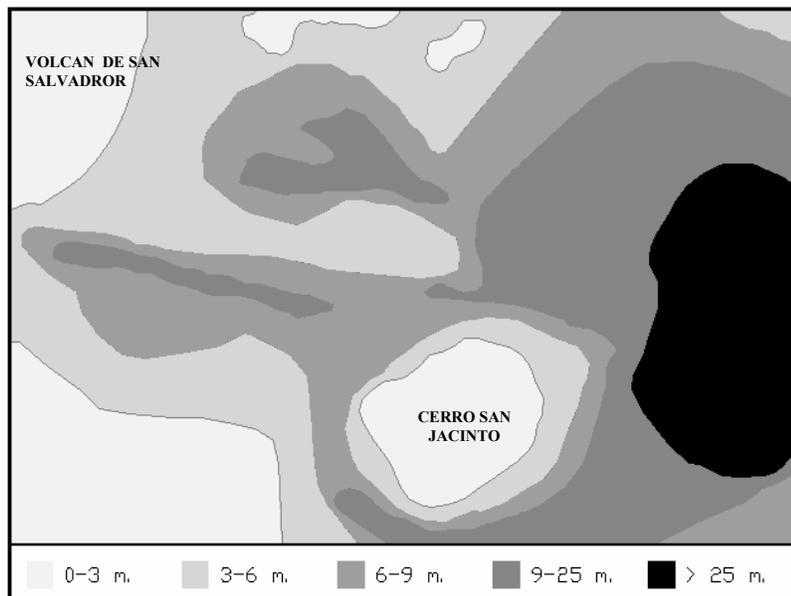


Figura 1.1: Espesor de tierra blanca según Shmidt-Thomé. [Modificada de Bommer et. al., 1998]

A continuación se presenta un resumen de los estudios sobre Microzonificación Sísmica realizados con anterioridad, dichos estudios tratan la relación entre las formaciones geológicas, geologías del subsuelo, sistemas de falla, variación de los valores de aceleración del terreno dependiendo de dichos aspectos geológicos, etc.:

En 1975 Shmidt-Thomé realizó el primer trabajo de zonificación sísmica para el AMSS, en el cual se identifican las formaciones geológicas y las fallas, el espesor de tierra blanca, la distribución de las corrientes de lava y de roca dura en la región. El estudio hace énfasis en la importancia de la correlación entre el espesor de la tierra blanca y la intensidad del movimiento sísmico y sobre las consecuencias del material mal compactado en zonas de relleno debido al desarrollo urbano.

El estudio de Martínez (1979) toma en cuenta un concepto preliminar de la geología del subsuelo, los sistemas de fallas y la variación de los valores de aceleración del terreno en relación al tipo de suelo. Los resultados indican una relación directa en el incremento de aceleración con los espesores de tierra blanca y las tobas color café y a la profundidad de roca para terremotos de campo lejano. En la Tabla 1.2 se presentan factores para el incremento de la aceleración del terreno según los espesores de tierra blanca para el Area Metropolitana presentados en este estudio.

Tabla 1.2: Factores de incremento de aceleración del terreno según espesores de tierra blanca según Martínez, 1979 [Bommer et. al., 1998]

Espesor de tierra blanca (m)	Observaciones	Factor de Incremento
0 – 3	Roca en la base	1.00
3 – 6	Roca en la base	1.25
6 – 9	Roca en la base	1.50
9 – 25	Roca en la base	1.75
0 – 9	Roca a profundidad desconocida	2.25
9 – 25	Roca a profundidad desconocida	2.50
> 25	Roca a profundidad desconocida	5.00

En el año 1984 la Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas” (UCA) publicó una tesis elaborada por Elena Isabel Sanchez Alfaro y José Antonio Mojica Peña, denominada

“Estudio de espectros de respuesta para el Área Metropolitana de San Salvador como Base para una Microzonificación Sísmica”, en la cual pudo comprobarse la influencia que tienen las condiciones locales de suelo en el comportamiento estructural. Se obtuvieron valores de aceleración espectral del orden de 1.6 a 2.25 veces más grandes en zonas con mayor profundidad de roca (estructuras típicas de período igual a 1 seg.).

Al año siguiente, la UCA publicó la tesis elaborada por Roberto Antonio Linares, denominada “Microzonificación Sísmica del Área Metropolitana de San Salvador, basada en la Observación de Microtemblores, Espectros de Respuesta y Registros de Sismoscopios”. Linares establece que muchos estudios realizados de la distribución de daños causados por sismos en el AMSS indican que las áreas de daño severo son altamente localizadas, que el grado de daño puede cambiar bruscamente en distancias tan cortas como 0.5 a 1.0 km. Estas variaciones de daño han sido atribuidas a la geología y condiciones de suelo local. En este estudio se demuestra la influencia de la geología local en la aceleración del terreno, presentando factores de amplificación del suelo que varían según el espesor de la tierra blanca. Los factores de amplificación del suelo van de 1.0 a 3.0 en intervalos de 0.5, y son mostrados en un mapa de microzonas con un intervalo de períodos definido [Figura 1.2]. En la Tabla 1.3 se presentan los intervalos de períodos utilizados para las microzonas junto con el factor de amplificación correspondiente.

Tabla 1.3: Intervalos de períodos utilizados para las microzonas y factores de amplificación según Linares, 1985 [Bommer et. al., 1998]

Zona	Período T (s)	Factor de Amplificación
I	$T < 0.20$	1.0
II	$0.20 T < 0.40$	1.5
III	$0.40 T < 0.60$	2.0
IV	$0.60 T < 0.80$	2.5
V	$0.80 T < 1.00$	3.0
VI	$T > 1.00$	> 3.0

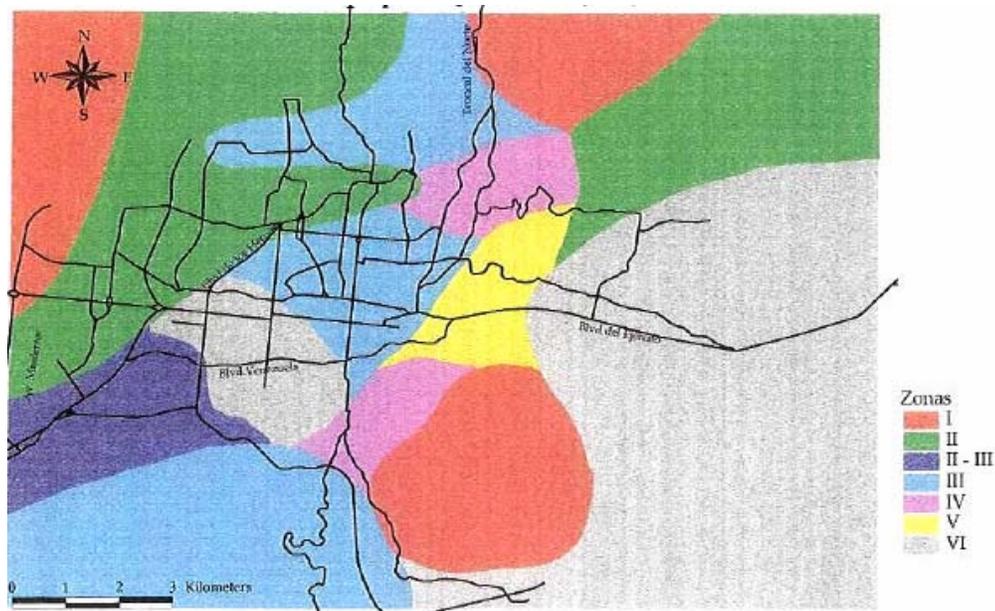


Figura 1.2: Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Linares (1985) [Bommer et al. 1998]

El estudio de Aguilar (1990) realizó una microzonificación basada en el mapeo de las características geológicas y geotécnicas del AMSS estableciendo las propiedades mecánicas de los suelos a través de una base de datos de pruebas de penetración estándar (SPT) y las propiedades dinámicas, correlacionando el número de golpes N de estas pruebas con los ensayos de refracción sísmica, y combinando estos resultados con los espesores de tierra blanca y profundidad del estrato rocoso presentados por Schmith-Thomé (1975). El estudio obtuvo períodos fundamentales del suelo para las seis zonas [Figura 1.3] que varían entre 0.095 y 0.89 segundos [Tabla 1.4].

Tabla 1.4: Zonificación Geotécnica según Aguilar, 1990 [Bommer et. al., 1998]

Zona	Profundidad a la Roca (m)	Período (s)
I	4.0	0.095
II	9.5	0.206
III	30.0	0.436
IV	35.0	0.620
V	65.0	0.890
VI	> 65.0	> 0.890

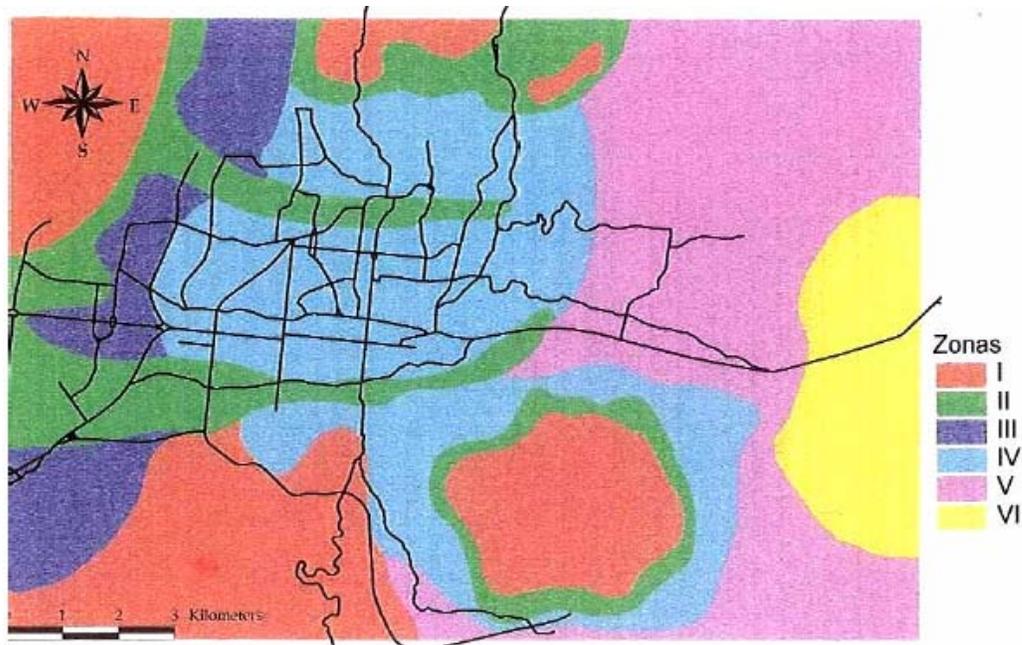


Figura 1.3: Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Aguilar (1990) [Bommer et. al., 1998]

En el año 1996 Invarsson y Johansson, realizaron un estudio con el objetivo de determinar las frecuencias fundamentales y los efectos de amplificación del subsuelo en el Área Metropolitana de San Salvador, utilizando para ello mediciones de microtemblores y analizando los datos por el método de Nakamura. Los resultados de los microtemblores se compararon con análisis realizados a las señales del terremoto de 10 de octubre de 1986. Invarsson y Johansson obtuvieron grandes diferencias en los períodos fundamentales que se obtienen para los diferentes sitios analizados. Los autores recomiendan continuar investigando la relación entre microtemblores y registros de movimiento fuerte. En la Tabla 1.5 se muestran los resultados obtenidos.

En el año 2007, la UCA publicó el trabajo de graduación denominado “Evaluación de microsismos en la ciudad de Santa Tecla” [Reyes y Sorto, 2007]. En este estudio los autores analizaron 40 registros de microtemblores tomados en la ciudad de Santa Tecla, perteneciente al Área Metropolitana de San Salvador, con la técnica de Nakamura para obtener los períodos predominantes del suelo, y se realizaron comparaciones con los registros de movimiento fuerte obtenidos en el Hospital San Rafael. Los autores recomiendan que se realicen mediciones de microtemblores en los lugares donde se

encuentran las estaciones acelerográficas, para comparar el análisis de obtención del efecto de sitio de movimiento fuerte con microtemblores y contrastarlo con la geología del sitio para tener más información concluyente. Recomiendan además contar con información referente a los espesores de las capas de sedimentos existentes y profundidad del estrato rocoso.

Tabla 1.5: Períodos Fundamentales para el AMSS según Invarsson y Johansson, 1985 [Bommer, et. al., 1998]

Zona	Período (s)
1. Región oeste	0.08 – 0.20
2. Plan de La Laguna	0.33 – 0.50
3. Cerro de Mariona	No se obtuvieron resultados consistentes con la geología del lugar
4. Las zonas aledañas a los ríos	
4.1 Al sur de las dos corrientes de lava	0.17
4.2 Este del centro de la ciudad a lo largo del río Acelhuate	0.13 – 0.22
4.3 Zonas cercanas al río Urbina y San Antonio	
5. Cerro San Jacinto	0.09
6. La región este (zonas cercanas al Lago de Ilopango)	1.0

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Realizar un estudio de respuesta de las capas superficiales de suelo en el Área Metropolitana de San Salvador por efecto de sismo.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar una correlación entre la Geología y la Geotécnica en cada sitio con los datos de movimiento fuerte obtenidos por la red acelerográfica del SNET y datos de movimiento débil registrados por UCA y SNET.

- Determinar los períodos fundamentales en los 5 pozos de análisis mediante el Método de Nakamura.
- Análisis de los Registros de Movimiento Fuerte por el Método de Borchedt utilizando un sitio de referencia con afloramiento rocoso y evaluando la función de transferencia de la capa sedimentaria evaluando directamente la relación de los espectros en la superficie y el basamento rocoso (roca ingenieril) en un mismo punto.
- Determinar la validez de los métodos comúnmente utilizados en estudios de microzonificación (Técnica de Nakamura, Método de Borchedt) para las condiciones geológicas particulares de la región, mediante una análisis comparativo de registros de microtemblores y registros de movimiento fuerte.

1.3 ALCANCES Y LIMITACIONES

- Se presenta una breve reseña de los aspectos relevantes al movimiento fuerte y al estudio de microtemblores, un resumen del método de Borchedt y de Nakamura, las limitaciones son inherentes a cada metodología utilizada.
- Se utilizarán registros de movimiento fuerte obtenidos por la red acelerográfica del SNET y registros de microtemblores obtenidos por UCA y SNET.
- El área de estudio se limitará a 5 pozos ubicados en el Área Metropolitana de San Salvador; específicamente en: Casa Presidencial (antes Ministerio de Relaciones Exteriores), Seminario San José de la Montaña, Viveros de DUA, DIGESTYC (antes Instituto Geográfico Nacional) y Centro de Recursos Naturales Renovables.

1.4 LIMITANTES

- El no contar con la suficiente información de la estratigrafía del AMSS, tanto de los tipos de suelo como del espesor de los estratos.
- No se cuenta con un registro acelerográfico sobre estrato rocoso en una mejor ubicación para realizar la comparación en el análisis por el Método de Borchedt.

1.5 DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.5.1 Delimitación Geográfica

El Área Metropolitana de San Salvador está formada por 14 municipios pertenecientes al departamento de la Libertad y al departamento de San Salvador. Estos Municipios son: Antiguo Cuscatlán, Nueva San Salvador (departamento de la Libertad), Apopa, Ayutuxtepeque, Cuscatancingo, Ciudad Delgado, Ilopango, Mejicanos, Nejapa, San Marcos, San Martín, San Salvador y Soyapango (departamento de San Salvador). El AMSS totaliza aproximadamente 2 millones de habitantes, lo que representa más del 30% de la población total del país. En la siguiente Figura se muestra la ubicación geográfica del AMSS.

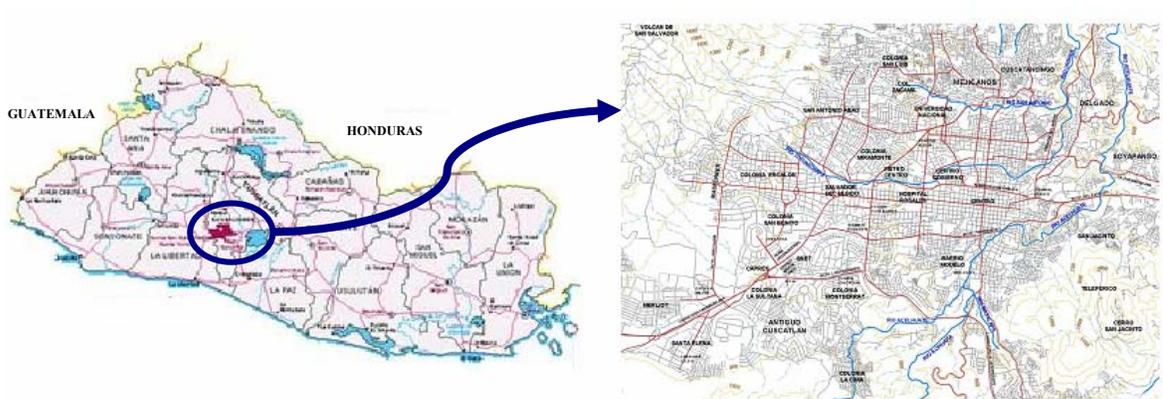


Figura 1.4: Ubicación Geográfica del AMSS [modificado de <http://209.15.138.224/inmoganaco>, Junio 2007]

Como se mencionó anteriormente, en este trabajo se analizan los registros tanto de microtemblores como de movimiento fuerte en cinco pozos a cielo abierto. Estos pozos se encuentran ubicados en los siguientes lugares: Casa Presidencial (CPR), antes Ministerio de Relaciones Exteriores (REX); Seminario San José de la Montaña (SEM); Viveros de DUA (VDU); DIGESTYC, antes Instituto Geográfico Nacional (IGN) y Centro de Recursos Naturales Renovables (CENREN). Como estación de referencia sobre basamento rocoso, para análisis de movimiento fuerte [ver Capítulo 2] se utilizó la estación de Panchimalco (UPAN) correspondiente a la red acelerográfica de la UCA.

En la Figura 1.5 se muestra la ubicación de las Estaciones Acelerográficas utilizadas para el presente estudio; en la Tabla 1.6 se muestran las coordenadas geográficas de las mismas.



Figura 1.5: Vista satelital del AMSS. Ubicación de Pozos a Cielo Abierto

Tabla 1.6. Coordenadas Geográficas de las Estaciones

ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD
REX ó CPR	13.686 N	-89.240 W
SEM	13.703 N	-89.224 W
VDU	13.738 N	-89.209 W
DYGESTIC ó IGN	13.714 N	-89.170 W
CENREN	13.689 N	-89.142 W
UPAN	13.614 N	-89.179 W

1.5.2 Geología del Sitio [Entrevista con Walter Hernandez]

El área de San Salvador está situada entre las estructuras volcánicas del Volcán de San Salvador al oeste y la caldera de Ilopango al este. Al norte está limitada por las estructuras volcánicas menores como los conos volcánicos de los cerros de Mariona, al sur por el bloque estructural de la Cordillera del Bálsamo y el volcán monogénico del cerro San

Jacinto. Contiguo a la cordillera del Bálsamo se emplazó el cráter freatomagmático del Plan de la Laguna. Un pequeño domo se localiza cercano a los cerros de Mariona y al cerro San Jacinto.

Casi toda la capital está cubierta por las tefras de la última erupción explosiva de la caldera del Ilopango, ocurrida en 430 DC. Los depósitos subyacentes pueden observarse en las paredes de las quebradas y de ríos y en los cortes de las carreteras de reciente construcción. Esto ha facilitado observar nuevas erupciones del edificio volcánico de San Salvador y de la caldera de Ilopango. La presente nomenclatura de los depósitos volcánicos se basa en el mapa Geológico a escala 1:50,000 preparado por Geotérmica Italiana (1988) [Figura 1.6], el cual es una versión mejorada del mapa 1: 100,000 de la Misión Geológica Alemana (1978). A continuación se presentan las distintas formaciones y las erupciones que las conforman, y se describen de la más antigua a la más joven.

a) Formación El Bálsamo.

Es la formación más antigua de edad pliocénica en el área de estudio, presenta poca exposición por estar cubierta por los depósitos volcánicos más jóvenes procedentes de las estructuras volcánicas principales. Está compuesta por pequeños conos volcánicos básicos a intermedios (Mb). Dicha formación la conforman las siguientes erupciones:

Coladas lávicas básicas (Lv). Este tipo de lavas afloran en el borde sur del graben central, y pueden observarse en los cortes del Blvd. Orden de Malta, en la cercanía del redondel (cerca Price Mart). Se encuentran también en pequeñas franjas irregulares las partes escarpadas contiguo a a la torre Cuscatlán, así como también la Colonias Costa Rica y Providencia. Las tobas café yacen de cobertura de esas lavas altamente diaclasadas. Más al oriente afloran en la ladera estructural de la caldera de Planes de Renderos.

Aglomerados (A). Pequeños afloramientos de aglomerados volcánicos están presentes en la cordillera del Bálsamo, entre el cráter Plan de la Laguna y el domo San Jacinto, los cuales afloran a lo largo de unas quebradas.

Conos básicos (Mb). En el margen occidental del Río Urbina sobresalen del relieve topográfico, varios cerritos donde se encuentran las fincas Argentina y Montreal, conocidos como Cerros de Mariona (Mb), que corresponden a otros centros eruptivos, cuyas lavas están bastantes fracturadas, diaclasadas y meteorizadas, reflejando una actividad tectónica pasada bastante activa y la fuerte actividad de los procesos exógenos. Estos cerros muestran evidencias de cráteres y el de mayor elevación es de 739 m, donde está situada la finca Argentina. El Cerro El Carmen (798 msnm) en Ayutuxtepeque corresponde al extremo occidental de este grupo de cerros. Estos conitos básicos están asociados al sistema de fallas E-W y su origen está relacionado con la formación del Graben Centroamericano que ocurrió aproximadamente entre el Plioceno y el Pleistoceno Inferior. Sobre los conos básicos yace una cobertura piroclástica constituida las tobas color café (por depósitos de pómez de caída TB4, TB3 y TB2 del Ilopango, pómez dacítico G1 del V. San Salvador con 64.21 % de SiO₂ y las cenizas TBJ de Ilopango.

b) Formación Cuscatlán.

La formación Cuscatlán del Plioceno-Pleistoceno Medio, comprende las unidades piroclásticas más antiguas de la caldera de Ilopango, compuestas por múltiples ignimbritas masivas, compactas, color rosado, beige y blanco y depósitos de caída compactos. Esta secuencia de composición ácida pertenece a las Tobas Inferiores (Ti) y en ese mismo grupo se incluyen los pequeños domos dacíticos (Ma) emplazados en la parte sur y central del área de estudio. Dicha formación la conforman las siguientes erupciones:

Domos dacíticos (Ma). Esta unidad está compuesta por pequeños domos dacíticos que forman el cerrito Milingo (676 msnm), el cerrito de la colonia Mirasol (640 msnm), Sitio La Barranquilla (633 msnm), La Batea, y hacia al sur del área se encuentra el cerrito Santa Rosa (695 msnm) en Soyapango. La disposición orientada de los domos indican que el emplazamiento de estos está controlado por las fallas E-W del sistema del Graben Central y que ésta actividad volcánica está asociada a la actividad ignimbrítica de las Tobas Inferiores (Ti) en el Pleistoceno Medio.

Domo y coladas ácidas del San Jacinto (J). El volcán monogénico del San Jacinto está formado por una serie de domos ya que esta estructura tuvo varios cráteres para su formación. Dos dataciones absolutas realizadas por el método K-Ar en sus lavas dacíticas reportaron 0.77 m.a. y 1 m.a, razón por la cual, corresponden al Pleistoceno medio.

Tobas Inferiores (Ti). Las Tobas Inferiores están compuestas por ignimbritas y tobas que afloran ampliamente al norte, noroeste de Ilopango, hasta encontrar las laderas del volcán Guazapa. Al sur, las ignimbritas forman estrechas mesetas separadas por cañones formados por efectos erosivos. Al oriente se extienden hasta la ciudad de Cojutepeque. Al noroeste contornan las laderas del norte del Volcán de San Salvador hasta alcanzar Apopa y Quezaltepeque, pero sus depósitos están cubiertos por Tierra Blanca Joven (TBJ). Las Tobas Inferiores corresponden al Miembro c1 de la Formación Cuscatlán y en los actuales cortes del Paquete III del Anillo Periférico entre Apopa y Soyapango, se observan 5 depósitos provenientes de la caldera de Ilopango con paleosuelos bien desarrollados.

Tobas Superiores (Ts). El Consorzio Salvador e. (1988) se refirió a los piroclastos ácidos compuestos por tres depósitos de pómez de caída, como Tobas Superiores (Ts), los cuales corresponden al Miembro s3 de la Tierra Blanca. Estos depósitos de pómez representan tres épocas eruptivas (TB4, TB3 y TB2) separados en el tiempo por inactividades, en los que se formaron paleosuelos en cada uno de ellos. La capa de pómez TB4, es la más antigua y la de mayor volumen y es también la que tiene la mayor cobertura espacial. Entre el TB4 y el TB3 yace un depósito de pómez gris de composición dacítica (G1) del volcán San Salvador, de edad estimada en 40 ka, cuyo espesor se adelgaza y desaparece hacia el Río Las Cañas. Las Tobas Superiores tienen buena exposición a en quebradas y ríos de la ladera oriental del V. San Salvador.

c) Formación San Salvador.

Esta formación está constituida principalmente por los productos efusivos y explosivos del volcán San Salvador y por la Caldera de Ilopango, ocurridos desde el Pleistoceno Superior hasta el Holoceno [Figura. 1.6]. Dicha formación la conforman las siguientes erupciones:

Antiguo edificio volcánico (P). Corresponde a la porción del volcán de San Salvador después del colapso caldérico, conocido como Picacho.

Flujo de lavas y piroclastitas básicas (L). Estas lavas básicas-intermedias prehistóricas se formaron después que el cráter del Boquerón se formó. Tienen amplia distribución en San Salvador extendiéndose hasta las cercanías de la colonia Quiñones, donde sirven de acuífero para la extracción de agua para el sistema de distribución Asociación de Acueducto y Alcantarillados (ANDA). Se localiza sobre TB2 y bajo TBJ.

Plan de la Laguna (C1). Esta erupción prehistórica comprende depósitos freatomagmáticos formados a partir de la salida por falla de una colada lávica básica, aparentemente asociada al macizo volcánico del San Salvador. Esta lava al entrar en contacto con el agua subterránea produjo una gran explosión con la salida de material fragmentado, formando oleadas piroclásticas, lapilli escoriáceo y se caracteriza por la abundante presencia de lapilli acrecional en la fase final de la erupción. La mayor parte de este material se encuentra cubierto por TBJ.

Tierra Blanca Joven (TBJ). Esta unidad está compuesta por los depósitos de caída y flujos piroclásticos de la última erupción explosiva de la caldera de Ilopango, que tienen amplia distribución en toda el área.

Talpetate (T). Este depósito proviene del Boquerón y está constituido por oleadas piroclásticas “surges” y escorias oscuras. Este material aflora en el cráter Boquerón y en las cercanías del cráter del Plan de la Laguna y yace sobre TBJ.

Aluviones (Q). Los aluviones están formados principalmente por la acumulación de los sedimentos en las riveras de los valles, en el interior de los cráteres de Boquerón, Plan de la Laguna y en Ilopango, los cuales provienen de la erosión de las cenizas de TBJ.

De la misma forma, los acelerogramas a utilizar en la realización del trabajo están ubicados en 3 zonas geológicas, cada una de ellas presenta en toda su extensión un perfil geológico,

las cuales son: Zona Geológica Picacho (en la parte norte de la Ciudad de San Salvador), Zona Geológica Boquerón (en la parte central de la Ciudad de San Salvador) y Zona Geológica Bálsamo (en la parte sur de la Ciudad de San Salvador). En la Figura 1.7 se presenta los límites aproximados de las Zonas Geológicas de Picacho, Boquerón y Bálsamo.

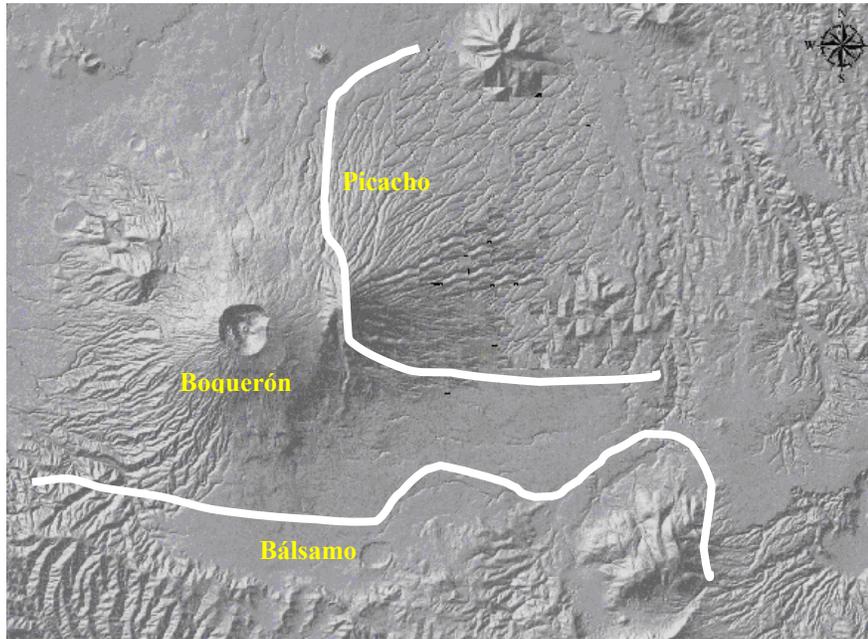


Figura 1.7: Límites de las Zonas Geológicas de Picacho, Boquerón y Bálsamo [Hernández, 2007]

La Zona Geológica Picacho presenta un perfil muy parecido en toda su extensión. Está formado por diferentes capas de Tierra Blanca (TBJ, TB2 y TB4) provenientes de diferentes erupciones en el antiguo Volcán de Ilopango, por una capa de un depósito gris característico de caída de pómez dacítica conocida como G1 producida por una erupción del Volcán de San Salvador. Dentro de esta zona se encuentra el pozo ubicado en los Viveros de DUA.

La Zona Geológica Boquerón presenta un perfil formado por diferentes capas de Tierra Blanca (TBJ y TB2) provenientes de erupciones en el antiguo Volcán de Ilopango, por una capa de depósito gris y desechos fluviales conocida como G2 producida por una erupción del Volcán de San Salvador, una capa de Andecitas y otra capa de Brecha. Dentro de esta

zona se encuentran los pozos ubicados en el Seminario San José de la Montaña, DYGESTIC (antes Instituto Geográfico Nacional), Centro de Recursos Renovables y Casa Presidencial (antes Ministerio de Relaciones Exteriores).

La Zona Geológica Bálsamo presenta un perfil formado por diferentes capas de Tierra Blanca (TBJ, TB2, TB3 y TB4) provenientes de erupciones en el antiguo Volcán de Ilopango, por una capa de un depósito gris característico de caída de pómez dacítica conocida como G1, una capa de depósito gris y desechos fluviales conocida como G2, ambas producidas por erupciones del Volcán de San Salvador y una capa de Suelos Meteorizados Poligenéticos.

El pozo ubicado en Casa Presidencial se encuentra en la cercanía a la intersección de las zonas geológicas de Boquerón y Bálsamo, razón por la cuál se presentan ambas descripciones.

Las capas de Tierra Blanca (TBJ, TB2, TB3 y TB4) son nombradas en número ascendente de la más joven a la más antigua en edad geológica. Por lo que la TBJ (Tierra Blanca Joven) es la capa mas reciente en el AMSS. Aunque se desconce el tiempo exacto de las erupciones del antiguo Volcán de Ilopango, podemos afirmar que la capa G1 descansa entre los depósitos de las capas de Tierra Blanca TB3 y TB4. Las capas de Tierra Blanca TBJ, TB2, TB3 y TB4 presentes en todas las zonas geológicas, poseen una gran cantidad de limos de mediana plasticidad. En la Figura 1.8 se presentan los perfiles de cada una de las zonas geológicas descritas anteriormente.

Para cada uno de los pozos se cuenta con características del subsuelo, determinadas por el Departamento de Mecánica de Suelos del Centro de Investigaciones Geotécnicas a partir de pruebas SPT y muestras de suelo así obtenidas. Además, se cuenta con correlaciones geotécnicas, y gráficos de resistividad aparente para distintas profundidades (Anexo A). Estas correlaciones geotécnicas están basadas, en su mayoría, en formulas empíricas.

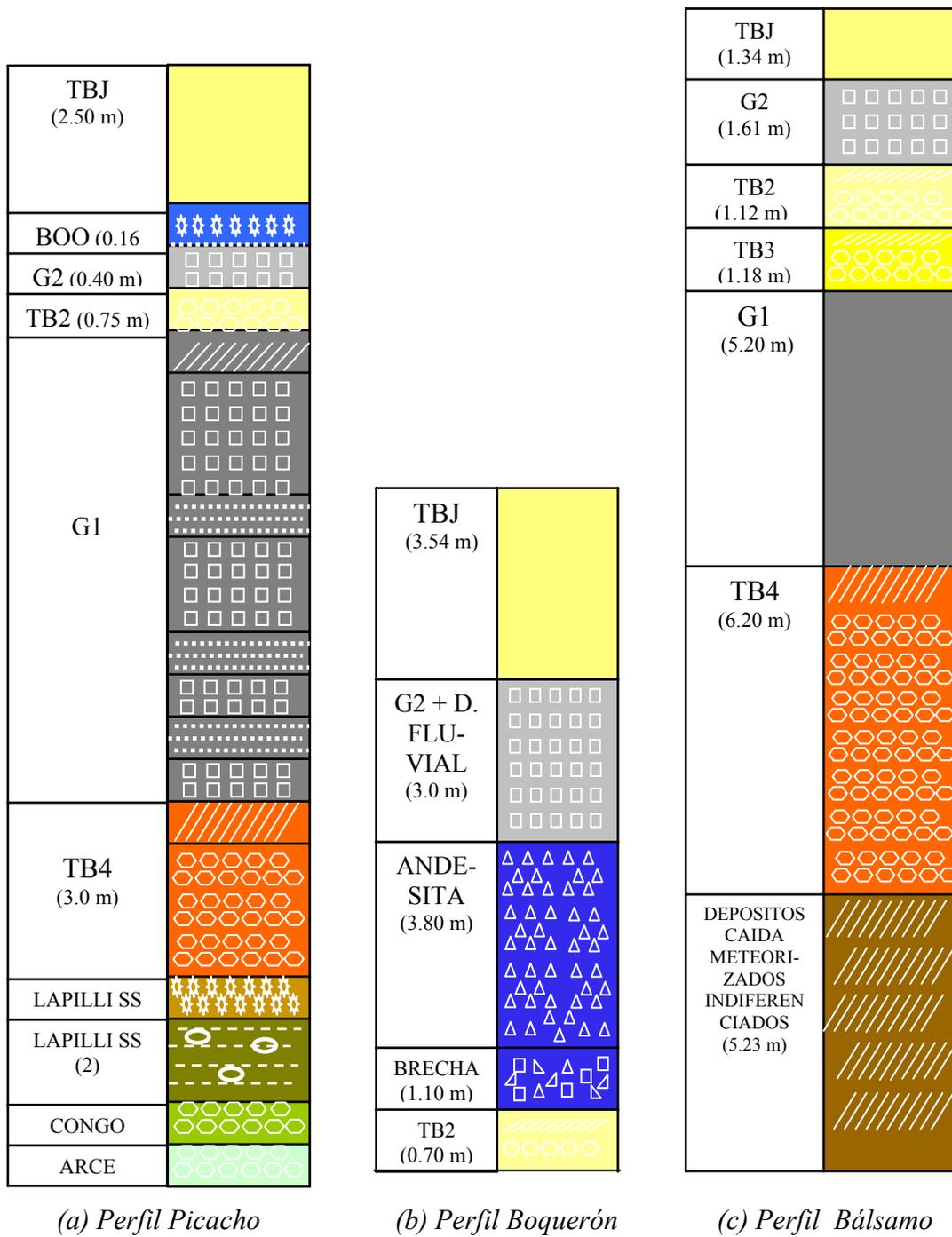


Figura 1.8: Perfiles de las Zonas Geológicas de Picacho, Boquerón y Bálsamo [Hernández, 2007]

Para los propósitos de este estudio, son de especial interés, el espesor total de sedimentos (Características del Subsuelo), la velocidad de ondas S (Correlaciones Geotécnicas) y la resistividad aparente de las distintas capas de suelo, ya que nos permiten tener una idea de los períodos predominantes y amplificaciones esperadas.

La resistividad aparente del nos permite determinar, con más certeza, la profundidad de la roca, es decir, si el fondo del pozo se encuentra verdaderamente sobre roca; ésta es una medida de la dificultad que encuentra la corriente a atravesar el material y permite, por tanto, determinar la composición estructural del subsuelo. En la siguiente tabla se muestran resistividades típicas de distintos tipos de suelo [Tabla 1.7]

Tabla 1.7: Resistividades de Suelos Naturales [http://www.procobreperu.org]

Tipo de Suelo	Resistividad (Ohm-m)
Limos, Arcillas, Suelo Vegetal y de Cultivo	10 - 100
Tierra Fina, Turbas, Concreto Húmedo (suelo)	100 - 300
Tierra Aluvial, Arenas firmes, suelo seco	300 - 800
Arena Eólica, Lecho de Río, Cascajo	800 - 3000
Rocas Estratificado, Fracturadas, Monolíticas	3000 - 10000
Suelos de Feldespatos, Micas, Cuarzos	5000 - 30000
Concreto Normal Exterior (seco)	10000 - 50000

Para la estación de UPAN, a ser considerada como sitio de referencia sobre basamento rocoso, no se cuenta con un estudio detallado de la geología del lugar. Estudios geológicos realizados en el sitio de la estación describen la geología del lugar como Roca Volcánica Terciaria, caracterizada por una velocidad de ondas de corte de 2100 m/seg. [Salazar et. al., 2007]

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1 MOVIMIENTO FUERTE

Se denomina movimiento sísmico fuerte o terremoto a las vibraciones del terreno causadas por una liberación repentina de energía que se transmite a la superficie en forma de ondas sísmicas. Las ondas sísmicas son irradiadas desde una fuente de energía elástica y se propagan en todas las direcciones.

2.1.1 Causas Principales de los terremotos

La tectónica de placas y la actividad volcánica son las causas principales de los terremotos. La gran mayoría de los terremotos se producen por efecto del movimiento relativo e interacción entre placas tectónicas que conforman la litósfera. Estas capas de roca tienen un comportamiento frágil y, al alcanzar su límite elástico, se fracturan sin deformaciones plásticas, resultando en una liberación súbita de energía elástica. A estos terremotos se les conoce como terremotos tectónicos. Los terremotos volcánicos son aquellos que se producen por efecto directo del movimiento de magma dentro de un volcán.

Existen cinco tipos básicos de interacción entre las placas tectónicas: (1) Extensión en los dorsales meso-oceánicos, (2) Subducción, (3) Acreción, (4) Transformación, y (5) Colisión. En el primer modo de interacción, nuevo material emerge desde el manto, logrando que las placas crezcan y se separen. El fenómeno de subducción está relacionado con el choque entre placas, donde la placa de menor densidad desciende bajo la otra. Cuando el choque entre placas se da de una manera más lenta, entre una placa oceánica y otra continental, se da el fenómeno de acreción, en el cual la placa continental aumenta en espesor. La falla de transformación se da cuando las placas se mueven paralelamente, relativas una a la otra, generando rozamientos en la falla. Finalmente, dos placas continentales pueden colisionar generando enormes presiones; se producen grandes montañas y las placas continentales se

unen. En la Figura 2.1 se muestran los tipos básicos de interacción entre las placas tectónicas.

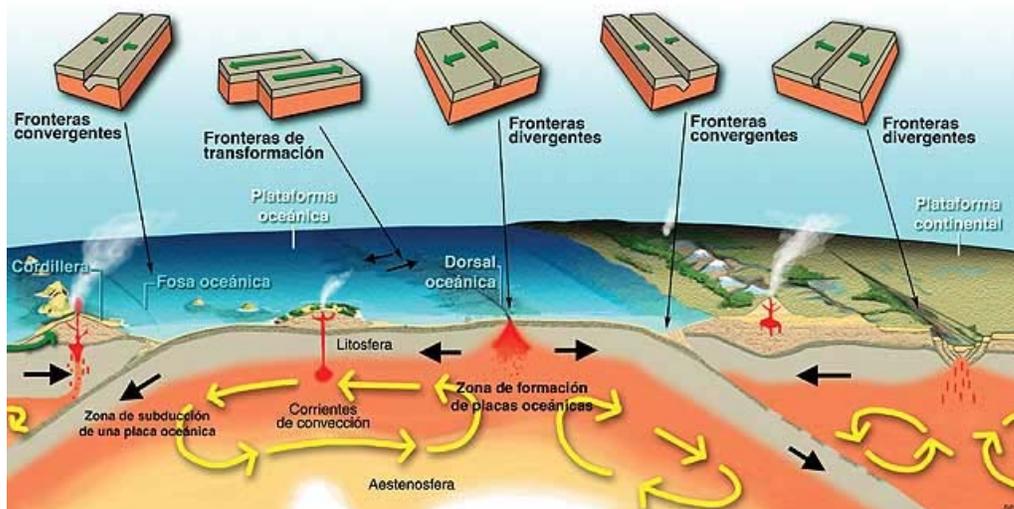


Figura 2.1. Tectónica de placas. [<http://www.fpolar.org.ve/escien/09/10.html>, Mayo 2007]

Los sismos pueden clasificarse como terremotos entre-placas o intra-placas. Los primeros se originan en los límites de las placas tectónicas y están relacionados directamente con los esfuerzos que se generan como consecuencia del movimiento relativo. “Los terremotos intra-placas se generan lejos de estos límites, y se deben, probablemente, a una reducción local de la resistencia de la corteza más que a un aumento del esfuerzo” [Bommer, 1996]. Este tipo de falla está asociado, entonces, a un plano de debilidad en la corteza terrestre.

En El Salvador, la fuente principal de sismos se encuentra en la zona de subducción, donde la placa de Cocos desciende bajo la placa del Caribe. En la zona de subducción los sismos pueden alcanzar grandes magnitudes y profundidades superiores a los 300 km de la placa sumergida [Bommer, 1996]. Un ejemplo de terremoto tectónico en El Salvador, fue el ocurrido el 13 de enero del 2001. El epicentro de éste fue ubicado en la zona de subducción, con coordenadas 13.049° N y 88.660° W y una profundidad focal de 60 km. Las magnitudes reportadas fueron 6.4 mb, 7.8 Ms y 7.7 Mw [Cepeda et. al, 2004]. Este sismo ha sido uno de los sismos más destructores de la historia salvadoreña, y el mayor

evento de subducción frente a las costas de El Salvador en más de un siglo [Benito et. al, 2000].

La segunda fuente de mayor importancia es la cadena de volcanes que corre paralela a la fosa de subducción, desde Guatemala hasta Costa Rica. Estos terremotos no alcanzan magnitudes muy elevadas, no superiores a 6.5, pero, debido a su foco superficial, la intensidad suele ser muy elevada en las cercanías del epicentro. La mayoría de los terremotos asociados a la cadena volcánica son en realidad de origen tectónico. El terremoto del 10 de octubre de 1986 es un ejemplo de terremotos de ésta índole. El epicentro de este sismo fue ubicado en las coordenadas 13.67°N y 89.18°O a pocos kilómetros de la ciudad de San Salvador y con una profundidad focal de 10 km. La magnitud registrada por este sismo fue $m_b = 5.4$. [Bommer et. al, 1998]. El 13 de febrero de 2001 ocurrió otro importante evento relacionado a la cadena volcánica, con coordenadas epicentrales 13.671° N y 88.938° W y a una profundidad focal de 10 km. Las magnitudes reportadas por este sismo fueron 5.5 m_b , 6.5 M_s , y 6.6 M_w [Cepeda et. al., 2004].

2.1.2 Tipos de Ondas y Características

“El movimiento ondulatorio puede considerarse como un transporte de energía y cantidad de movimiento desde un punto del espacio a otro, sin transporte de materia. Los sismos generan dos tipos de ondas elásticas que se propagan a través del medio: las ondas de cuerpo o de volumen, y las ondas superficiales. La velocidad de propagación depende de la densidad del medio y de sus propiedades elásticas, el módulo de incompresibilidad y el módulo de rigidez.” [Rosales, 2001: pp.24-25]. Las ondas sísmicas pueden también ser generadas artificialmente a causa de la actividad humana: tráfico vehicular, maquinaria industrial, etc. (Apartado 2.2)

Existen dos tipos de ondas de cuerpo: ondas primarias o de compresión (ondas P), y ondas secundarias o de cizallamiento. Las ondas P pueden viajar a través de cualquier medio y se caracterizan por viajar en el sentido de propagación de la onda, comprimiendo y dilatando el suelo alternadamente. Estas ondas se propagan a mayor velocidad (aproximadamente 1.73 veces la velocidad de las ondas S [Reyes y Sorto, 2007: p. 105]), por lo que siempre

son registradas primero. Las ondas S u ondas transversales, se caracterizan por moverse en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda, sea de arriba a abajo o en un plano horizontal, por lo que solo pueden viajar a través de medios sólidos [Figura 2.2]. La amplitud de las ondas S generalmente es superior a la de las ondas P.

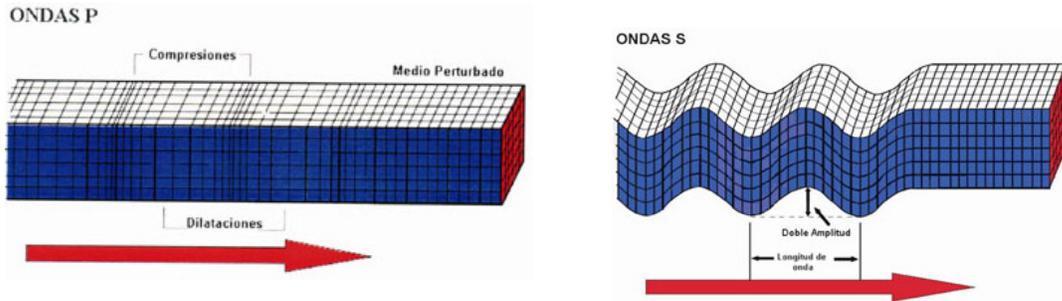


Figura 2.2: Ondas de cuerpo [www.funvisis.gob.ve, Mayo 2007]

La velocidad de propagación de las ondas internas o de cuerpo depende únicamente de las propiedades del material en el que viajan. Se puede definir la velocidad de ambos tipos de ondas en función de las constantes elásticas [Martínez et. al., 2000]:

$$V_p = \sqrt{\frac{M}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (\text{Ec. 2.1})$$

Donde M es el módulo de compresibilidad, G el módulo de cortante y ρ la densidad del material. Valores típicos de velocidades de estas ondas en el manto son $V_p = 9$ km/s y $V_s = 5$ km/s. En depósitos superficiales la velocidad de las ondas disminuye, alcanzando valores entre 60 y 500 m/s. Así mismo, el grado de compactación de los suelos también influye en la velocidad de las ondas S, por lo que muchas veces es considerado un parámetro para definir la eficacia con que el suelo ha sido compactado [Bommer, 1996].

Cuando las ondas de cuerpo interactúan con la superficie libre de la Tierra, se genera una segunda clase de ondas, conocidas como ondas de superficie. “Las ondas superficiales se propagan a lo largo de la superficie de la Tierra, llevan la mayor parte de la energía liberada en sismos superficiales e intermedios, y normalmente son la causa principal de la

destrucción ocasionada por los terremotos” [Bommer, 1996: p. 70]. Estas ondas alcanzan su amplitud máxima en la superficie.

Existen dos tipos de ondas superficiales; Rayleigh y Love. Las ondas Rayleigh (R) se caracterizan por tener un movimiento elíptico y vertical simultáneamente, que ocurre en el plano de propagación de la onda. Las ondas Love (L) se propagan con un movimiento polarizado horizontalmente en el plano de la superficie de la tierra (solo poseen la componente horizontal del movimiento) [Figura 2.3]

“La velocidad de las ondas P y S depende solamente de las propiedades elásticas del medio, pero para las ondas superficiales la velocidad también depende del período (o frecuencia) de la onda. La dispersión lleva a considerar dos diferentes tipos de velocidad: la velocidad de fase, que es la velocidad de propagación de una sola frecuencia, y la velocidad del grupo que es la velocidad con que se propaga la energía del tren de ondas o la envolvente moduladora” [Bommer, 1996: pp. 71-72].

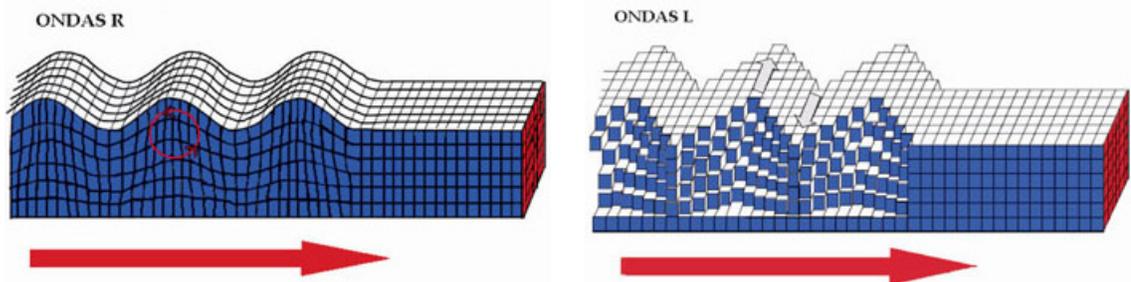


Figura 2.3: Ondas Superficiales [www.funvisis.gob.ve, Mayo 2007]

Estudios recientes han demostrado que una parte significativa del movimiento fuerte consiste de ondas superficiales, por lo que muchas veces es necesario realizar estudios de esfuerzo-deformación del suelo durante la propagación de este tipo de ondas.

En los últimos años, debido al gran incremento en la construcción de edificios en altura y otras grandes obras, el estudio de las ondas superficiales ha cobrado gran importancia, por ser este tipo de edificaciones, con períodos naturales mayores a los diez segundos, más susceptibles a daños por los efectos de resonancia que con ellas se puedan generar.

2.1.3 Cuantificación de los Terremotos.

La magnitud de un sismo es una medida de la energía sísmica liberada, y a diferencia de la intensidad, que mide tamaño de un terremoto a partir de la apreciación cualitativa de sus efectos sobre el hombre y sus construcciones, la magnitud está directamente asociada a la medición de un parámetro físico (registros de ondas sísmicas). La magnitud es característica del terremoto en particular e independiente de la ubicación de la estación de registro. Las escalas de magnitud comúnmente usadas son: [Briceño et. al, 2004]

a) **Magnitud Local, M_l**

Charles F. Richter introdujo por primera vez el concepto de Magnitud en 1935, determinando la disminución de amplitudes registradas por un sismógrafo de torsión Word-Anderson, contra la distancia epicentral [Ec. 2.2]

$$M_l = \log A - \log A_0 \quad (\text{Ec. 2.2})$$

Donde A es la amplitud registrada por el sismógrafo y A_0 la amplitud, a la misma distancia, de un terremoto de magnitud cero, que produzca una amplitud máxima de 0.001 mm en un sismógrafo Word-Anderson (factor de amplificación = 2800 y periodo = 0.85 s) a una distancia de 100 km.

La escala de magnitud propuesta por Richter es totalmente válida únicamente para el sur de California, para donde la escala fue calibrada, es dependiente del modelo del sismógrafo, y es aplicable para distancias menores a los 1000 km.

b) **Magnitud de Ondas Superficiales, M_s**

En 1967, el Comité de Magnitud de la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra, IASPEI, adoptó la ecuación de Praga [Ec. 2.3] establecida por sismólogos de la entonces Unión Soviética y Checoslovaquia. Esta ecuación puede ser utilizada con cualquier período, siempre que se identifiquen claramente ondas superficiales de largo período (Love o Rayleigh)

$$M_s = \log(A/T) - 1.66 \log D + 3.3 \quad (\text{Ec. 2.3})$$

Donde: A/T es la máxima relación entre la amplitud del terreno, medida en micras, de la componente vertical de las ondas superficiales y el periodo T del movimiento del terreno, entre 18 y 22 segundos, y D la distancia epicentral en grados geocéntricos, entre 20 y 160°.

c) Magnitud de Ondas de Cuerpo, mb

Conocida también como Magnitud de Ondas Internas, fue concebida para cuantificar terremotos de foco profundo, debido a que éstos no generan ondas superficiales con amplitudes medibles, por lo cual es necesario trabajar con ondas de cuerpo P y S. La definición básica de esta escala fue propuesta por Gutenberg y Richter en 1945

$$mb = \log(A/T) + Q(D, h) \quad (\text{Ec. 2.4})$$

Q es una función de atenuación que depende de la distancia epicentral ($\geq 5^\circ$) y la profundidad focal, h . En 1967 la IASPEI adoptó el método propuesto por Gutenberg y Richter, restringiendo la lectura de la máxima relación entre amplitud y período a los primeros 20 segundos de registro.

d) Magnitud de Momento Sísmico, M_w

La Magnitud de Momento fue definida a partir de relaciones entre la energía liberada en forma de ondas sísmicas y el momento sísmico, válida para todos los rangos de magnitud.

$$\log M_o = 1.5M_w + 16.1 \quad (\text{Ec. 2.5})$$

Donde M_w la magnitud de momento y M_o el momento sísmico de las fuerzas que producen el sismo (tensor momento sísmico), dado por la siguiente expresión:

$$M_o = \mu \Delta u A \quad (\text{Ec. 2.6})$$

Donde μ es el coeficiente de rigidez de la corteza, Δu es la dislocación o separación media entre los planos involucrados en el rompimiento de la falla, y A es el área total del plano de falla.

El momento sísmico puede ser calculado también a partir de registros sismográficos, ya que está directamente relacionado con la amplitud del espectro en la zona de bajas frecuencias. En 1966 Aki propuso la siguiente ecuación para el cálculo de momento sísmico [Bommer, 1996]:

$$M_0 = K\Omega_0 \quad (\text{Ec. 2.7})$$

Donde K es una función de la velocidad de las ondas sísmicas, la distancia, la rigidez de la corteza, la geometría y el mecanismo de falla, y Ω_0 la magnitud del espectro.

La magnitud de momento presenta una ventaja considerable frente a las otras escalas de magnitud, ya que estas tienden a saturarse dando el mismo valor de magnitud aunque el terremoto sea más grande en términos de energía. El momento se calcula a partir de la amplitud en la zona de bajas frecuencias, no a partir de amplitudes dentro de un rango limitado de períodos, por lo que la escala no se satura aún para los terremotos más fuertes.

2.1.4 Liberación de Energía. Caída de Esfuerzos

Al ocurrir un sismo, parte de la energía potencial almacenada en forma de esfuerzos en las rocas es liberada súbitamente y ambos lados de la fractura rebotan hacia posiciones de menor esfuerzo. Una parte de esta energía potencial es disipada durante la facturación de la roca, otra puede permanecer en las rocas en forma de esfuerzos residuales, y otra se convierte en energía cinética y es liberada en forma de ondas sísmicas.

A la diferencia entre el esfuerzo antes del sismo y el esfuerzo remanente, se le conoce como caída de esfuerzos. “La caída de esfuerzos no es una medida muy útil del tamaño de un sismo porque su valor cambia poco con la magnitud, pero es una indicación de la fuerza de la radiación de alta frecuencia” [Bommer 1996: p. 115]. “La longitud y el período de una

onda sísmica son proporcionales a la longitud de la falla que se rompe, la amplitud de la onda depende de la cantidad de energía liberada en la ruptura de la falla. Un terremoto muy grande libera más energía, pero genera ondas de mayor longitud y período, y no genera ondas de corto período con mayor amplitud” [Bommer 1996: p. 114].

2.1.5 Parámetros que definen el Movimiento Fuerte

El movimiento fuerte se puede caracterizar mediante distintos parámetros, que dan una indicación de una propiedad determinada del movimiento. En este apartado se exponen los parámetros más comúnmente utilizados para este propósito.

a) Aceleración máxima

La aceleración máxima, o aceleración pico, es el parámetro más comúnmente empleado para definir el movimiento fuerte. “La aceleración máxima está relacionada con la ruptura súbita sobre un área limitada de la ruptura y no de sus características globales, (Hanks y Johnson, 1976), y por lo mismo, cerca de la ruptura de falla su valor es casi independiente de la magnitud” [Bommer 1996: p. 162]

Este parámetro constituye una medida de la fuerza de inercia que ofrece una estructura al movimiento y por tanto del potencial para causar daños. Sin embargo, la aceleración pico se aplica a las estructuras durante una fracción de segundo, por lo que sólo se le puede considerar como un indicador de daño potencial para estructuras muy rígidas de bajo período.

b) Aceleración Efectiva

Debido a lo anterior, se han definido otros parámetros que permiten relacionar de una mejor manera el nivel de daños esperado de un terremoto. Tal es el caso de la aceleración efectiva, que depende además de la duración del movimiento fuerte. La aceleración efectiva representa el nivel que tendría el registro de tener una amplitud constante en un mismo período de tiempo con una duración mayor que la máxima.

c) Intensidad de Arias

La intensidad de Arias es una medida de la capacidad de daño en una estructura basada en la energía por unidad de peso disipada durante la duración total del movimiento. Este parámetro refleja la energía total contenida en un acelerograma, despreciando los efectos del amortiguamiento y considerando la contribución de las tres componentes ortogonales del movimiento.

d) Duración Significativa y Duración Efectiva

En 1975 Trifunac y Brady propusieron un concepto de duración significativa partiendo del gráfico de la Intensidad de Arias frente al tiempo, conocido como diagrama de Husid. La duración significativa se toma como la duración que corresponde al intervalo entre el 5 y el 95% del total. [Bommer, 1996]

Bommer y Martínez-Pereira propusieron una definición de duración efectiva basándose en la definición de duración significativa propuesta por Trifunac y Brady cuatro años antes. Para estimar esta duración se parte también del diagrama de Husid y se toma el intervalo correspondiente al tiempo para el cual la IA alcanza un umbral de 0.01 m/s y el tiempo para el cual la energía remanente del registro es 0.125 m/s, obteniéndose una medida objetiva del tiempo en el que se encuentra comprendida una cierta cantidad de energía. [Benito y Cabañas, 2000]

2.1.6 Factores que intervienen en el Movimiento Fuerte

Los factores principales que influyen en el movimiento fuerte pueden agruparse en tres categorías: fuente (radiación generada), trayecto (propagación de las ondas sísmicas a través del medio) y sitio (efecto local del suelo en el emplazamiento).

La fuente se define en función de la energía liberada durante el evento sísmico, para ello pueden utilizarse la magnitud o el momento sísmico. También se consideran dentro de esta categoría otros parámetros relacionados con el mecanismo de la ruptura. Para tomar en cuenta este término es necesario analizar la sismicidad de la región de influencia del lugar, analizando las fuentes sismo-generadoras y su influencia a través de relaciones de

recurrencia. Para poder definir la relación de recurrencia apropiada, es necesario contar con un amplio registro tomado a lo largo de un período de tiempo considerable.

Para definir la influencia del trayecto, el parámetro más comúnmente utilizado es la distancia entre la fuente sismo-generadora y el sitio o emplazamiento. Se pueden definir también el azimut de la estación con respecto a la fuente y las características geológicas de la corteza en la región. En la trayectoria, desde la fuente hasta el sitio de análisis, la energía se atenúa más o menos dependiendo del medio, por lo que siempre se considera conveniente estudiar ecuaciones de atenuación, que permitan determinar el movimiento esperado en el sitio de análisis, siempre que este se encuentre sobre un estrato rocoso y de topografía regular. Para definir estas ecuaciones de atenuación generalmente se utilizan leyes empíricas que relacionan el parámetro de movimiento fuerte en el punto de análisis, con la distancia epicentral o hipocentral y el parámetro de la fuente.

Cuando la predicción del movimiento fuerte se realiza sobre la base de los parámetros de la fuente y el trayecto, el movimiento queda caracterizado en roca o suelo duro. Sin embargo, pocas veces se tienen tales condiciones, por lo que resulta necesario incluir la influencia de los efectos locales como factor integrante del movimiento. El factor sitio generalmente se define en función de la geología superficial del lugar y puede llegar a dominar la amenaza sísmica debido a los efectos de amplificación de la radiación sobre la base rocosa.

2.1.7 Amplificación de Ondas por Efectos de Sitio

De acuerdo con las leyes de atenuación, la intensidad del movimiento disminuye con la distancia epicentral, sin embargo, el movimiento sísmico puede variar mucho de un lugar a otro según las características geológicas, aunque la distancia al epicentro no varíe considerablemente. A este fenómeno se le conoce como “efecto de sitio”.

Los efectos de sitio se deben principalmente a tres factores: efectos topográficos (variaciones laterales de la estructura geológica), características de la radiación incidente (modelo de fuente y ubicación con respecto al punto de análisis) y a la presencia de materiales blandos o sedimentos (composición y espesor de los estratos situados sobre la

base rocosa). Enfocaremos nuestra atención en los efectos de la geología superficial [Figura 2.4]

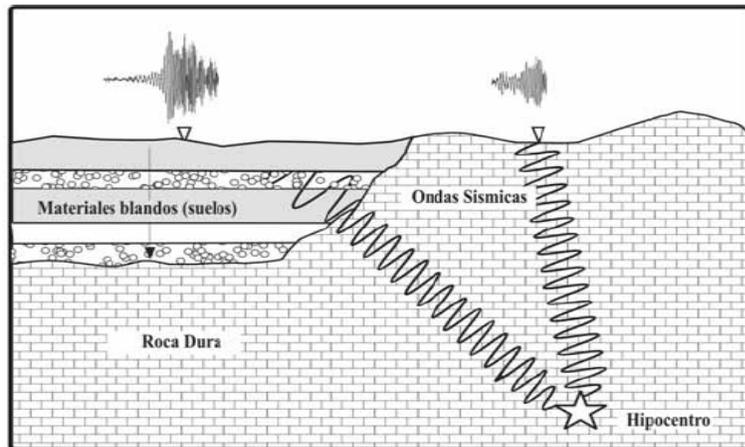


Figura 2.4: Esquema de paso de ondas sísmicas [Tsige y García, 2006]

Dos mecanismos principales determinan los efectos de amplificación del movimiento en el suelo: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica. La primera relacionada con el fenómeno de impedancia y la segunda a los efectos de resonancia.

La amplificación geométrica depende básicamente de dos factores: (1) “Cuando las ondas sísmicas pasan de la roca al suelo la velocidad de propagación es menor y el tren de ondas decelera, pero para mantener el flujo de energía, se incrementa la amplitud de las ondas sísmicas. Este fenómeno se conoce como impedancia. (2) Por otro lado, el suelo absorbe más energía que la roca y por tanto tiende a amortiguar el movimiento; a este mecanismo se da el nombre de atenuación anelástica. La amplificación del movimiento que resulta entonces depende del balance entre estos dos factores, que dependen del espesor de la capa de suelo y el contraste entre la velocidad de propagación de ondas en roca y en suelo. En general, sólo se considera la contribución de los 30 metros superficiales a la amplificación del movimiento.” [Bommer, et. al., 1998: pp. 40-41]

El fenómeno de impedancia puede ser determinado con base en la relación de densidades y velocidades de propagación de onda de la roca (b) con respecto al suelo (s). Para sedimentos, el contraste de impedancias se expresa como [Bommer, 1996: pp. 198]:

$$I_c = \frac{\rho_b v_b}{\rho_s v_s} \quad \text{con} \quad v_b > v_s \quad (\text{Ec. 2.8})$$

La amplificación dinámica se da como resultado del fenómeno de resonancia, cuando la diferencia entre las velocidades de propagación entre la roca y el suelo es considerable. Este efecto resulta de la multireflexión de las ondas dentro de las capas de suelo: la onda se refleja en la superficie y se propaga hacia abajo hasta que rebota en la roca, y se dirige nuevamente hacia la superficie. El fenómeno se repite y las ondas quedan atrapadas dentro de la capa de suelo, aumentando la amplitud de las ondas y prolongando la duración del movimiento.

El efecto de multireflexión puede volverse aún más crítico ante la ocurrencia del fenómeno conocido como interferencia constructiva, cuando dos ondas de igual amplitud, período y fase se interfieren y generan una onda resultante de amplitud igual a la suma de las amplitudes de onda que la originaron.

“El efecto de resonancia es máximo cuando el período de las ondas sísmicas coincide con el período de vibración de la capa de suelo. En este caso la amplificación puede ser muy grande y el período natural del suelo llega a ser dominante en el movimiento.” [Bommer et. al., 1998: pp. 40-41]. Asumiendo que el suelo consiste de n capas horizontales, con un espesor H_i (en m) y una velocidad de ondas de corte V_i (en m/s), sobre un estrato firme, el período fundamental puede ser estimado mediante la ecuación [Ingvarsson y Johansson, 1996]:

$$T = 4 \sum_1^n \frac{H_i}{V_s} \quad (\text{Ec. 2.9})$$

La respuesta sísmica de una obra civil está estrechamente ligada a la geología superficial del lugar de emplazamiento, y el nivel de daño máximo probable ocurrirá cuando el período natural de vibración de la edificación coincida con el período natural del suelo la sostiene. En la figura 2.2 se ilustran dos ejemplos típicos de espectros de respuesta, junto con el tipo de edificios que pueden verse más afectados.

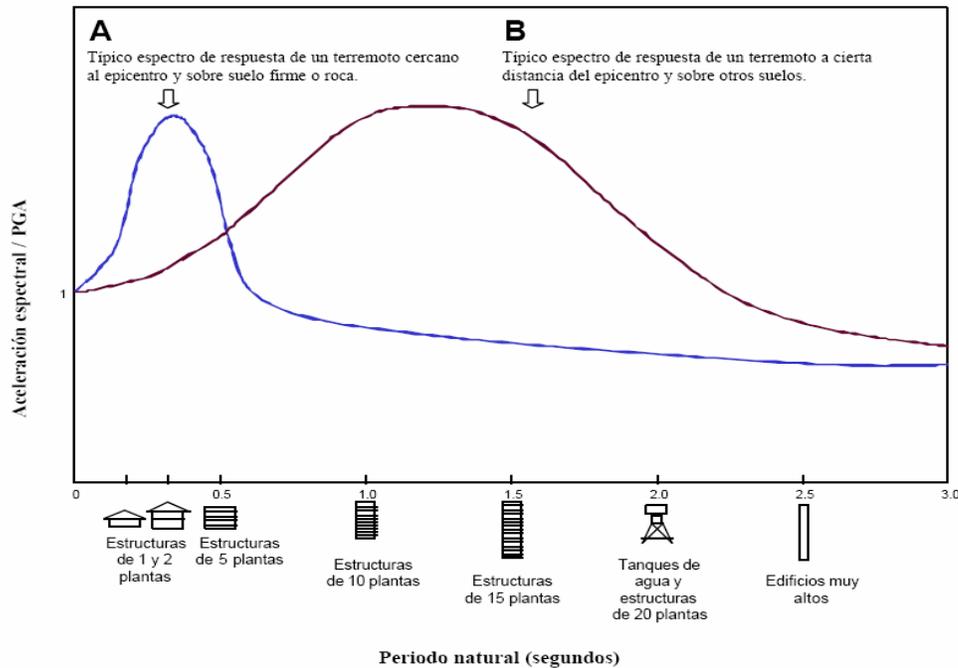


Figura 2.5- Ejemplos típicos de espectros de respuesta, junto con el tipo de edificios que pueden verse más afectados según Coburn et al., 1992 [Benito y Cabañas, 2000]

El Área Metropolitana de San Salvador se encuentra en gran parte asentada sobre suelos de origen volcánico, predominantemente cenizas volcánicas, con una velocidad de cizalla de aproximadamente 200 m/s. En 1994 Atakan y Torres realizaon estudios donde proponen factores promedios de amplificación del movimiento por las cenizas volcánicas de entre 3 y 6. [Bommer et. al., 1998: pp. 40-41]

La influencia de los efectos locales generalmente se aborda mediante el estudio de microtemblores y la aplicación de técnicas empíricas, como el método de Borchardt y la técnica de Nakamura.

2.2 INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE MICROTEMBLORES

Existen tres tipos básicos de vibraciones del suelo: movimientos sísmicos, microsismos y microtemblores, que difieren entre sí por el rango de períodos de las ondas que los constituyen, por la estabilidad, así como por las fuentes que los generan. En la sección

anterior se introdujeron los conceptos básicos del movimiento fuerte; éste capítulo será dedicado al estudio de los microtemblores y su aplicación en la estimación de efectos de sitio, predicción del comportamiento y efectos de movimientos sísmicos fuertes.

Los microsismos son oscilaciones regulares, inducidas por fuentes naturales como olas oceánicas, tormentas, cambios de presión atmosférica, etc.; están compuestos por ondas Rayleigh y son de período largo (2-3 segundos o más). Los microtemblores son vibraciones de origen artificial, producto de la actividad humana (tráfico, maquinaria industrial, etc.); son de período corto (menor a 1 segundo) y están compuestos principalmente por ondas Rayleigh y ondas S. La ventaja del estudio de los microtemblores sobre los microsismos radica básicamente en la estabilidad de la vibración [Moreno y Alfaro, 2000].

2.2.1 Geología Local y Microtemblores

A partir de los años cincuenta, el estudio de microtemblores o microtrepidaciones se ha convertido en una de las técnicas más utilizadas para evaluar las características dinámicas de los suelos y determinar los efectos de amplificación de las ondas sísmicas.

“Kanai y Tanaka (1961) concluyen que el período predominante de un movimiento sísmico está muy relacionado con el período más frecuente de los microtemblores y que el registro de microtemblores en superficie permite obtener el período 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. La Figura 2.6 es un ejemplo que muestra una buena correlación de las curvas de frecuencia-período entre el movimiento sísmico fuerte y los microtemblores.” [Moreno y Alfaro, 2000: p. 5]

Las características espectrales de los microtemblores están directamente relacionadas con la geología local del sitio, permitiendo distinguir el tipo de suelo a partir de los períodos predominantes encontrados. En la Figura 2.7 se muestra la curva de distribución de períodos de microtemblores representativas para varios tipos de suelo, usados en el código de edificación de Japón [Tabla 2.1].

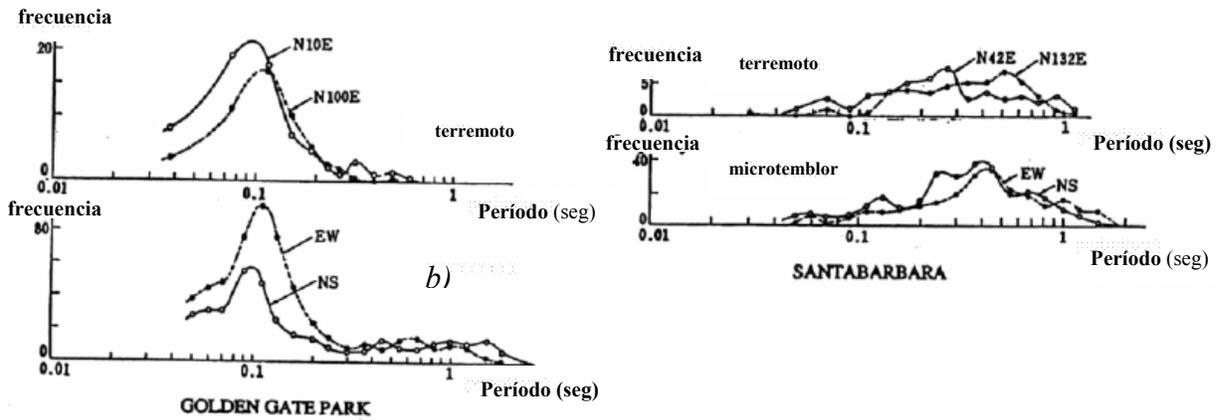


Figura 2.6. Correlación de las curvas de Frecuencia-Período entre Sismos y Microtemblores [Modificado de Moreno y Alfaro, 2000]

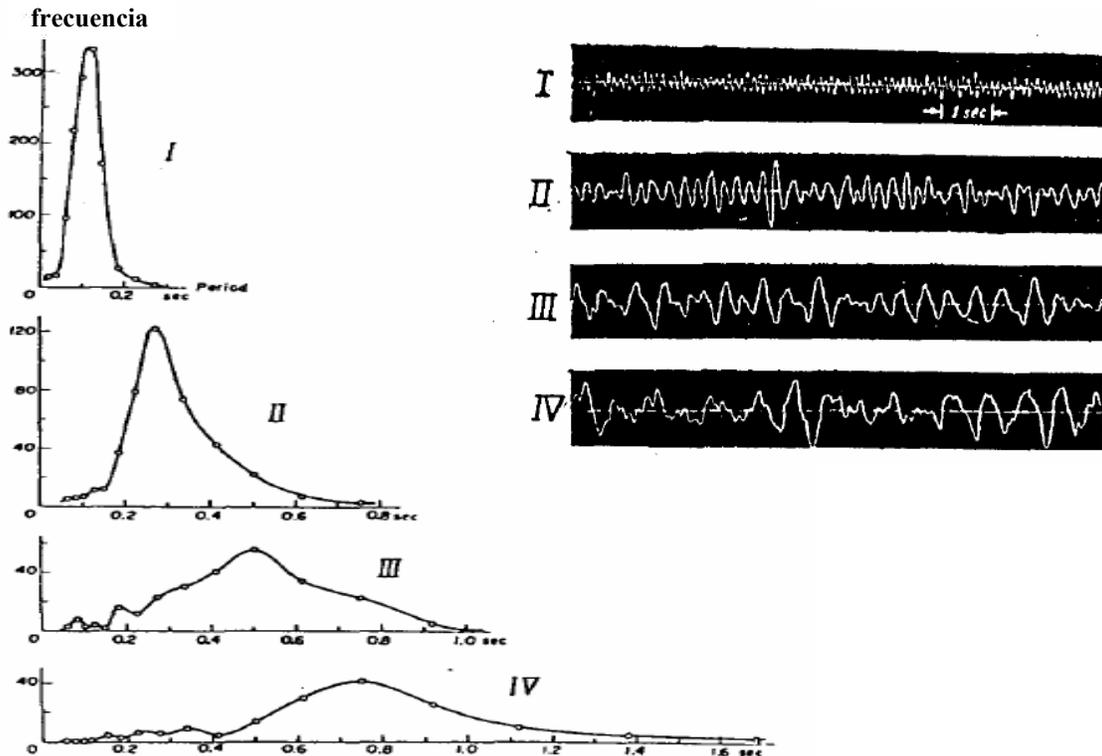


Figura 2.7: Curvas de distribución de períodos y registros representativos de microtemblores de varios tipos de suelos [Modificado de Kanai y Tanaka, 1960]

Tabla 2.1 Clasificación de los suelos según la metodología de Kanai [Rosales, 2001]

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.

Las frecuencias pico de estos espectros han sido interpretadas como las frecuencias fundamentales de resonancia de los sitios investigados, lo que implica que los efectos de sitio son lo suficientemente fuertes y, por tanto, determinantes. La explicación está relacionada con el fenómeno de contraste-impedancia. Cuando la relación de impedancias es alta, las ondas sísmicas quedan atrapadas dentro de la capa de suelo, y el pico del espectro queda determinado por la frecuencia de resonancia. Cuando la relación es pequeña, las ondas no quedan atrapadas de una forma efectiva, y el espectro obtenido refleja el espectro de la fuente. [Bard, 1998: p. 1252]

Con base a observaciones simultáneas de microtemblores a diferentes profundidades en perforaciones en distintos lugares con distintos tipos de suelos, Kanai y Tanaka determinaron que [Rosales, 2001: p. 166]:

- La distribución de periodos varia con la profundidad
- La variación de la distribución de amplitudes con la profundidad no es simple ni formulable.
- El registro de microtrepidaciones en superficie permite obtener el período de resonancia que se obtiene con el sismo.

El período y la amplitud de los microtemblores también se ven afectados por la dureza y grado de alteración de la capa de suelo considerada: al aumentar éstos, aumentan el período

y la amplitud del microtemblor. En la Figura 2.8 se muestran las curvas de distribución de período de microtemblores en roca granítica.

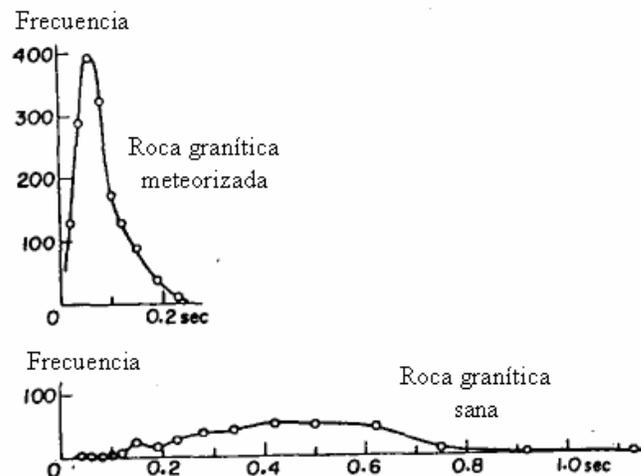


Figura 2.8. Curvas de distribución de período de microtemblores en roca granítica [Modificada de Kanai y Tanaka, 1960]

2.2.2 Factores que afectan las mediciones de Microtemblores

Las características de los microtemblores dependen no solo de las condiciones del subsuelo (constantes físicas, estratigrafía, etc.), sino también de las características de la actividad o fuente de vibración artificial que los genera.

La amplitud de los microtemblores durante el día es mucho mayor que durante la noche, y la relación de amplitudes es menor en una ciudad ruidosa que en una zona rural. Kanai y Tanaka (1960) proponen la siguiente relación empírica: (Amplitud en la noche) = $0.3 \cdot (\text{Amplitud en el día})^{1.5}$. En la Figura 2.9 se muestra la variación de amplitudes de los registros de microtemblores en un período de 24 horas.

Así mismo, el ruido inducido por vibraciones debidas el tráfico de camiones pesados, grúas de gran escala, etc., pueden llegar a dañar la sensibilidad de los aparatos que registran los datos. Para lograr mejores resultados, se recomienda verificar la estacionareidad de los microtemblores y las interferencias que pueden darse en el sitio donde se desean registrar datos. El análisis de estacionareidad consiste realizar en mediciones continuas durante 24

horas para confirmar que se obtengan períodos estables y variaciones cotidianas en la amplitud. En general es recomendable realizar las mediciones en ciudades ruidosas.

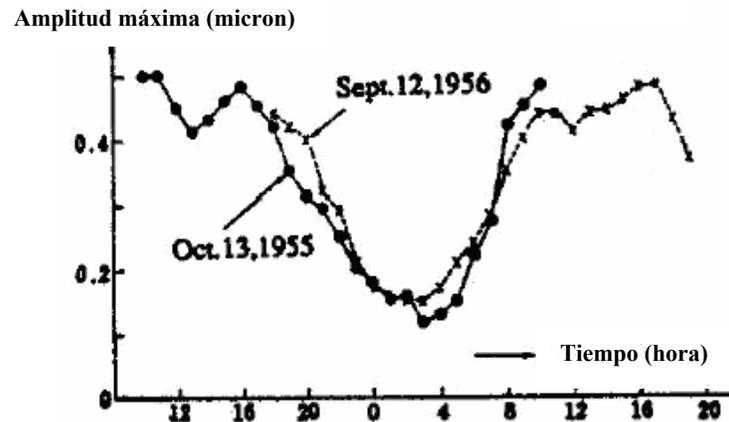


Figura 2.9: Variación de la amplitud máxima de los microtemblores con respecto al tiempo [modificada de Kanai y Tanaka, 1960]

2.2.3 Limitaciones del Estudio de Microtemblores

“Las limitaciones de los microtemblores se centran en tres aspectos fundamentales: el primero se refiere a la obtención o no de la función de transferencia del suelo, el segundo es si esta función de transferencia obtenida y el período predominante asociado serán los que se presenten durante movimientos sísmicos moderados y fuertes, y la tercera se refiere a la confiabilidad de los resultados.” [Moreno y Alfaro, 2000: p. 9]

La obtención de la función de transferencia del suelo generalmente es abordada mediante la técnica de Nakamura, la cual consiste en la relación espectral de las componentes horizontal y vertical de los microtemblores. Esta técnica esta basada en una serie de asunciones y por tanto no es aplicable en todos los casos. En el apartado 2.3.4 se discute la técnica de Nakamura y sus limitaciones.

Por otra parte, aún no se ha encontrado una relación numérica entre el período obtenido con microtemblores y el obtenido con movimiento sísmico fuerte. Varios autores han observado que los períodos de los microtemblores coinciden con las de los registros de movimientos fuertes, pero se han encontrado diferencias entre las amplitudes espectrales, por lo que

generalmente su uso se limita a la estimación de las frecuencias fundamentales de resonancia de los sitios. Además, como se mencionó anteriormente, la relación entre las frecuencias fundamentales de resonancia del sitio y las obtenidas de los microtemblores generalmente solo son aplicables para períodos largos.

2.2.4 Aplicaciones y Ventajas del Estudio de Microtemblores

Los microtemblores han demostrado ser una herramienta valiosa en la determinación de las características dinámicas de los suelos y la evaluación de los efectos de sitio, y por tanto, en la predicción de las características de movimiento fuerte y evaluación de normas de diseño sísmo-resistente. “Los microtemblores sirven como sustitutos de señales del suelo por sismos y como traductores de información limitada obtenida de la observación de señales de sismos en un sitio” [Moreno y Alfaro, 2000: p. 8]

Los microtemblores han sido una de las herramientas preferidas por varias razones [Bard, 1998: p. 1252]: (1) las mediciones pueden realizarse en cualquier momento y en cualquier sitio, (2) los instrumentos y el análisis son simples, y (3) no genera problemas ambientales.

Según Morales y Alfaro (2000) los propósitos de la medición de microtemblores se pueden resumir en:

- Obtención del período predominante del suelo
- Evaluación de efectos de sitio
- Detección de la estructura subterránea
- Obtención de perfiles de velocidad de ondas sísmicas

2.3 METODOLOGÍAS PARA LA MEDICIÓN DEL EFECTO DE SITIO

2.3.1 Conceptos Básicos

Para comprender a fondo las metodologías utilizadas para la cuantificación del efecto de sitio, es necesario tener claros los conceptos básicos sobre los cuales están fundamentadas. En el presente apartado se exponen brevemente los principios fundamentales de la función de transferencia y del análisis de Fourier.

a) Definición de Función de Transferencia

Una función de transferencia no es más que un modelo matemático que entrega la respuesta de un sistema a una señal de entrada o excitación exterior. En un sistema de parámetros lineales, donde se asume que existe una entrada única $x(t)$ y una función de respuesta $H(f)$, se supone entonces que se obtiene una salida única bien definida, como se muestra en la Figura 2.10. Haciendo la división, en el dominio de la frecuencia, de la salida $y(t)$ entre la entrada $x(t)$, se puede obtener la función de transferencia $H(f)$ [Acevedo y Peralta, 2000].

$$x(t) \rightarrow \boxed{H(f)} \rightarrow y(t)$$

Figura 2.10: Función de transferencia de un sistema lineal [Acevedo y Peralta, 2000]

En sismología el movimiento de las vibraciones en un sitio de observación $u(t)$, puede ser expresado como la función de generación de las ondas $o(t)$ afectada por la función de transferencia debida a la propagación de las ondas a través de las estructuras geológicas $g(t)$, como se puede apreciar en la siguiente figura.

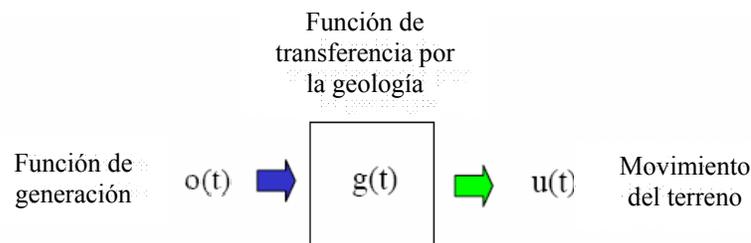


Figura 2.11: Función de transferencia por la geología. [Modificada de Rosales, 2001]

De la misma manera, un acelerógrafo puede caracterizarse por su función de transferencia, la cual generalmente está disponible por el fabricante. En este caso la entrada sería el movimiento real del terreno y la salida la lectura que se obtiene. La señal de salida del instrumento $a(t)$ puede ser expresada como resultado de la función de generación, $i(t)$, en combinación con la función de transferencia del trayecto, $hp(t)$, la función de transferencia de la geología, $hg(t)$, y la función de transferencia del instrumento, $hr(t)$.

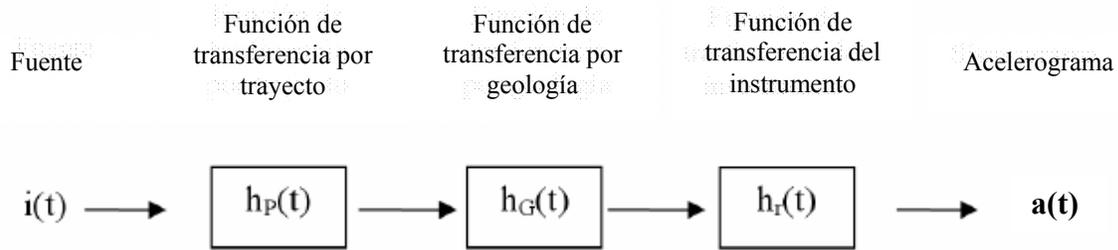


Figura 2.12: Función de Transferencia de la Medición [modificada de Borchardt, 1970]

Así, la función de transferencia permite establecer una relación entre los parámetros de respuesta de dos puntos cualquiera de un depósito de suelo (referencia y sedimento).

b) Análisis de Fourier

“Las vibraciones causadas por los terremotos son funciones del tiempo y sus registros son señales del tiempo. Sin embargo, en muchas ocasiones es útil examinar el contenido de las vibraciones en términos de la frecuencia, o sea, ver la distribución de la amplitud o de la energía de la señal con respecto a la frecuencia. En este caso hay que trasladar la función del dominio del tiempo, t , en el cual la señal se caracteriza en términos de su período, T , al dominio inverso de la frecuencia, $f = 1/T$. El análisis de Fourier es simplemente un proceso que hace esta conversión de un dominio al otro”. [Bommer, 1996: p. 355]

En el año 1822, Jean Babtiste Joseph, Barón de Fourier, estableció que cualquier función periódica continua puede ser representada por la suma de un nivel constante a y una serie infinita de funciones sinusoidales y cosinusoidales relacionadas de manera armónica. Para una función con período T y frecuencia $W_0 = 2\pi/T$, una serie de Fourier puede ser escrita como sigue [Bommer, 1996]:

$$f(t) = a_o + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n \cos(nw_0 t) + b_n \text{sen}(nw_0 t)] \quad (\text{Ec. 2.10})$$

Donde:

$$a_o = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) dt \quad (\text{Ec. 2.11})$$

$$a_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \cos(n\omega_o t) dt \quad (\text{Ec. 2.12})$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \text{sen}(n\omega_o t) dt \quad (\text{Ec. 2.13})$$

Definiendo c_n como la amplitud máxima de cada componente y φ_n como el ángulo de fase, la ecuación 2.8 puede ser expresada como sigue:

$$f(t) = a_o + \sum_{n=1}^{\infty} [C_n \text{sen}(n\omega_o t + \varphi_n)] \quad (\text{Ec. 2.14})$$

Donde:

$$c_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad (\text{Ec. 2.15})$$

$$\varphi_n = \tan^{-1} \left(\frac{b_n}{a_n} \right) \quad (\text{Ec. 2.16})$$

El espectro de Fourier se obtiene entonces al graficar los valores de amplitud y fase como funciones de frecuencia. Para propósitos ingenieriles interesa principalmente la gráfica de amplitudes máximas. La serie de Fourier puede ser expresada también en forma exponencial:

$$f(t) = a_o + \sum_{n=-\infty}^{\infty} [A_n e^{-in\omega_o t}] \quad (\text{Ec. 2.17})$$

Donde:

$$\cos(x) = \frac{1}{2} (e^{ix} + e^{-ix}) \quad (\text{Ec. 2.18})$$

$$\text{sen}(x) = \frac{-i}{2} (e^{ix} - e^{-ix}) \quad (\text{Ec. 2.19})$$

Entonces:

$$A_n = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) e^{-in\omega_o t} dt \quad (\text{Ec. 2.20})$$

En el análisis de los registros de sismos generalmente se trabaja con representaciones digitales de las señales en forma funciones discretas separadas por un intervalo de tiempo. Las series de Fourier no aplican a funciones no periódicas, por lo que se vuelve necesario utilizar algún proceso matemático que permita convertir la función no periódica en el dominio del tiempo, a una función continua en el dominio de la frecuencia. El proceso utilizado para determinar el espectro de una señal de tiempo no periódica se conoce como Transformada de Fourier. La Transformada de Fourier permite expresar una función aperiódica como una función periódica con período infinito (Ec. 2.21) [Martínez et. al., 2000]. Los valores de $G(w)$ se pueden graficar como función de la frecuencia para obtener un espectro de amplitudes de Fourier.

$$G(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-imw \cdot t} dt \quad (\text{Ec. 2.21})$$

La transformada rápida de Fourier (FFT) es un algoritmo eficiente que permite reducir considerablemente el número de operaciones (ver Reyes y Sorto, 2007)

2.3.2 Método de Borchardt

El método fue introducido por R. D. Borchardt en 1970, sobre la base de un estudio realizado en San Francisco, California, en el que se compararon registros del movimiento generado por explosiones nucleares, con intensidades del sismo de 1906 y registros de movimiento del sismo de 1957, estableciendo que las áreas que presentaban una amplificación considerable para movimientos débiles, presentarían mayores intensidades en terremotos futuros.

El método mide la relación del valor absoluto de la transformada de Fourier obtenida para un sitio ubicado sobre sedimentos no consolidados, con respecto al valor obtenido simultáneamente para un sitio cercano de base rocosa, de tal manera que los efectos de la fuente y el trayecto de las ondas se puedan suponer idénticos y ser eliminados de la ecuación. Esta relación espectral puede ser escrita, en el dominio del tiempo, como sigue:

$$i(t) \rightarrow h_e(t) \rightarrow h_g(t) \rightarrow h_r(t) \rightarrow a(t) \quad (\text{Ec. 2.22})$$

Donde $i(t)$, representa la fuente, $h_e(t)$ el trayecto, $h_g(t)$ las características geológicas de la zona, $h_r(t)$ los instrumentos utilizados para el registro y $a(t)$ el acelerograma.

Transformando el efecto en el acelerograma al dominio de la frecuencia:

$$A(f) = I(f)H_e(f)H_g(f)H_r(f) \quad (\text{Ec. 2.23})$$

Siendo aspectos comunes, la fuente, el trayecto y los instrumentos de registro. Si se comparan los acelerogramas obtenidos en sedimentos y roca en el dominio de frecuencias, se obtiene la respuesta característica debida a la geología local.

$$\frac{A_s(f)}{A_b(f)} = \frac{H_{gs}(f)}{H_{gb}(f)} \quad (\text{Ec. 2.24})$$

Donde $A_s(f)$ y $A_b(f)$ son las señales en el suelo y en la roca respectivamente, y $H_{gs}(f)$ y $H_{gb}(f)$ representan la geología en suelo y roca respectivamente.

La validez del método depende del cumplimiento de las siguientes asunciones [Borcherdt, 1970]:

- a) Los efectos de la fuente y los instrumentos utilizados son comunes para ambos sitios.
- b) La distancia que separa a ambos sitios es pequeña con respecto a la distancia entre los mismos y el epicentro, y, por tanto, los efectos del trayecto de las ondas a través de la corteza se pueden considerar iguales.
- c) El efecto local en el sitio de referencia sobre la base rocosa es despreciable.

Para cumplir la primera de las asunciones basta con utilizar datos de un mismo movimiento, registrados por un mismo tipo de instrumento. La aplicabilidad del método y/o exactitud de los resultados, estará controlada entonces por b) y c). En la realidad, no es común encontrar afloramientos rocosos en las cercanías de los depósitos de suelo, por lo que el efecto del trayecto en la relación, no es siempre despreciable.

Al comparar registros de movimientos fuertes con microtemblores, es necesario que éstos últimos se limiten a terremotos de subducción y de alta magnitud, ya que en estos la caída de esfuerzos es mucho más grande que la generada por terremotos de placa, lo que garantiza que los efectos de la fuente y el trayecto permanezcan aproximadamente constantes [Reyes y Sorto, 2007]

En 1995, Kudo concluyó que el método propuesto por Bordcherdt arrojaba resultados bastante confiables para microtemblores en el rango de períodos largos ($T > 1$ seg), cuando el origen del ruido es el mismo para ambos sitios considerados, y que se debe tener mucho cuidado al aplicar el método a períodos más cortos [Bard, 1998: p. 1256].

Así mismo, es de gran importancia tener claro la clasificación de los sitios en términos de la velocidad de propagación de las ondas de corte, para garantizar que el sitio considerado como sitio de referencia se encuentre sobre roca, y evitar así posibles amplificaciones. En la Tabla 2.2 se muestra la clasificación de los suelos en función de la velocidad de onda de acuerdo a las especificaciones de la NEHRP.

Tabla 2.2. Clasificación de suelos según NEHRP 2003 [BSSC, 2004]

Categoría NEHRP	Descripción	Velocidad de ondas S a 30 m
A	Roca dura	>1500 m/s
B	Roca firme a dura	760 – 1500 m/s
C	Suelo firme, roca blanda	360 – 760 m/s
D	Suelo duro	180 – 360 m/s
E	Arcillas blandas	< 180 m/s
F	Suelos que requieran un estudio especial. Ej.: suelos susceptibles a licuación, suelos orgánicos, arcillas blandas de mas de 36 m de espesor	

2.3.3 Relación Espectral Sedimento / Basamento Rocoso.

Esta relación permite estimar la función de transferencia de la capa sedimentaria evaluando directamente la relación de los espectros obtenidos en la superficie y el basamento rocoso

en un mismo punto. “Si se supone que el suelo se comporta como un sistema lineal y que se tienen señales a la entrada (basamento rocoso) y a la salida (superficie), se puede estimar la función de transferencia del mismo simplemente evaluando la relación de los espectros de salida/entrada”. [Alfaro et. al., 1999: p.27].

2.3.4 Técnica de Nakamura

En el año 1989, Nakamura introdujo una metodología basada en la relación espectral entre la componente horizontal (H) y vertical (V) del movimiento, en el dominio frecuencial, como un estimador de la respuesta de sitio. Supone que la razón H/V corresponde a la función de transferencia de los niveles superficiales sometidos a movimientos horizontales.

El método de Nakamura está basado en la hipótesis de que los microtemblores están compuestos por un cuerpo principal de ondas y por ondas superficiales (ondas Rayleigh específicamente), inducidas por fuentes artificiales, las últimas se consideraran como “ruido” y por tanto se deben eliminar. La metodología busca básicamente eliminar el efecto de las ondas Rayleigh para describir la función de transferencia en función de las ondas de cuerpo [Nakamura, 1989]

Nakamura se basa en las siguientes suposiciones [Rosales 2001, p.193]:

1. Las microtrepidaciones se propagan principalmente como trenes de onda Rayleigh.
2. El efecto de las ondas Rayleigh es igual para las componentes horizontales y verticales en superficie.
3. El ruido artificial se propaga principalmente como ondas Rayleigh.
4. Las componentes vertical y horizontal de las microtrepidaciones (en su origen) se consideran similares.
5. Estas microtrepidaciones son amplificadas por las capas superficiales blandas de suelo acumuladas sobre un sustrato duro.
6. Se puede considerar que la componente horizontal de las microtrepidaciones es amplificadas por la multireflexión de la onda S y la componente vertical por multireflexión de la onda P.

7. La componente vertical de las microtrepidaciones no es amplificada por las capas horizontales.

La función de transferencia de las capas superficiales queda definida como [Nakamura, 1989]:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (\text{Ec. 2.25})$$

Donde S_{HS} y S_{HB} corresponden al espectro de amplitud de Fourier en la superficie S y la base B del nivel del suelo respectivamente. Nakamura considera que la componente S_{HB} no se ve afectada por las ondas superficiales. El efecto de las ondas Rayleigh debe incluirse en el espectro vertical del microtemblor en la superficie, pero no en el sub-estrato duro, asumiendo que la componente vertical no se amplifica.

Define entonces E_S que considera el efecto de las ondas superficiales en la componente vertical del microtemblor. De modo que si no hay ondas Rayleigh $E_S = 1$, el cual será mas grande, si el efecto de las ondas Rayleigh se incrementa. [Nakamura, 1989]:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (\text{Ec. 2.26})$$

Asumiendo entonces que el efecto de las ondas Rayleigh es igual para las componentes horizontal y vertical, se define una nueva función de transferencia S_{TT} , más confiable, tras la eliminación del efecto de las ondas Rayleigh.

Definiendo

$$S_{TT} = S_T / E_S \quad (\text{Ec. 2.27})$$

$$S_{TT} = S_T / E_S = R_S / R_B \quad (\text{Ec. 2.28})$$

Donde

$$R_S = S_{HS} / S_{VS} \quad (\text{Ec. 2.29})$$

$$R_B = S_{HB} / S_{VB} \quad (\text{Ec. 2.30})$$

R_S y R_B fueron obtenidos al dividir los espectros horizontales entre los verticales en superficie y basamento. R_B es aproximadamente 1 para un amplio rango de frecuencias en sitios donde existe un sub-estrato firme, y la propagación es aproximadamente igual en todas las direcciones.

Entonces

$$S_{TT} \cong R_S \quad (\text{Ec. 2.31})$$

Esto significa que la función de transferencia de capas superficiales puede ser estimada solamente con los microtemblores en superficie. En otras palabras, la componente vertical del microtemblor en la superficie retiene las características de la componente horizontal del microtemblor en el sustrato.

R_B debe estar libre del efecto de ondas Rayleigh, tener características únicas del sitio. Una estimación más confiable de la relación S_{TT} se determinará al multiplicarla por $1/R_B$ como término de compensación si existe información relativa al sitio.

La amplificación del valor horizontal por las capas superficiales de suelo puede ser estimado a partir de la relación entre los valores horizontal y vertical máximos en la superficie. Es posible entonces, estimar las características dinámicas de las capas superficiales utilizando los registros de microtemblores observados en la superficie.

Limitaciones del Método de Nakamura.

“Según Nakamura el método del cociente espectral permitiría obtener la función de transferencia aproximada del suelo, es decir, los períodos predominantes del suelo y las amplificaciones asociadas. Sin embargo, investigaciones teóricas y experimentales han demostrado que el método únicamente permite la determinación del período predominante.” [Moreno y Alfaro, 2000: p.9]

Ventajas del Método de Nakamura

El método de Nakamura ha sido ampliamente implementado en todo el mundo. Sus principales ventajas se enumeran a continuación:

- Facilidad de la realización de las mediciones y procesamiento de las mismas, lo cual se traduce en costos bajos.
- Las mediciones pueden realizarse indistintamente con acelerómetro o con velocímetro siempre y cuando los niveles de ruido ambiental tengan una amplitud mayor que el nivel de resolución del equipo.
- Las mediciones y resultados son independientes de la hora del día en que se realicen, por lo que es posible tomar registros en múltiples puntos en un período corto de tiempo.
- Los análisis de estacionariedad permiten identificar la presencia de fuentes fijas que excitan el suelo a determinadas frecuencias.
- No es necesario descartar del análisis aquellos intervalos del registro en los que hay fuentes puntuales identificadas (paso de un automóvil o de un peatón en las cercanías del instrumento de medición)

Aplicaciones de la Técnica de Nakamura

“En principio la relación espectral H/V propuesta por Nakamura (1989) ha sido utilizada para la determinación del período de vibración natural de los suelos y el factor de amplificación asociado, pero se han desarrollado otras aplicaciones, de dicha relación espectral, las cuales se listan a continuación.” [Rosales 2001: p. 185]

- Determinación de la profundidad a basamento
- Determinación del potencial de licuación
- Verificación de comportamiento de sitio por eventos sísmicos destructivos
- Determinación de los periodos de vibración de edificios

La razón principal de la amplia utilización de la técnica de Nakamura en las últimas décadas, es la estabilidad de la relación H/V y su relación cualitativa con la geología local. La estabilidad de la relación H/V ha demostrado ser mucho mayor que para los espectros absolutos. [Bard, 1998: p. 1267]

CAPÍTULO 3

MEDICIÓN Y PROCESAMIENTO DE REGISTROS

Como se ha mencionado anteriormente, el presente estudio trata de establecer correlaciones entre la geología y geotecnia de cada sitio con los datos de movimiento fuerte obtenidos por la red acelerográfica del (SNET) y datos de movimiento débil registrados por UCA y SNET, con el objeto de obtener las funciones de transferencia que permitan definir frecuencias de vibración predominantes en cada lugar. En este capítulo se plantea la información referente al registro de señales, tanto de movimiento fuerte como de microtemblores, especificando en cada caso, el equipo utilizado, procesamiento de registro, así como la aplicación de los métodos.

3.1 MOVIMIENTO FUERTE

El estudio del movimiento fuerte está basado en el registro de las ondas que los generan. En el siglo pasado fueron ideados los sismógrafos, instrumentos que registran las ondas a largas distancias de la fuente sísmica, y cuyos registros son utilizados para determinar los parámetros de la fuente. Los acelerógrafos fueron elaborados varias décadas más tarde, con el fin de tener instrumentos lo suficientemente robustos que fueran capaces de registrar el movimiento cerca de la fuente, donde el movimiento es perceptible y potencialmente destructivo. Estos instrumentos registran la aceleración del suelo en función del tiempo, en el campo cercano.

3.1.1 Equipo utilizado

En El Salvador los acelerógrafos que forman parte de la red de monitoreo están en la capacidad de registrar sismos que generen aceleraciones, en el lugar en donde estos se encuentran instalados, superiores a 0.01g (g es la aceleración de la gravedad equivalente a 980 cm/seg²). [<http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismologia/1vigsis.htm>].

A finales del año 1993, en el marco de la elaboración del Reglamento para la Seguridad Estructural de las Construcciones, se construyeron 5 pozos a cielo abierto ubicados en los siguientes lugares: Ex-Ministerio de Relaciones Exteriores (REX) o Casa Presidencial (CPR), Seminario San José de la Montaña (SEM), Viveros de DUA (VDU), Instituto Geográfico Nacional (IGN) y Centro de Recursos Naturales (CENREN). Estos fueron construidos con el objeto de investigar el fenómeno de amplificación del movimiento del suelo en el Área Metropolitana de San Salvador, relacionado con el proyecto del Reglamento de Diseño Sísmico de El Salvador.

Estos pozos fueron equipados con acelerógrafos analógicos modelo SMA-1, en el fondo y en la superficie, los cuales se encontraban en arreglo, tal que al activarse se obtenía registro en los dos sitios. “Con la información de la superficie y del fondo del pozo pueden calcularse las respuestas acelerográficas en ambos niveles, así como factores de amplificación y frecuencias predominantes.” [<http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismologia/1vignisis.htm>].

El acelerógrafo cuenta con una parte sensora llamada acelerómetro, el cual es esencialmente un oscilador amortiguado con un solo grado de libertad. El acelerógrafo SMA-1 ha sido uno de los más utilizados; el acelerómetro es una bobina que reside dentro del campo de un imán permanente que provee amortiguamiento electromagnético. Un espejo unido al acelerómetro desvía un rayo de luz cuando se mueve, produciendo una traza en una película de 70 mm que es girada por un motor eléctrico. El acelerógrafo no registra continuamente, sino que se dispara cuando su sensor detecta un nivel mínimo de aceleración, para el caso del SMA-1, este nivel mínimo es una aceleración vertical igual a 0.01g. Al dispararse el instrumento, la bombilla se enciende y arranca el motor y el instrumento opera hasta 10 segundos después del último pulso que alcanza el nivel de disparo, por lo que la información relevante al movimiento inicial, de menor aceleración al nivel de disparo, se pierde. [Bommer, 1996]

Los instrumentos análogos, presentaban tres grandes desventajas: La primera se debe a que este tipo de instrumentos registran a partir de un nivel de disparo, por lo que en muchos

casos el movimiento inicial no es registrado. La segunda está relacionada a las características dinámicas, ya que para que la respuesta de un péndulo simple sea proporcional a la aceleración en la base, la frecuencia natural de vibración de éste debe ser mucho más grande que la frecuencia del movimiento que se registra; como resultado, la frecuencia se limita a aproximadamente 25 Hz. La tercera desventaja se refiere a la digitalización de los registros, un proceso que consume mucho tiempo y que es probablemente una de las fuentes más grandes del ruido [Boore y Bommer, 2005].

Los instrumentos digitales ofrecen una solución a estas desventajas, ya que, por un lado, operan continuamente y, mediante la utilización de una memoria de pre-evento, es posible registrar el movimiento inicial; el rango de frecuencias es mucho más amplio, pudiendo alcanzar frecuencias naturales de entre 50 y 100 Hz; y, finalmente, la conversión análoga-digital es realizada instrumentalmente, obviando la necesidad de digitalizar los registros. Los acelerógrafos digitales proveen una representación mucho más acordes a la señal sísmica real. [Boore y Bommer, 2005].

Estos instrumentos presentan la desventaja de tener un costo considerablemente elevado, por lo que la compañía Kinometrics sacó al mercado una solución de bajo costo, la cual consistió en actualizar al acelerógrafo SMA-1, hacia un instrumento digital (QDR), capaz de registrar eventos de hasta 100 segundos y sus correspondientes preeventos de hasta 40 segundos. Con la incorporación del QDR grandes desventajas de los instrumentos análogos se vieron solventadas, sin embargo, este presenta la desventaja de tener una frecuencia natural de tan solo 25 Hz y una tasa de muestreo de 100 Hz (0.01 segundos), lo que influye drásticamente en la calidad de los registros. La Figura 3.1 y Tabla 3.1 muestra una comparación de los instrumentos antes y después de la introducción del QDR.

La red acelerográfica antes de los terremotos del 2001 constaba de 26 acelerógrafos, todos análogos. En el año 2001 se inició la instalación de nuevos acelerógrafos digitales para ir sustituyendo poco a poco a los acelerógrafos análogos.



Figura 3.1. Acelerógrafos utilizados (a) antes de 2001, (b) después de 2003 [modificado de <http://www.kinematics.com>]

Tabla 3.1: Comparación de las Características de los Acelerógrafos [modificado de <http://www.kinematics.com>]

SMA-1	ESPECIFICACIÓN	QDR/SMA-1
Depende de la habilidad del encargado de digitalizar y de la resolución del scanner	Resolución del Registro	11 bits, aprox. 0.002g
+/- 1g, Opt. ¼, ½, 2g	Rango del Sensor	+/- 1g vertical, +/- 2g horizontal
DC-25 Hz	Frecuencia	DC-25 Hz
Archivo análogo fotográfico	Razón de Muestreo	100 Hz
Rollo de 50 pies	Memoria	Capacidad de 15 minutos inteligentemente manejada para almacenar los eventos más grandes
N/A	Interfase del Hardware	RS-232C
N/A	Interfase del Software	Basada en Windows
Ninguno	Pre-evento	Hasta 40 segundos
0.15 mA (espera) 1 Amp registrando	Consumo de Energía	85 mA de +12 VDC
Vertical y Horizontal	Disparo	Triaxial
1-10Hz	Frecuencia de Disparo	1-10Hz

En el período 2003-2004, fueron instalados 10 acelerógrafos digitales (QDR/SMA-1) los cuales sustituyeron a los análogos (SMA-1) y se instalaron 3 nuevos acelerógrafos digitales tipo ETNA, sustituyéndose por completo el equipo análogo existente. Los eventos analizados comprendidos entre 1997 y 2001 fueron registrados por acelerógrafos análogos SMA-1, mientras que los posteriores al 2003 fueron registrados por acelerógrafos digitales QDR/SMA-1. Actualmente la red acelerográfica del SNET en el país cuenta con 24 acelerógrafos.

3.1.2 Registros Existentes

Para propósitos de este estudio se utilizarán los registros correspondientes a las estaciones de los cinco pozos a cielo abierto correspondientes a la red acelerográfica del SNET, así como registros en la estación de Panchimalco (UPAN) correspondiente a la red acelerográfica de la UCA, esta última será considerada estación de referencia sobre basamento rocoso para el análisis por el método de Borchardt. En la Tabla 3.2 se muestran los detalles de los registros correspondientes a los pozos a cielo abierto y ordenados cronológicamente, indicando para cada uno de ellos, el nombre del registro, su ubicación en el pozo (fondo o superficie), así como la fecha, hora, localización, profundidad y magnitud del evento. En la Tabla 3.3 se muestran las características de los registros correspondientes a la estación de Panchimalco, indicando para cada uno de ellos la fecha, hora, localización, profundidad y magnitud del evento.

3.1.3 Procesamiento del registro

Los acelerogramas presentan una serie de errores que deben ser corregidos para que sean aptos para análisis posteriores. A continuación se describen estas correcciones sobre los acelerogramas:

Corrección de la respuesta instrumental: Si el acelerómetro de un acelerógrafo fuera un patrón perfecto, produciría una señal directamente proporcional a la aceleración de la tierra. La corrección instrumental consiste en la convolución del registro con la función de transferencia del instrumento.

Tabla 3.2 Registros de Movimiento Fuerte en los Pozos a Cielo Abierto [SNET, 2007]

Estación	Nombre	Toma	Fecha			Hora			Localización		Prof.	Tipo	Magnitud			
			Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Lat. (N)	Long (W)			mb	MI	Mw	Ms
CPR	RF221003	F	1997	12	22	10	03	45.1	13.742	-90.316	59	R	5.1	---	---	---
CPR	RS221003	S	1997	12	22	10	03	45.1	13.742	-90.316	59	R	5.1	---	---	---
SEM	SF221003	F	1997	12	22	10	03	45.1	13.742	-90.316	59	R	5.1	---	---	---
SEM	SS221003	S	1997	12	22	10	03	45.1	13.742	-90.316	59	R	5.1	---	---	---
CPR	RF191740	F	1998	04	19	17	40	48.5	13.345	-89.148	60	R	4.5	---	---	---
CPR	RS191740	S	1998	04	19	17	40	48.5	13.345	-89.148	60	R	4.5	---	---	---
CENREN	CF060708	F	1999	06	06	07	08	5.8	13.897	-90.768	33	R	5.5	---	---	---
CENREN	CS060708	S	1999	06	06	07	08	5.8	13.897	-90.768	33	R	5.5	---	---	---
VDU	VF240323	F	2000	01	24	03	23	11.0	13.02	-88.688	60.4	R	---	4.3	---	---
VDU	VS240323	F	2000	01	24	03	23	11.0	13.02	-88.688	60.4	R	---	4.3	---	---
VDU	VF131734	F	2001	01	13	17	35	52.2	13.049	-88.66	60	R	---	---	---	7.8
VDU	VS131734	S	2001	01	13	17	35	52.2	13.049	-88.66	60	R	---	---	---	7.8
CPR	RF131734	F	2001	01	13	17	35	52.2	13.049	-88.66	60	R	---	---	---	7.8
CPR	RS131735	S	2001	01	13	17	35	52.2	13.049	-88.66	60	R	---	---	---	7.8
CPR	RF131422	F	2001	02	13	14	22	7.1	13.671	-88.938	10	L	---	---	---	6.5
CPR	RS131422	S	2001	02	13	14	22	7.1	13.671	-88.938	10	L	---	---	---	6.5
VDU	VF131422	F	2001	02	13	14	22	7.1	13.671	-88.938	10	L	---	---	---	6.5
VDU	VS131422	S	2001	02	13	14	22	7.1	13.671	-88.938	10	L	---	---	---	6.5
CPR	CPRF160607	F	2004	02	16	06	07	54.4	13.734	-89.231	7.4	L	---	3.7	---	---
CPR	CPRS160607	S	2004	02	16	06	07	54.4	13.734	-89.231	7.4	L	---	3.7	---	---
SEM	SEMF131523	F	2004	12	13	15	23	41.6	13.243	-89.778	54.8	R	---	5.9	---	---
SEM	SEMS131523	F	2004	12	13	15	23	41.6	13.243	-89.778	54.8	R	---	5.9	---	---

Tabla 3.2 Registros de Movimiento Fuerte en los Pozos a Cielo Abierto [SNET, 2007] (continuación)

Estación	Nombre	Toma	Fecha			Hora			Localización		Prof.	Tipo	Magnitud			
			Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Lat. (N)	Long (W)			mb	MI	Mw	Ms
CPR	CPRF101337	F	2005	03	10	13	37	48.7	12.877	-88.619	47.9	R	---	4.7	---	---
CPR	CPRS101337	S	2005	03	10	13	37	48.7	12.877	-88.619	47.9	R	---	4.7	---	---
SEM	SEMF101337	F	2005	03	10	13	37	48.7	12.877	-88.619	47.9	R	---	4.7	---	---
SEM	SEMS101337	S	2005	03	10	13	37	48.7	12.877	-88.619	47.9	R	---	4.7	---	---
CPR	CPRF071742	F	2005	10	07	17	42	59.0	13.091	-89.681	32.1	R	---	5.9	---	---
CPR	CPRS071742	S	2005	10	07	17	42	59.0	13.091	-89.681	32.1	R	---	5.9	---	---
CPR	CPRF180315	F	2005	11	18	03	15	49.2	13.281	-89.31	77.1	R	---	5.7	---	---
CPR	CPRS180315	S	2005	11	18	03	15	49.2	13.281	-89.31	77.1	R	---	5.7	---	---
CPR	CPRF222301	F	2006	08	22	23	02	6.5	12.768	-88.34	50	R	---	5.6	---	---
CPR	CPRS222301	S	2006	08	22	23	02	6.5	12.768	-88.34	50	R	---	5.6	---	---
CPR	CPRF011738	F	2006	11	01	17	38	29.4	13.064	-89.626	35.8	R	---	4.9	---	---
CPR	CPRS011738	S	2006	11	01	17	38	29.4	13.064	-89.626	35.8	R	---	4.9	---	---
CPR	CPRF090051	F	2006	12	09	00	51	38.3	12.95	-89.624	28.4	R	---	5.4	---	---
CPR	CPRS090051	S	2006	12	09	00	51	38.3	12.95	-89.624	28.4	R	---	5.4	---	---
CPR	CPRF301742	F	2006	12	30	17	42	24.2	13.684	-90.909	50	R	---	5.7	---	---
CPR	CPRS301742	S	2006	12	30	17	42	24.2	13.684	-90.909	50	R	---	5.7	---	---
CPR	CPRF200701021551	F	2007	01	02	15	51	41.0	13.066	-89.499	50.4	R	---	4.9	---	---
CPR	CPRS200701021551	S	2007	01	02	15	51	41.0	13.066	-89.499	50.4	R	---	4.9	---	---
CPR	CPRF200701190143	F	2007	01	19	01	43	37.8	14.087	-89.058	50	R	---	5.7	---	---
CPR	CPRS200701190143	F	2007	01	19	01	43	37.8	14.087	-89.058	50	R	---	6.7	---	---

Tabla 3.3 Registros de Movimiento Fuerte en la Estación de Panchimalco [SNET, 2007]

Estación	Nombre	Fecha			Hora			Localización		Prof.	Tipo	Magnitud				
		Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Lat. (N)	Long (W)			Mb	ML	Mc	Mw	Ms
UPAN	P0301001	1997	12	22	10	03	45.1	13.742	-90.316	59	R	5.1	---	---	---	---
UPAN	P06XX001	2001	01	13	17	35	52.2	13.049	-88.66	60	R	---	---	---	---	7.8
UPAN	P06XY003	2001	02	13	14	22	7.1	13.671	-88.938	10	L	---	---	---	---	6.5
UPAN	P1006001	2004	12	13	15	23	41.6	13.243	-89.778	54.8	R	---	5.9	---	---	---
UPAN	P1010001	2005	10	07	17	42	59.0	13.091	-89.681	32.1	R	---	5.9	---	---	---
UPAN	P1105001	2005	11	18	03	15	49.2	13.281	-89.31	77.1	R	---	5.7	---	---	---

Debemos conocer para ello las constantes de calibración del instrumento, como son la sensibilidad del acelerómetro, la frecuencia natural, y el amortiguamiento. Si el movimiento de tierra contiene frecuencias más altas que la frecuencia natural circular del instrumento, la amplitud y la fase de estas componentes de frecuencia serían significativamente distorsionadas. Para recuperar la aceleración de la tierra se deberá considerar la ecuación básica del movimiento del sensor del acelerógrafo durante el movimiento registrado [Mojica y Sánchez, 1984: p. 131]:

$$\ddot{y} + 2\zeta_n w_n y' + w_n^2 y = -\ddot{u}g \quad (\text{Ec. 3.1})$$

En la Figura 3.2 se muestra de forma esquemática la respuesta de frecuencia de los acelerógrafos. Es importante observar como un sensor, con una frecuencia natural de 25 Hz, daría una representación razonablemente exacta de la aceleración de la tierra sobre un rango de frecuencias de 0 a 20 Hz., decayendo luego con la frecuencia. Para una frecuencia de 25 Hz la representación estaría reducida en aproximadamente un 85% del movimiento real.

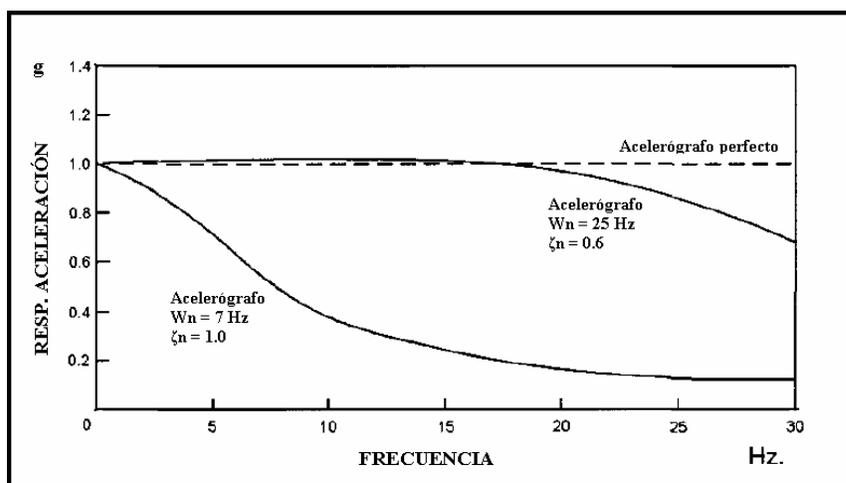


Figura 3.2: Respuesta de frecuencia de los acelerógrafos. [Carreño et. al., 1999, p. 85]

Para instrumentos digitales la corrección instrumental no es necesaria; para los análogos ésta se hace necesaria si las aplicaciones ingenieriles están relacionadas con las frecuencias superiores a los 20-25 Hz y si el suelo es lo suficientemente rígido como para esperar

amplitudes importantes en estas frecuencias. [Boore y Bommer, 2005]. Boore y Bommer (2005) recomiendan no hacer correcciones instrumentales a menos que se tengan razones de importancia para hacerlo, por lo que en nuestro caso, no fueron realizadas.

Corrección de la línea base: muchas veces los valores del acelerograma se encuentran desplazados respecto a la línea cero de aceleración. Este error puede ocurrir porque el acelerógrafo no esté perfectamente nivelado en su emplazamiento, o bien porque el sistema de registro provoque una deriva de los datos respecto a la línea de base. Se realizaron correcciones de línea base asumiendo una tendencia lineal $a_0x + a_1$.

Existen además otro tipo de errores, denominados “ruido”, causados tanto por fenómenos naturales como por el tratamiento de los datos. El ruido que afecta el acelerograma puede ser de dos tipos [Carreño et. al., 1999, p.97]:

Ruido de alta frecuencia: cuando éste aparece por encima de la banda de frecuencias con la que se trabaja. Este ruido afecta a los picos de aceleración fundamentalmente. Sin embargo, no afecta mucho en el proceso de integración, ya que el área bajo la curva es prácticamente la misma que para la señal corregida, dado que las desviaciones por encima y por debajo se compensan.

Ruido de baja frecuencia: cuando éste aparece por debajo de la banda de frecuencias con la que se trabaja. Afecta al proceso de integración básicamente, ya que al integrar la aceleración para obtener velocidad y desplazamiento, estamos calculando el área bajo la curva.

Para minimizar estos errores a niveles aceptables, es necesario realizar un proceso de filtraje, limitando la información a una banda de frecuencias definida, ya que la información adicional a mayores y menores frecuencias puede contener un gran número de errores. Es importante elegir la frecuencia de corte adecuada, pues una mala elección puede llevar a eliminar parte de la señal que nos interesa o no eliminar el ruido de manera adecuada. Para eliminar las altas frecuencias se utilizan filtros de paso-bajo y para eliminar

las bajas, ruidos de alto-paso. Los filtros paso-banda, eliminan el ruido de alta y baja frecuencia simultáneamente. En la Figura 3.3 se muestran los efectos del ruidos de baja y alta frecuencia.

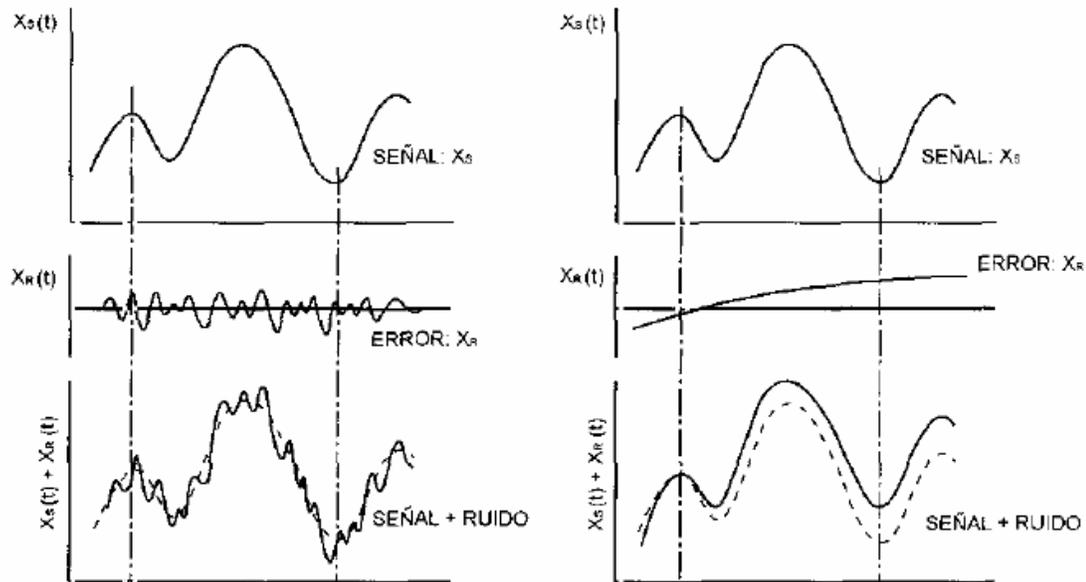


Figura 3.3: Efectos de ruido de baja frecuencias (derecha) y alta frecuencia (izquierda) [Carreño et. al., 1999, p.98]

El filtrado de la señal se hace multiplicando el espectro del acelerograma por una función que reduzca el valor de la amplitud del espectro de Fourier fuera de la banda donde están contenidas las frecuencias importantes de nuestra señal.

Los filtros ideales, son aquellos que están definidos como una función escalón, del siguiente modo: (1) El filtro ideal de paso-bajo elimina todas las frecuencias superiores a una dada w_0 , y deja pasar sin atenuación las frecuencias inferiores, (2) el filtro ideal de paso-alto elimina todas las frecuencias inferiores a una dada w_0 , y deja pasar sin atenuación las frecuencias superiores, y finalmente (3) el filtro ideal paso-banda elimina todas las frecuencias inferiores a una dada w_1 (F_1), y las superiores a w_2 (F_2), y deja pasar sin atenuación las comprendidas entre w_1 y w_2 [Figura 3.4]

En la práctica, los filtros ideales no pueden ser utilizados, ya que no es posible realizar una transición instantánea de la banda de paso a la banda de supresión, estos filtros ideales no se pueden utilizar, ya que su función de transferencia en el tiempo es de longitud infinita. [Careño et al., 1999]. Este hecho, conocido como criterio de Paley-Wiener, hace necesaria la inclusión de una zona de transición. [Bommer, 1996]

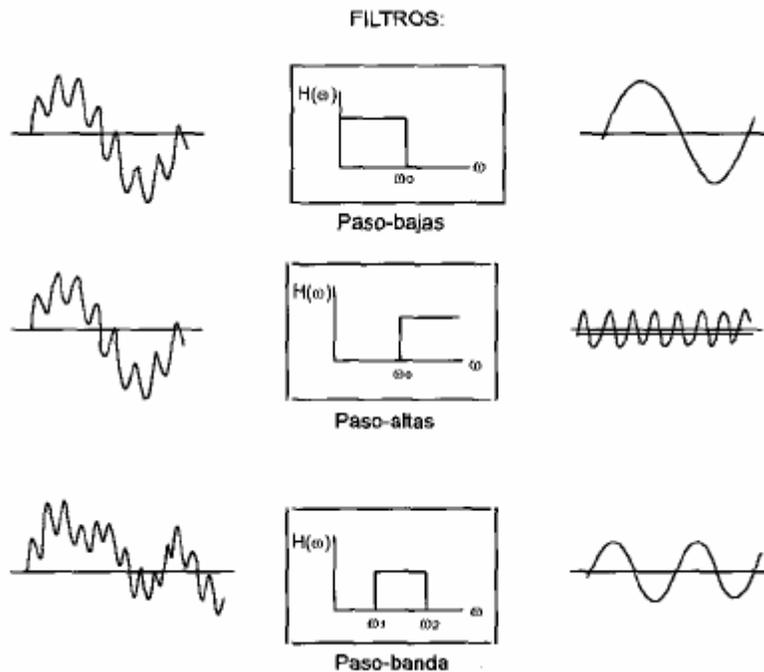


Figura 3.4: Tipos de filtros ideales [Carreño et. al., 1999, p.99]

Para el tratamiento de las señales, se utilizó el programa SeismoSignal [<http://www.seismosoft.com/SeismoSignal/index.htm>], el cual permite aplicar simultáneamente correcciones de línea base y filtros frecuenciales. La corrección de línea base implementada por este programa consiste en determinar a través de un análisis de regresión la curva polinomial que mejor se ajusta al registro de aceleración y substrayendo del valor real de aceleración la correspondiente contraparte obtenida de la ecuación derivada de la regresión. Este proceso es automático y basta con establecer el tipo de polinomio, sea lineal, cuadrático o cúbico, que se desea utilizar. Se emplearon únicamente polinomios lineales ($y=a_0+a_1*x$).

Para el filtro de frecuencias, el programa emplea tres distintos tipos de filtros: Butterworth, Chebyshev y Bessel en tres modalidades: paso-bajo, paso-alto y paso-banda. En nuestro caso se utilizó el filtro Butterworth de paso-banda, ya que la respuesta en frecuencia del filtro es máximamente plana en la banda pasante. En lo que al orden del filtro se refiere, los fabricantes del programa recomiendan utilizar un orden 4 (valor predeterminado), lo cual se acomodaba de manera satisfactoria a los registros procesados.

En la Figura 3.5 se muestra la ventana utilizada por el filtro Butterworth para tres órdenes distintos, para un filtro paso-bajo. Tal como se observa en la figura, a medida aumenta el orden del filtro, aumenta la longitud de la banda de paso, y la transición se vuelve más súbita.

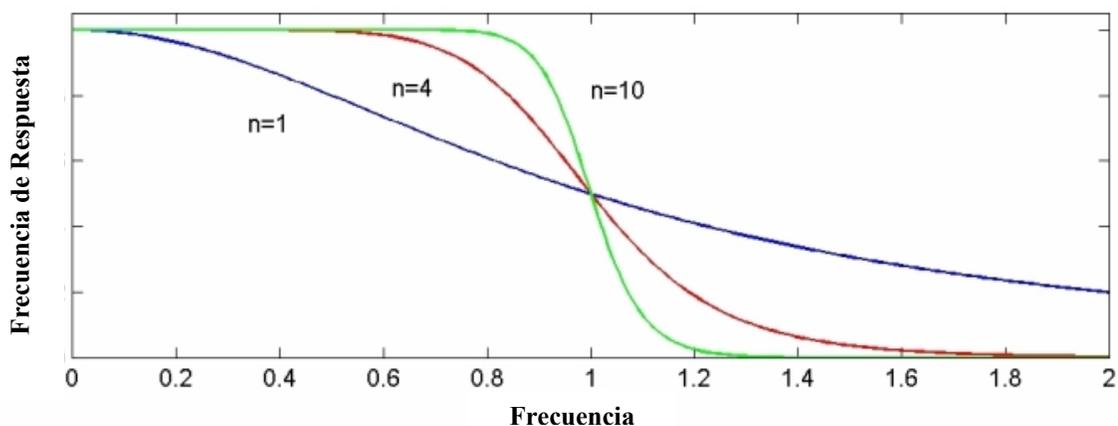


Figura 3.5: Tres diferentes órdenes de filtros Butterworth $n=\{1,4,10\}$ [<http://cnx.org/content/m10127/latest/>, Junio 2007]

Para garantizar la estabilidad del filtrado fue necesario agregar pares de ceros a los registros acelerográficos, es decir, agregar filas de puntos de amplitud nula, tanto antes del comienzo del registro como al final del mismo. La necesidad de agregar estas filas de ceros se debe a las asunciones que los procedimientos de filtrado hacen acerca de las series de tiempo fuera del segmento registrado.

Los filtros que actúan en el dominio del tiempo, asumen que las series son nulas del segmento de datos que esta siendo filtrado, mientras que los filtros que actúan en el dominio de las frecuencias, asumen que las series son periódicas, con período igual a la

longitud del segmento de datos extendido con ceros o truncado a un número de puntos que equivalen a una potencia de dos. Estas asunciones acerca de los datos fuera del segmento registrado son hechas implícitamente por los programas computacionales, por lo que es necesario que los datos que se introduzcan tomen en cuenta estas características [Boore, 2005].

La longitud de estas filas depende de la frecuencia de filtrado y el orden del filtro, según la siguiente ecuación [Boore, 2005]

$$Tzpad = 1.5n / fc \quad (\text{Ec. 3.2})$$

Donde $Tzpad$ es la longitud total de las filas de ceros que deben ser añadidas al registro, n es el orden del filtro Butterworth y fc la frecuencia de corte de las bajas frecuencias. La mitad de estas filas de ceros fueron añadidas al inicio de los registros y la otra mitad al final de los mismos.

La incorporación de ceros a los registros tiene como posible consecuencia la introducción de saltos abruptos en los bordes entre el registro original y las filas de ceros introducidas. Este error puede ser eliminado mediante dos procedimientos: introduciendo una función sinusoidal en la transición del registro a las filas de ceros, o bien eliminando la porción del registro hasta el primer cruce con el eje cero [Boore y Bommer, 2005]. Para preservar la longitud original del registro es posible reemplazar los datos del registro, hasta el primer cruce con dicho eje cero, y añadir después el número de filas de ceros calculadas mediante la Ecuación 3.2. [Boore 2005]. Cuando una porción significativa de los datos de aceleración se encontraba por encima o por debajo del eje cero, al principio o al final del segmento analizado, se realizó una corrección de línea base previa al filtrado.

El lo que a las frecuencias de corte se refiere, se establecieron límites superiores e inferiores, a manera de garantizar un rango mínimo de frecuencias para análisis posteriores y un nivel de ruido aceptable en los registros; estas frecuencias fueron de 0.4 Hz para frecuencias de corte bajo (f_1) y 25 Hz para frecuencias de corte alto (f_2), los cuales,

teniendo en cuenta los propósitos particulares de este estudio, resultan razonables: este estudio pretende determinar períodos predominantes del suelo y sus posibles efectos sobre las estructuras ingenieriles, por lo que el rango de frecuencias de 0.4 - 25 Hz, permite abarcar un rango de estructuras con períodos naturales entre 0.04 y 2.5 seg., es decir, estructuras de hasta aproximadamente 25 niveles.

Es importante mencionar que el procesamiento de los registros no se realizó mediante un proceso estandarizado; cada uno de los registros, en cada una de sus componentes, fueron analizados por separado, y se determinaron para cada uno de ellos las frecuencias de corte que lograrán un nivel de ruido aceptable, alterando lo menos posible los registros (aceleraciones pico) y logrando el mayor rango de frecuencias posible.

3.1.4 Aplicación de la Técnica de Nakamura y el Método de Borchardt

Para el análisis de los registros según la Técnica de Nakamura y el Método de Borchardt se utilizaron una serie de programas en lenguaje FORTRAN, elaborados por el Dr. Walter Salazar y por el Ing. Erick Burgos. En la Tabla 3.4 se detallan las funciones de los programas utilizados y sus autores.

Debido a que no se contaba con ningún programa que calculara la relación espectral H_s/H_r (Método de Borchardt), se utilizaron los programas `voverv.dsw` y `plotvov.dsw` con pequeñas modificaciones, introduciendo en lugar de las componentes verticales de los sismos, sus componentes horizontales combinadas. Para obtener el espectro de las componentes horizontales se tomaron los archivos *.f de las componentes transversales y longitudinales y se calculó la resultante como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados:

$$H_f = \sqrt{T_f^2 + L_f^2} \quad (\text{Ec. 3.3})$$

La relación espectral H_s/H_r fue calculada tanto usando el fondo del pozo como referencia (Relación espectral Sedimento / Basamento rocoso), como la estación de Panchimalco (Método de Borchardt) para los sismos en los que se contaba con estos registros (ver Tabla 3.3).

Tabla 3.4. Programas utilizados para el procesamiento de registros de Movimiento Fuerte

NOMBRE	FUNCIÓN	CREADO	MODIFICADO
formate.dsw	Fija el número de decimales de los registros extensión *.v2	Ing. Erick Burgos	---
fourier2.dsw	Calcula los espectros de Fourier, archivo de salida con extensión *.f	Dr. Walter Salazar	Ing. Erick Burgos
plotf.dsw	Grafica los espectros de Fourier, archivo de salida con extensión *.ps	Dr. Walter Salazar	Ing. Erick Burgos
hoverv.dsw	Calcula las relaciones espectrales H/V, archivo de salida con extensión *.hov	Ing. Erick Burgos	---
plothov.dsw	Grafica las relaciones espectrales H/V, archivo de salida con extensión *.ps	Ing. Erick Burgos	---
voverv.dsw	Calcula las relaciones espectrales Vs/Vf, archivo de salida con extensión *.vov	Ing. Erick Burgos	---
plotvov.dsw	Grafica las relaciones espectrales Vs/Vf, archivo de salida con extensión *.ps	Ing. Erick Burgos	---
hoherv.dsw	Calcula la relación espectral Hs/Hr, archivo de salida con extensión *.hoh	Ing. Erick Burgos	Celina Kattan Cesar Galdámez
plothoh.dsw	Grafica las relaciones espectrales Hs/Hr, archivo de salida con extensión *.ps	Ing. Erick Burgos	Celina Kattan Cesar Galdámez

Para cada evento y cada estación en la que se contaba con registros, se calculó entonces, la relación espectral Hs/Hr utilizando el fondo del pozo como referencia, la relación espectral Hs/Hr utilizando la estación de panchimalco como referencia (si se contaba con los registros), la relación espectral H/V (Técnica de Nakamura), y la relación espectral Vs/Vf, para verificar la validez de esta última (ver Capítulo 2).

3.1.5 Aplicabilidad del Método de Borcherdt

En el capítulo dos se discutieron las asunciones del método que deben cumplirse para garantizar su aplicabilidad. Cuando se utiliza la estación de Panchimalco como referencia la validez del método depende básicamente de la relación entre la distancia de la estación en análisis a la estación de referencia y la distancia de éstas con respecto a la distancia epicentral. En la Tabla 3.5 se muestran la relación de la de Distancia epicentral (D) a distancia entre las estaciones (d).

Tabla 3.5 Aplicabilidad del Método de Borchardt

EVENTO	FECHA			RELACIÓN DE DISTANCIAS		
	AÑO	MES	DÍA	d	D	x = D/d
R221003	1997	12	22	10.55 Km	133.18 Km	12.62
S221003	1997	12	22	11.17 Km	134.71 Km	12.06
V131734	2001	01	13	14.27 Km	114.65 Km	8.04
R131734	2001	01	13	10.55 Km	112.78 Km	10.69
R131422	2001	02	13	10.55 Km	34.99 Km	3.32
V131422	2001	02	13	14.27 Km	32.57 Km	2.28
SEM131523	2004	12	13	11.17 Km	96.83 Km	8.67
CPR071742	2005	10	07	10.55 Km	88.12 Km	8.35
CPR180315	2005	11	18	10.55 Km	89.55 Km	8.49

Para los sismos locales o de cadena volcánica, tal como el sismo del 13 de febrero del 2007, la relación entre las distancias es considerablemente pequeña, y por tanto la aplicabilidad del método es cuestionable.

En cuanto a posibles amplificaciones que pueden darse en el sitio de referencia considerado, estas han sido consideradas como la unidad. Como se mencionó en el capítulo 1, la estación de UPAN se encuentra sobre roca volcánica, con velocidades de onda superiores a los 1500 m/seg., por lo que puede ser clasificado como roca geológica. Estudios realizados por Salazar et. al. [2007] obtuvieron amplificaciones de aproximadamente 2.0 para frecuencias entre 0.1 y 2.0 seg. en la estación de UPAN.

3.1.6 Aplicabilidad de la Relación Espectral Sedimento / Basamento Rocoso

Cuando se realiza la relación espectral entre los registros en el fondo y la superficie de los pozos la mayoría de las asunciones del método: los registros fueron tomados con el mismo tipo de instrumentos, los efectos de la fuente son los mismos y son registrados ambos en un mismo punto, por lo que los efectos del trayecto son despreciables. El método será aplicable si el fondo del pozo puede ser considerado como roca.

Esta asunción se considera perfectamente válida únicamente para la estación de Casa Presidencial, la cual se encuentra cimentada sobre una colada de lava, sin embargo no se

trata de un afloramiento rocoso, por lo que bajo esta colada pueden encontrarse capas de suelo (de profundidad y características desconocidas) que afecten los resultados. En el anexo A se muestran las características del subsuelo, correlaciones geotécnicas y gráficos de resistividad aparente para distintas profundidades, determinadas por el Departamento de Mecánica de Suelos del Centro de Investigaciones Geotécnicas, para cada una de las estaciones correspondientes a los pozos a cielo abierto. Es importante mencionar que para este estudio se determinaron las características del subsuelo correspondientes a una profundidad de 30 m., o bien, hasta encontrar un estrato firme.

3.1.7 Aplicabilidad de la Técnica de Nakamura

Como se mencionó anteriormente, se calculó para cada uno de los sismos la relación espectral V_s/V_f para garantizar la validez de esta técnica para movimiento fuerte. El método considera que la componente vertical del movimiento no es amplificada por las capas superficiales de suelo, por lo que la relación antes mencionada debe ser aproximadamente la unidad para que el método sea aplicable.

Así mismo, tal como se explicó en el capítulo 2, la Técnica de Nakamura fue ideada para microtemblores, y asume que la relación H/V en el fondo es prácticamente uno para un amplio rango de períodos. En el capítulo cuatro se muestran las gráficas H/V tanto para el fondo como para la superficie del pozo.

3.2 MICROTEMBLORES

3.2.1 Equipo utilizado

Para las mediciones de microtemblores se utilizó un equipo portátil, el cual comprende de un sensor de aceleración con tres componentes ortogonales, una computadora portátil y un amplificador de señal (Figura 3.6). En la Tabla 3.6 se muestran las características del sensor utilizado.

Los registros correspondientes a las estaciones de Viveros de DUA (VDU) fueron tomados el día 9 de Mayo del 2007. Los registros en las estaciones del Seminario San José de la

Montaña (SEM), y Casa Presidencial (CPR) (ex Relaciones Exteriores (REX)) fueron tomados el mes de enero del 2007, el registro en la estación del Centro de Recursos Naturales Renovables (CRN) fue tomado el 20 de julio del 2006. Para cada una de las estaciones se grabaron registros de microtemblores de aproximadamente 10 minutos.

En la estación de DIGESTYC (ex Instituto Geográfico Nacional) no fue posible realizar la medición de microtemblores debido a que, en el período de la toma de todos los registros, se estaba llevando a cabo la construcción de un edificio en las cercanías del pozo, por lo que existía un nivel de ruido considerable, por el registro de microtemblor hubiese sido inservible para análisis.



Figura 3.6: Equipo para medición de Microtemblores: Sensor de Aceleración (izq.), computadora portátil (centro) y amplificador de señal (der.) [Reyes y Sorto, 2007]

Tabla 3.6: Características del Sensor utilizado [Reyes y Sorto, 2007]

Marca:	Mitutoyo
Modelo	JPE-6A3
Componentes de medición	3 Componentes ortogonales (X, Y, Z)
Rango de medición:	± 2000 Gal
Período fundamental:	1 seg.
Rango de períodos:	0.01 – 10 seg.
Taza de muestreo:	0.01 seg.

3.2.2 Procesamiento del Registro y aplicación de la Técnica de Nakamura

Para el procesamiento de los registros de microtemblores se utilizó el programa “MICPLOT” creado por Kentaro Motoki del Instituto Tecnológico de Tokio (Tokyo Institute of Technology). Este programa permite obtener para los registros de microtemblores, los gráficos de aceleración contra tiempo, sus correspondientes espectros y las relaciones H/V de los mismos.

Los registros de microtemblores generalmente presentan amplitudes mayores a las amplitudes típicas de un microtemblor, producto de vibraciones puntuales, tales como el paso de peatones en las cercanías del equipo, paso de vehículos pesados etc. El programa MICPLOT permite seleccionar un nivel de ruido considerado aceptable y despreciar las señales que se encuentren por encima de este.

En las siguientes figuras se muestran los gráficos de los registros de microtemblores en cada una de las estaciones mencionadas. Las partes que se encuentran con fondo blanco serán eliminadas según el criterio de ruido aceptable. Para la construcción de los espectros y la aplicación de la Técnica de Nakamura se utilizaron ventanas de 20.48 segundos y luego se calculó el promedio de los segmentos despreciando el ruido.

Figura 3.7 Registro de Microtemblor en la Estación de CENREN

cenren3.amp CENREN TEST 07-20-2006 15:32:18.MICROTREMORS N Lv 5.0

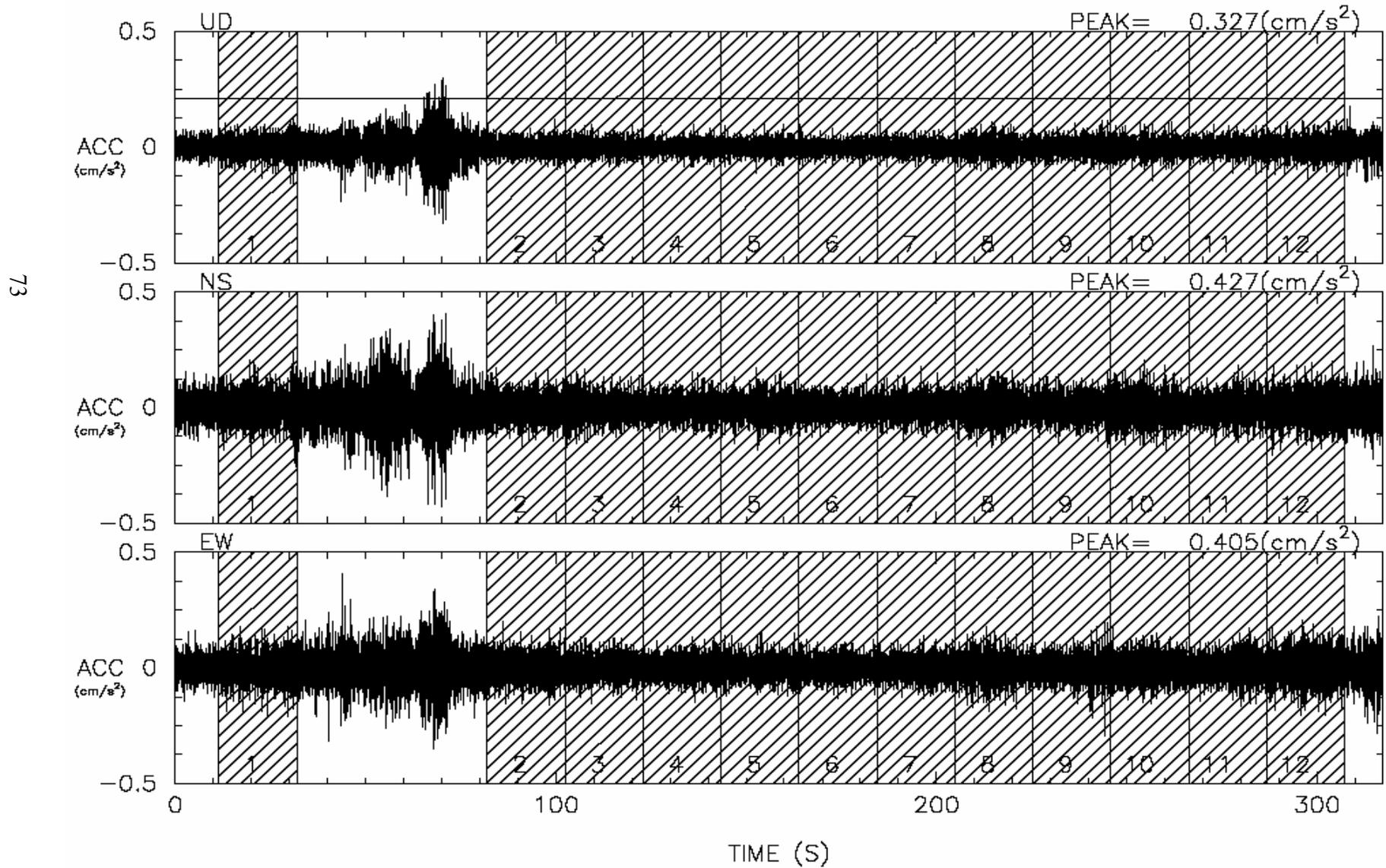


Figura 3.8 Registro de Microtemblor en la Estación de CPR

cprmicro2.amp CASA PRES. 01-08-2007 11:13:02.MICROTREMORS N Lv 5.0

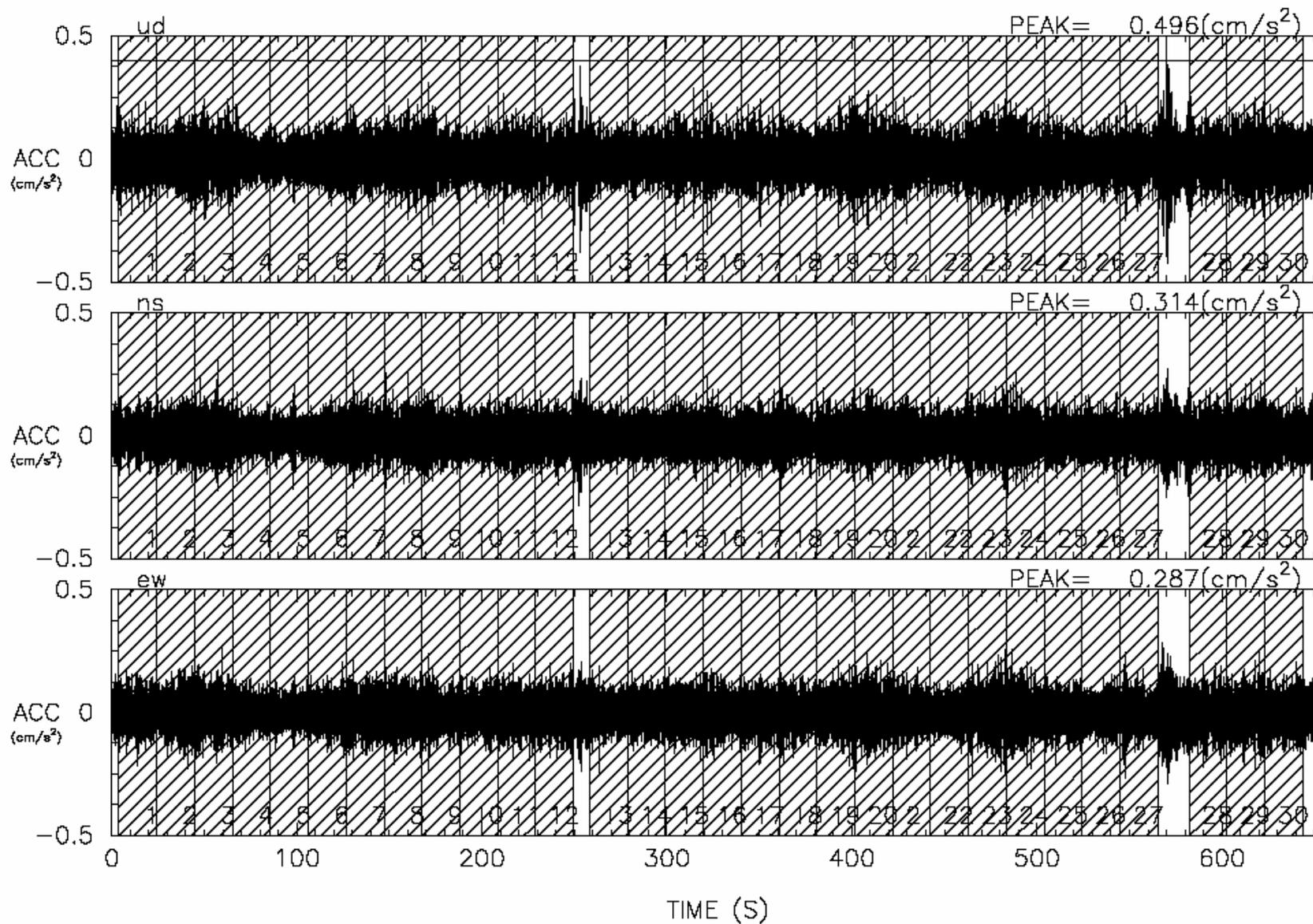


Figura 3.9 Registro de Microtemblor en la Estación de VDU

dua_micro2.amp

DUA

05-09-2007 12:05:38.MICROTREMORS N Lv 5.0

75

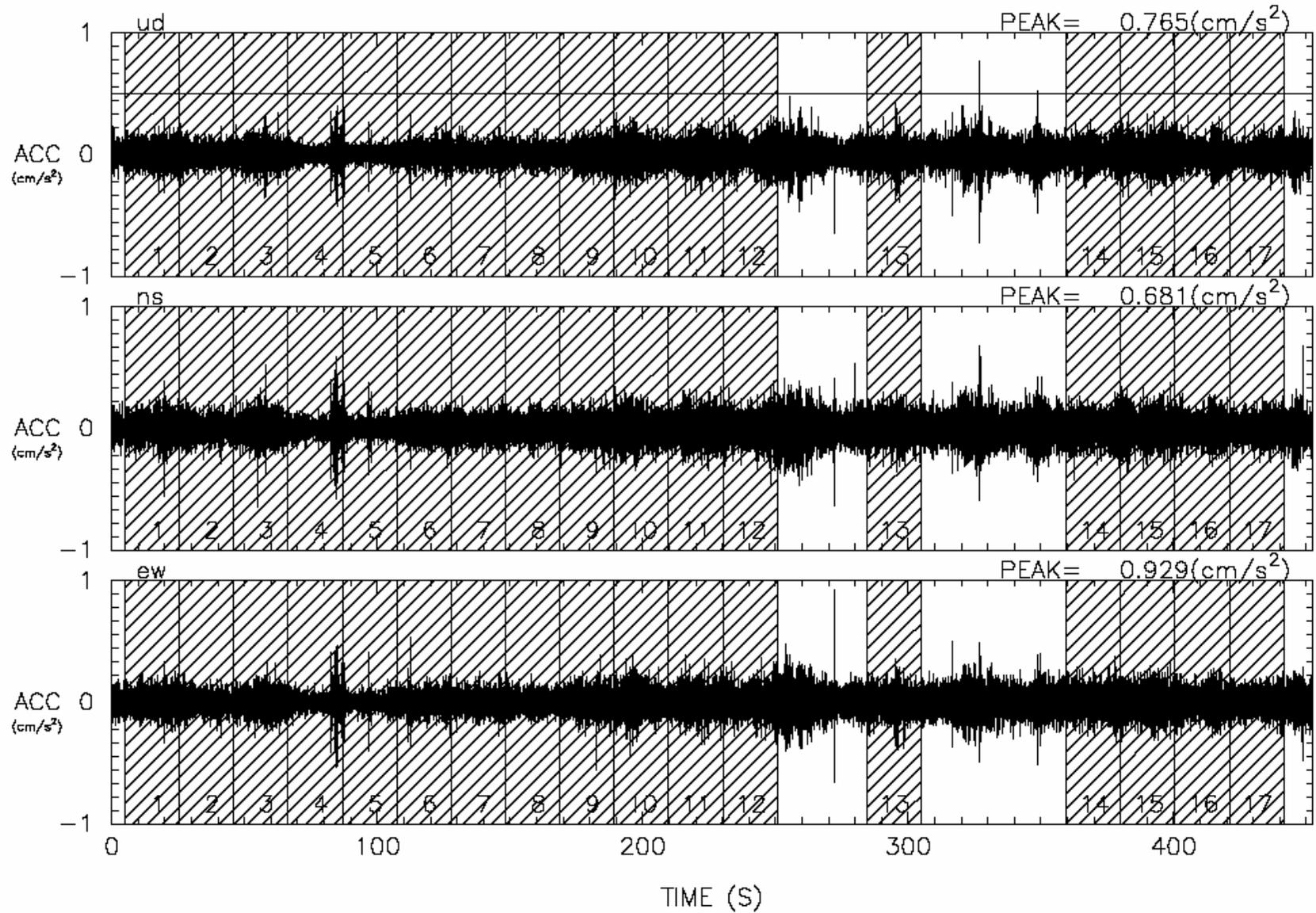
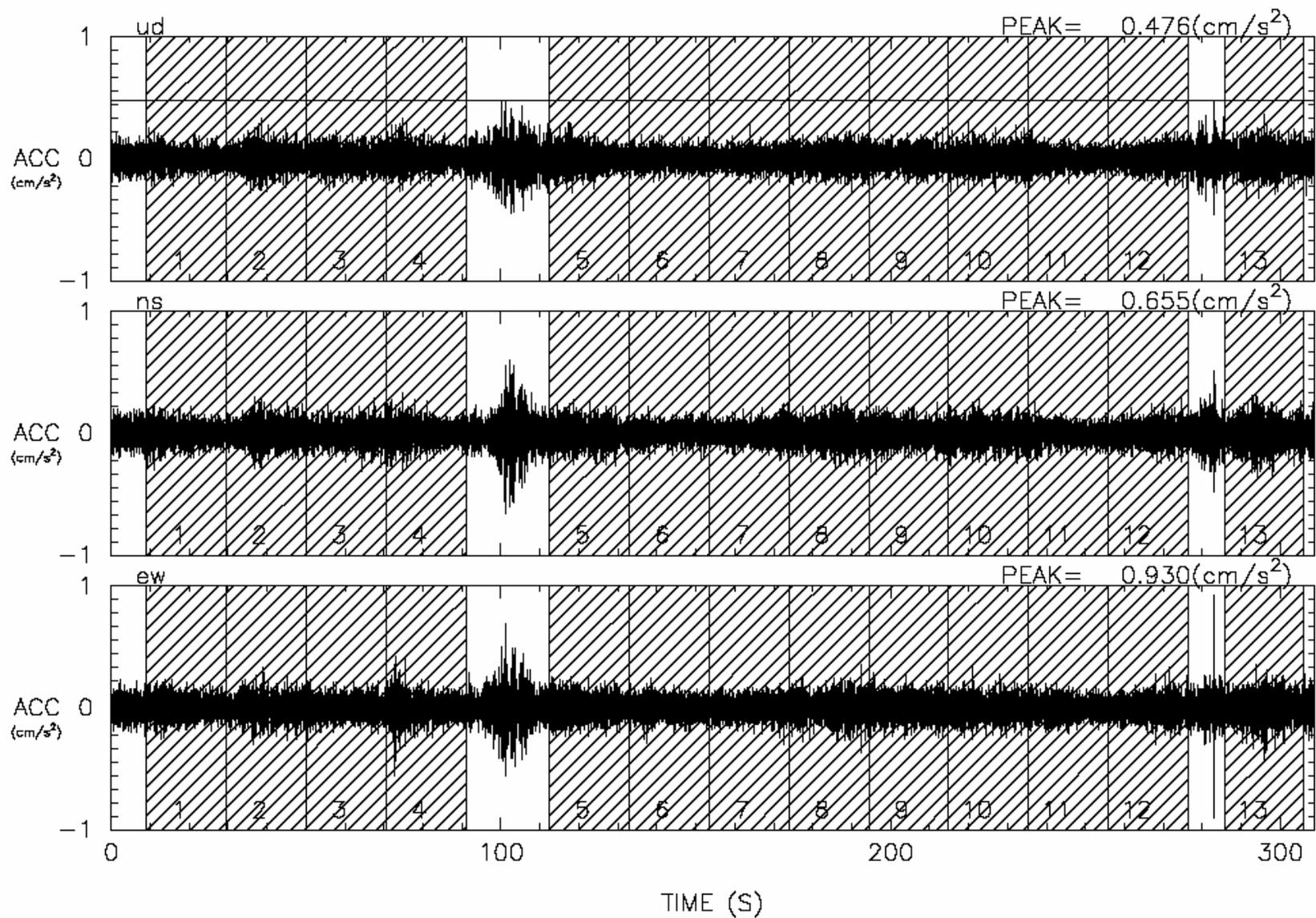


Figura 3.10 Registro de Microtemblor en la Estación de SEM

semi_micro01.amp SEMINARIO 01-25-2007 12:19:06.MICROTREMORS N Lv 5.0

76



CAPÍTULO 4

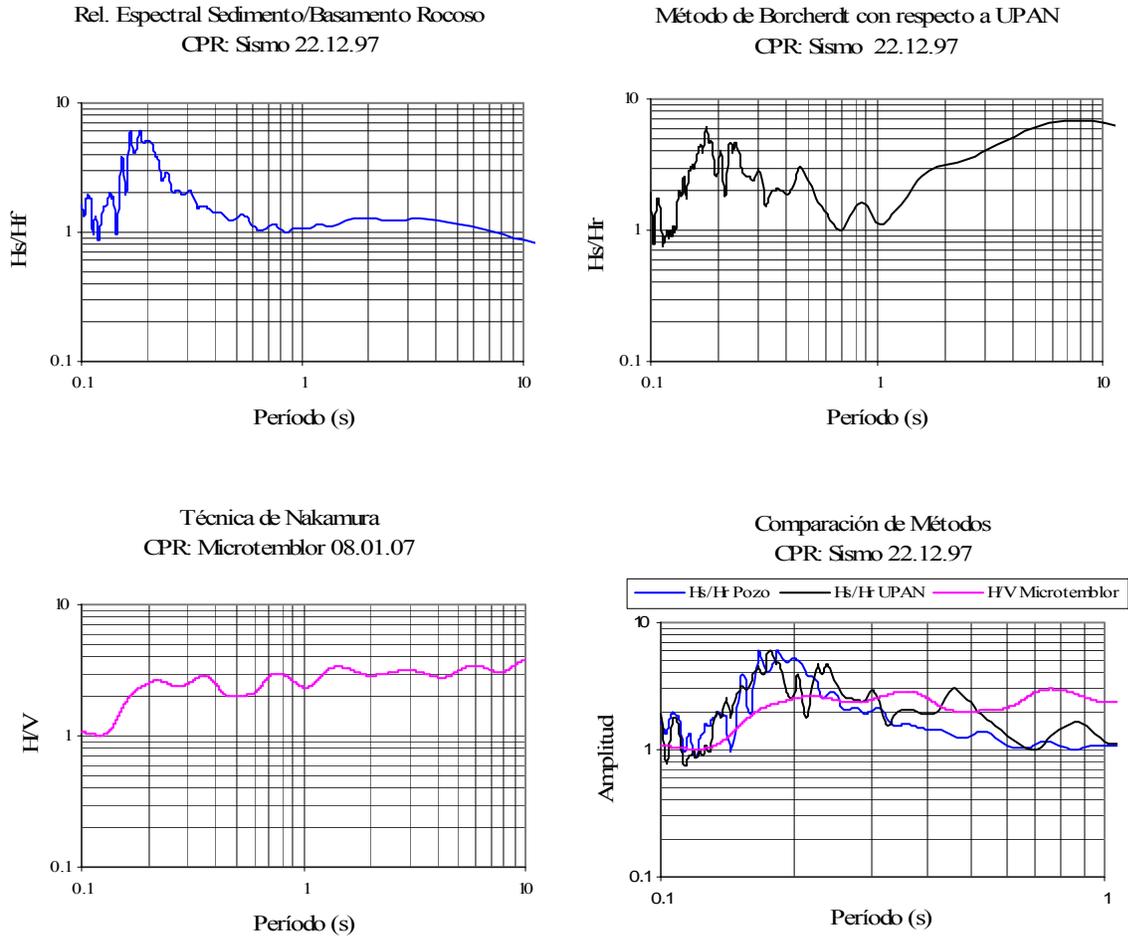
RESULTADOS Y ANÁLISIS

4.1 RESULTADOS

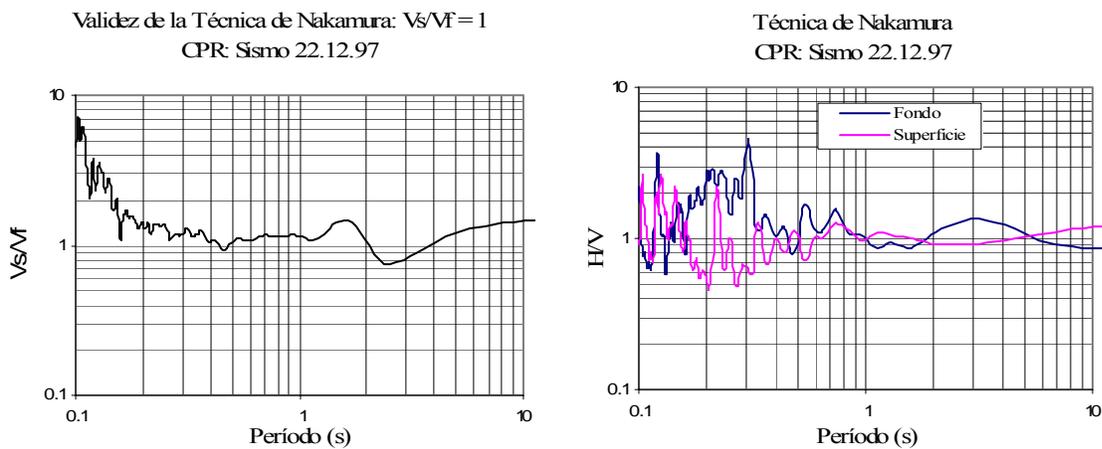
Para determinar y comparar los períodos predominantes obtenidos con movimiento fuerte a aquellos obtenidos por microtemblores, se muestra en las figuras 4.1 (a) a 4.16 (a), en cada uno de los sismos analizados, en cada uno de los puntos en donde se contaba con registros, las gráficas de las relaciones espectrales H_s/H_r utilizando el fondo del pozo como referencia (Relación Espectral Sedimento/Basamento Rocoso, figura superior izquierda, en color azul), las gráficas de las relaciones espectrales H_s/H_r tomando la estación de Panchimalco como estación de referencia sobre basamento rocoso (Método de Borchardt, figura superior derecha, en color negro), y las gráficas de las relaciones espectrales H/V para microtemblores (Técnica de Nakamura, figura inferior izquierda, en color magenta).

En las Figuras 4.1 (b) a 4.16 (b) se muestran las gráficas de las relaciones espectrales V_s/V_f para movimiento fuerte, para verificar la validez de la Técnica de Nakamura, y las gráficas de las relaciones espectrales H/V para fondo y superficie, utilizando datos de movimiento fuerte.

Para la Estación de DIGESTYC (ex Instituto Geográfico Nacional) no se cuenta con registros de Movimiento Fuerte debido a la inexistencia de éstos en la base de datos utilizada para el desarrollo de este trabajo. Tampoco se cuenta con registro de microtemblor debido a que, como se explicó en el capítulo 3, en el período de toma de éstos se estaba llevando a cabo la construcción de un edificio en las cercanías del pozo. Esta estación no será considerada en el análisis.

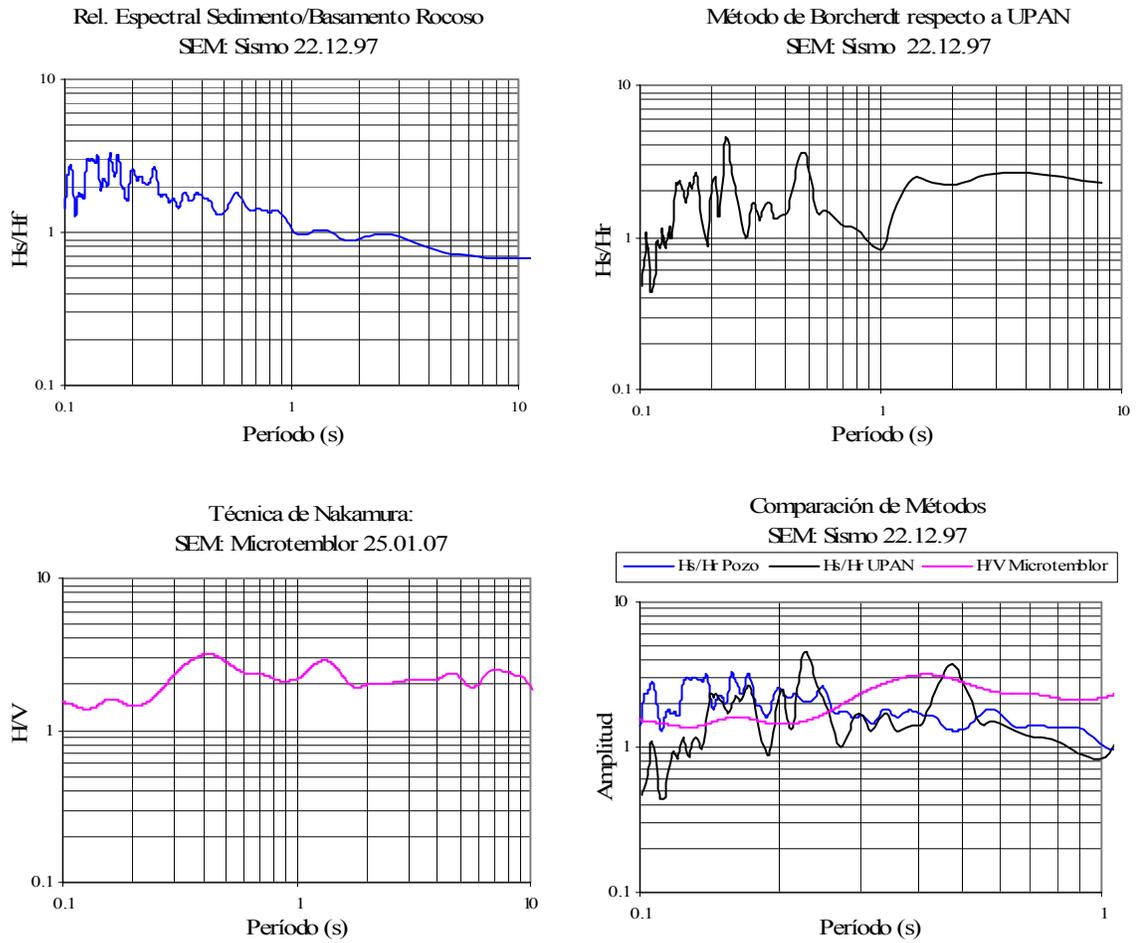


(a) *Periodos predominantes*

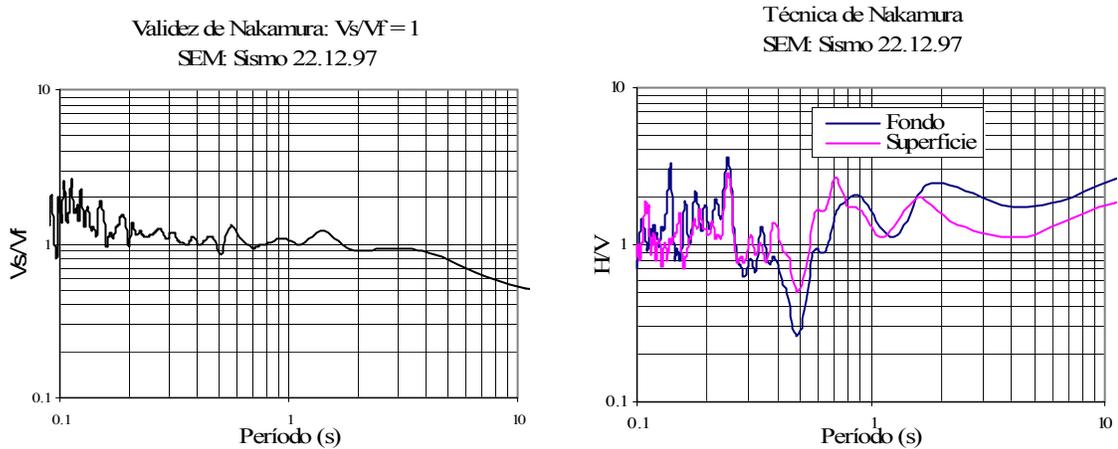


(b) *Validz de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.1: Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 22.12.97. R221003

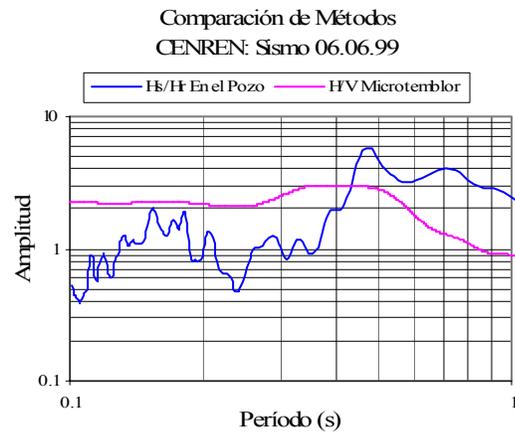
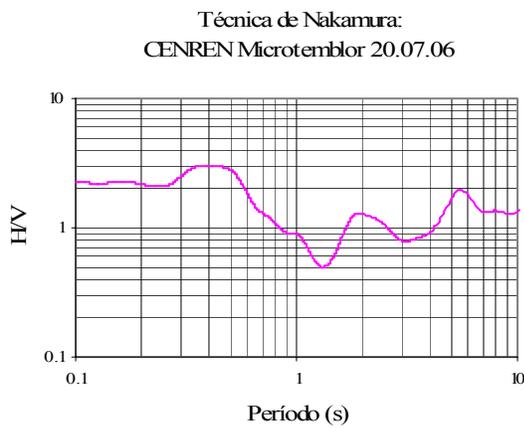
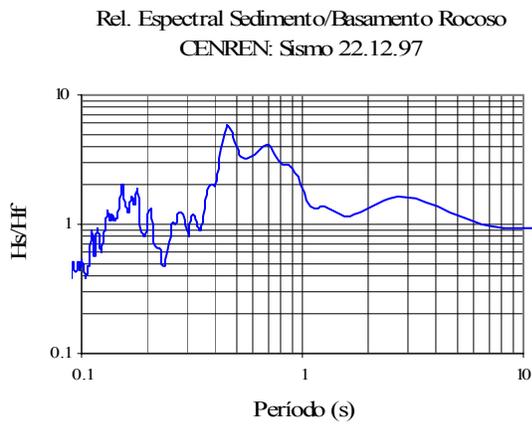


(a) *Períodos predominantes*

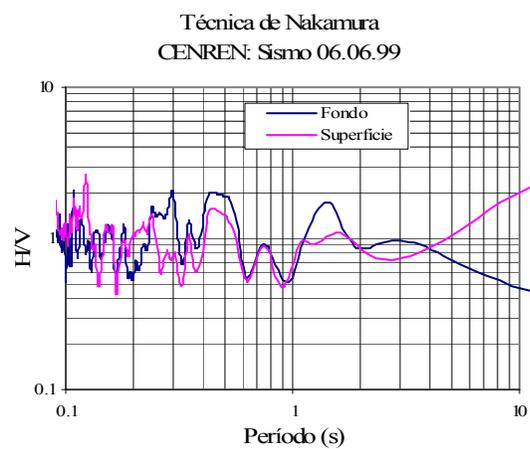
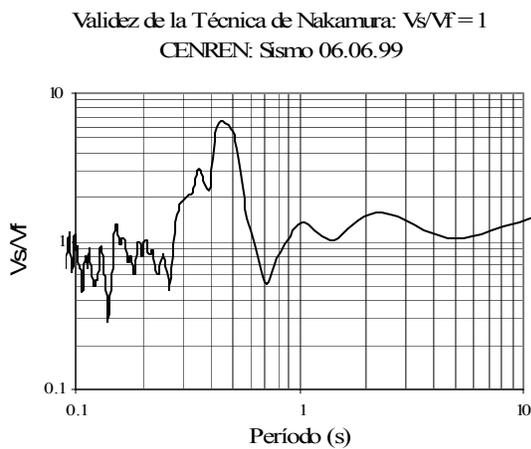


(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.2: Resultados obtenidos para la estación de SEM. Sismo 22.12.97. S221003

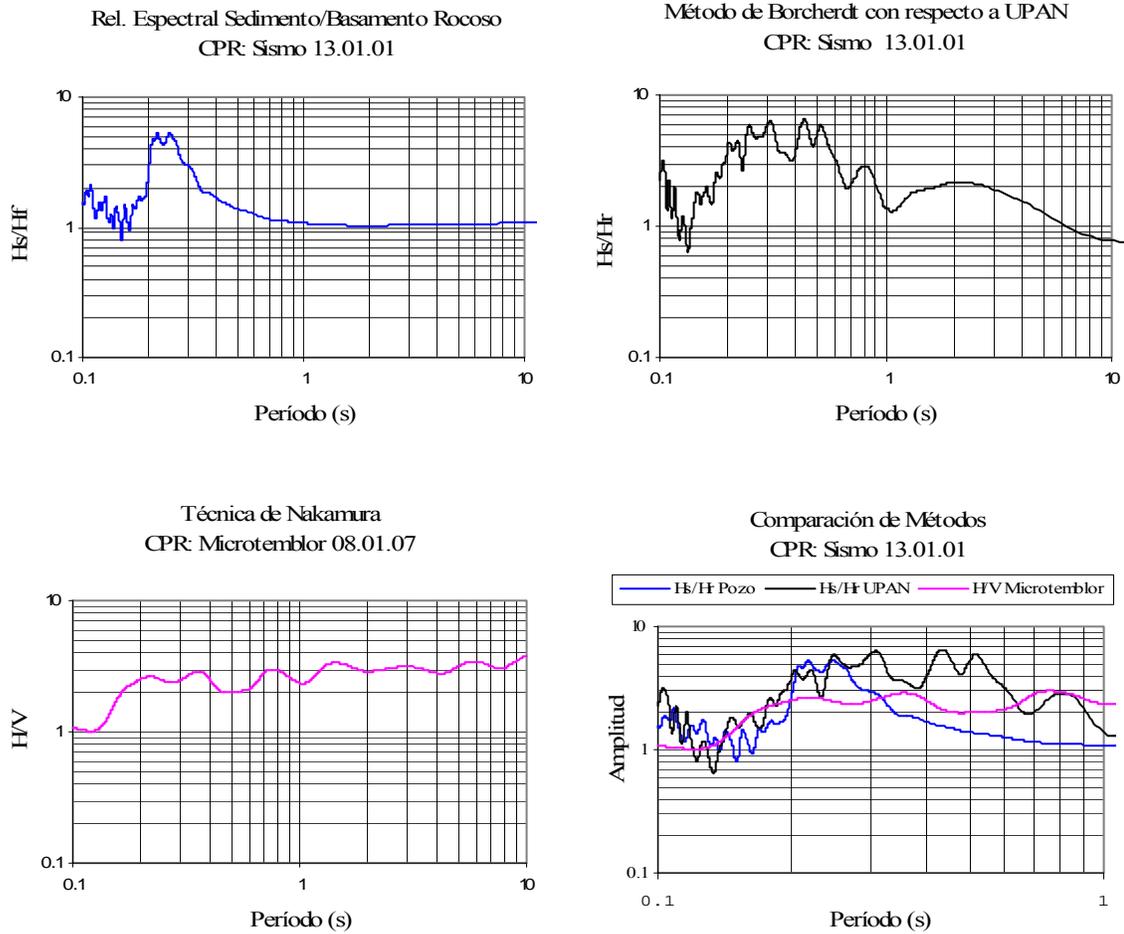


(a) *Períodos predominantes*

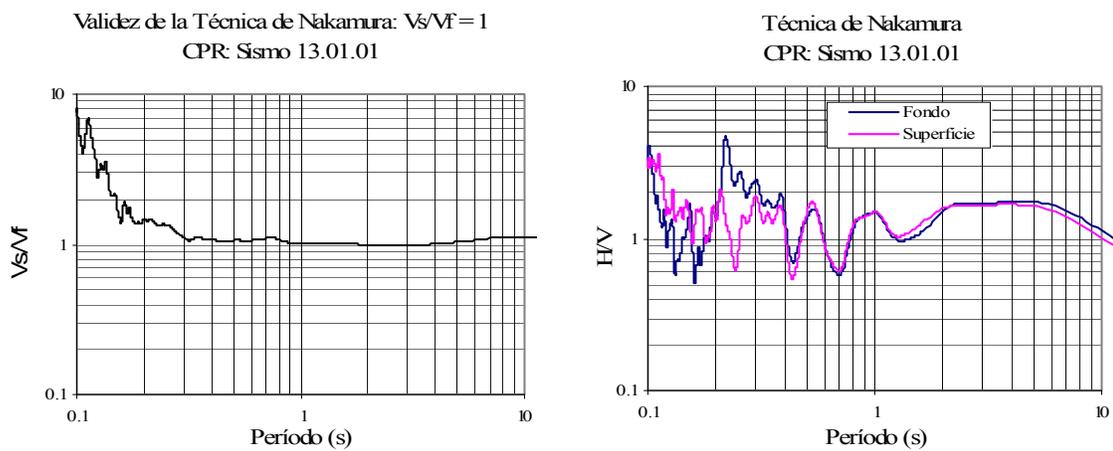


(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.3: Resultados obtenidos para la estación de CENREN, Sismo 06.06.99. C060708.

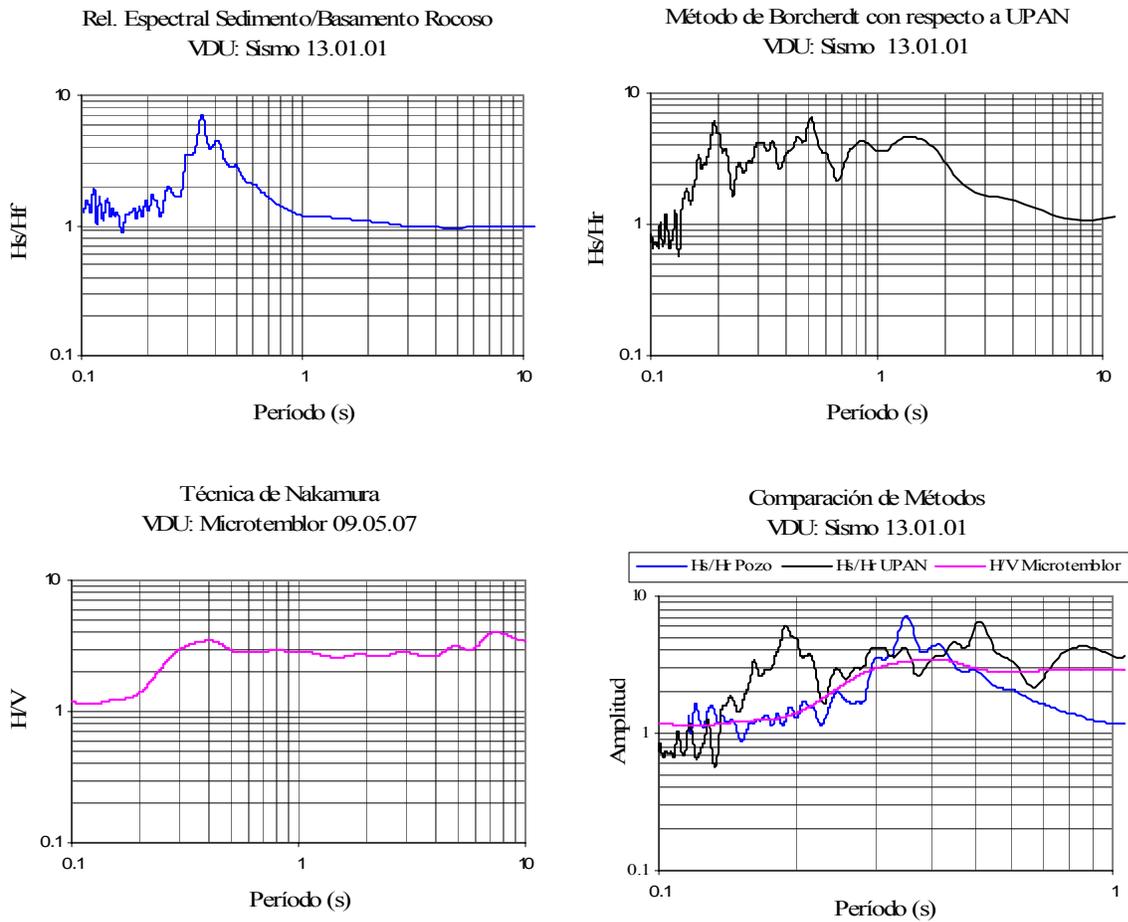


(a) *Períodos predominantes*

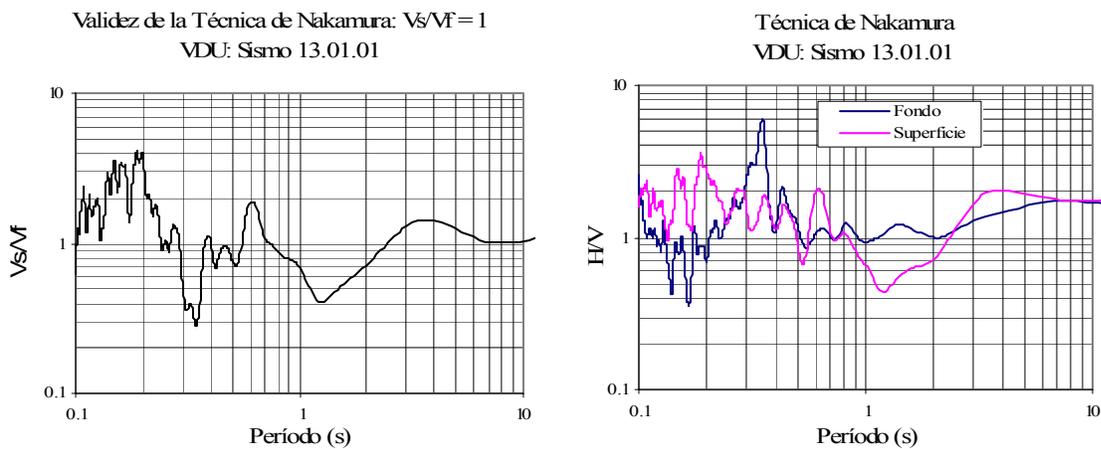


(b) *Validéz de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.4: Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 13.01.01. R131734

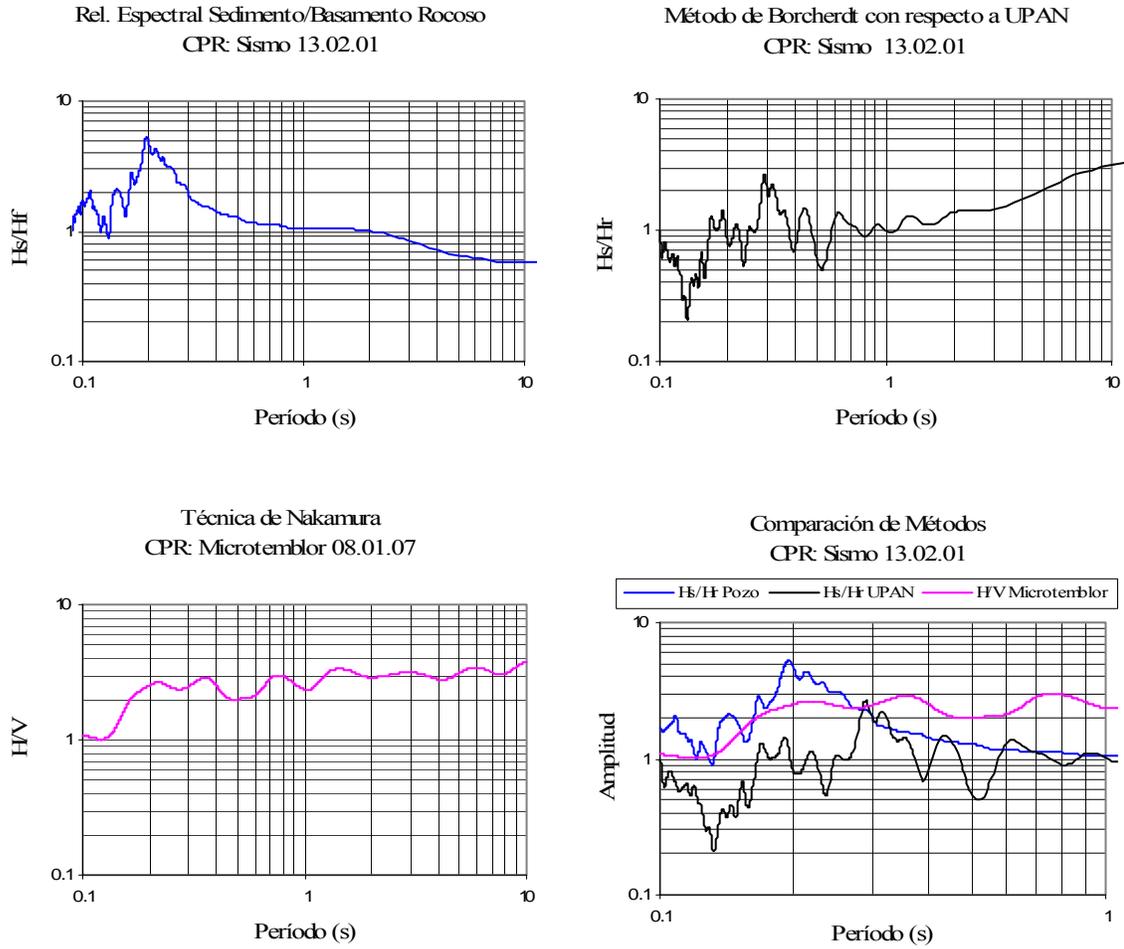


(a) *Periodos predominantes*

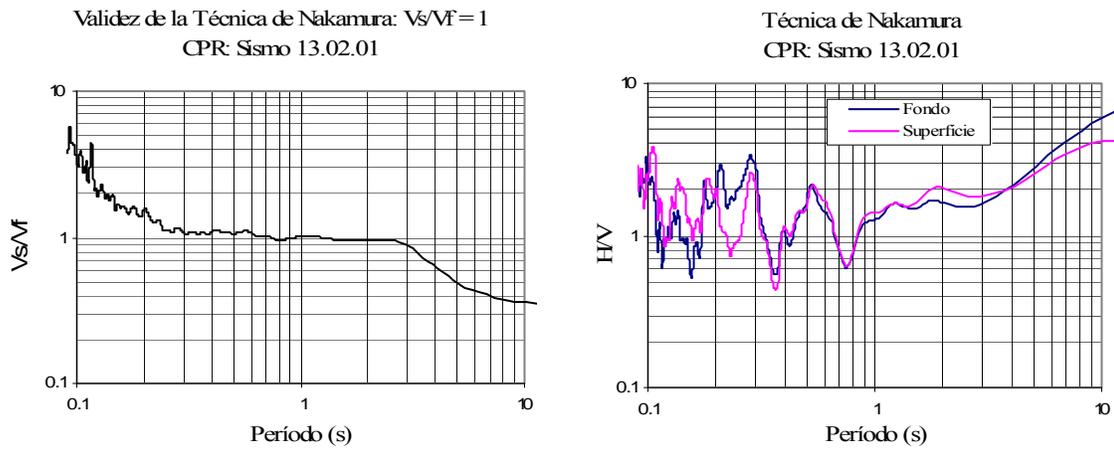


(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.5: Resultados obtenidos para la estación de VDU. Sismo 13.01.01. V131734

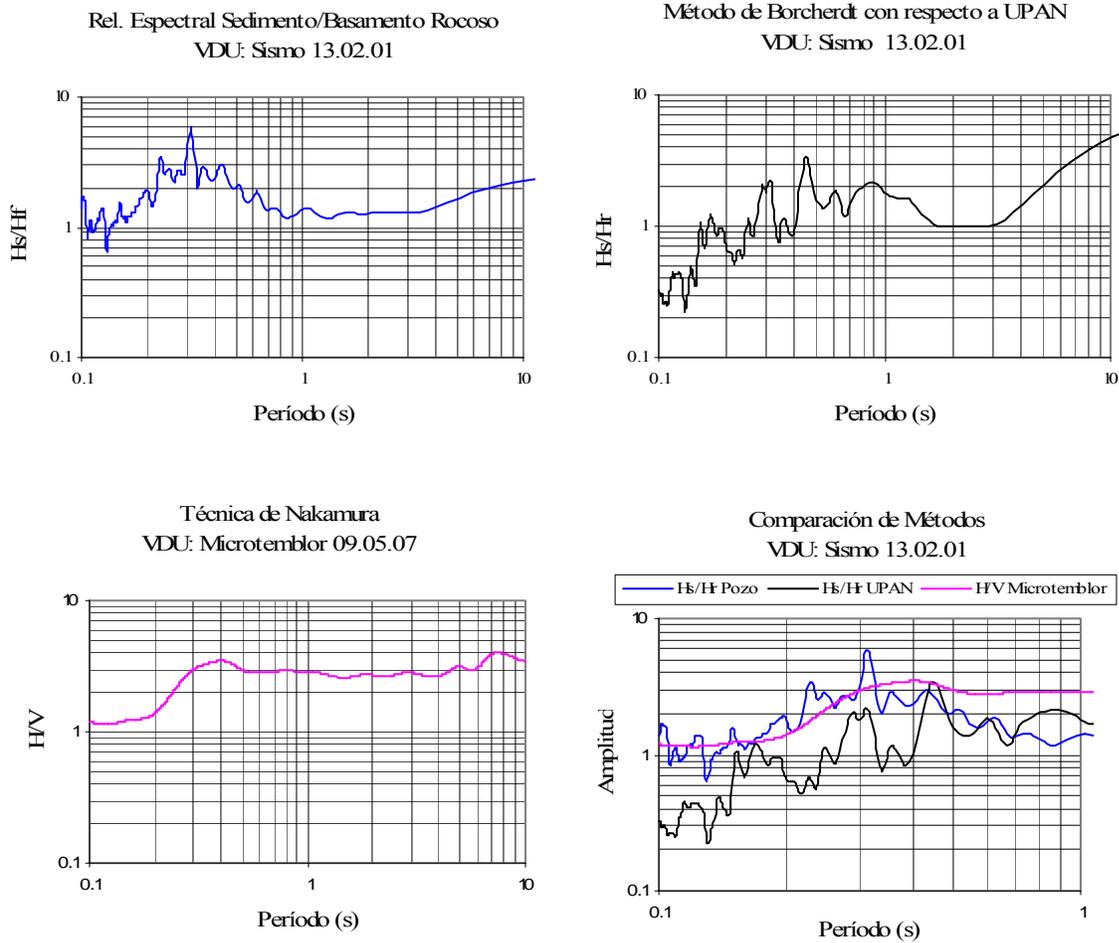


(a) *Períodos predominantes*

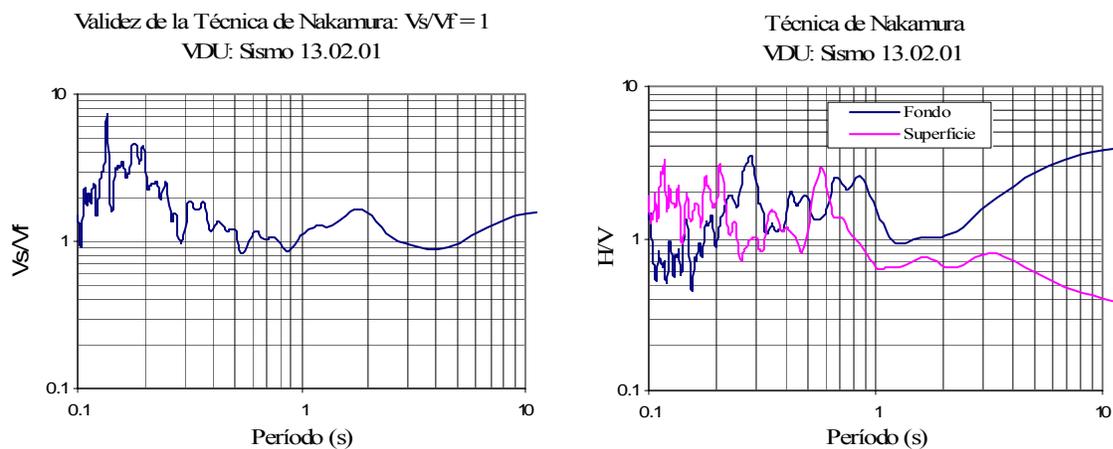


(c) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.6: Resultados obtenidos para la estación de CPR, Sismo 13.02.01. R131422

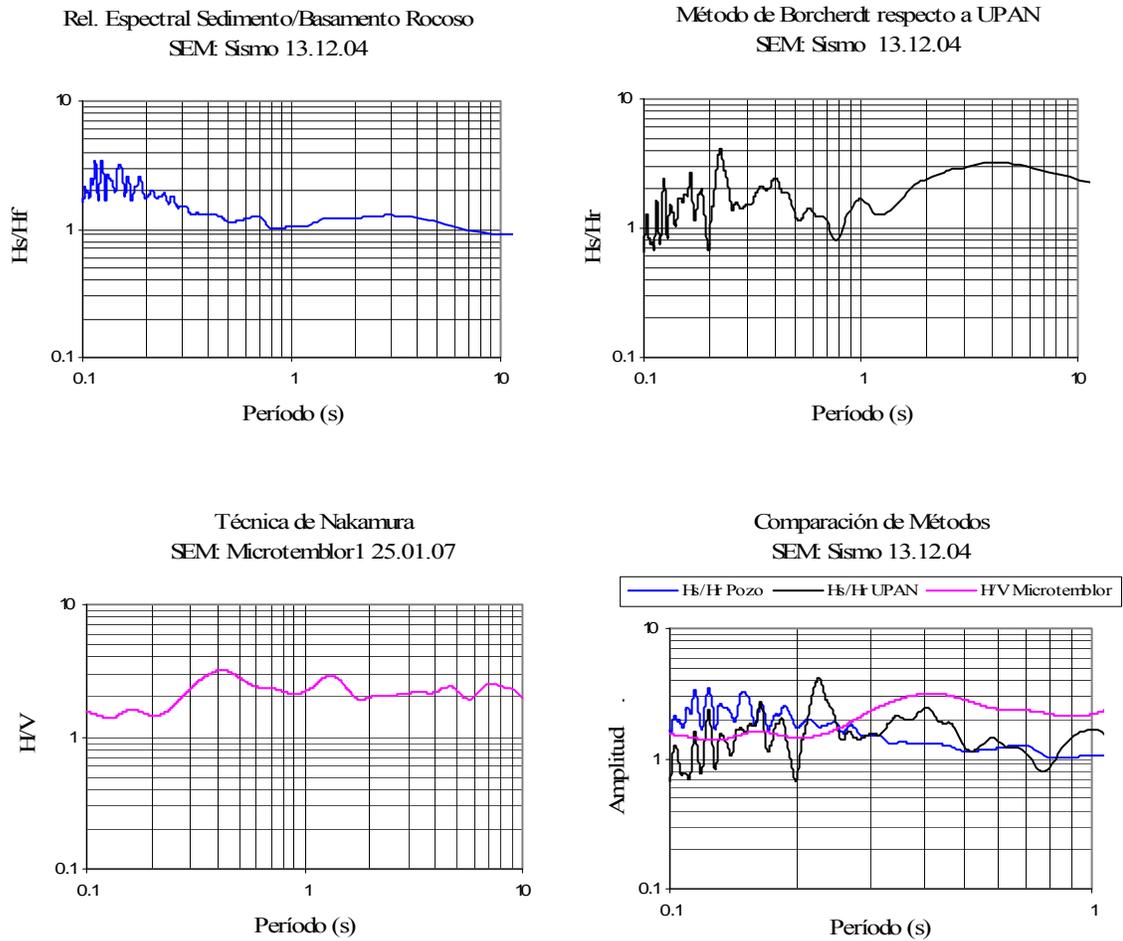


(a) *Períodos predominantes*

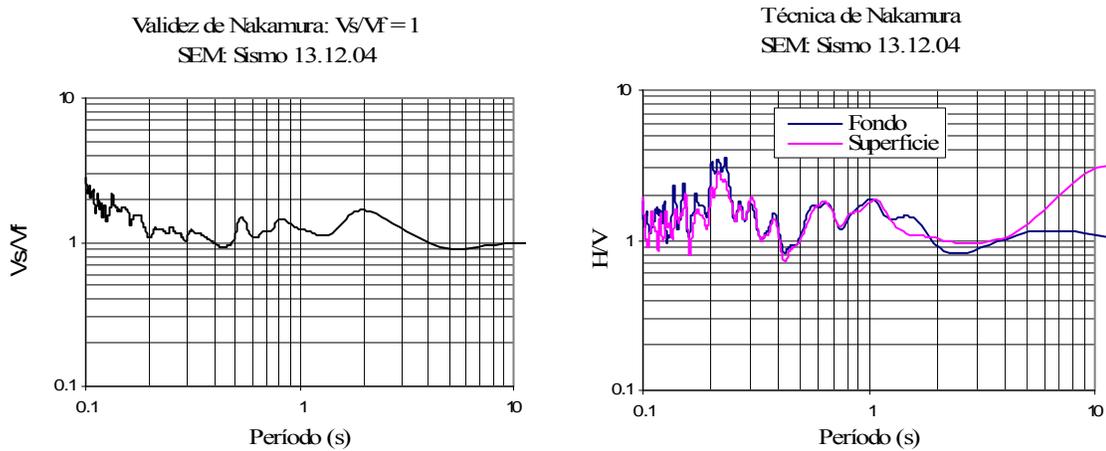


(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.7: Resultados obtenidos para la estación de VDU, Sismo 13.02.01. V131422.



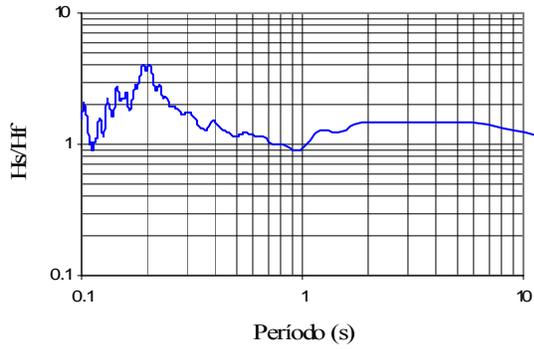
(a) *Períodos predominantes*



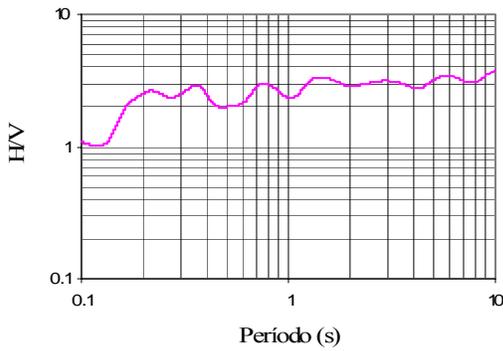
(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.8: Resultados obtenidos para la estación de SEM, Sismo 13.12.04. SEM131523

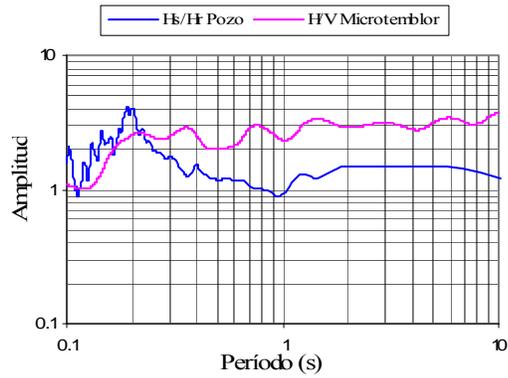
Rel. Espectral Sedimento/Basamento Rocoso
CPR: Sismo 10.03.05



Técnica de Nakamura
CPR: Microtemblor 08.01.07

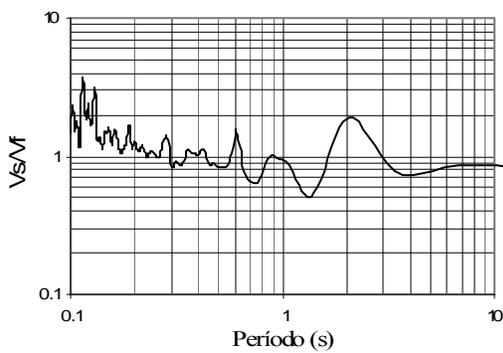


Comparación de Métodos
CPR: Sismo 10.03.05

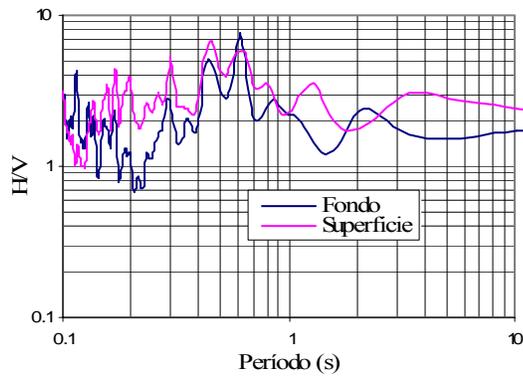


(a) *Periodos predominantes*

Validez de la Técnica de Nakamura: $V_s/V_f = 1$
CPR: Sismo 10.03.05



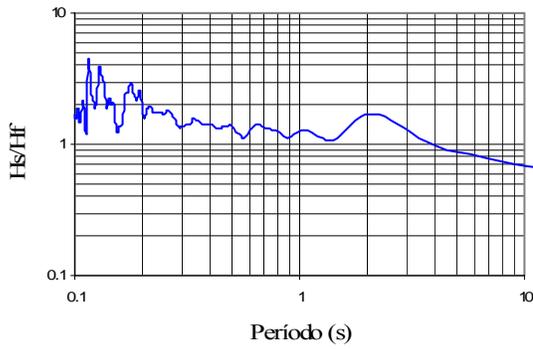
Técnica de Nakamura
CPR: Sismo 10.03.05



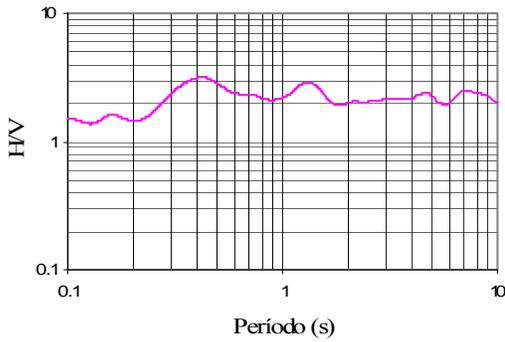
(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.9: Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 10.03.05. CPR101337

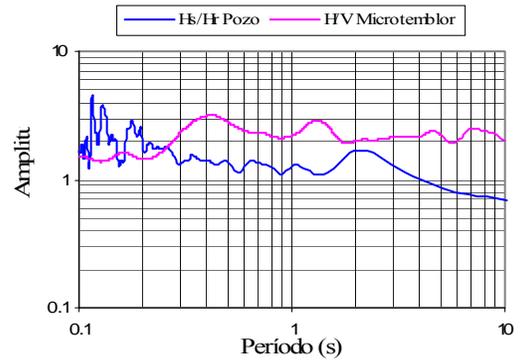
Rel. Espectral Sedimento/Basamento Rocoso
SEM: Sismo 10.03.05



Técnica de Nakamura
SEM: Microtemblor 25.01.07

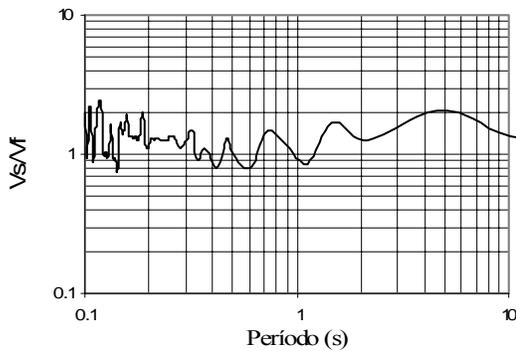


Comparación de Métodos
SEM: Sismo 10.03.05

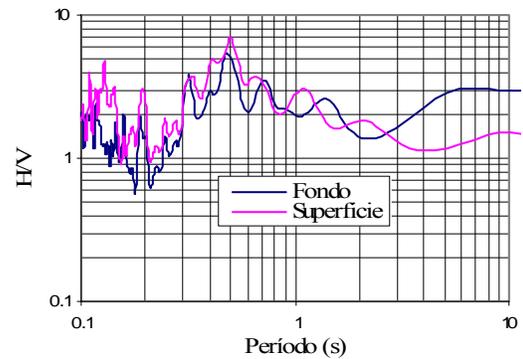


(a) *Periodos predominantes*

Validez de la Técnica de Nakamura: $V_s/V_f = 1$
SEM: Sismo 10.03.05

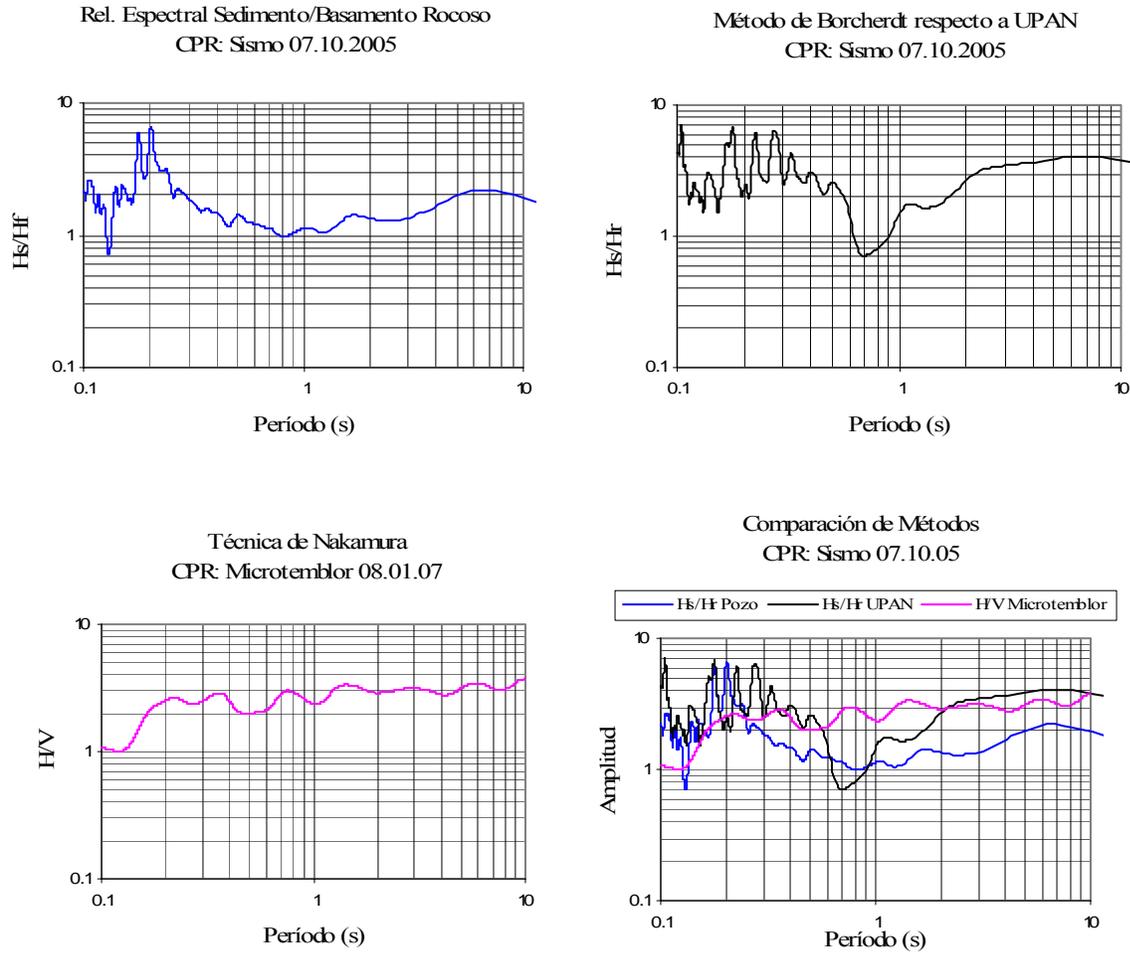


Técnica de Nakamura
SEM: Sismo 10.03.05

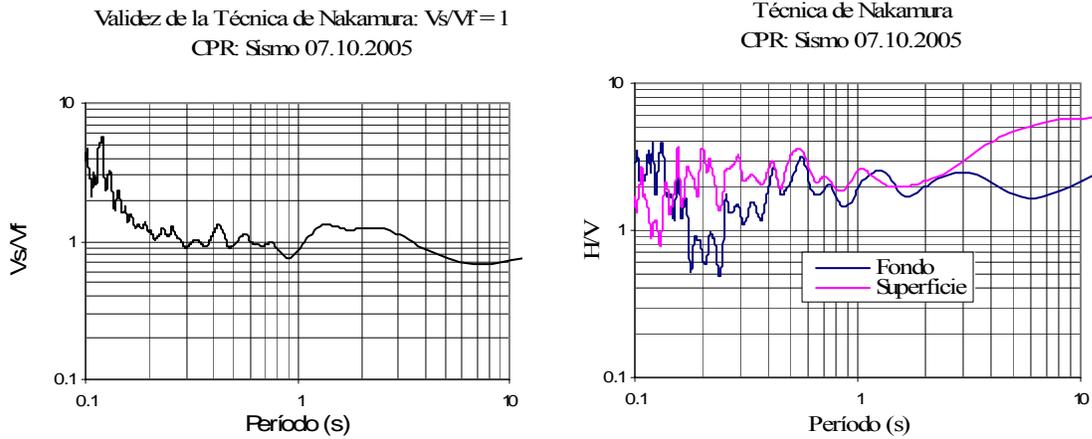


(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.10: Resultados obtenidos para la estación de SEM. Sismo 10.03.05. SEM101337

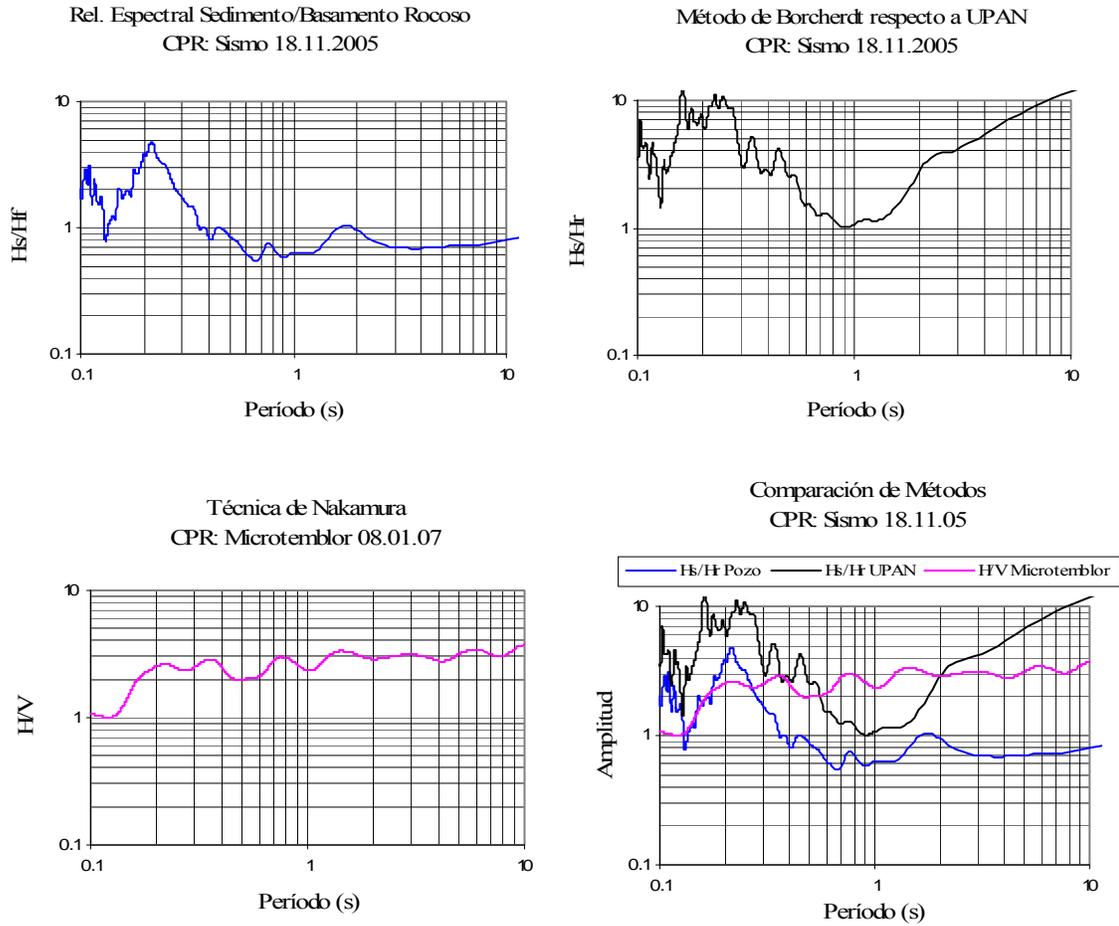


(a) *Periodos predominantes*

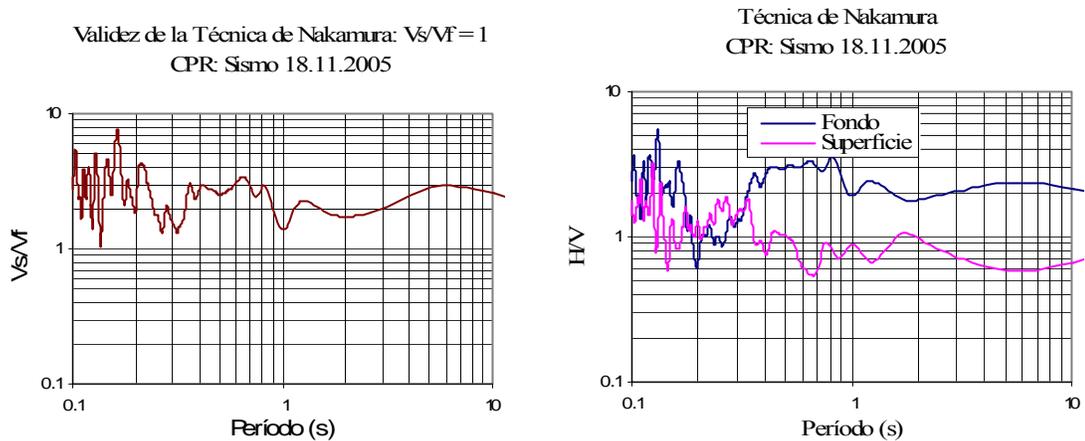


(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.11: Resultados obtenidos para la estación de CPR, Sismo 07.10.05. CPR071742

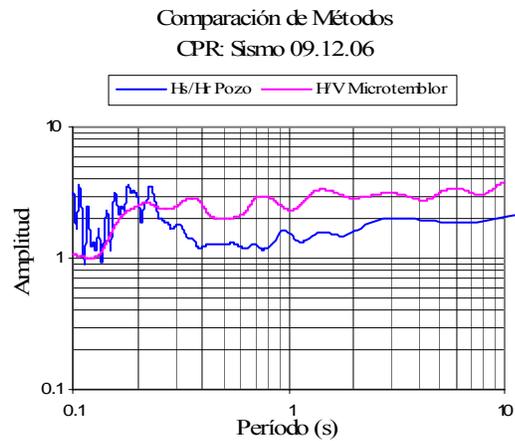
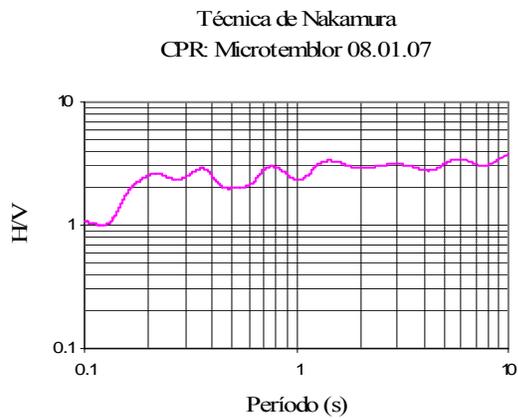
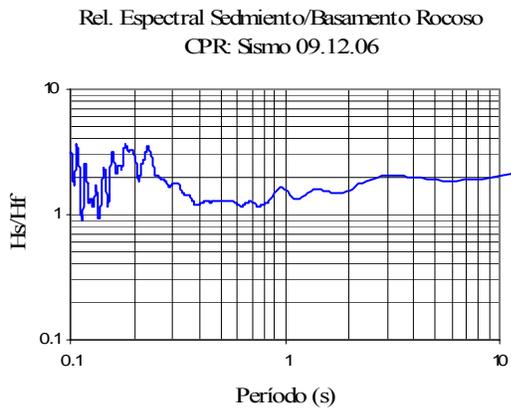


(a) *Periodos predominantes*

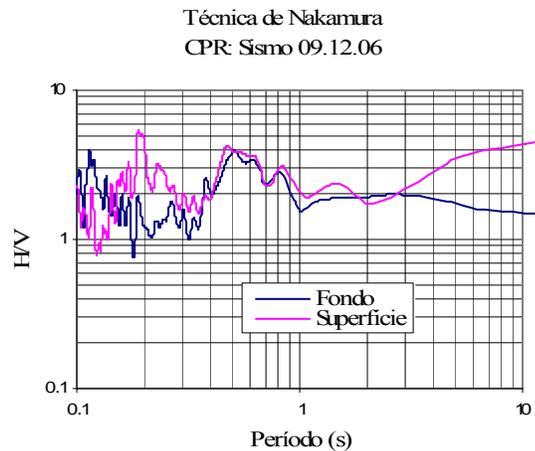
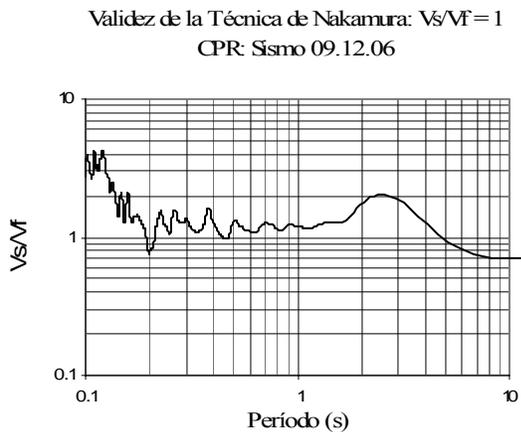


(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.12: Resultados obtenidos para la estación de CPR, Sismo 18.11.05. CPR180315



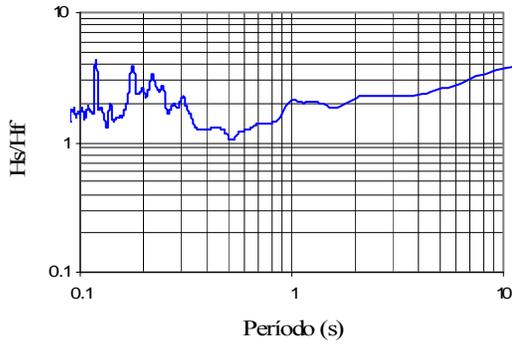
(a) *Periodos predominantes*



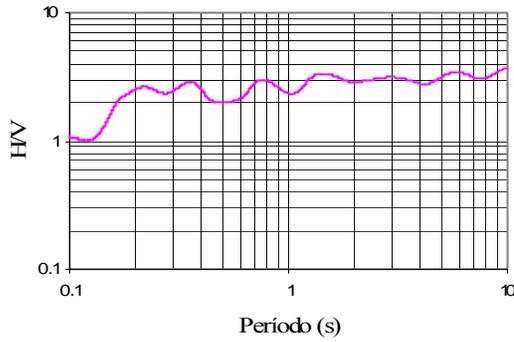
(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.13: Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 09.12.06. CPR090051

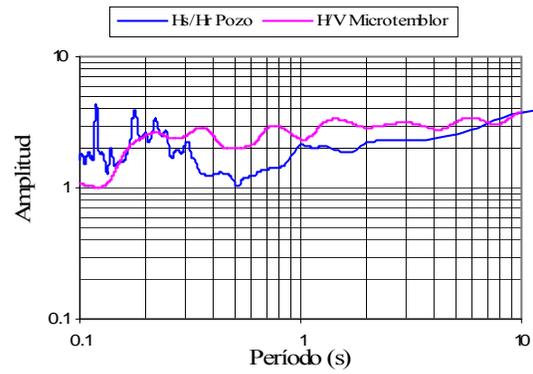
Rel. Espectral Sedimento/Basamento Rocoso
CPR: Sismo 30.12.06



Técnica de Nakamura
CPR: Microtemblor 08.01.07

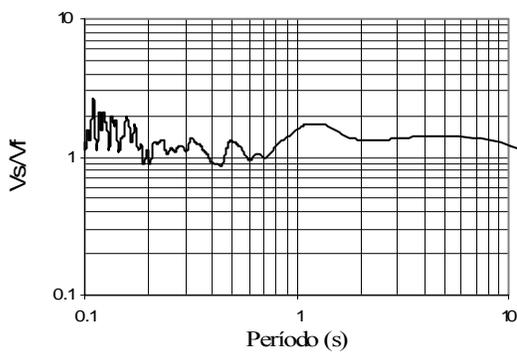


Comparación de Métodos
CPR: Sismo 30.12.06

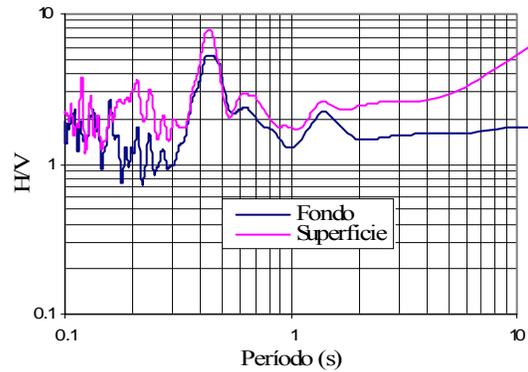


(a) Periodos predominantes

Validez de la Técnica de Nakamura: $V_s/M_f = 1$
CPR: Sismo 30.12.06



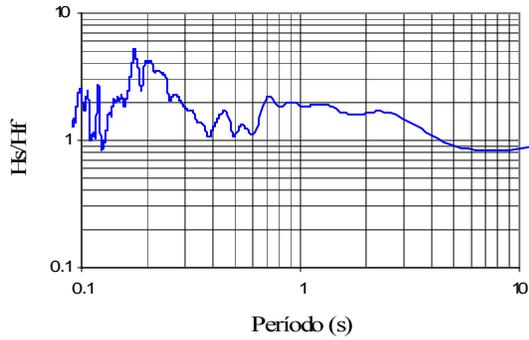
Técnica de Nakamura
CPR: Sismo 30.12.06



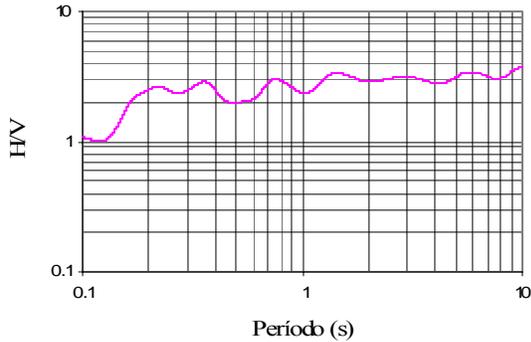
(b) Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.

Figura 4.14: Resultados obtenidos para la estación de CPR. Sismo 30.12.06. CPR301742

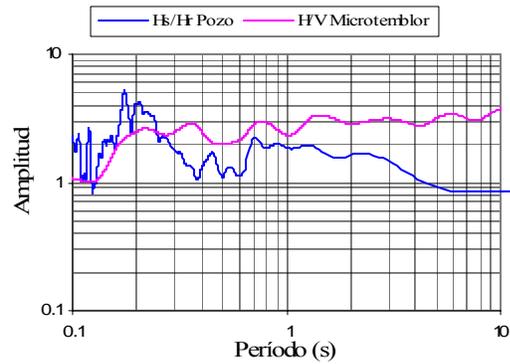
Rel. Espectral Sedimento/Basamento Rocoso
CPR: Sismo 02.01.07



Técnica de Nakamura
CPR: Microtemblor 08.01.07

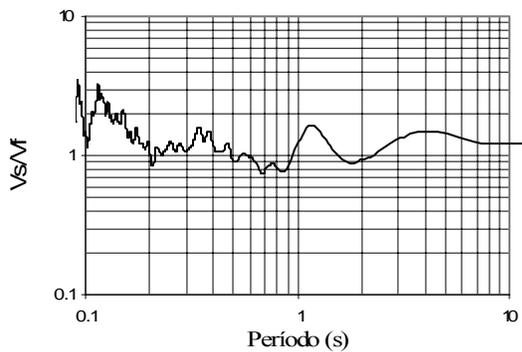


Comparación de Métodos
CPR: Sismo 02.01.07

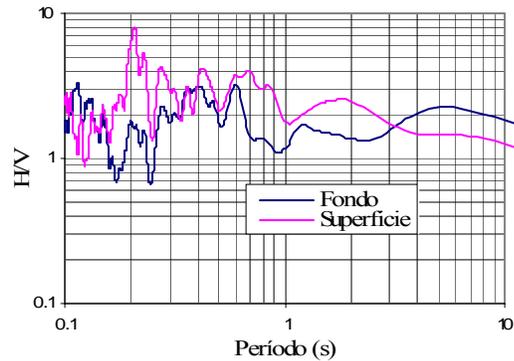


(a) *Periodos predominantes*

Validez de la Técnica de Nakamura: $V_s/V_f = 1$
CPR: Sismo 02.01.07



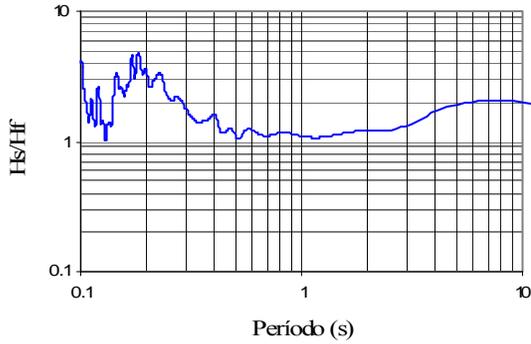
Técnica de Nakamura
CPR: Sismo 02.01.07



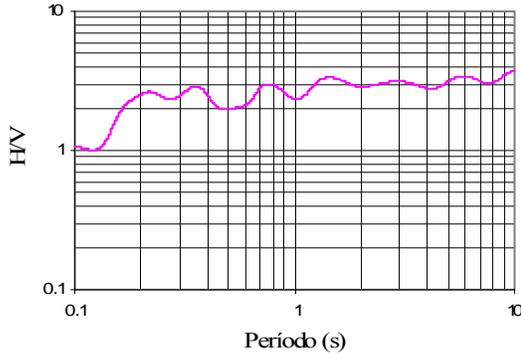
(b) *Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.*

Figura 4.15: Resultados obtenidos para la estación CPR. Sismo 02.01.07. CPR200701021551

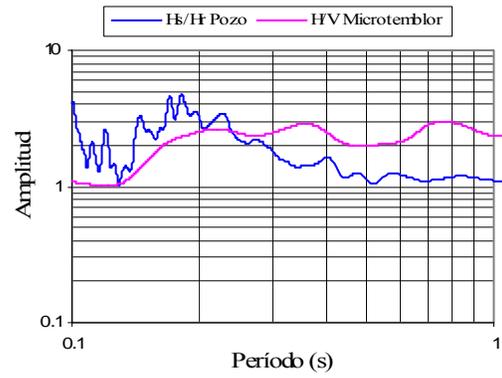
Rel. Espectral Sedimento/Basamento Rocoso
CPR: Sismo 19.01.07



Técnica de Nakamura
CPR: Microtemblor 08.01.07

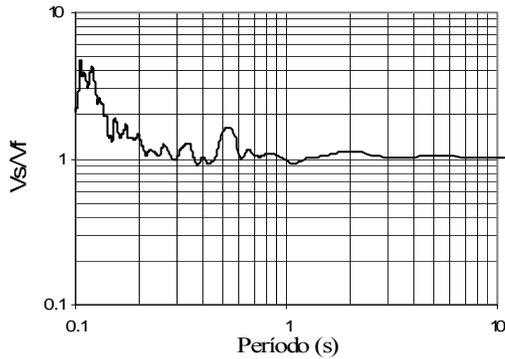


Comparación de Métodos
CPR: Sismo 19.01.07

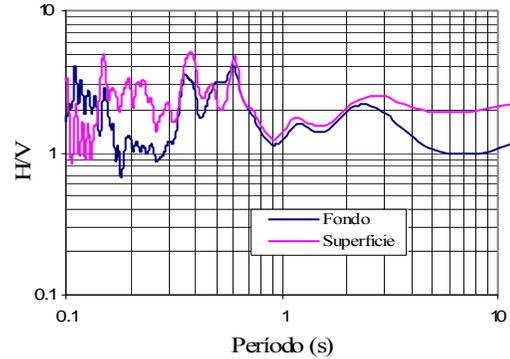


(a) Periodos predominantes

Validez de la Técnica de Nakamura: $V_s/V_f = 1$
CPR: Sismo 19.01.07



Técnica de Nakamura:
CPR: Sismo 19.01.07



(b) Validez de la Técnica de Nakamura para movimiento Fuerte.
Técnica de Nakamura para Movimiento Fuerte.

Figura 4.16: Resultados obtenidos para estación CPR. Sismo 19.01.07. CPR200701190143

Al comparar los períodos predominantes obtenidos mediante el método de la relación espectral Sedimento/Basamento rocoso (utilizando el fondo del pozo como referencia), los obtenidos mediante el Método de Borchardt utilizando una estación de referencia sobre basamento rocoso (utilizando la estación de Panchimalco como referencia) y los obtenidos mediante la Técnica de Nakamura para microtemblores [Tabla 4.1], podemos decir que:

Estación de Relaciones Exteriores o Casa Presidencial

Para la estación antes conocida como Relaciones Exteriores (REX), ahora Casa Presidencial (CPR), los períodos predominantes obtenidos mediante los tres métodos son bastante similares para la mayoría de eventos analizados, no así las amplificaciones registradas.

Con el método de relación espectral Sedimento/Basamento Rocosos, en un mismo punto, se registraron períodos entre 0.17 y 0.21 seg. y amplificaciones entre 3.27 y 6.15. Con el método de Borchardt utilizando la estación de Panchimalco (UPAN) como referencia, se registraron períodos entre 0.18 y 0.22 seg. y amplificaciones entre 1.37 y 9.86. Utilizando la técnica de Nakamura para microtemblores se registró el período predominante en 0.21 seg. y una amplificación de 2.6 [Tabla 4.1]

Para calcular el período predominante medio obtenido tanto por el método de la relación espectral Sedimento / Basamento rocoso, como por el Método de Borchardt, se consideró una distribución Log-normal (ver Soong, 2004). Con el primer método se obtuvo una media de 0.19 seg. con una desviación 0.0133 seg., mientras que para el Método de Borchardt se obtuvo una media de 0.194 seg. y una desviación de 0.01637 seg., muy cercanas entre si, aunque ligeramente menores al período predominante obtenido mediante la Técnica de Nakamura para microtemblores.

En lo que a las amplificaciones respecta, considerando también una distribución log-normal, se obtuvo para el método de la relación espectral Sedimento / Basamento rocoso una media de 4.59 y una desviación de 0.9165; para el Método de Borchardt se obtuvo una media de 6.14 y una desviación de 5.27.

Tabla 4.1 Períodos Predominantes y Amplificaciones registradas

Estación	Nombre	Fecha			Tipo	Magnitud	Hs/Hr Pozo		Hs/Hr UPAN		H/V Microtemblor	
		Año	Mes	Día			T (s)	A	T (s)	A	T (s)	A
CPR	R221003	1997	12	22	R	5.1 (Mb)	0.18	5.60	0.18	5.8	0.21	2.60
	R131734	2001	01	13	R	7.8 (Ms)	0.21	5.10	0.20	4.39		
	R131422	2001	02	13	L	6.5 (Ms)	0.19	5.10	0.19	1.37		
	CPR101337	2005	03	10	R	4.7 (Ml)	0.19	4.05	---	---		
	CPR071742	2005	10	07	R	5.9 (Ml)	0.20	6.15	0.18	6.38		
	CPR180315	2005	11	18	R	5.7 (Ml)	0.21	4.45	0.22	9.86		
	CPR090051	2006	12	09	R	5.4 (Ml)	0.18	3.27	---	---		
	CPR301742	2006	12	30	R	5.7 (Ml)	0.18	3.70	---	---		
	CPR200701021551	2007	01	02	R	4.9 (Ml)	0.19	3.86	---	---		
	CPR200701190143	2007	01	19	R	5.7 (Ml)	0.17	4.53	---	---		
SEM	S221003	1997	12	22	R	5.1 (Mb)	0.16	3.15	0.23	4.54	0.41	3.17
	SEM131523	2004	12	13	R	5.9 (Ml)	0.12	3.15	0.22	3.55		
	SEM101337	2005	03	10	R	4.7 (Ml)	0.12	4.50	---	---		
VDU	V131734	2001	01	13	R	7.8 (Ms)	0.35	7.16	0.50	6.43	0.40	3.48
	V131422	2001	02	13	L	6.5 (Ms)	0.31	5.89	0.44	3.09		
CENREN	C060708	1999	06	06	R	5.5 (Mb)	0.47	5.82	---	---	0.40	3.00

En la Figura 4.17 se muestra, para el método de Borchardt, las curvas de Amplificación vs. Período para cada uno de los sismos en los que se cuenta con registros en la estación de UPAN, y la curva de la media de dichos valores. En la Figura 4.18 se presentan los mismos resultados para la relación Sedimento / Basamento Rocoso.

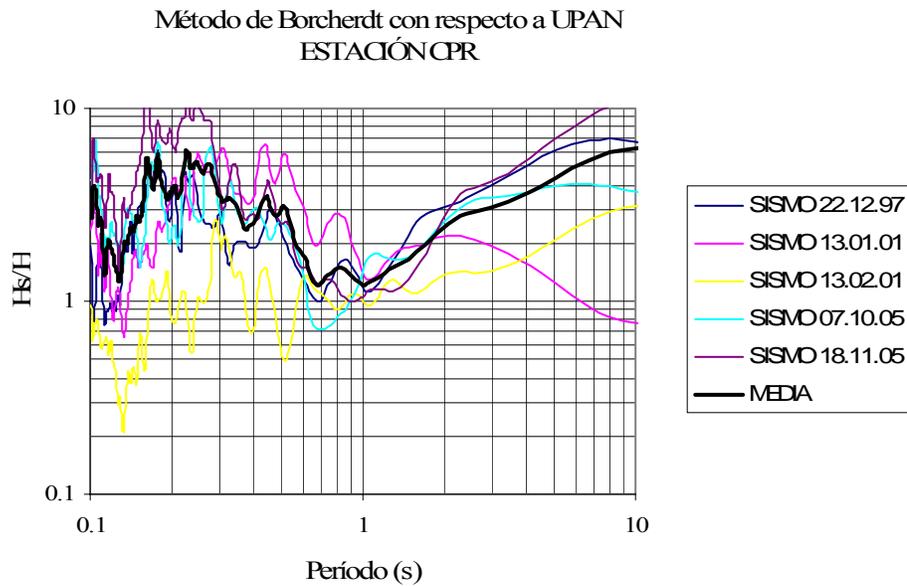


Figura 4.17. Método de Borchardt en la estación de CPR para todos los eventos.

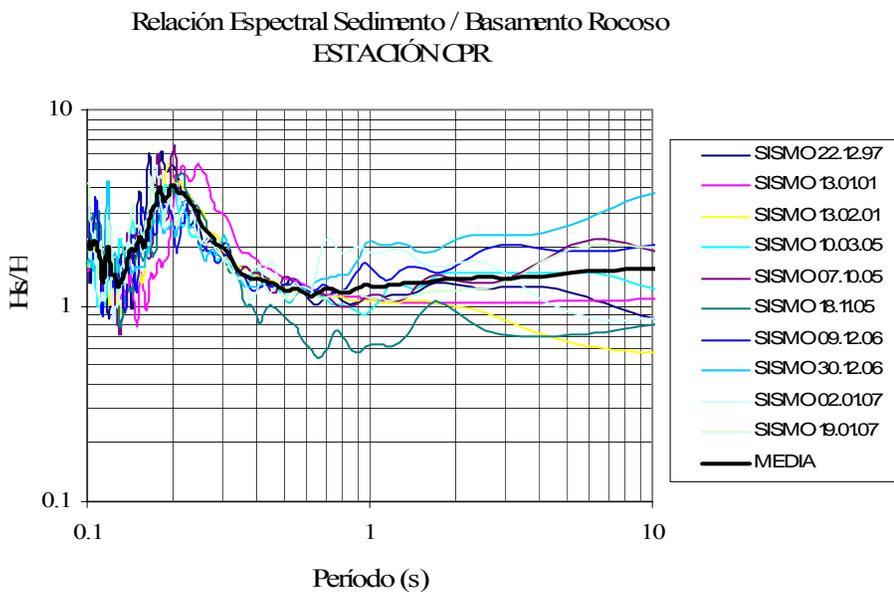


Figura 4.18 Relación Sedimento/ Basamento Rocoso en CPR para todos los eventos.

En estas figura se observa claramente que el período predominante, para el método de Borchardt, esta comprendido entre 0.18 y 0.22 segundos, y para la relación Sedimento / Basamento Rocosos se aproxima a 0.2 seg.

Estación de Seminario San José de la Montaña

Para la estación de Seminario (SEM), los períodos predominantes obtenidos mediante los tres métodos utilizados, varían considerablemente.

Con el método de relación espectral Sedimento/Basamento Rocosos se registraron períodos entre 0.12 y 0.16 seg. y amplificaciones entre 3.15 y 4.5. Con el método de Borchardt utilizando la estación de UPAN como referencia, se registraron períodos entre 0.22 y 0.23 seg. y amplificaciones entre 3.55 y 4.54. Utilizando la técnica de Nakamura para microtemblores se registró el período predominante en 0.4 seg. y una amplificación de 3.17 [Tabla 4.1]

En la Figura 4.19 se muestra, para el método de Borchardt, las Curvas de Amplificación vs. Período para cada uno de los sismos en los que se cuenta con registros en la estación de UPAN, y la curva de la media de dichos valores. En la Figura 4.20 se presentan los mismos resultados para la relación Sedimento / Basamento Rocosos.

En las figuras se observa el pico máximo, para el Método de Borchardt, ocurre en $T= 0.23$ seg. y un segundo pico importante cerca de los 0.45 seg; para la relación Sedimento / Basamento Rocosos el pico máximo se observa en 0.14 seg.

Estación de Viveros de Dua

Para la estación de Viveros de Dua (VDU), al igual que para la estación de SEM, los períodos predominantes obtenidos mediante el método de Borchardt y la técnica de Nakamura para microtemblor fueron muy parecidos; mientras que los obtenidos mediante el método de la relación espectral Sedimento/ Basamento rocosos bastante menores.

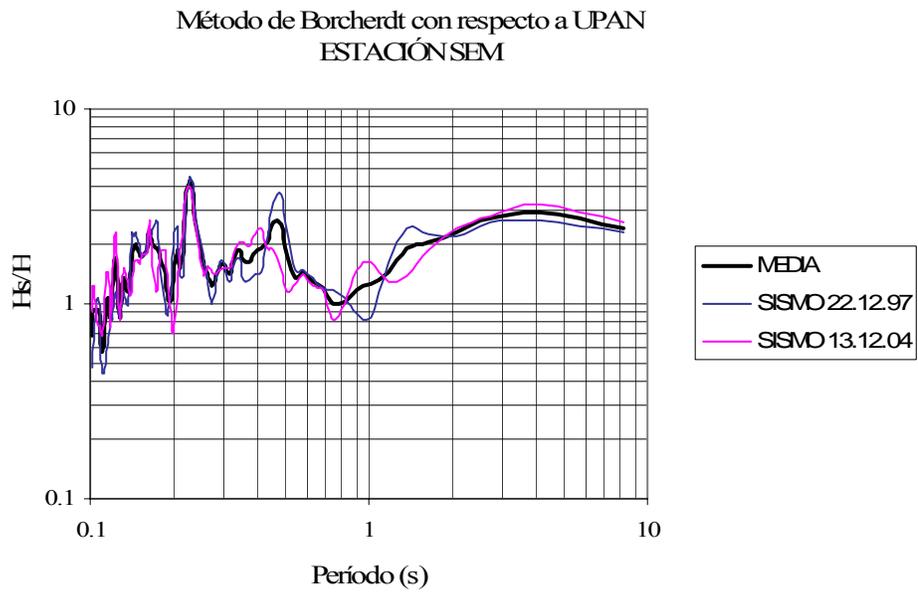


Figura 4.19 Método de Borchardt en la estación de SEM para todos los eventos.

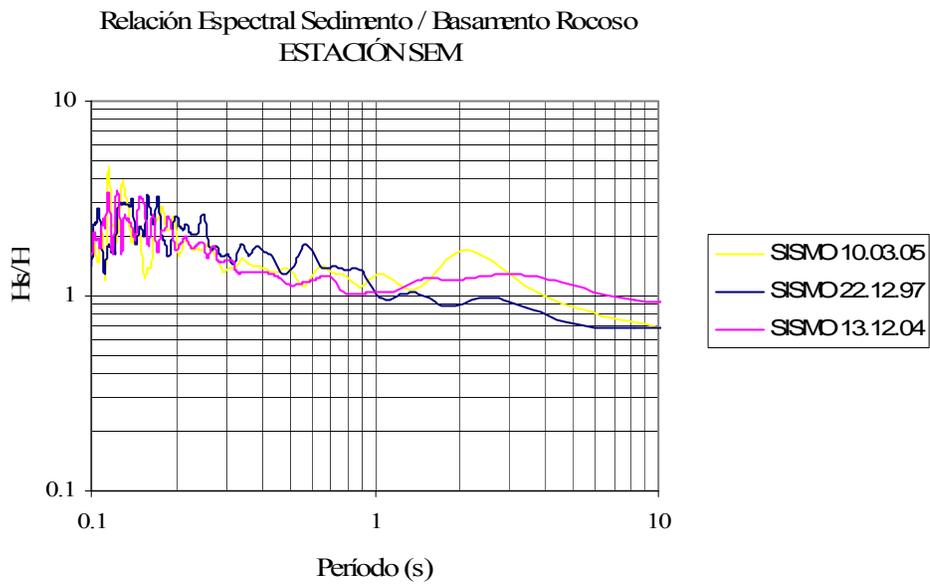


Figura 4.20 Relación Sedimento/ Basamento Rocoso en SEM para todos los eventos.

Con el método de la relación espectral Sedimento/Basamento rocoso se registraron períodos entre 0.31 y 0.35 seg. y amplificaciones entre 5.89 y 7.16. Con el método de Borchardt se registraron períodos entre 0.44 y 0.50 seg. y amplificaciones entre 3.09 y 6.43. Utilizando la técnica de Nakamura para microtemblores se registró el período predominante en 0.40 seg. y una amplificación de 3.48 [Tabla 4.1]

En la Figura 4.21 se muestra, para el método de Borchardt, las Curvas de Amplificación vs. Período para cada uno de los sismos en los que se cuenta con registros en la estación de UPAN, y la curva de la media de dichos valores. En la Figura 4.22 se presentan los mismos resultados para la relación Sedimento / Basamento Rcoso.

En la figuras se observa el período predominante en aproximadamente 0.42 seg. para el Método de Borchardt, y en 0.35 seg., para la relación Sedimento / Basamento Rcoso.

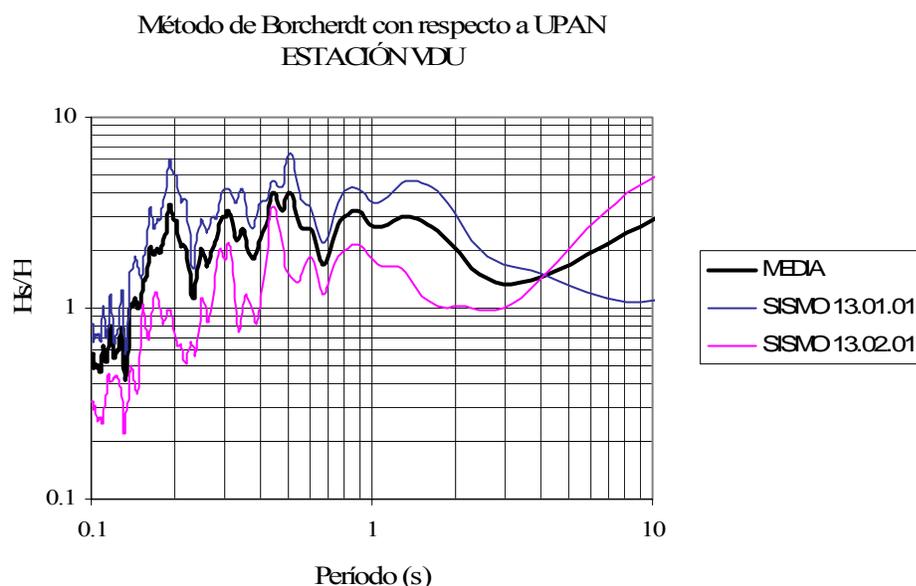


Figura 4.21: Método de Borchardt en la estación de VDU para todos los eventos.

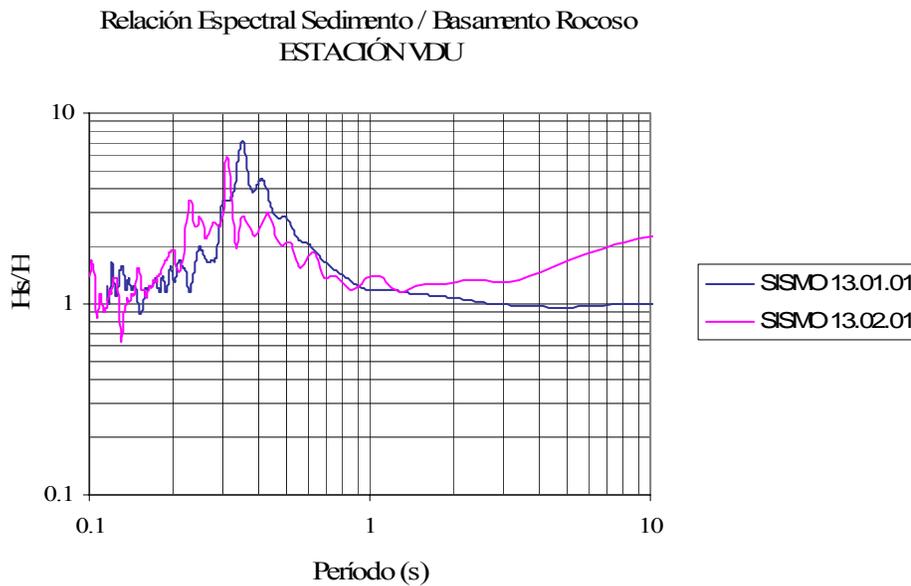


Figura 4.22 Relación Sedimento/ Basamento Rocoso en VDU para todos los eventos.

Estación de CENREN

Para la estación del Centro de Recursos Naturales (CENREN) sólo se cuenta con un registro de movimiento fuerte, para un sismo en el que no se tiene registro en la estación de referencia sobre basamento rocoso. El período predominante obtenido mediante el método de Sedimento/Basamento rocoso fue de 0.47 seg, con una amplificación de 5.82. Utilizando la técnica de Nakamura para microtemblores, se registró el período predominante en 0.40 seg. y una amplificación de 3.0 [Tabla 4.1].

La técnica de Nakamura para movimiento fuerte, tal como era de esperarse, no arroja resultados muy confiables. Esta Técnica fue ideada para el estudio de microtemblores, por lo que, como se ha mencionado anteriormente, su validez para movimiento fuerte es cuestionable. Esta Técnica supone que la componente vertical del movimiento no es amplificada (solo por efecto de las ondas Rayleigh) y que la relación H/V en el basamento es unitaria para un amplio rango de períodos en sitios donde existe un substrato firme (RB=1).

De las gráficas de las relaciones espectrales V_s/V_f que definen la validez de la técnica, podemos observar que, para la mayoría de los casos, existen amplificaciones significativas en la componente vertical para un rango de períodos dentro de los que se encuentra el período predominante obtenido mediante los otros métodos utilizados, por lo que los resultados arrojados por la relación espectral H/V han sido afectados por amplificaciones en la componente vertical. Los resultados obtenidos a partir de esta técnica, para movimiento fuerte, no son concluyentes.

Interesante resulta observar que para cada una de las estaciones, los gráficos de V_s/V_f presentan la misma tendencia, y que fuera del rango donde se encuentran estas amplificaciones, las relaciones espectrales H/V en fondo y superficie coinciden casi a la perfección.

4.2 ANÁLISIS DE RESULTADOS

Para la estación de antes Relaciones Exteriores (REX), ahora Casa Presidencial (CPR), a diferencia de las demás estaciones analizadas, el método espectral Sedimento/ Basamento Rocoso, se considera perfectamente aplicable, ya que el fondo del pozo se encuentra sobre una colada de lava, a una profundidad de 12.85 m (Ver Anexo A).

Es importante hacer notar que el fondo del pozo se encuentra sobre roca ingenieril, sobre una colada de lava con valores de resistividad aparente considerablemente altos (1010.13 ohm.m) [Anexo A], sin embargo, no se trata de un afloramiento rocoso, por lo que se espera existan sedimentos por debajo de esta.

Para la mayoría de los eventos analizados, las tendencias de las gráficas de la relación espectral Sedimento/Basamento Rocoso la relación espectral obtenida a partir del Método de Borchardt (utilizando la estación de UPAN como referencia) son muy parecidas, y los períodos predominantes concuerdan casi a la perfección, aunque difieren en amplitud. El

espesor de sedimentos es de 12.85 m., por lo que los períodos predominantes obtenidos, cercanos a los 0.20 seg. son congruentes con los esperados (ver apartado 1.1)

Se habló que para el sismo del 13 de febrero del 2001, el método de Borchardt no era aconsejable (ver literal 3.1.5), sin embargo los períodos obtenidos no difieren mucho de los encontrados en el resto de los eventos. Este sismo, a pesar de ser de carácter local, cuenta con una magnitud y caída de esfuerzos considerable, y los resultados obtenidos demuestran que aunque la relación entre la distancia entre las estaciones y la distancia epicentral es muy pequeña (ver literal 3.1.5), el Método permite obtener buenos resultados en lo que a la determinación del período predominante respecta.

En las gráficas de la relaciones espectrales V_s/V_f , considerada para demostrar la validez de la técnica de Nakamura, se puede observar como, para la mayoría de los eventos analizados, la componente vertical del movimiento es amplificada para períodos menores a los 0.2 seg. y se aproxima a la unidad para períodos superiores a los 0.3 – 0.4 seg, aunque se generan pequeñas amplificaciones. Para los sismos del 13 de enero y 13 de febrero del 2001, los cuales presentan las mayores magnitudes entre los eventos analizados, las amplificaciones en la componente vertical para períodos mayores desaparecen casi por completo.

En las gráficas correspondientes a la relación espectral H/V para movimiento fuerte, se observa una variación significativa entre el fondo y la superficie para períodos inferiores a los 0.3 seg. aproximadamente, y coinciden casi a la perfección para períodos superiores. Esto indica que, para períodos superiores a los 0.3 seg., la componente horizontal del movimiento se ve amplificada en la misma proporción tanto en el fondo como en la superficie ($V_S = V_F$ y $H_S/V_S = H_F/V_F$); esta amplificación no puede ser atribuida al efecto de sitio, si no más bien a efectos de fuente y/o trayecto o bien a efecto de sitio por debajo del nivel del fondo del pozo. No es posible determinar períodos predominantes a partir de estas gráficas.

En cuanto a las amplificaciones obtenidas, se observa que los promedios obtenidos para la relación espectral Sedimento/Basamento rocoso y la obtenida para el Método de Borchardt son bastante parecidas, y considerablemente mayores a la amplificación máxima obtenida mediante la Técnica de Nakamura para microtemblores. Se observa que la varianza para el método de Borchardt es considerable, mientras que para el método de la relación espectral H_s/H_f en un mismo punto los valores arrojados fueron muy similares para todos los eventos. Desafortunadamente la variación de los resultados es tal, que no permite determinar un valor, aunque sea aproximado, de amplificación.

Para la estación de Seminario San José de la Montaña (SEM) la profundidad del pozo alcanza los 15.5 m, y aunque en el sondeo se determinaron boleos basálticos y roca basáltica partir de los 16 metros (16 - 30 m.), no se cuenta con estudios de resistividad aparente que permitan una mejor clasificación del suelo de base (ver Anexo A). Se presume que el material encontrado en el fondo del pozo no es roca ingenieril, si no más bien un Lajar o Flujo de Escombros [entrevista con Walter Hernández]

Para esta estación, el método de la relación espectral Sedimento/Basamento rocoso presenta las máximas amplificaciones para períodos ente 0.12 y 0.16 seg., con una tendencia similar a la observada con el método de Borchardt para períodos menores a los 0.2 seg, pero no se desarrolla ningún pico para períodos mayores a éste. Esto puede deberse a que para períodos mayores a los 0.2 seg., las amplificaciones en el fondo del pozo sean considerables y por tanto, los picos se anulen. Debe notarse que la gráfica de la relación espectral H/V (Técnica de Nakamura) para microtemblores también presenta un pequeño incremento en la amplitud para períodos entre 0.15 y 0.20 seg., sin embargo estas amplitudes son pequeñas, por lo que no se considera correspondan al período fundamental.

Para esta estación el período predominante obtenido con la Técnica de Nakamura para microtemblores es considerablemente mayor al obtenido mediante el método de Borchardt. Desgraciadamente no se conoce lo suficiente acerca de la geología de este sitio como para concluir al respecto. Convendría realizar un estudio más profundo de la geología de este sitio, para poder determinar con más certeza la profundidad total de sedimentos.

Las gráficas de la relación espectral V_s/V_f presenta amplificaciones considerables para períodos menores a 0.3 seg. aproximadamente, y se acerca a la unidad para períodos mayores. En las gráficas correspondientes a la Técnica de Nakamura para movimiento fuerte se observa una variación significativa entre el fondo y la superficie para períodos inferiores a los 0.3-0.4 seg., y coinciden casi a la perfección para períodos superiores, al igual que para CPR.

Para las estación de Viveros de Dua (VDU), la profundidad del pozo alcanza los 30 m, y aunque a partir de las pruebas SPT se determino que el fondo del pozo se encuentra sobre roca ingenieril (ver Anexo A), ésta presenta valores relativamente bajos de resistividad aparente, y por tanto no se supone verdadero. Bajo estas circunstancias, es posible que el efecto de sitio sea considerable aun por debajo del nivel del fondo del pozo, y la razón por la cual la relación espectral Sedimento/Basamento Rocoso no arroje resultados acordes a los otros métodos. Los períodos predominantes para esta estación se encuentran entre 0.4 y 0.5 seg., congruentes con los esperados para un espesor de sedimentos de 30 m.

El método de Borchardt y la Técnica de Nakamura para microtemblores arrojan resultados muy similares. Se debe tener en cuenta que el sismo del 13 de febrero del 2001 es un sismo local (cadena volcánica) y la relación entre la distancia entre la estación de análisis y la estación de referencia sobre basamento rocoso con respecto la distancia epicentral es considerablemente pequeña, por lo que la validez del método no está garantizada (ver literal 3.1.5).

Por otra parte, en las gráficas de la relación espectral Sedimento / Basamento rocoso, el máximo pico se obtiene cerca de los 0.35 seg. A simple vista este pico aparentaría ser un pico falso, puesto que se sale bruscamente de la tendencia de la gráfica. Al comparar los dos sismos analizados para esta estación, se observa sin embargo, que el pico aparece para ambos eventos, por lo que se deduce que es se trata en efecto, del período predominante.

Las gráficas de la relación espectral V_s/V_f presentan una tendencia bastante distinta a la observada para las estaciones de SEM y CPR. Se observan amplificaciones considerables

en la componente vertical en todo el rango de períodos considerado, con los máximos valores entre 0.1 y 0.5 seg.; rango dentro del cual se encuentra el período predominante obtenido mediante los otros métodos. Por esta razón, la técnica de Nakamura para movimiento fuerte no es aceptable.

La estación del Centro de Recursos Naturales (CENREN) cuenta con un espesor de sedimentos superior a los 30 m., y una profundidad a la roca desconocida. El período predominante para esta estación oscila entre los 0.4 y 0.47 seg., mayores a los obtenidos para el resto de las estaciones, como era de esperarse. Esta estación se encuentra en las cercanías del lago de Ilopango, donde los espesores de sedimentos poco consolidados son máximos. Interesante resulta como los períodos predominantes obtenidos para esta estación no difieren mucho de los encontrados para la estación VDU, en donde el espesor de sedimentos alcanza los 30 m; esto demuestra que son los 30 m superiores los más influyentes en la determinación de efectos de sitio, y que, por tanto, no es necesario hacer estudios a profundidades mayores: se espera que los resultados se mantengan aproximadamente constantes aunque el espesor de sedimentos aumente. Se recomienda hacer análisis mediante el método de Borchardt para esta estación a manera de comprobar este punto.

Para esta estación, al igual que para la estación de SEM, existe una pequeña amplificación para períodos cortos (entre 0.15 y 0.20 seg.), y puede ser observado tanto en las gráficas de H/V para microtemblores como para las gráficas Hs/Hr utilizando el fondo del pozo como referencia. Es importante hacer notar que la relación espectral Sedimento/Basamento rocoso para esta estación no arroja resultados muy confiables, debido a la que el fondo del pozo no se encuentra cimentado sobre roca. Lastimosamente, debido a las limitaciones del método Sedimento /Basamento Rocosos para esta estación y a la inexistencia de registros en la estación de referencia sobre basamento rocoso para el mismo sismo en el que se disponen en la estación de CENREN, comparaciones entre las metodologías no son factibles.

En las gráficas de la relación espectral V_s/V_f se puede notar claramente amplificaciones máximas para períodos entre 0.3 y 0.6 seg, rango dentro del cual se encuentra el período predominante obtenido. Fuera de este rango, la relación espectral H/V para movimiento fuerte muestra prácticamente los mismos valores de amplificación tanto en el fondo y como en la superficie, por lo que estas no se atribuyen a efectos de las capas superficiales de suelo.

En lo que a las amplificaciones registradas se refiere, tal como era de esperarse en base a las limitaciones de las metodologías implementadas (ver Capítulo 2), los resultados no son concluyentes. Se observa, sin embargo que, para la mayoría de los casos, las amplificaciones obtenidas mediante la técnica de Nakamura para microtemblores resultan inferiores a las obtenidas para el Método de Borchardt y la relación espectral Sedimento/Basamento rocoso para movimiento fuerte. Se debe de tener en cuenta que durante un sismo o movimiento sísmico fuerte, el suelo sale de su rango elástico, por lo que no resulta ilógico el hecho que las amplificaciones resultantes sean mayores que las obtenidas mediante el estudio de microtemblores.

Es importante observar como los períodos fundamentales de vibración aumentan a medida aumenta el espesor de sedimentos poco consolidados. En las cercanías del volcán de San Salvador se obtuvieron los menores períodos (estación CPR) y fueron aumentando hasta alcanzar los máximos en las cercanías del Lago de Ilopango (estación CENREN). En la Tabla 4.2 se muestran los períodos fundamentales y amplificaciones obtenidas mediante las tres metodologías utilizadas en términos del espesor total de sedimentos.

Por otra parte, a manera de comparación, se presentan los resultados obtenidos mediante la Técnica de Nakamura para microtemblores y el Método de Borchert contra los obtenidos en estudios previos de microzonificación, y los esperados mediante método alternos.

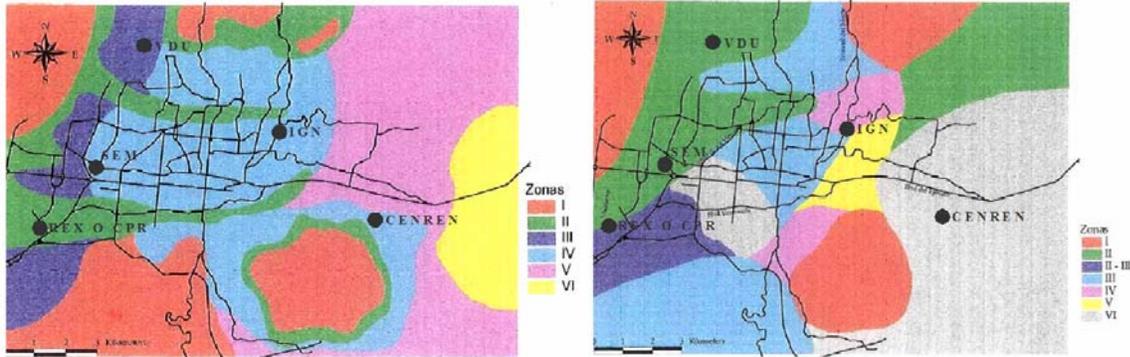
Tabla 4.2 Períodos predominantes y amplificaciones en función del espesor de Sedimentos (H)

H (m)	Observación	T H/V (seg)	A H/V	T Hs/H _{UPAN} (seg)	A Hs/H _{UPAN}	T Hs/H _{FONDO} (seg)	A Hs/H _{FONDO}
12.5	Est. CPR. Roca ing. en la base. Colada de lava.	0.21	2.60	0.19	6.10	0.19	4.59
15.5	Est. SEM Boleos y roca basáltica en la base. Lajar.	0.41	3.17	0.23	4.00	0.14	3.60
23	Est. VDU. Estrato firme en la base.	0.40	3.48	0.42	4.00	0.35	6.53
30	Est. CENREN. Roca a profundidad desconocida	0.40	3.00	---		0.47	5.84

En la Tabla 4.3 y Figura 4.23 se presenta una comparación entre los períodos fundamentales y amplificaciones obtenidas contra los sugeridos para los sitios donde se encuentran ubicadas las estaciones, en estudios de microzonificación realizados por Aguilar en 1990 y Linares en 1985 [Bommer et. al. 1998]

Tabla 4.3 Comparación de períodos predominantes y amplificaciones obtenidas con estudios previos de microzonificación [modificada de Bommer et. al. 1998]

Estación	Linares		Aguilar		Resultados Nakamura		Resultados Borchardt	
	T (s)	A	T (s)	A	T (s)	A	T (s)	A
REX O CPR	0.206	---	0.20-0.40	1.50	0.210	2.60	0.190	6.11
SEM	0.620	---	0.20-0.40	1.50	0.410	3.17	0.230	4.00
VDU	0.436	---	0.20-0.40	1.50	0.400	3.48	0.420	3.63
IGN	0.620	---	0.60-0.80	2.50	---	---	---	---
CENREN	0.620	---	1.000	>3.00	0.400	3.00	---	---



(a) Aguilar, 1990

(b) Linares, 1985

Figura 4.23: Comparación de períodos predominantes y amplificaciones obtenidas con estudios previos de microzonificación [Modificadas de Bommer et. al. 1998]

En la Tabla 4.4 se presenta la comparación entre los resultados obtenidos y los esperados mediante la ecuación $T = 4H/V_s$ (ver sección 2.1.7), correspondientes al período de resonancia del suelo, cuando el período de las ondas sísmicas coincide con el período de vibración de la capa de suelo. Para utilizar esta ecuación se calculó la velocidad promedio de la capa de sedimentos (ver Anexo A). La velocidad de ondas se obtuvo mediante correlaciones y ecuaciones empíricas.

Tabla 4.4 Comparación de resultados obtenidos y períodos teóricos

Estación	Espesor de sedimentos (m)	Observación	Vs promedio (m/s)	T (Nakamura) (seg)	T (Borcherdt) (seg)	T (T=4H/Vs) (seg)
CPR	12.85	Roca ing. en la base. Colada de lava.	257.17	0.21	0.19	0.20
SEM	16.00	Boleos y roca basáltica en la base. Lajar.	265.16	0.41	0.23	0.24
VDU	23.00	Estrato firme en la base. Sedimentos aluviales.	257.43	0.40	0.42	0.36
CENREN	30.00	Roca a prof. desconocida	256.72	0.40	---	0.47

A diferencia de los resultados de la comparación con estudios previos de microzonificación, los períodos obtenidos se asemejan en un buen grado a los esperados considerando el efecto de resonancia, especialmente los obtenidos mediante el Método de Borchardt. En cuanto a la comparación realizada con estudios previos de microzonificación, los períodos obtenidos resultaron, en la mayoría de los casos, menores a los obtenidos en los estudios previos, y las amplificaciones, bastante mayores. Los límites de las microzonas determinados en estudios de microzonificación son bastante aproximados, por lo que no resulta ilógico encontrar puntos específicos de período ligeramente distinto.

Resulta evidente que, con el estudio realizado en estos cuatro pozos, no es posible realizar una microzonificación, la importancia de este estudio radica más bien en la comparación de los resultados obtenidos mediante el análisis de movimiento fuerte (Método de Borchardt y relación espectral Sedimento/Basamento Rocoso) y el análisis de microtemblores (Técnica de Nakamura) para poder sentar las bases para futuras microzonificaciones. Es posible sin embargo, a partir de este estudio, determinar ciertas tendencias de los períodos predominantes del suelo con respecto a los espesores de tierra blanca en el AMSS [Figura 4.24]. Se debe hacer notar que este estudio no sustituye, bajo ningún punto de vista, a un estudio de detalle.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

- Los sismos aportan mucha información acerca de los efectos de sitio cuando son analizados debidamente; sin embargo, sus tiempos de recurrencia son muy grandes por lo que su investigación se dificulta. Es importante contar con metodologías alternativas que permitan obtener información relevante. Los registros de microtemblores son una alternativa muy viable.
- Los registros de microtemblores son de fácil adquisición y procesamiento y la metodología empleada para el análisis es relativamente sencilla. El costo de la obtención de los registros es relativamente bajo y el tiempo necesario, muy corto. Por estas razones, los registros de microtemblores pueden convertirse en una técnica aplicable al país para estudios de microzonificación, sin embargo, es necesario investigar, para cada caso particular, su aplicabilidad.
- Tanto la Técnica de Nakamura para microtemblores (relación espectral H/V), como el método de Borchardt (relación espectral H_s/H_r tomando una estación de referencia sobre basamento rocoso), son muy eficiente para la determinación del período fundamental de vibración de las capas superficiales de suelo, no así para determinar amplificaciones por efectos de sitio.
- El método de la relación espectral Sedimento/ Basamento rocoso permite determinar períodos predominantes de suelo, sí y solo sí, el fondo se encuentra cimentado sobre roca o roca ingenieril. Para la geología particular del Área Metropolitana de San Salvador, donde los espesores de tierra blanco son considerables, resulta poco práctica la implementación de esta metodología.

- Los períodos predominantes determinados mediante la Técnica de Nakamura para microtemblores y el Método de Borchardt coinciden casi a la perfección; los encontrados mediante el método de la relación espectral Sedimento/ Basamento rocoso concuerdan con los anteriores cuando se tiene roca en la base.
- En lo que a las amplificaciones se refiere, los resultados obtenidos a partir de las distintas metodologías presentan una variación considerable en la mayoría de las estaciones analizadas. Para la mayoría de los casos, las amplificaciones obtenidas utilizando microtemblores resultan considerablemente inferiores a las obtenidas utilizando registros de movimiento fuerte.
- Las amplificaciones obtenidas mediante la relación espectral Sedimento/ Basamento rocoso presentan una desviación mucho menor a las obtenidas mediante el Método de Borchardt, para una estación en particular.
- La relación espectral V_s/V_f presenta una misma tendencia para todos los sismos en cada una de las estaciones analizadas en este estudio, presentando las máximas amplificaciones en un rango de períodos dentro del cual se encuentra comprendido el período fundamental. No solo la componente horizontal del movimiento es amplificada por efectos de sitio; la componente vertical también se ve afectada por las capas superficiales de suelo.
- La Técnica de Nakamura para movimiento fuerte no es recomendada, debido las amplificaciones que se presentan en la componente vertical para el rango de períodos dentro del que se espera se encuentre el período fundamental. Fuera del rango en el que se presentan las amplificaciones en la componente vertical, los espectros en el fondo y en la superficie concuerdan casi a la perfección, esta amplificación no puede ser atribuida al efecto de sitio, si no más bien a efectos de fuente y/o trayecto o bien a efecto de sitio por debajo del nivel del fondo del pozo.

- El período predominante aumenta a medida aumenta el espesor de sedimentos poco consolidados. Para la geología particular del Área Metropolitana de San Salvador, se espera tener lo menores períodos en las cercanías del volcán de San Salvador (cerca de 0.2 seg.), aumentando hasta alcanzar los máximos en las orillas del Lago de Ilopango (alrededor de 0.47 seg.), donde se alcanzan los espesores máximos de sedimentos (mayores a 25 m.). Los 30 m. superficiales son los más influyentes en la determinación de efectos de sitio; por encima de este espesor, los períodos predominantes y amplificaciones asociadas se mantienen aproximadamente constantes.

5.2 RECOMENDACIONES

- Realizar estudios más profundos de la geología del sitio, utilizando metodologías que permitan determinar de una manera más directa parámetros tales como la velocidad de onda de corte de las capas de suelo, sin necesidad de recurrir a formulas empíricas poco confiables.
- Realizar estudios de la geología de los sitios a profundidades mayores, ya que en la mayoría de los casos no se ha alcanzado un lecho de roca, sino más bien un estrato firme; o bien un estrato rocoso, pero no en si un afloramiento rocoso. Esto permitiría determinar con mas certeza el período predominante de las capas de suelo, he investigar la posibilidad de ocurrencia de períodos de vibración de modos superiores y aumento en las amplificaciones debido a la existencia de sedimentos por debajo del lecho rocoso.
- Hacer comparaciones de registros de microtemblores y registros de movimiento fuerte en más lugares con características geológicas conocidas, para poder determinar con más certeza períodos predominantes asociados a distintas profundidades de sedimentos y tipos de suelo.
- Realizar análisis por el Método de Borchardt en sitios con profundidad de sedimentos mayores a los 30 m. (por ej. CENREN) para garantizar en cierta forma que sean éstos los que contribuyan a los efectos de sitio, y evitar así estudios a profundidades mayores.

- Investigar otras metodologías que permitan determinar no solo períodos predominantes del suelo, si no también amplificaciones debidas a efectos de sitio.
- Se recomienda realizar una evaluación de microtemblores implementando la Técnica de Nakamura para determinar períodos predominantes en el Área Metropolitana de San Salvador como parte de un proyecto de microzonificación, que permita considerar los efectos de sitio en el diseño estructural.

GLOSARIO

Aceleración: Aumento de la velocidad del movimiento del suelo en función del tiempo.

Aceleración máxima. El valor absoluto del pico máximo de aceleración en un acelerograma.

Acelerógrafo. Instrumento que registra la aceleración del terreno en el campo cercano de un sismo.

Acelerograma: Registro de la aceleración del suelo en función del tiempo.

Atenuación: Descripción de la energía sísmica con la distancia desde la fuente sísmica.

Caída de Esfuerzos: Reducción súbita de los esfuerzos a través de un plano de falla durante la ruptura. Diferencia entre los esfuerzos de corte actuando en el plano de falla antes y después de un terremoto.

Convolución: Es la operación matemática que permite obtener la función de salida de un sistema a partir de la función de entrada y su función de transferencia.

Desviación: Medida de la dispersión de los datos. El cuadrado de la desviación estándar se denomina varianza.

Distancia epicentral: Define la longitud del círculo máximo entre el epicentro y una estación de registro, medida en grados o km. (1 grado \equiv 111.11 km.).

Epicentro: Define el punto sobre la superficie de la tierra, directamente por encima del foco de un terremoto.

Espectro de Fourier: Representación de la distribución de aceleración, velocidad o desplazamiento, del movimiento sísmico respecto a la frecuencia.

Espectro de Respuesta. Representación de la máxima respuesta, en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento, de un sistema elástico con solo grado de libertad a un movimiento fuerte en función de la frecuencia natural o el período natural.

Estación: La ubicación de un instrumento para registrar sismos, sea sismógrafo o acelerógrafo.

Estrato: Masa mineral en forma de capa, de espesor aproximadamente uniforme, que constituye los terrenos sedimentarios.

Falla: Define a una fractura geológica a lo largo de lo cual se ha producido un desplazamiento de dos bloques adyacentes en tiempos históricos o donde se han localizado focos de terremotos. El desplazamiento puede ser de milímetros a centenas de kilómetros.

Foco o hipocentro: Punto en el interior de la Tierra en donde se produce el terremoto o desde el cual se produce la liberación de energía.

Fosa oceánica: Trinchera en el suelo oceánico en una zona de subducción donde la corteza oceánica desciende por debajo de la corteza continental.

Fuente. El punto, área o volumen desde donde se origina la radiación de las ondas sísmicas.

Fuente sismogénica o sismogeneradora: Fuente que ha producido o podría generar sismos.

Función de transferencia: Relación existente entre parámetros de dos puntos cualquiera de un depósito de suelo.

Impedancia: Relación entre el producto de la densidad y la velocidad de ondas de corte de dos puntos cualquiera en un depósito de suelo.

Ingeniería sísmica. La aplicación de los conocimientos de los sismos y las vibraciones del suelo al diseño y la construcción de obras civiles y obras públicas para proporcionar protección a vidas y recursos en caso de un terremoto.

Intensidad: Es una medida de la fuerza de la sacudida en un lugar y se evalúa en base a observaciones de los efectos sobre personas, edificios y el terreno. La escala más utilizada en América Latina es la de Mercalli Modificada (MM) de 12 grados.

Límite de placa: Línea de contacto entre dos placas. Los límites de placas están marcados, principalmente por la actividad sísmica.

Magnitud. Es una medida de la fuerza de un terremoto o más exactamente de la energía sísmica liberada, calculada en base a registros de las ondas sísmicas. La escala de magnitud es logarítmica, por lo que un incremento de una unidad de magnitud corresponde a un aumento de 30 veces en la energía liberada, es decir, que por ejemplo un sismo de magnitud 7 libera casi mil veces más energía que un sismo con magnitud 5.

Media: Medida de tendencia central.

Microsismos: Oscilaciones naturales y regulares del subsuelo, inducidas por fuentes naturales como olas oceánicas y tormentas.

Microtemblor o microtrepidación: Vibraciones de pequeñas amplitudes generadas por efecto de la actividad humana (ej. Tráfico)

Microzonificación sísmica: La división de una ciudad en áreas de diferentes niveles de peligrosidad sísmica según características locales como geología superficial y la topografía.

Movimiento fuerte. Temblor del suelo en el campo cercano de un terremoto de gran amplitud, perceptible por personas.

Onda P: Ondas sísmicas en las cuales el movimiento de la partícula se realiza en la misma dirección en la cual se propagan las ondas. Las ondas P son de alta frecuencia y longitud de onda corta.

Onda Rayleigh: Onda superficial del suelo solo en el plano vertical conteniendo la dirección de propagación de la onda. Estas ondas solo están presentes en terremotos con foco a profundidad superficial y son de baja frecuencia y longitud de onda larga.

Onda S: Ondas sísmicas en las cuales el movimiento de la partícula está a 90° de la dirección de propagación de las ondas. Las ondas S son de baja frecuencia y longitud de onda larga.

Ondas internas: Nombre colectivo para las ondas P y las ondas S.

Ondas Love: Onda superficial con movimiento solo horizontal de corte normal a la dirección de propagación. Las ondas Love son de baja frecuencia y longitud de onda larga.

Ondas sísmicas: Ondas elásticas que se propagan dentro de la tierra, generadas por un terremoto o explosión.

Ondas superficiales: Ondas sísmicas que solo se propagan en la superficie de la Tierra. Ondas Rayleigh y Love.

Peligrosidad sísmica: Define la probabilidad de que haya un movimiento fuerte de cierta intensidad en un lugar dentro de un periodo de tiempo especificado.

Período natural. El período de vibración de un sistema sometido a un desplazamiento.

Período fundamental. El período natural más alto de un sistema con múltiples grados de libertad.

Placa: Parte de la superficie terrestre que se comporta como una unidad rígida simple. Las placas tienen de 100 a 150 km. de espesor. Están formadas por la corteza continental o corteza oceánica o por ambas, encima del manto superior. Las placas se mueven con relación al eje de la Tierra y de unas a otras. Existen 7 grandes placas (Africana, Euroasiática, Indo-Australiana, Pacífica, Nortamericana, Sudamericana y Antártica) y varias más pequeñas.

Pleistoceno: Primera división de la Era Cuaternaria. Inicio hace 1.6 millones de años y finalizó hace 10, 000 años. Viene inmediatamente después del Plioceno.

Saturación instrumental: Pérdida de información en los extremos de un registro sísmico cuando la amplitud del mismo excede el límite del registrador o la máxima deflexión del galvanómetro.

Sedimentos: Depósitos formados como efecto de la destrucción mecánica y de la alteración de la roca debido al transporte de ríos y lagos.

Sismo. Sinónimo de terremoto.

Sismógrafo: Instrumento que registra los movimientos de la superficie de la Tierra en función del tiempo y que son causados por ondas sísmicas (terremotos).

Sismograma: Define al registro producido por un sismógrafo.

Subducción: Proceso en el cual una placa tectónica de tipo oceánica desciende hacia el interior de la tierra por debajo de una placa continental.

Tectónica: Adjetivo para referirse a la estructura de la superficie de la Tierra y a las fuerzas y deformaciones de la misma.

Terremoto: Movimiento repentino de parte de la corteza terrestre o sacudida producida en la corteza terrestre o manto superior. Un terremoto puede ser causado por el movimiento a lo largo de una falla o por actividad volcánica.

Terremoto tectónico: Terremoto que es el resultado de la liberación súbita de la energía acumulada por la deformación de la corteza terrestre y que dan origen a la formación de los continentes y montañas.

Terremoto volcánico: Terremoto asociado con un movimiento de magma.

Tierra blanca: Material piroclástico proveniente de erupciones volcánicas sucesivas del lago de Ilopango.

Toba: Nombre común de varios tipos de rocas de origen diverso. Las tobas volcánicas son rocas piroclásticas. Se suelen encontrar en ocupando grandes extensiones en volcanes con erupciones de tipo mixto.

Transformada de Fourier: Proceso matemático para determinar el cambio de una señal de tiempo aperiódica a una función continua en el dominio de la frecuencia.

Varianza: Medida de la variación de una serie de observaciones respecto de la media

Velocidad de onda: Relación entre la distancia recorrida por una onda sísmica al tiempo.

Vulnerabilidad: Define la probabilidad de que una estructura sufra daños cuando se somete a un movimiento fuerte de cierta intensidad.

BIBLIOGRAFÍA

Aguilar, R., Bendaña, J., Cedillos, R., [1984]. Criterios Geotécnicos de Microzonificación y estimación de las Propiedades dinámicas de los Suelos del Área Metropolitana de San Salvador. Tesis para Optar al Grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, San Salvador, El Salvador.

Alfaro, A., Canas, J.A., Giraldo, V., Pujades, L.G., [1999] Estimación de Efectos locales con Movimientos Sísmicos Fuertes y Microtemblores. Monografías de Ingeniería Sísmica, Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, España.

Bard, P. [1998] Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation. *2nd International Symposium Effects of Surface Geology Seismic Motion*, ESG, Yokohama, Japan, vol. 3, p. 1252, 1267

Benito B., Bommer, J.J., López Casado, C., Ciudad Real, M., Peláez, J.A [2001]. Análisis de Acelerogramas registrados en los Terremotos de El Salvador de 2001. *2º Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*, Madrid.

Benito, B., Cabañas, L [2000] Caracterización del Movimiento del Suelo en Ingeniería Sísmica. Universidad Politécnica de Madrid, Física de la Tierra, Vol. 11, pp. 47-77.

Bommer, J., W. Salazar, R. Samayoa. [1998] Riesgo Sísmico en la Región Metropolitana de San Salvador. *Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA)*.

Bommer, J. [1996] Sismología para Ingenieros. Papeles Técnicos UCA. Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas”, San Salvador, El Salvador.

Boore, D.M., [2005] On Pads and Filters: Processing Strong-Motion Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 2, pp. 745–750.

Boore, D.M., Bommer, J.J. [2005] Processing of strong-motion accelerograms: needs, options and consequences. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 25, pp. 93–115

Borchedt, D. [1970] Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 60, No.1

Briceño, L.A, Caneva, A., Prieto, J.A. [2004] Como medimos los Sismos. *Instituto Geofísico de la Universidad Javeriana*. Bogotá, Colombia.

Building Seismic Safety Council (BSSC) [2004]. Natural Earthquake Hazards Reduction Program. Recommended Provisions for the Development of Seismic Regulations for New Buildings. Report No. FEMA 450-1, Washington, DC.

Carreño, E., Bravo, B., Suárez, A., Tordesillas, J.M. [1999]. Registro y Tratamiento de Acelerogramas. *Física de la Tierra*, pp. 81-111.

Cepeda, J.M., Benito M.B., Burgos E.A., [2004] Strong-motion characteristics of January and February 2001 Earthquakes in El Salvador. *Geological Society of America*, Special Paper 375, p. 405-421

Centro de Investigaciones Geotécnicas del Ministerio de Obras Públicas (CIG), Departamento de Mecánica de Suelos [1993], Construcción de Pozos para Mediciones Sísmicas en el Suelo dentro del Proyecto de elaboración del Reglamento de Diseño Sísmico de El Salvador.

Hernández, W. [2007]. Presentación sobre Deslizamientos en El Salvador

Ingvarsson M. y Johansson J. [1996], Amplification of Earthquake Induced Ground Motions, San Salvador, El Salvador. Instituto Real de Tecnología, KTH, Estocolmo, Suecia.

Kanai, K., Tanaka, T. [1960] On Microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 39, pp. 97-114.

Linares, R. [1985] Microzonificación Sísmica de Área Metropolitana de San Salvador. Basada en la Observación de Microtemblores, Espectros de Respuesta y Registros de Sismoscopios. Tesis para Optar al Grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, San Salvador, El Salvador.

Martínez, S., Medina, J.R., Orantes, O.O., [2000]. Respuesta Elástica de Capas de Suelo en San Salvador. Tesis para Optar al Grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, San Salvador, El Salvador.

Misión Geológica Alemana y Centro de Investigaciones Geotécnicas del Ministerio de Obras Públicas [1987]. Mapa Geológico y Tectónico del Área San Salvador y Alrededores.

Mojica, J.A. y Sanchez, E.I., [1984]. Estudio de Espectros de Respuesta para el Área Metropolitana de San Salvador como base para una Microzonificación Sísmica. Tesis para Optar al Grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, San Salvador, El Salvador.

Moreno, L. y A. Alfaro [2000] De los microsismos a los microtemblores, investigaciones en el instituto Geofísica, VIII Congreso Colombiano de Geotecnia 2000 – Sociedad Colombiana de Geotecnia, Colombia.

Motoki, K [2006] MICPLOT , Ver 1.21b, Processing Microtremor Data, Instituto Tecnológico de Tokio, Japón.

Nakamura Y. [1989] A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Surface using Microtremors on the Ground Surface. Vol. 30, No.1.

Reyes, J.C, Sorto, M.J. [2007] Evaluación de Microsismos en la Ciudad de Santa Tecla. Tesis para Optar al Grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, San Salvador, El Salvador.

Rosales, C. [2001] Sobre el Comportamiento Sísmico de los Depósitos de Suelos del Área de Cañaveralejo, Cali, Colombia. Tesis presentadas para optar al título de Ingeniería Civil en la Universidad del Valle, Santiago de Cali, Colombia.

Salazar W., Sardina V., de Cortina J. [2007], A Hybrid Inversion Technique for the Evaluation of Source, Path, and Site Effects Employing *S*-Wave Spectra for Subduction and Upper-Crustal Earthquakes in El Salvador. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1B, pp. 208–221.

Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) [2007], Parámetros Sísmicos de El Salvador.

Soong, T. T. [2004], Fundamentals of Probability and Statistics for Engineers. State University of New York at Buffalo, Buffalo, New York, USA.

Tsige, M., García Flores, I., [2006], Propuesta de clasificación geotécnica del Efecto Sitio” (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia. Universidad Complutense de Madrid, España.

ANEXO A

CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO Y CORRELACIONES GEOTÉCNICAS DE LOS POZOS

Centro de Investigaciones Geotécnicas del Ministerio de
Obras Públicas (CIG), Departamento de Mecánica de
Suelos, 1993

CORRELACIONES GEOTÉCNICAS
LUGAR: MINISTERIO DE RELACIONES EXTERIORES

PROF. m	Vs m/s	Vs prom. m/s	Go kpa	s	n %	p.v.s t/m3	Gs	LI %	Lp %	Cohesión kg/cm2	Φo	Es kg/cm2	qu kg/cm2
0-1	238.15	256.70											
1-2	268.82						2.36						
2-3	261.74						2.36						
3-4	258.07						2.36						
4-5	254.31	232.66					2.36						
5-6	291.31		90545	1.19	54.34	1.067	2.36			0.50	17.45	56.90	0.66
6-7	219.77						2.36						
7-8	154.39		18831	2.12	67.95	0.790	2.36			0.45	14.57	73.00	1.07
8-9	171.24		28442	1.61	61.69	0.970	2.53			0.20	15.05	47.50	0.51
9-10	163.20						2.53						
10-11	338.24		119221	1.32	56.90	1.042	2.32			0.16	17.45	17.90	0.39
11-12	268.82					2.35							
12-13	362.00	362.00					2.35						

I-V

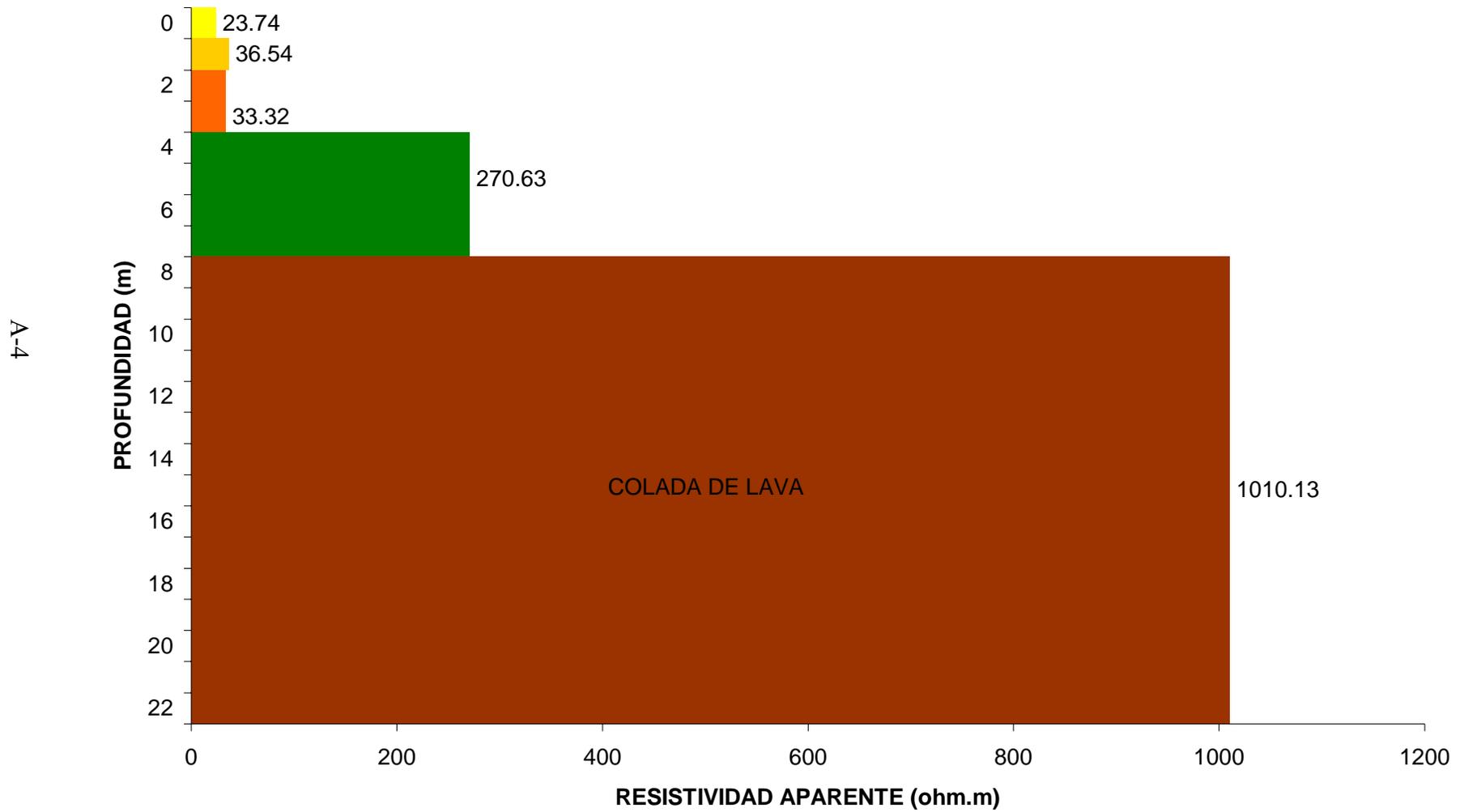
**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: MINISTERIO DE RELACIONES EXTERIORES**

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
m	%	%			kg/cm2			
0-0.5	18.30	---	---	15	1.5	SL	SEMIDENSO	ML
1.00	14.70	---	---	20	2.0	SL	SEMIDENSO	ML
1.50	16.70	---	---	17	1.7	SL	SEMIDENSO	ML
2.00	13.90	---	---	28	2.8	LS	SEMIDENSO	SM
2.50	13.40	---	---	26	2.6	LS	SEMIDENSO	SM
3.00	13.50	---	2.36	26	2.6	LS	SEMIDENSO	SM
3.50	14.30	---	2.36	28	2.8	LS	SEMIDENSO	SM
4.00	15.60	---	2.36	25	2.5	LS	SEMIDENSO	SM
4.50	15.10	---	2.36	24	2.4	LS	SEMIDENSO	SM
5.00	16.00	---	2.36	24	2.4	LS	SEMIDENSO	SM
5.50	19.80	---	2.36	31	3.1	LS	DENSO	SM
6.00	21.30	---	2.36	35	3.5	LS	DENSO	SM
6.50	18.60	---	2.36	23	2.3	LS	SEMIDENSO	SM
7.00	21.10	---	---	16	1.6	SL	SEMIDENSO	ML
7.50	22.20	---	---	11	1.1	SL	SEMIDENSO	ML
8.00	41.50	---	---	6	0.6	CC	SUELTO	OL
8.50	40.50	---	2.53	6	0.6	CC	SUELTO	SM-OL
9.00	28.20	---	2.53	8	0.8	CC	SUELTO	SM-OL
9.50	7.80	---	2.53	5	0.5	CC	SUELTO	SM-OL
10.00	6.90	---	2.53	7	0.7	CC	SUELTO	SM-OL
10.50	10.70	---	2.35	11	1.1	LS	SEMIDENSO	SM

CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: MINISTERIO DE RELACIONES EXTERIORES (continuación)

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
m	%	%			kg/cm2			
11.00	7.10	---	2.35	53	5.3	SS	MUY DENSO	SP
11.50	19.90	---	2.35	36	3.6	SS	DENSO	SP
12.00	34.80	---	2.35	28	2.8	SS	SEMIDENSO	SP
12.50	37.80	---	2.35	39	3.9	SS	DENSO	SP
12.85	43.80	---	2.35	64	6.4	SS	MUY DENSO	SP
12.85-13.16	---	---	---	---	---	---	---	ROCA Y BOLEOS BASÁLTICOS (ROCA ING.)
13.16-14.13	---	---	---	---	---	---	---	ROCA Y BOLEOS BASÁLTICOS (ROCA ING.)

MINISTERIO DE RELACIONES EXTERIORES



CORRELACIONES GEOTÉCNICAS
LUGAR: SEMINARIO SAN JOSÉ DE LA MONTAÑA

PROF. m	Vs m/s	Vs prom. m/s	Go kpa	s	n %	p.v.s t/m3	Gs	LI %	Lp %	Cohesión kg/cm2	Φ_o	Es kg/cm2	qu kg/cm2
0-1	178.65	163.34					2.37						
1-2	185.56						2.37						
2-3	144.58						2.37						
3-4	144.58		25649	0.92	47.92	1.227	2.35			0.52	23.43	122.40	0.80
4-5	233.80	334.71					2.35						
5-6	300.06		107142	0.97	49.24	1.190	2.35			0.15	25.46	28.60	0.24
6-7	323.92						2.35						
7-8	333.59						2.35						
8-9	359.95		162866	0.87	46.52	1.257	2.35			0.15	27.47	16.80	0.30
9-10	340.52						2.35						
10-11	368.02						2.21						
11-12	333.59						2.21						
12-13	392.28						2.21						
13-14	366.03						2.27						
14-15	331.22		120018	1.29	56.33	1.094	2.32			0.2	31.7	100	0.47
15-16	333.59					2.5	47.9						

A-5

**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: SEMINARIO SAN JOSÉ DE LA MONTAÑA**

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
m	%		%		kg/cm2			
0-0.5	15.10	2.37	4.80	9	0.9	CC	SUELTO	OL
1.00	10.90	2.37	4.80	9	0.9	CC	SUELTO	OL
1.50	16.40	2.37	4.80	10	1.0	CC	SUELTO	OL
2.00	16.90	2.37	4.80	5	0.5	CC	SUELTO	OL
2.50	14.80	2.37	4.80	5	0.5	CC	SUELTO	OL
3.00	15.00	2.37	4.80	5	0.5	CC	SUELTO	OL
3.50	9.20	2.35	2.70	5	0.5	CC	SUELTO	SM-OL
4.00	7.30	2.35	2.70	19	1.9	CC	SEMIDENSO	SM-OL
4.50	6.20	2.35	2.70	19	1.9	CC	SEMIDENSO	SM-OL
5.00	9.10	2.35	2.70	41	4.1	CC	DENSO	SM-OL
5.50	8.10	2.35	---	38	3.8	LS	DENSO	SM
6.00	7.20	2.35	---	62	6.2	LS	MUY DENSO	SM
6.50	8.20	2.35	---	47	4.7	LS	DENSO	SM
7.00	8.40	2.35	---	47	4.7	LS	DENSO	SM
7.50	7.80	2.35	---	51	5.1	LS	MUY DENSO	SM
8.00	7.70	2.35	---	45	4.5	LS	DENSO	SM
8.50	7.70	2.35	---	63	6.3	LS	MUY DENSO	SM
9.00	7.60	2.35	---	62	6.2	LS	MUY DENSO	SM
9.50	8.40	2.35	---	54	5.4	LS	MUY DENSO	SM
10.00	9.30	2.21	---	50	5.0	LS	DENSO	SM
10.50	8.10	2.21	---	67	6.7	LS	MUY DENSO	SM

**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: SEMINARIO SAN JOSÉ DE LA MONTAÑA (continuación)**

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
11.00	8.50	2.21	---	71	7.1	LS	MUY DENSO	SM
11.50	11.40	2.21	---	51	5.1	LS	MUY DENSO	SM
12.00	12.60	2.21	---	57	5.7	LS	MUY DENSO	SM
12.50	13.40	2.21	---	66	6.6	LS	MUY DENSO	SM
13.00	15.20	2.21	---	104	10.4	LS	MUY DENSO	SM
13.50	19.00	---	---	66	6.60	LS	MUY DENSO	SM
14.00	8.20	---	---	74	7.40	LS	MUY DENSO	SM
14.50	15.40	2.32	---	50	5.00	SL	DENSO	ML
15.00	24.40	2.32	---	71	7.10	SL	MUY DENSO	ML
15.30	38.80	2.50	6.10	51	5.10	CC	MUY DENSO	OL
15.50	21.80	2.50	---	51	5.10	LS	MUY DENSO	SM
15.50-20.00	40.00	---	---					BOLEOS BASÁLTICOS
20.00-22.50	45.00	---	---					BOLEOS BASÁLTICOS
22.50-26.50	48.00	---	---					BOLEOS Y ROCA BASÁLTICA
26.50-30.00	34.00	---	---					BASALTO SEMIDENSO

CORRELACIONES GEOTÉCNICAS
LUGAR: VIVEROS DEL DUA

PROF. m	Vs m/s	Vs prom. m/s	Go kpa	s	n %	p.v.s t/m3	Gs	LI %	Lp %	Cohesión kg/cm2	Φo	Es kg/cm2	qu kg/cm2
0-1	214.72	224.93											
1-2	192.04												
2-3	246.47						2.44						
3-4	246.47						2.44						
4-5	275.58	268.52	93412	0.98	49.49	1.230	2.44			0.12	38.70	173.90	3.55
5-6	282.06												
6-7	291.31		103953	0.93	48.19	1.225				0.50	36.50	314.30	1.96
7-8	238.15												
8-9	238.15		66812	1.06	51.46	1.178				0.35	31.38	157.40	1.07
9-10	285.20						2.43						
10-11	258.07						2.43						
11-12	326.39												
12-13	214.72							2.59					
13-14	275.58												
14-15	308.38	308.38	105683	1.31	56.71	1.111				0.4	22.6	75.9	1.11

**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: VIVEROS DEL DUA**

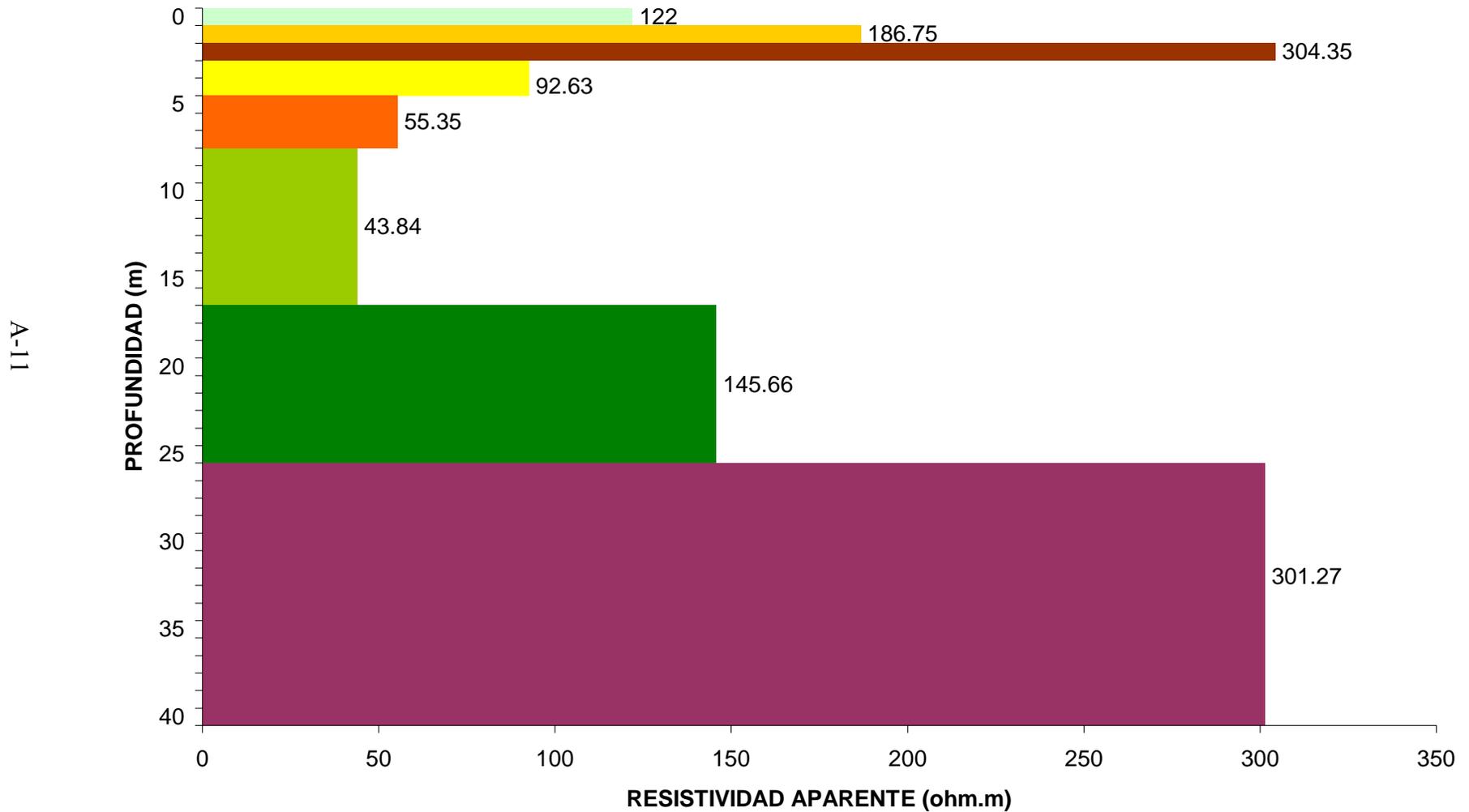
Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
m	%		%		kg/cm2			
0-0.5	12.00	--	---	15	1.5	CC	SEMIDENSO	OL
1.00	10.00	2.44	---	15	1.5	SL	SEMIDENSO	ML
1.50	10.00	2.44	---	12	1.2	SL	SEMIDENSO	ML
2.00	10.00	2.44	---	11	1.1	SL	SEMIDENSO	ML
2.50	6.00	2.44	---	28	2.8	SL	SEMIDENSO	ML
3.00	5.00	2.44	---	22	2.2	SL	SEMIDENSO	ML
3.50	6.00	2.44	---	32	3.2	SL	SEMIDENSO	ML
4.00	6.00	2.44	---	22	2.2	SL	SEMIDENSO	ML
4.50	5.00	2.44	---	28	2.8	SL	SEMIDENSO	ML
5.00	5.00	2.44	---	30	3.0	SL	SEMIDENSO	ML
5.50	6.00	2.44	---	33	3.3	SL	DENSO	ML
6.00	6.00	2.44	---	32	3.2	SL	DENSO	ML
6.50	9.00	---	---	35	3.5	SL	DENSO	ML
7.00	8.00	---	---	35	3.5	LS	DENSO	SM
7.50	8.00	---	---	35	3.5	LS	DENSO	SM
8.00	12.00	---	---	20	2.0	LS	SEMIDENSO	SM
8.50	16.00	---	---	26	2.6	SL	SEMIDENSO	ML
9.00	12.00	---	---	20	2.0	SL	SEMIDENSO	ML
9.50	15.00	2.43	---	22	2.2	SL	SEMIDENSO	ML
10.00	15.00	2.43	---	33	3.3	SL	DENSO	ML
10.50	21.00	---	---	20	2.0	SL	SEMIDENSO	ML

**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: VIVEROS DEL DUA**

A-10

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
11.00	12.00	---	---	25	2.5	CC	SEMIDENSO	OL
11.50	11.00	---	---	40	4.0	LS	DENSO	SM
12.00	7.00	---	---	48	4.8	LS	DENSO	SM
12.50	5.00	2.59	---	32	3.2	SS	DENSO	SM-SP
13.00	18.00	---	---	15	1.5	SS	SEMIDENSO	SM-SP
13.50	15.00	---	---	24	2.4	CC	SEMIDENSO	OL
14.00	9.00	---	---	30	3.0	LS	DENSO	SM
14.50	11.00	---	---	30	3.0	SS	DENSO	SP
15.00	15.00	---	---	41	4.1	CS	DENSO	SC
15.50	29.00	---	---	83	8.3	LS	MUY DENSO	SM
15.5-18.0	---	---	---	---	---	LS		SM
18.50	40.00	---	---	42	4.2	SS	DENSO	SP
19.00	45.00	2.23	---	25	2.5	SS	SEMIDENSO	SP
19.50	48.00	2.23	---	22	2.2	SS	SEMIDENSO	SP
20.00	34.00	2.23	---	34	3.4	SS	DENSO	SP
20.50	32.00	2.23	---	46	4.6	SS	DENSO	SP
21.00	45.00	2.22	---	19.00	1.9	SS	SEMIDENSO	SP
21.50	38.00	2.22	---	29.00	2.9	LS	SEMIDENSO	SM
22.00	30.00	2.22	---	23.00	2.3	LS	SEMIDENSO	SM
22.50	25.00	2.22	---	30.00	3.0	LS	SEMIDENSO	SM
23.00	20.00	2.22	---	100.00	10.0	LS	MUY DENSO	SM
23.0-30.0	---	---	---	---	---	---	ROCA ING.	SEDIMENTOS ALUVIALES

VIVEROS DEL DUA



CORRELACIONES GEOTÉCNICAS
LUGAR: CENTRO DE RECURSOS NATURALES

PROF. m	Vs m/s	Vs prom. m/s	Go kpa	s	n %	p.v.s t/m3	Gs	LI %	Lp %	Cohesión kg/cm2	Φo	Es kg/cm2	qu kg/cm2
0-1	192.04	200.52											
1-2	163.20						2.47						
2-3	203.94						2.47						
3-4	214.72												
4-5	209.46				0.98	49.49		2.42					
5-6	219.77							2.42					
6-7	272.24	270.48					2.61						
7-8	250.44		68993	1.38	57.98	1.100	2.61			0.20	30.60	53.40	2.02
8-9	278.85						2.32						
9-10	268.82		95172	0.76	43.18	1.317	2.32			0.30	18.57	9.70	0.37
10-11	282.06	322.47					2.32						
11-12	321.42						2.32						
12-13	297.19						2.32						
13-14	300.06						2.32						
14-15	323.92						2.32						
15-16	338.24						2.32						
16-17	340.52						2.38						
17-18	335.93						2.38						

A-12

CORRELACIONES GEOTÉCNICAS

LUGAR: CENTRO DE RECURSOS NATURALES (continuación)

PROF. m	Vs m/s	Vs prom. m/s	Go kpa	s	n %	p.v.s t/m3	Gs	LI %	Lp %	Cohesión kg/cm2	Φo	Es kg/cm2	qu kg/cm2
18-19	364.03	370.7264	155043	1.03	50.74	1.17	2.38			0.1	31.26	49.2	0.32
19-20	342.78						2.38						
20-21	364.03						2.38						
21-22	357.89						2.38						
22-23	362.00						2.38						
23-24	422.01						2.38						
24-25	362.00		153715	1.03	50.74	1.173	2.38			0.2	29.65	67	0.74
25-26	390.51						2.38						
26-27	375.78		169456	0.99	49.75	1.2	2.38			0.15	32.62	41.5	0.4
27-28	353.69						2.38						
28-29	383.27						2.38						

**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: CENTRO DE RECURSON NATURLES**

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
m	%		%		kg/cm2			
0-0.5	5.10	---	---	19	1.9	CC	SEMIDENSO	SM-OL
1.00	6.10	---	---	11	1.1	CC	SEMIDENSO	SM-OL
1.50	10.90	---	---	7	0.7	CC	SUELTO	OL
2.00	14.70	2.47	4.80	7	0.7	CC	SEMIDENSO	OL
2.50	19.90	2.47	4.80	13	1.3	CC	SEMIDENSO	OL
3.00	24.80	2.47	4.80	13	1.3	CC	SEMIDENSO	OL
3.50	28.90	2.47	4.80	13	1.3	CC	SEMIDENSO	OL
4.00	25.40	---	---	15	1.5	LS	SEMIDENSO	SM
4.50	37.00	---	---	11	1.1	CC	SEMIDENSO	OL
5.00	24.50	2.42	---	14	1.4	SL	SEMIDENSO	ML
5.50	28.10	2.42	---	19	1.9	SL	SEMIDENSO	ML
6.00	26.70	2.42	---	16	1.6	SL	SEMIDENSO	ML
6.50	6.80	2.61	---	27	2.7	SS	SEMIDENSO	SM-SP
7.00	7.40	2.61	---	29	2.9	SS	SEMIDENSO	SM-SP
7.50	6.50	2.61	---	34	3.4	SS	DENSO	SM-SP
8.00	18.80	---	---	23	2.3	SL	SEMIDENSO	ML
8.50	19.90	2.32	---	26	2.6	LS	SEMIDENSO	SM
9.00	21.80	2.32	---	31	3.1	LS	DENSO	SM
9.50	17.50	2.32	---	36	3.6	LS	SEMIDENSO	SM
10.00	14.80	2.32	---	28	2.8	LS	SEMIDENSO	SM
10.50	18.50	2.32	---	31	3.1	LS	DENSO	SM

**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: CENTRO DE RECURSON NATURLES (continuación)**

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
m	%		%		kg/cm2			
11.00	18.80	2.32	---	32	3.2	LS	DENSO	SM
11.50	20.30	2.32	---	42	4.2	LS	DENSO	SM
12.00	19.80	2.32	---	46	4.6	LS	DENSO	SM
12.50	17.80	2.32	---	38	3.8	LS	DENSO	SM
13.00	17.60	2.32	---	37	3.7	LS	DENSO	SM
13.50	20.30	2.32	---	42	4.2	LS	DENSO	SM
14.00	21.20	2.32	---	36	3.6	LS	DENSO	SM
14.50	21.00	2.32	---	46	4.6	LS	DENSO	SM
15.00	20.20	2.32	---	47	4.7	LS	DENSO	SM
15.50	21.00	2.32	---	46	4.6	LS	DENSO	SM
16.00	19.90	2.32	---	53	5.3	LS	MUY DENSO	SM
16.50	19.70	2.38	---	46	4.6	LS	DENSO	SM
17.00	22.40	2.38	---	54	5.4	LS	MUY DENSO	SM
17.50	22.10	2.38	---	50	5.0	LS	MUY DENSO	SM
18.00	19.10	2.38	---	52	5.2	LS	MUY DENSO	SM
18.50	18.00	2.38	---	51	5.1	LS	MUY DENSO	SM
19.00	18.30	2.38	---	65	6.5	LS	MUY DENSO	SM
19.50	32.30	2.38	---	58	5.8	LS	MUY DENSO	SM
20.00	19.50	2.38	---	55	5.5	LS	MUY DENSO	SM
20.50	20.50	2.38	---	61	6.1	LS	MUY DENSO	SM
21.00	21.90	2.38	---	65	6.5	LS	MUY DENSO	SM
21.50	16.40	2.38	---	83	8.3	LS	MUY DENSO	SM

**CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO DETERMINADAS EN EL SONDEO
LUGAR: CENTRO DE RECURSON NATURLES (continuación)**

Profundidad	w	Gs	Contenido de Mat. Orgánica	N	q adm	Factor de Tipo de Suelo	Densidad Relativa	Clasificación SUCS
22.00	18.70	2.38	---	62	6.2	LS	MUY DENSO	SM
22.50	17.80	2.38	---	63	6.3	LS	MUY DENSO	SM
23.00	18.40	2.38	---	64	6.4	LS	MUY DENSO	SM
23.50	16.40	2.38	---	63	6.3	LS	MUY DENSO	SM
24.00	18.60	2.38	---	98	9.8	LS	MUY DENSO	SM
24.50	18.50	2.38	---	87	8.7	LS	MUY DENSO	SM
25.00	15.80	2.38	---	64	6.4	LS	MUY DENSO	SM
25.50	16.80	2.38	---	74	7.4	LS	MUY DENSO	SM
26.00	17.20	2.38	---	79	7.9	LS	MUY DENSO	SM
26.50	18.40	2.38	---	71	7.1	LS	MUY DENSO	SM
27.00	17.70	2.38	---	71	7.1	LS	MUY DENSO	SM
27.50	17.90	2.38	---	70	7.0	LS	MUY DENSO	SM
28.00	19.00	2.38	---	60	6.0	LS	MUY DENSO	SM
28.50	16.40	2.38	---	63	6.3	LS	MUY DENSO	SM
29.00	17.60	2.38	---	60	6.0	LS	MUY DENSO	SM
29.50	17.70	2.38	---	81	8.1	LS	MUY DENSO	SM
30.00	20.10	2.38	---	75	7.5	LS	MUY DENSO	SM

CENTRO DE RECURSOS NATURALES

