



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

REGISTRO Y ANÁLISIS DE VIBRACION AMBIENTAL  
PARA DETERMINAR PERIODOS DOMINANTES DEL  
SUELO EN EL ÁREA DE BUENAVISTA, D. F.

Palma de Oro

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEOFISICO  
P R E S E N T A N :  
RAUL CABRERA GARZON  
JUAN GUILLERMO CESATI CONTRERAS



Ciudad Universitaria

1990



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## INDICE

	RESUMEN	
I	INTRODUCCION	1
II	ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA CUENCA DE MEXICO	3
III	FUNDAMENTOS PARA LA DETERMINACION DE PERIODOS DOMINANTES USANDO VIBRACION AMBIENTAL	9
IV	REGISTRO Y ANALISIS DE INFORMACION SISMICA Y ESTRATIGRAFICA	15
V	RESULTADOS	32
VI	CONCLUSIONES	37
	BIBLIOGRAFIA	39
	APENDICE 1	I
	APENDICE 2	VIII
	APENDICE 3	X

## RESUMEN

Los sismos ocurridos en septiembre de 1985 causaron daños de magnitud considerable en diversas construcciones de la ciudad de México, lo que originó interés por conocer, entre otras cosas, las características dinámicas del suelo de la ciudad.

En el edificio administrativo de Ferrocarriles Nacionales de México, localizado en la colonia Buenavista, y en sus alrededores se llevaron a cabo diversos estudios geofísicos y geotécnicos, durante el segundo semestre de 1988, con la finalidad de conocer las propiedades dinámicas de la estratigrafía superficial en esa zona. El presente trabajo es una parte del análisis general que se hizo para establecer la seguridad de dicha construcción ante la ocurrencia de sismos futuros.

A fin de observar variaciones laterales de periodos dominantes se realizaron, alrededor del edificio, 49 mediciones de vibración ambiental cubriendo un área de aproximadamente 2 Km<sup>2</sup>. Se calcularon densidades espectrales de potencia para determinar los periodos naturales de vibración del suelo en cada sitio, con los que se configuró un plano de isoperiodos que muestra valores entre 1.5 y 2 s. Para asociar este resultado con la estratigrafía superficial se analizaron dos perfiles de refracción sísmica realizados por Comisión Federal de Electricidad, un estudio de refracción sísmica hecho por el Instituto de Ingeniería UNAM, información geotécnica de ocho pozos y la de cuatro estudios de sonda suspendida. Se logró definir un plano de isopacas para la base del paquete sedimentario sujeto a vibración (capa superficial y formación arcillosa superior), cuyo espesor varía entre 23 y 30 m. Asimismo, con base en las isopacas y un mapa suavizado de isoperiodos, se determinó una distribución lateral aproximada de velocidad para ondas de corte con valores de 60 a 70 m/s. La distribución de periodos, velocidades y espesores que se muestra en los planos mencionados, permiten hacer una estimación del relieve de la base del paquete sedimentario definido, así como su comportamiento dinámico, resultados que concuerdan con las características geológicas y morfológicas de la zona del lago en la cuenca de México.

## I INTRODUCCION

Posterior a los sismos de la costa de Michoacán ocurridos en septiembre de 1985 se incrementaron los estudios sismológicos, especialmente en la ciudad de México. Uno de los métodos empleados por parte de científicos japoneses en este país fue el de análisis de vibración ambiental en áreas urbanas. Estos estudios, también conocidos como de análisis de microtemores, se originaron a principios de siglo en Japón,<sup>10</sup> habiéndose refinado notablemente a la fecha. La facilidad de obtener el periodo dominante del suelo sin tener que esperar a que ocurra un movimiento fuerte  $M_s \geq 7$ , ha hecho que este método se caracterice por su rapidez, bajo costo y confiabilidad en los resultados, en los cuales ocurren con frecuencia variaciones menores (hasta  $\pm 0.15$  s) que dependen de la complejidad de la estratigrafía del paquete sedimentario sujeto a vibración. Por otro lado, los resultados tienen que ser confirmados comparándolos con periodos calculados a partir de espectros de Fourier de aceleración de movimientos fuertes.

Utilizando este método se han realizado trabajos de microzonificación en varias ciudades de México, tales como el Distrito Federal<sup>8</sup> (donde esta técnica ha funcionado con mayor efectividad), Acapulco, Gro.<sup>9</sup>, y Cd. Guzmán, Jal.<sup>11</sup> no teniéndose aún para esta última zona comprobación de los resultados. En los dos primeros casos ha sido de utilidad para la actualización de los reglamentos de construcción.

El presente estudio corresponde a una parte del análisis general que se llevó a cabo para establecer la seguridad del Edificio Administrativo de Ferrocarriles Nacionales de México localizado en la zona de Buenavista D.F. ante la ocurrencia de sismos futuros de gran magnitud.<sup>12</sup> El inmueble se encuentra en la región NW de la zona del lago del valle de México.

El conocimiento de las características geológicas y morfológicas de la cuenca, y en particular para este trabajo de aquellas de la zona del lago, es muy importante para entender el comportamiento de los parámetros de los paquetes sedimentarios que serán evaluados en el presente estudio, ( $T_0$ : periodo natural de

vibración del estrato,  $H$ : espesor del estrato y  $\beta$ : velocidad de las ondas  $S$ ), los cuales están relacionados mediante la expresión  $T_0=4H/\beta$ . El conocimiento de estos parámetros es importante en ingeniería civil para conocer la respuesta dinámica que tendrá un medio estratificado ante incidencia sísmica, el cual se idealiza como formado por un solo estrato conservando dos de las características más relevantes de la estratigrafía real: su periodo natural de vibración, y la velocidad media de propagación de ondas  $S$ .



A principios del Mioceno se constituyó como un valle, quedando limitados parcialmente los extremos este y oeste por material volcánico emanado a través de fracturas en la corteza terrestre que definió estructuras orientadas en dirección aproximada NE-SW.

Durante el Plioceno ocurrió otro periodo de actividad volcánica caracterizado por derrames de andesitas basálticas que cerraron el valle en la parte norte. Los esfuerzos tectónicos dislocaron la corteza formando grandes bloques a lo largo de fracturas con dirección NNW-SSE, tal actividad originó que durante el Plioceno superior se depositaran potentes abanicos aluviales derivados de materiales ígneos extrusivos, conocidos como formación Tarango, en los flancos poniente y oriente del valle. Durante esta época se inició la delimitación de pequeños lagos.

En el Pleistoceno impulsos tectónicos iniciaron el último ciclo de vulcanismo, finalizando con la formación de la Sierra de Chichinautzin que limitó el valle en su parte sur, transformándolo en una cuenca cerrada y ocasionando el desarrollo de un patrón de drenaje radial que dió origen a la formación de grandes lagos. A partir del cierre de la cuenca, ésta ha pasado por dos periodos de glaciación, el Illinois y el Wisconsin y dos interglaciales, el Yarmouth y el Sangamon<sup>14</sup>. (Tabla 1)

Años antes del presente	
10 <sup>0</sup>	Holoceno reciente
(80-10) x 10 <sup>0</sup>	4a Glaciación Wisconsin (3 avances)
(100-80) x 10 <sup>0</sup>	3a Interglacial Sangamon
(300-100) x 10 <sup>0</sup>	3a Glaciación Illinois (3 avances)
(600-400) x 10 <sup>0</sup>	Gran Interglacial Yarmouth
<b>CIERRE DE LA CUENCA DE MEXICO</b>	
?	2a Glaciación Kansas
?	1a Interglacial
~ 900 x 10 <sup>0</sup>	1a Glaciación Nebraska

Tabla 1 Periodos de glaciación

En el Pleistoceno superior la cuenca se rellenó con depósitos aluvio-lacustres, los cuales son directa o indirectamente de

origen volcánico, formando la planicie sobre la que se ha desarrollado la Ciudad de México.

Los rellenos del valle están constituidos en su parte superior por arcillas lacustres producidas principalmente por la alteración de loess glacial y en su parte inferior por clásticos derivados de la acción de ríos, arroyos, glaciares y volcanes. El conjunto de rellenos contiene además capas de ceniza y estratos de pómez producto de erupciones volcánicas ocurridas durante el último medio millón de años. Se reconocen numerosos paleosuelos producto de la meteorización de dichos depósitos.

En general el origen de los depósitos lacustres de la cuenca es el resultado de los procesos de alteración sobre lavas, brechas, tezontles y cenizas que produjeron acumulaciones de polvo eólico, depósitos de lahares, abanicos aluviales y deltas.

La estratigrafía de la cuenca podemos describirla sobre tres zonas: depósitos de lomas, depósitos de transición y depósitos de lago<sup>14</sup>.

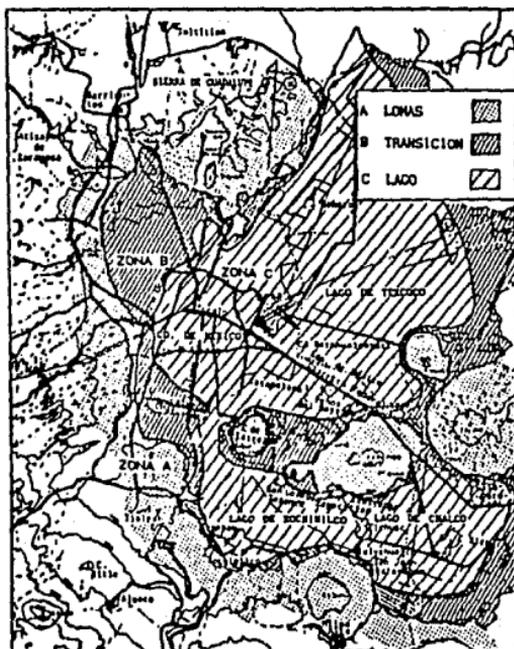


Figura 2 Zonificación geotécnica de la cuenca de México.

A) Depósitos de lomas. La secuencia estratigráfica de lomas se originó por acumulación de potentes depósitos de erupciones volcánicas explosivas, la erosión subsecuente de estos depósitos formó profundas barrancas que fueron rellenadas por depósitos de morrenas y productos clásticos de nuevas erupciones. Las unidades originadas por estos procesos quedan separadas por suelos rojos, amarillos o cafés según el clima que rigió después de su depósito.

B) Depósitos de transición. Los depósitos lacustres del centro de la cuenca van cambiando a medida que se acercan al pie de las lomas, ocurriendo que entre las arcillas lacustres van intercalándose capas de suelos limosos, cuerpos de arenas fluviales y depósitos de gravas.

Dado que el lago central nunca fue profundo los deltas formados no fueron muy extensos, por lo tanto los clásticos fluviales y aluviales se acumulaban en el quiebre morfológico y se interestratificaban localmente con las arcillas más superficiales. En arcillas más profundas de esta zona, se depositaron morrenas con fuertes volúmenes de clásticos formándose acumulaciones aluviales extensas que parten del pie de las lomas y se adentran en la planicie aluvial.

C) Depósitos del lago. Los depósitos de la planicie de la cuenca de México son los que comúnmente se conocen como depósitos del lago; estos fueron originados bajo condiciones climáticas que propiciaban la existencia de un lago. Dado que existían cambios climáticos ocurrieron transgresiones y regresiones lacustres que originaron depósitos continuos de arcillas en las partes profundas del lago e intercalaciones de arcillas lacustres con suelos secos en las partes marginales. Eventualmente, en los periodos de sequía ocurrían también manifestaciones ígneas, formándose costras duras cubiertas por arenas volcánicas<sup>14</sup>.

#### CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DE LOS DEPOSITOS DEL LAGO.

La zona de Buenavista, objeto de este estudio, se localiza en la porción noroeste de la zona del lago, por lo que el conocimiento de sus características estratigráficas es de importancia a fin de entender el comportamiento dinámico de estos sedimentos.

Los suelos arcillosos blandos son consecuencia del proceso de depósito y alteración físico-química de los materiales aluviales y de las cenizas volcánicas en el ambiente lacustre. El proceso sufrió múltiples interrupciones durante los periodos de sequía, durante las violentas etapas de actividad volcánica o bien durante las épocas de sequía acompañadas por alguna erupción volcánica. De esta manera se formó una secuencia ordenada de estratos de arcilla blanda separados por lentes duros de limos arcillo-arenosos, por costras de desecación y por arenas basálticas o pumíticas productos de las emisiones volcánicas<sup>14</sup> (Figura 3), dicha secuencia se describe de la siguiente forma:

A) Costra Superficial (CS). Estrato integrado por tres substratos: relleno artificial, suelo blando (SB) y costra seca (SS).

B) Serie Arcillosa Lacustre Superior. Este perfil estratigráfico, comprendido entre la superficie y la Capa Dura, es muy uniforme y se pueden identificar tres estratos principales; estos estratos tienen lentes duros intercalados que se consideran como estratos secundarios. El espesor de la serie varía entre 25 y 50 m aproximadamente.

C) Capa Dura. La capa dura es un depósito limo arenoso con algo de arcilla y ocasionales gravas cementadas heterogéneamente. Su espesor es variable, desde casi imperceptible en el centro del lago hasta alcanzar unos 5 m en lo que fueron las orillas del lago. Este estrato se desarrolló en el periodo interglacial Sangamon.

D) Serie Arcillosa Lacustre Inferior. Es una secuencia de estratos arcillosos separados por lentes duros. Su espesor es de unos 15 m al centro del lago hasta casi desaparecer en sus orillas.

E) Depósitos Profundos. Es una serie de arenas y gravas aluviales limosas, cementadas con arcillas duras y carbonatos de calcio. La parte superior, de unos cinco metros, está más endurecida abajo de la cual los estratos son menos cementados existiendo incluso arcillas preconsolidadas.

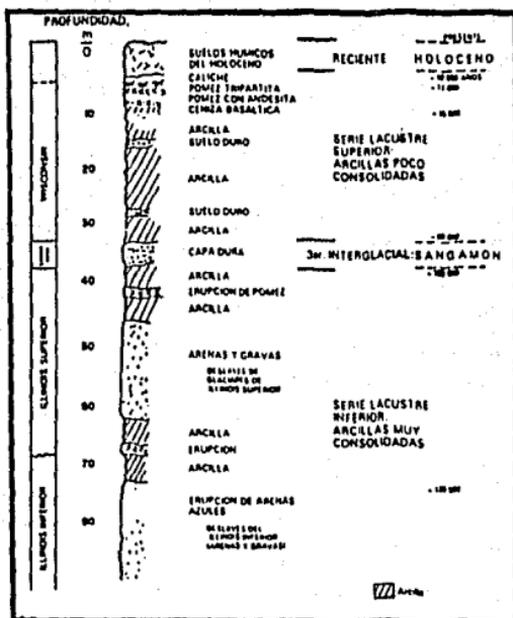


Figura 3 Perfil estratigráfico típico de la zona del lago

### III FUNDAMENTOS PARA LA DETERMINACION DE PERIODOS DOMINANTES USANDO VIBRACION AMBIENTAL.

#### CLASIFICACION DE REGISTROS DE VIBRACION AMBIENTAL.

Los estudios de vibración ambiental (microtremores), tuvieron su origen a principios de siglo en Japón<sup>16</sup>, las técnicas de análisis y sus aplicaciones se han refinado con el tiempo y son de reciente aplicación en México (desde 1986) y otras partes del mundo.<sup>2</sup> La vibración ambiental se puede clasificar de acuerdo con la fuente que los produce en: naturales (viento, oleaje, vulcanismo, etc.) y artificiales (tránsito vehicular, actividad industrial, tránsito peatonal y, en general, actividades humanas). En este trabajo, debido a que el registro se realizó en una zona urbana (Buenavista D.F.), la vibración ambiental tiene un origen fundamentalmente artificial.

#### PERIODO FUNDAMENTAL DE VIBRACION DE UNA CAPA QUE SOBREYACE A UN SEMIESPACIO RIGIDO Y HOMOGENEO.

Considerando que el periodo dominante en la superficie del terreno es una propiedad dinámica del suelo, la determinación de éste es indiferente al tipo de onda con la cual se analice, por lo que es posible determinarlo mediante el estudio de ondas de Love, mediante la teoría de la reflexión múltiple en la capa superficial y, en algunos casos, analizando ondas de Rayleigh.<sup>7</sup> Mediante la teoría unidimensional de propagación de ondas de corte (SH) en medios estratificados (Thomson, 1950; Haskell, 1953) se define la relación que existe entre el periodo natural de vibración ( $T_0$ ), la velocidad media de propagación de ondas de cortante ( $\beta$ ) y el espesor ( $H$ ), de un estrato horizontal, de extensión lateral infinita, de comportamiento lineal para cualquier nivel de excitación y que sobreyace a un semiespacio homogéneo no deformable. (Ver apéndice 1).

El método de Thomson-Haskell establece, mediante la ecuación de onda y aplicando el método de las matrices propagadoras, el campo de desplazamientos en la superficie debido a incidencia de ondas de corte, polarizadas horizontalmente (SH).<sup>1</sup> A partir de este

método se obtiene que para incidencia normal y para el primer modo de vibración el periodo natural es:

$$T_0 = \frac{4 H}{\beta}$$

REDUCCION DE UN MEDIO HORIZONTALMENTE ESTRATIFICADO A UN ESTRATO EQUIVALENTE CARACTERIZADO POR  $T_0$  Y  $\beta$  MEDIA:

La respuesta de un depósito real de suelo ante excitación sísmica está gobernada por un gran número de factores que dependen de la complejidad de los propios materiales y de su distribución en el espacio. Es deseable que aún con las limitaciones impuestas por los datos disponibles y por la capacidad de análisis se usen los modelos que reflejen la realidad de la mejor manera.<sup>18</sup>

En trabajos de microzonificación los depósitos se idealizan como formados por un solo estrato con propiedades tales que se conserven dos de las características más relevantes de la estratigrafía real: su periodo natural de vibración  $T_0$  y la velocidad de propagación media de las ondas S ( $\beta$ ).

Para obtener el estrato equivalente de un medio estratificado, como se muestra en la figura 4:

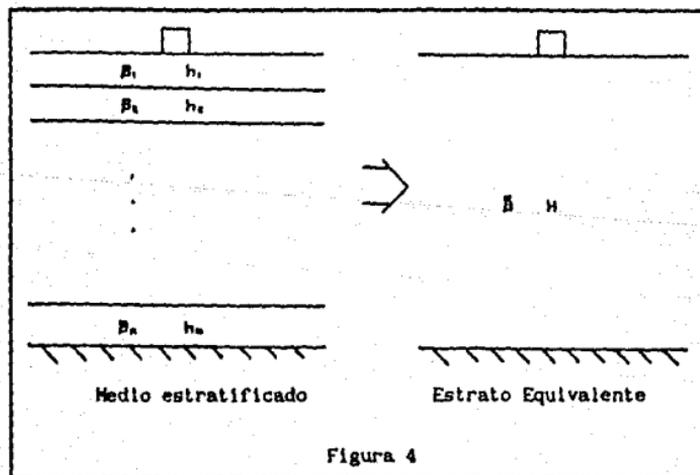


Figura 4

donde la  $i$ -ésima capa está caracterizada por los parámetros:  $\beta_i$  y  $h_i$ , los cuales sobreyacen un semiespacio definido por  $\beta_i$ , se considera que el tiempo que tardan las ondas que inciden verticalmente en atravesar el estrato  $i$  es  $h_i/\beta_i$ . Por tanto, el tiempo total  $t$  para llegar a superficie está dado por:

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\beta_i}$$

Si el depósito estuviera formado por un solo estrato de espesor  $H = \sum_{i=1}^n h_i$ , la velocidad necesaria para que las ondas tardaran el mismo tiempo en atravesarlo (velocidad media  $\bar{\beta}$ ) valdría:

$$\bar{\beta} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\beta_i}} \quad (1)$$

Por otra parte, como se señaló anteriormente, en el depósito simplificado el periodo natural de vibración  $T_0$  es

$$T_0 = 4H/\bar{\beta}$$

y sustituyendo el valor de  $\bar{\beta}$ :

$$T_0 = \frac{4H}{\frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\beta_i}}}$$

donde:

$$T_0 = 4 \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\beta_i} \quad (2)$$

Desde este punto de vista, el depósito del medio estratificado puede sustituirse por el del estrato equivalente con  $\bar{\beta}$  y  $T_0$  dados por las ecuaciones (1) y (2), respectivamente.



### ESTABILIDAD DEL PERIODO FUNDAMENTAL ESTIMADO A PARTIR DE REGISTROS DE VIBRACION AMBIENTAL.

El periodo dominante estimado con vibración ambiental varía poco en el tiempo aunque en el espectro de potencia las amplitudes son considerablemente mayores durante el día que durante la noche.<sup>7</sup>

Con la finalidad de establecer el intervalo de variación del periodo fundamental a través del tiempo, se han realizado pruebas en diversos sitios dentro de la zona del lago, las cuales consisten en obtener registros de vibración ambiental a intervalos constantes de tiempo durante 24 horas. Los espectros obtenidos de cada registro se comparan entre sí sobre una gráfica como lo muestra la figura 6.

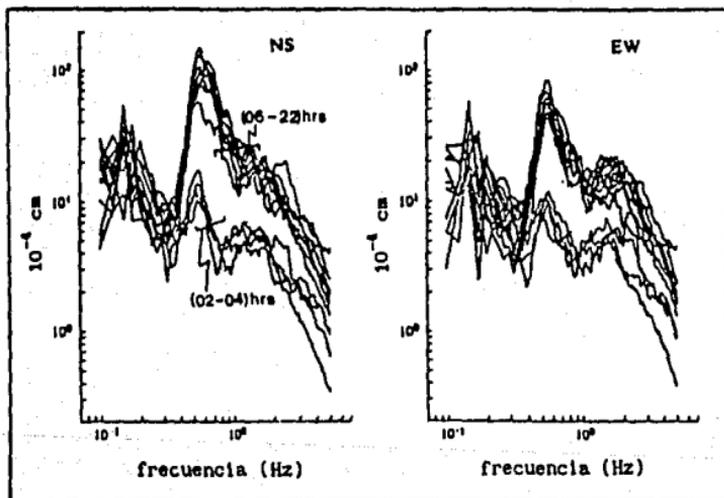


Figura 6 Espectros de Fourier de velocidad de microtremores medidos en un sitio a 800 m de SCT1 durante 24 horas.

La gráfica anterior corresponde a una prueba realizada en SCT en la cual se tomaron mediciones cada dos horas en un intervalo de 24. Los resultados muestran que el periodo fundamental se mantiene constante durante el tiempo de prueba, sin embargo las amplitudes de los espectros en horas de mayor tránsito (6 a 22 hrs.) son mayores que aquellas entre 2 y 4 horas.

En la zona de Buenavista se realizó una prueba similar solamente durante 4 horas, de las 11 a 15. horas (periodo de gran actividad humana), tomando registros cada 15 min. El periodo obtenido en este intervalo no tuvo variaciones significativas ( $< 0.1$  s) (Figura 7). Comparando este periodo con el obtenido de un registro en el mismo sitio a las 00 horas, se observó que era el mismo ( $T_0=1.6$  s), aunque con menor amplitud, por lo que a pesar de no haberse realizado la prueba durante un lapso mayor como en el caso mencionado inicialmente, se consideró que la zona cumple con la estabilidad del periodo.

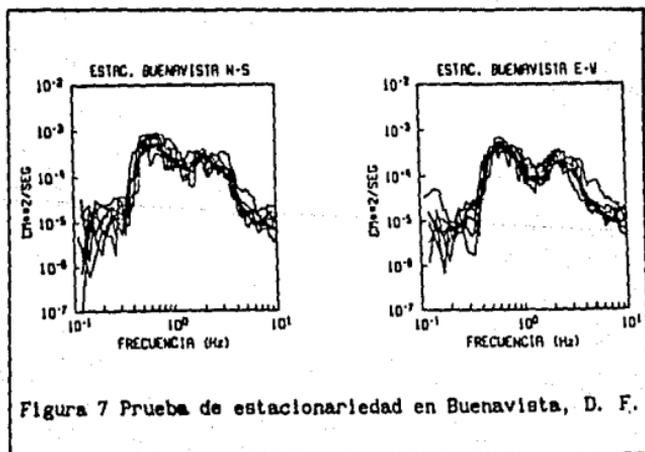


Figura 7 Prueba de estacionariedad en Buenavista, D. F.

## IV REGISTRO Y ANALISIS DE INFORMACION SISMICA Y ESTRATIGRAFICA.

### REGISTRO DE VIBRACION AMBIENTAL

#### Instrumentación.

El sistema de registro de vibración ambiental se integra como sigue: Sistema inercial captador de movimiento relativo, (sismómetros), el acondicionador de la señal (amplificadores y filtros), y el sistema de grabación (sismógrafo Sprengnether DR-100).

Para el registro se emplea un sensor de componente vertical (SV-1) y dos de componente horizontal (SH-1). Sus elementos básicos se identifican en la figura 8.

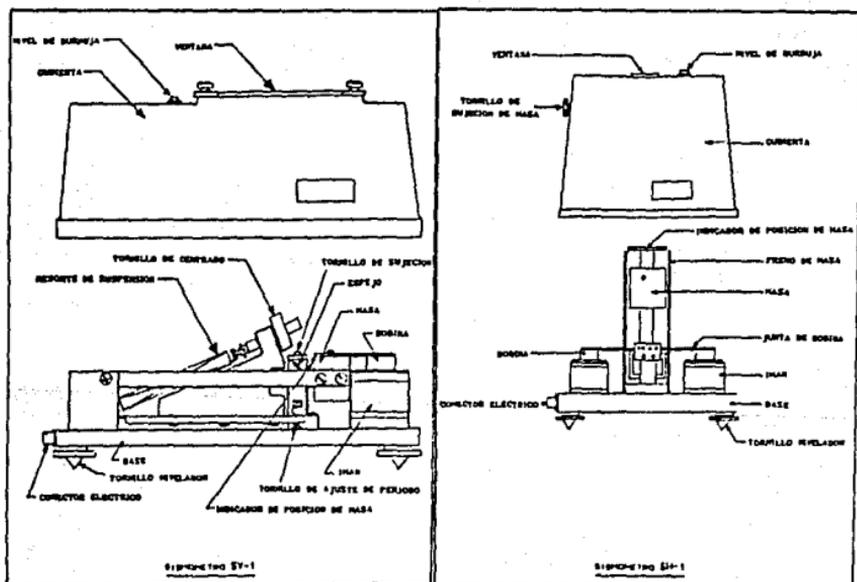


Figura 8

Las características teóricas de ambos tipos de sensor son:

	<u>SV-1</u>	<u>SH-1</u>
Periodo natural (s).	5	5
Resistencia de la bobina (ohms).	3800	3800
Resistencia de amortiguamiento crítico (ohms).	22000	12000
Constante del generador (volts/metro/seg).	270	180
Máximo movimiento del terreno (mm).	± 2	±2
Fuerza de calibración de (Newton/Ampere). la bobina.	0.09	0.06

Algunas de estas características se emplean para corregir el efecto instrumental en los espectros de los registros de vibración ambiental, por lo que es necesario conocerlas para cada uno de los sensores utilizados; estas se resumen en la tabla 3.

TIPO DE SENSOR	SV-1	SH-1	SH-1	SV-1	SH-1	SH-1
No. de sensor	172	245	242	122	244	243
Cto. del generador ( $10^4$ V/m/s)	190	202	189	208	198	184
Periodo natural (1/N seg)	5.700	5.2	4.8	5.15	5.0	4.8
Amortiguamiento (h <sub>1</sub> )	0.700	0.7	0.69	0.61	0.69	0.68
Res. de la bobina (KΩ)	3.82	3.89	3.87	3.80	3.80	3.88
Res. de amort. crit. (KΩ)	24.000	12.750	12.480	21.000	12.000	12.360
Res. de calib. bobina (N/Ampere)	0.108	0.074	0.074	0.108	0.070	0.078

Tabla 3 Características de los sensores utilizados

El sismógrafo utilizado para las mediciones de vibración ambiental fue un Sprengnether DR-100 de registro digital en cinta que puede muestrear la señal a razón de 50, 100 y 200 muestras por segundo. Cuenta con un sistema de amplificación y filtrado que proporciona la velocidad del suelo lo suficientemente amplificada para ser útil en el procesado e interpretación. Tiene además un filtro fijo a 50 hertz cuya función es eliminar el efecto de

### Trabajo de campo.

Con el sistema anteriormente descrito se registró vibración ambiental en 45 sitios de un área de 2.0 km<sup>2</sup> aproximadamente, en la colonia Buenavista. (Figura 9)

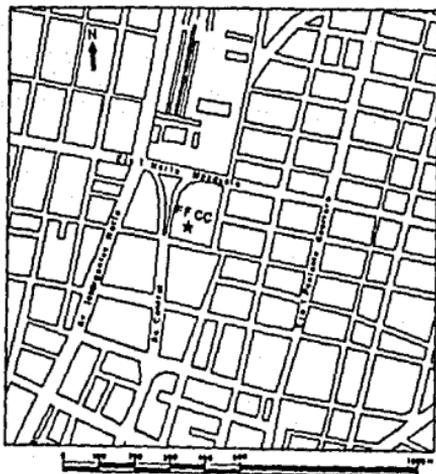


Figura 9 Plano de localización del área de trabajo.

Para este caso, la selección de los sitios se realizó tomando en cuenta el carácter detallado del estudio tratando de lograr una distancia no mayor que 200 m entre puntos de observación. En campo, la ubicación de éstos se modificó ligeramente en algunos casos de acuerdo con la cantidad de tránsito vehicular, ubicándolos en calles menos transitadas o sitios alejados de éstas para evitar que el paso de vehículos y gente cerca del sistema de registro alterara el carácter de la señal. En otros casos se optó por registrar en horarios nocturnos.

El método para llevar a cabo las mediciones se puede resumir de la siguiente manera:

- 1.- Elegir el valor de amplificación de la señal a registrarse tomando en cuenta que el voltaje producido por el movimiento de la masa del sensor debido al movimiento del terreno, no debe ser mayor al que soporta el sistema de registro. El intervalo de ganancias es de 0 a 120 dB en pasos de 6 dB.
- 2.- El filtrado de la señal que se recibe es opcional, pudiéndose realizar durante su registro o durante el procesado de ésta, lo más común es realizar un filtrado fuera de la banda de frecuencias de 0 a 30 Hz con el filtro pasa-bajas del sistema de registro.
- 3.- Poner el sismógrafo a tiempo con la hora local.
- 4.- Cuando es inicio de cinta se debe buscar la marca de inicio (una perforación pequeña en ésta) y adelantarla una vuelta; cuando no, la cinta debe recorrerse una vuelta. Esto se hace manualmente.
- 5.- Orientar y nivelar los sensores horizontales (NS y EW).
- 6.- Nivelar el sensor vertical. La separación entre sensores no debe ser menor que 1 m para evitar alguna posible influencia magnética entre ellos.
- 7.- Grabar durante un minuto (en el tiempo que dure la grabación se debe evitar el paso de autos, gente, etc. muy cerca del sistema)
- 8.- Al terminar de grabar el evento se sujeta la masa de los tres sensores, se guardan (sin desconectar) y se transportan al siguiente punto de medición donde se repetirán los pasos a partir del número 4.

La hoja de registro con la que se lleva el control de la información obtenida se muestra en la figura 10.



## PROCESADO DE REGISTROS DE VIBRACION AMBIENTAL.

### Transferencia de información.

Los registros de vibración ambiental quedan grabados, en código binario, en cintas magnéticas; debido a que los programas de cómputo para procesar los registros requieren la información de entrada en código ASCII es necesario cambiarlos a este código, para ello se transmiten a una computadora personal (PC) por medio de un reproductor portátil tipo DP-101 de salida digital y analógica, diseñado para complementar la operación del DR-100. Los archivos ASCII que contienen los tres componentes registrados (vertical, NS y EW) se transmiten de PC a la computadora PRIME donde se lleva a cabo el proceso completo.

### Análisis cuantitativo de las señales registradas.

Considerando que los movimientos horizontales son los que afectan a las estructuras, en la ingeniería civil es importante conocer el periodo fundamental asociado con ondas de cortante (SH),<sup>17</sup> por lo que de las tres componentes registradas únicamente se utilizan las horizontales (NS y EW) para la determinación del periodo dominante del sitio.

Para llevar a cabo el análisis se tomaron ventanas con una duración entre 15 y 35 segundos, lo cual depende de la calidad de la señal. Consideramos como señal de buena calidad aquella porción del registro mayor que 10 segundos que no contenga picos (marcas de tiempo o ruido instrumental). Además, la señal no debe estar distorsionada por efectos de fuente. Para cada ventana seleccionada, obtenemos el espectro de potencia dividido entre la duración del tramo escogido, (Densidad Espectral de Potencia, Apéndice 2).

Las componentes NS y EW se procesan cada una por separado; en el dominio del tiempo se corrigen los datos por línea base y se les aplica una ventana de tipo cosenoidal que elimina las discontinuidades que se presentan en los extremos de la señal en el intervalo de tiempo elegido, (Apéndice 2).

En el dominio de la frecuencia se remueve el efecto instrumental que existe sobre cada espectro con la curva de respuesta del sensor con el que se realizó la medición (Figura 11), además se les aplica una ventana de Hanning calculando el promedio de sus amplitudes en una banda de 1/3 de octava con la finalidad de suavizarlos.

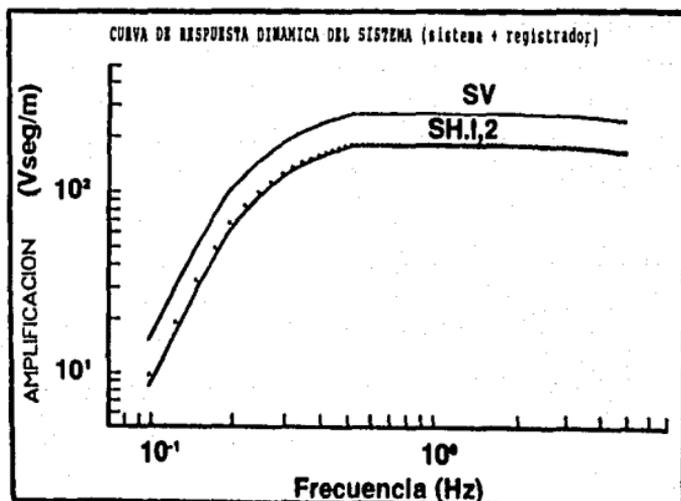


Figura 11 Curva de amplificación del sistema de registro.

El valor del periodo dominante del sitio, determinado por el primer modo de vibración, se toma en la máxima amplitud de cada uno de los espectros horizontales. Lo más común es que estos valores difieran entre sí. En nuestro caso dicha variación fue de  $\pm 0.15$  s aproximadamente, por lo que se tomó su valor promedio. La tabla 4 indica el sitio, localización y periodo natural calculado para cada punto donde se midió vibración ambiental.

Las ventanas de tiempo seleccionadas y su respectiva densidad espectral de potencia se muestran en el Apéndice 3.

**TABLA** Sitios, localización y periodo estimado con espectros de potencia a partir de registros de vibración ambiental.

PTO.	LOCALIZACION	PDO.
A2	N. Carpio, entre N. Gonzalez y Pinar	1.56
A4	N. Carpio, entre Insurgentes y N. Anzuela	1.56
A8	Díaz Mirón, entre N. Anzuela y Pinar	1.64
C3-1	Díaz Mirón, entre Insurgentes y N. Anzuela	****
C3-2	Díaz Mirón, entre N. Anzuela y G. Martínez	1.43
C7	Sol, entre Zaragoza y Saturno	1.66
D10	Camelia esquina con Méroes	1.60
D5	Katacionamiento Sur estación FTCC Buenavista	1.50
D6	Katacionamiento Este estación FTCC Buenavista	1.64
D7	Degollado, entre Zaragoza y Saturno	1.72
D10	Degollado, entre Zarco y Méroes	1.81
E3-1	Noble, entre Insurgentes y N. Anzuela	1.42
E3-2	Chaco, entre Insurgentes y N. Anzuela	1.56
E5	Av. Central, entre Méroes y Noqueña	1.66
E6-1	Noqueña esquina Aldama	1.50
E6-2	Aldama, entre Noqueña y Noctenama	1.61
E7	Noqueña, entre Zaragoza y Aldama	1.64
F1	S.J.I. de la Cruz, entre G. Mta. y Pinar	1.47
F3-1	S.J.I. de la Cruz, entre N. Anzuela y G. Mta.	****
F3-2	N. Anzuela esq. Sor Juana Inés de la Cruz	1.41
F4	Méroes, entre Av. Central e Insurgentes	****
F5-1	Méroes esquina Av. Central	1.66
F5-2	Esquina del campo de fútbol No. 2	1.66
F6	Noctenama, entre Zaragoza y Aldama	1.43
F7	Méroes, entre Zaragoza y Aldama	1.40
G2	N. Anzuela esquina Amado Nervo	1.41
G5-1	Centro de campo de fútbol No. 2	****
G5-2	Esquina del campo de fútbol No. 1	****
G5-3	Centro de campo de fútbol No. 1	1.66
G5-4	Aldama, entre Violeta y Méroes	1.81
G5-6	Esquina del campo de fútbol No. 2	1.54
G5-7	Esquina del campo de fútbol No. 1	1.75
G7	Pedro Norero, entre Guerrero y Zaragoza	1.76
G8	Méroes, entre Guerrero y Zaragoza	1.66
G9	Magnolia, entre Méroes y Guerrero	2.08
G10	Magnolia, entre Zarco y Méroes	2.64
G11	Magnolia, entre Soto y Zarco	1.85
H2	N. Ferroc., entre N. Anzuela y G. Martínez	1.66
H4	Violeta, entre Av. Central e Insurgentes	1.51
H9	Pedro Norero esquina Méroes	1.97
I3	Nina, entre P. Díaz y Buenavista	1.66
I5	Aldama, entre Violeta y Nina	1.75
I7	Zaragoza, entre Nina y Violeta	1.75
E5	Zaragoza, entre P. Zaragoza y C. O. Barra	1.96
E9	Esmeralda, entre Méroes y Zarco	2.00

\*\*\* Periodo no considerado para la configuración del plano de isoperiodos debido a poca definición en sus espectros.

Tabla 4 Sitios donde se midió vibración ambiental

## **ANÁLISIS DE INFORMACION SISMICA Y ESTRATIGRAFICA.**

### **Fases sismicas contenidas en la vibracion ambiental.**

Las actividades humanas, como tránsito vehicular y peatonal, y fenómenos ambientales como el viento producen una mezcla de diversos tipos de ondas. Por ejemplo, del movimiento de un vehículo se puede considerar que al arrancar y frenar produce ondas de cortante sobre la superficie y, por otra parte, en pleno movimiento representa una carga móvil que va provocando deformaciones perpendiculares al terreno. Se han hecho estudios en que se comprueba que un vehículo en movimiento produce una gran cantidad de ondas superficiales de Rayleigh.<sup>23</sup>

Se realizaron diagramas de polarización de desplazamiento del terreno con la finalidad de conocer el carácter de las fases que componen la vibración natural del suelo y observar alguna dirección preferencial en el movimiento de la partícula. El análisis se hizo con registros obtenidos a diferentes horas (mañana, tarde y noche), en sitios ubicados cerca de las avenidas más transitadas de la zona (Guerrero, Mosqueta e Insurgentes). Fue necesario integrar los registros de vibración ambiental (velocidad), para obtener registros de desplazamiento, de los cuales se utilizaron ventanas de 5 s, filtradas en diferentes anchos de banda:

#### *Banda de frecuencias bajas*

0.2 - 0.7 Hertz

#### *Banda de frecuencias intermedias*

0.7 - 1.5 Hertz

#### *Banda de frecuencias altas*

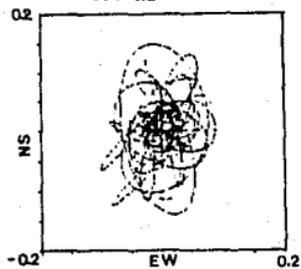
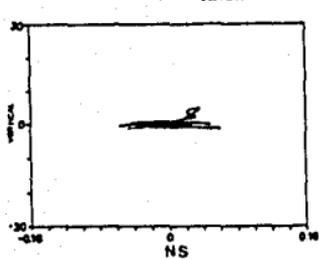
1.5 - 3.0 Hertz

El otro ancho de banda se eligió de tal manera que el máximo asociado con la frecuencia del primer modo de vibración quedara en el centro de la banda de filtrado:

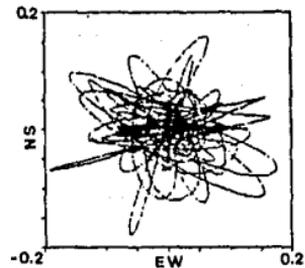
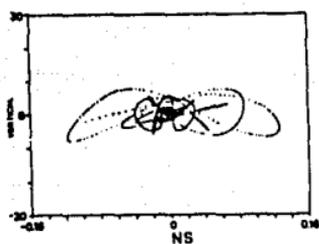
#### *Banda de frecuencias*

0.4 - 0.8 Hertz

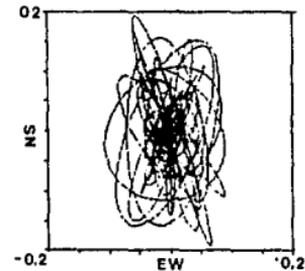
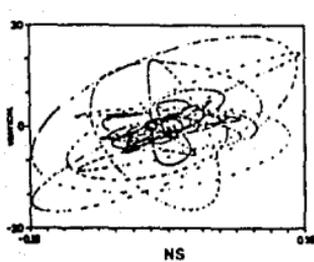
ANCHO DE BANDA 0.2 a 0.7 Hz



ANCHO DE BANDA 0.7 a 1.5 Hz



ANCHO DE BANDA 1.5 a 3.0 Hz



ANCHO DE BANDA 0.4 a 0.8 Hz

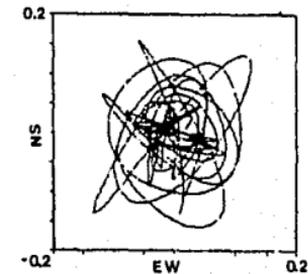
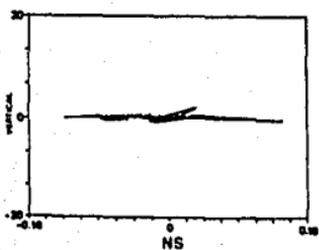


Figura 12 Diagramas de polarización

En los diagramas de polarización (Figura 12) se logra observar la diversidad de movimientos de partícula que se tienen en el terreno. Se observó que para las componentes horizontales no se define ninguna dirección preferencial de desplazamiento, por lo que no se puede establecer con claridad que exista algún tipo de fase sísmica que predomine en la vibración ambiental.

Analizando los diagramas de polarización en las diferentes bandas de frecuencias se observó que la relación de amplitud de los desplazamientos verticales respecto a los horizontales es de 10 a 1 para un contenido de frecuencias bajas (0.2 - 0.7 Hz) y se incrementa en gran medida (150 a 1) para la banda de frecuencias altas (1.5 - 3.0 Hz). En el diagrama de polarización que contiene frecuencias de 0.4 a 0.8 Hz, en el que la frecuencia de vibración del sitio es el centro del ancho de banda, la relación de desplazamientos verticales y horizontales se reduce considerablemente (6 a 1).

#### Información sísmica y estratigráfica.

En estudios anteriores, para la zona del lago el periodo fundamental del sitio se asigna al paquete estratigráfico que sobreyace a la primera capa dura<sup>9</sup>, por lo que se consideró de interés establecer la distribución espacial de profundidades de la cima de la capa dura ya que con ésta y con la distribución espacial de periodos puede estimarse la variación lateral de velocidad de onda S ( $\beta$ ) empleando la relación  $T_0=4H/\beta$ .

La Comisión Federal de Electricidad realizó perfiles de refracción en la ciudad de México en 1987 cuya distribución de puntos de tiro y geófonos se ilustra en la figura 13.



Dos de estos perfiles se hicieron en la zona de estudio sobre las calles de Av. Guerrero (Perfil T-24) y Av. Mosqueta (Perfil T-23)<sup>3</sup> (Figura 14). La profundidad de investigación lograda en éstos fue de 200 a 250 m, de los que se obtuvieron sus respectivos modelos de distribución de velocidades de onda P por capas (Figura 15). En su reporte establecen que la primera capa dura se encuentra intercalada entre los dos primeros horizontes, es decir, entre 25 y 30 metros de profundidad.

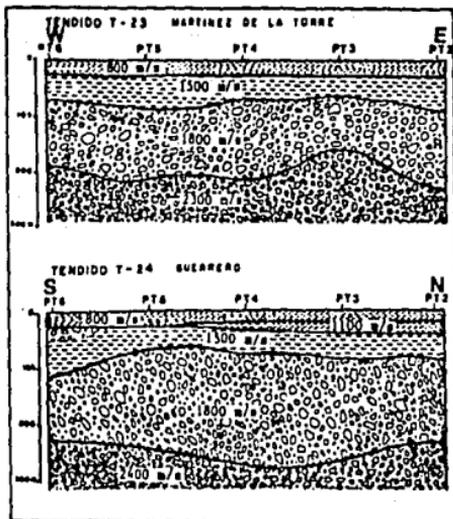


Figura 15 Modelos propuestos por C F E

Con la finalidad de conocer la profundidad de la capa dura al pie del edificio, se realizaron experimentos de refracción en el centro deportivo de la delegación Cuauhtémoc, ubicado a un costado de éste. Los resultados obtenidos no tuvieron la profundidad de investigación deseada debido a que se emplearon fuentes de energía manuales y a que la longitud máxima para el arreglo de sensores es de 72 m, por tal motivo no se utilizaron dichos resultados en este trabajo y se recurrió a buscar información estratigráfica de pozos que estuvieran cercanos o dentro del área estudiada.

Cualitativamente se analizó la información geotécnica y estratigráfica de ocho pozos<sup>22</sup> (Figura 17) que se ubican de acuerdo al plano mostrado en la figura 16.

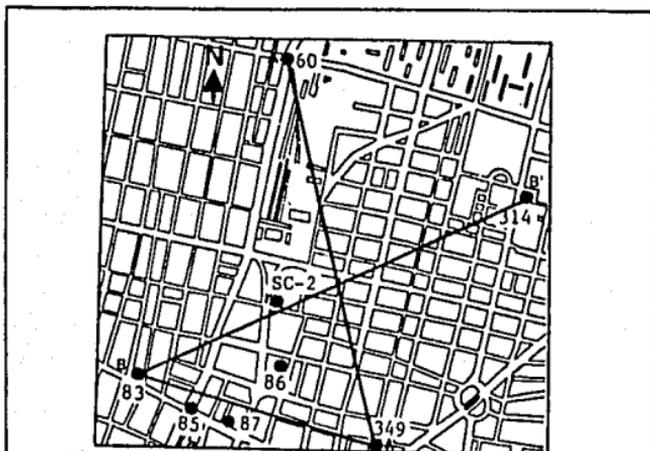


Figura 16 Localización de los pozos utilizados

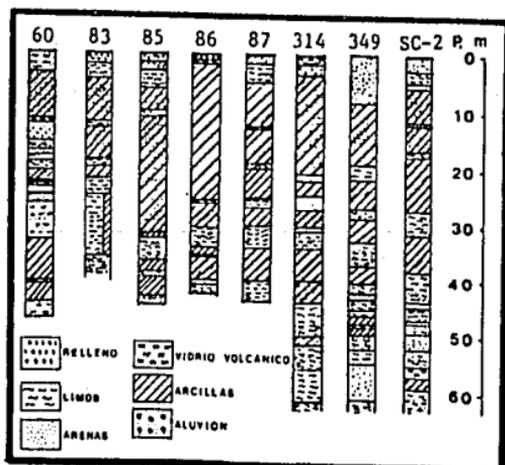


Figura 17 Estratigrafía para cada pozo

Entre éstos se realizaron correlaciones en tres perfiles (Figura 18), en los que se observa que el intervalo de profundidades estimadas para la cima de la primera capa dura es semejante (entre 23 y 30 m) al reportado en los estudios de CFE. Sin embargo, debido a que en los reportes geotécnicos la nomenclatura empleada es diferente para cada uno de los pozos y a que no existe un nivel de referencia común entre ellos, se decidió verificar los resultados con información más confiable.

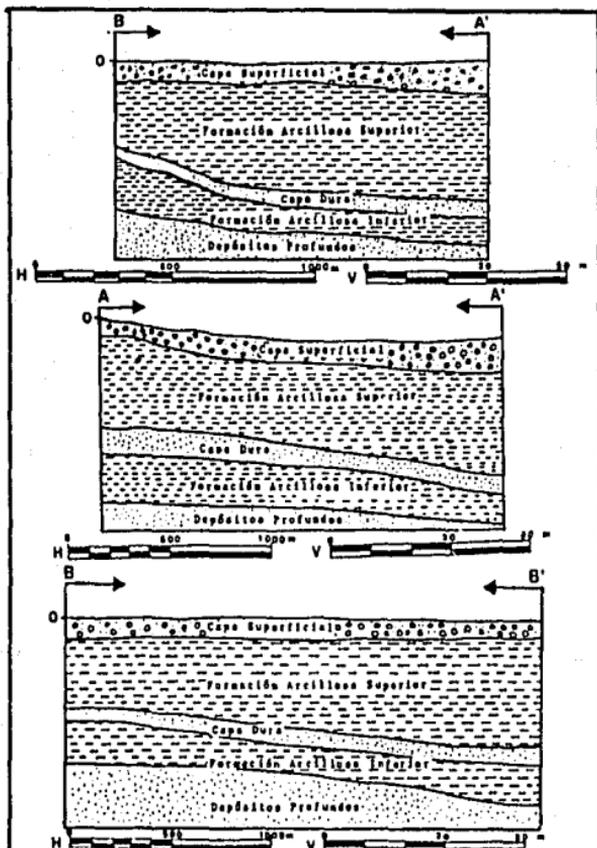


Figura 18 Perfiles estimados a partir de la información de los pozos geotécnicos

Con este fin y con el de establecer que las profundidades de los contactos definidos por variaciones de  $V_p$  son las mismas que para aquellas de  $V_s$ , se obtuvieron los datos de dos estudios de "Sonda Suspendida" realizados en Tlatelolco y Alameda,<sup>8</sup> y otros dos estudios del mismo tipo realizados en la Col. Roma y en la Col. Federal.<sup>20</sup> (Figura 19).

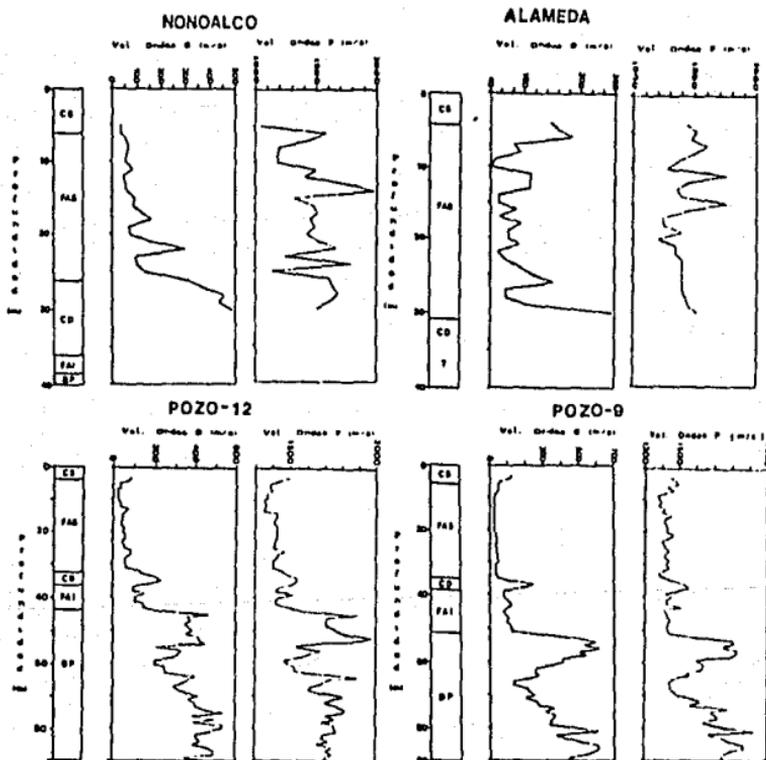


Figura 19 Estudios de sonda suspendida

Como se observa en la figura, las profundidades de la capa dura son semejantes a las estimadas del análisis de los pozos y a la propuesta por CFE.

Cualitativamente se puede observar que, a las profundidades donde reportan la primera capa dura, existe un incremento en el valor de la velocidad de  $V_p$  que coincide con un incremento en el valor de la velocidad de  $V_s$ . Con base en lo anterior y dado que las velocidades que presenta CFE en su modelo son para onda P, podemos decir que los contactos establecidos para variaciones de  $V_p$  corresponden en profundidad a cambios de velocidad de  $V_s$ .

Habiendo confirmado la profundidad de la capa dura mediante las consideraciones anteriores, es posible la estimación de variación lateral de velocidades mencionada inicialmente.

## V RESULTADOS.

De las determinaciones del periodo fundamental de vibración en cada sitio observado, se obtuvo un plano de isoperiodos configurado a intervalos de 0.1 segundos. Se considera que los periodos obtenidos no variarán significativamente por extracción de agua ya que tal actividad se realiza fundamentalmente de los Depósitos Profundos y no modifica el contenido de agua de la Formación Arcillosa Superior<sup>10</sup>

En este plano se observa una distorsión en la tendencia de las curvas de isoperiodos a un lado del edificio, la cual puede estar asociada con variaciones laterales de  $H$  o  $\beta$ .

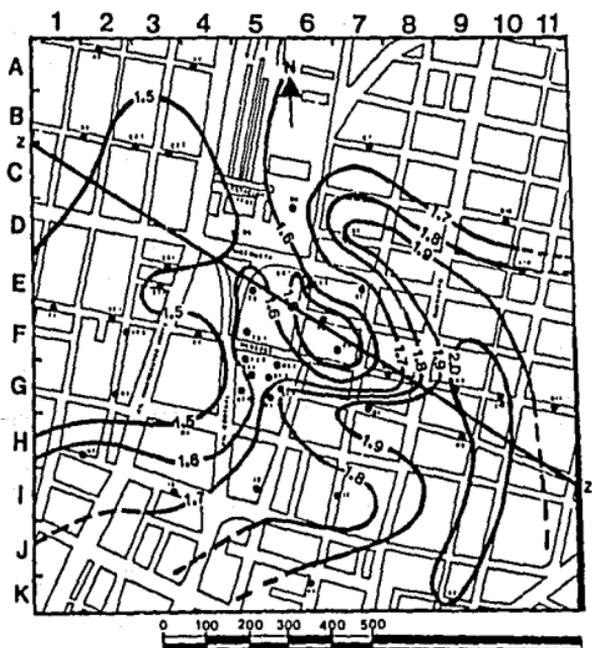


Figura 20 MAPA DE ISOPERIODOS CON CURVAS CADA 0.1 s

Con base en los estudios de refracción realizados por CFE<sup>2</sup> se detectó la presencia de un lente intercalado entre la formación arcillosa superior (FAS) y la primera capa dura (PCD) que se ubica bajo la zona donde las curvas de isoperiodos presentan distorsión. Esto sugiere que la presencia del lente provoca una disminución en el espesor de la FAS, por lo que los periodos en esa porción tienden a ser más cortos. Tal efecto se puede observar cualitativamente a partir del perfil señalado en el plano anterior:

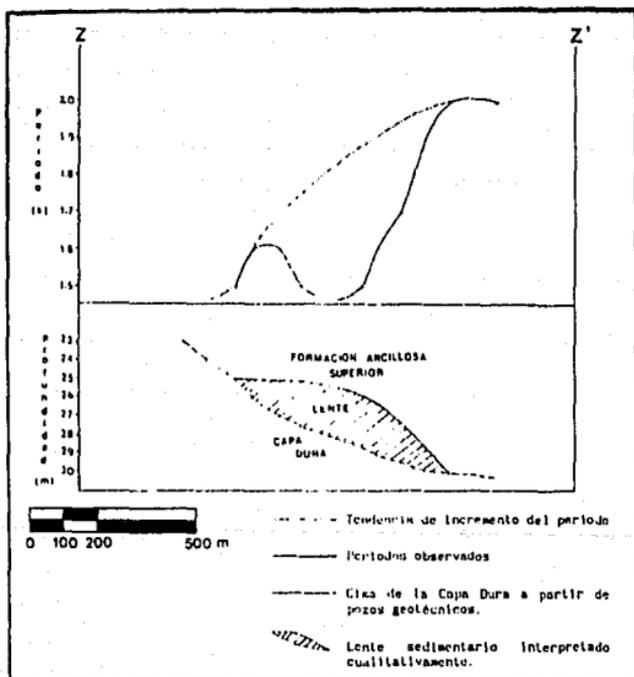


Figura 21 Perfil ZZ' marcado en el plano de isoperiodos

Para observar la tendencia regional de la curvas de isoperiodos se obtuvo un segundo plano con curvas suavizadas, configuradas a cada 0.2 s, en el que la dirección de incremento del periodo es NW a SE, dirección que de acuerdo a las características geológicas y morfológicas de la cuenca, corresponde con la dirección de aumento en los espesores de los depósitos lacustres.<sup>14</sup>

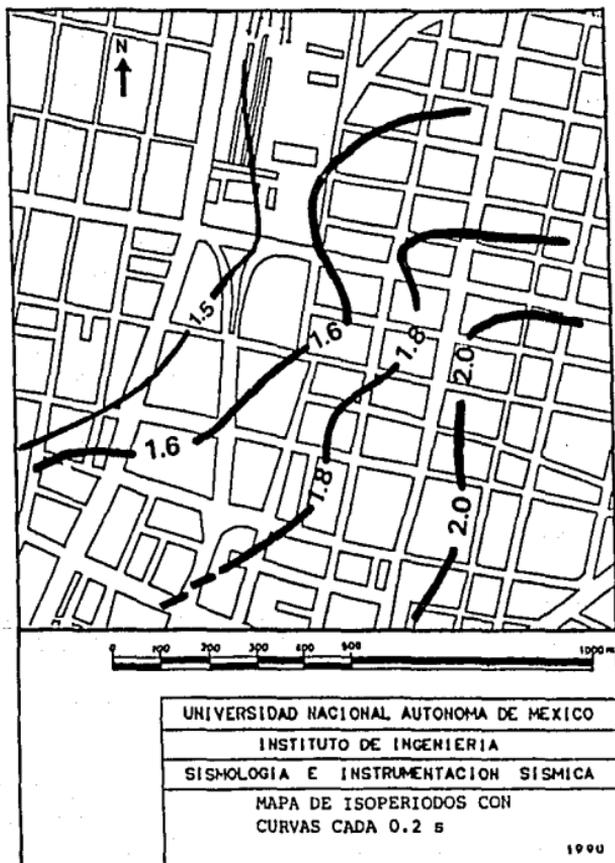


Figura 22 Plano de isoperiodos suavizado

La correlación de la información geotécnica y estratigráfica de pozos muestra los paquetes sedimentarios más importantes (capa superficial, primera formación arcillosa, primera capa dura, segunda formación arcillosa y depósitos profundos). Sabiendo que la capa superficial y la FAS constituyen el paquete que vibra con el periodo fundamental, se configuró un plano de isopacas a la base de dicho paquete:



Figura 23 Plano de isopacas para la base de la Formación Arcillosa Superior

Las profundidades de la primera capa dura que se observan en los cuatro estudios de sonda suspendida y las de los modelos propuestos por CFE son semejantes a las reportadas en el plano anterior.

Para el sitio donde se ubica el pozo SC-2 (al pie del edificio), cuyo periodo es  $T = 1.6$  s y el espesor de sedimentos sujeto a vibración es  $H = 27$  m, se obtuvo una velocidad media de propagación de ondas S de 67.5 m/s. Esta se puede considerar aceptable partiendo de la comparación con las velocidades estimadas en los estudios de sonda suspendida más cercanos (Alameda y Nonoalco), en los cuales se tiene un valor promedio de  $V_s$  de 80 y 70 m/s respectivamente para los paquetes sedimentarios que sobreyacen a la capa dura. Para obtener la variación espacial de  $V_s$  en el área estudiada se utilizó la información de los planos de isopacas e isoperíodos suavizado con lo que se estableció un plano de isovelocidades de propagación de ondas S, el cual tiene un intervalo de 60 a 70 m/s, con incremento en dirección SE-NW.

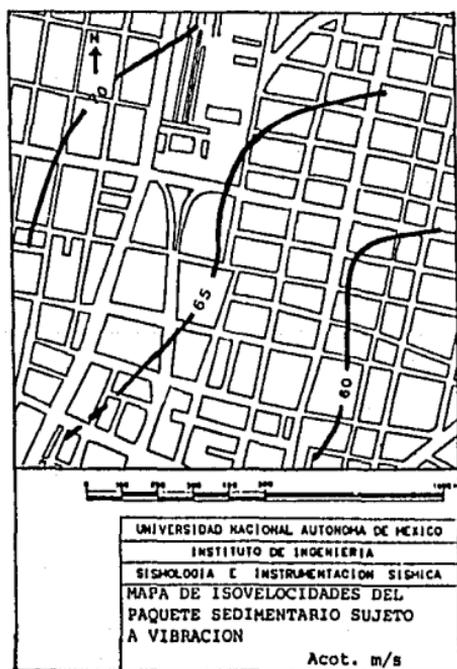


Figura 24

## VI CONCLUSIONES.

A partir de los diagramas de polarización analizados no fue posible identificar los tipos de onda que la vibración ambiental contiene, debido a la diversidad de fuentes de vibración y a que no se tiene un control en tiempo y espacio de estas. No obstante, es bien fundamentado que el uso de esta clase de registros proporciona la información adecuada a partir de la cual se pueden definir modelos que caractericen un depósito sedimentario desde el punto de vista de sus propiedades dinámicas. Por lo tanto es importante establecer una metodología que permita reducir las incertidumbres que se acarrea durante la estimación de cada uno de los parámetros dinámicos que se estudien. Con esta idea se recomienda que para aumentar la exactitud en la estimación del periodo dominante de un sitio, especialmente en aquellos con Te ambiguo o de poca definición, se realicen mediciones a diferentes horas y con tiempos de registro distintos. Los valores de periodo estimados de cada registro para cada componente deberán promediarse o bien se deberá efectuar un apliamento de los espectros de potencia de los registros de vibración ambiental del sitio<sup>15</sup>. Sin embargo, hay que considerar que la resolución para la estimación del periodo fundamental está condicionada a la complejidad de la estratigrafía característica de cada sitio, por lo que a partir de los espectros de potencia de los registros de vibración ambiental es posible considerar el grado de complejidad de la estratigrafía que lo conforma. De esta manera pueden esperarse mejores definiciones del periodo sobre la curva espectral a medida que los paquetes sedimentarios sean más sencillos.

Los resultados del trabajo muestran que la distribución de periodos y espesores asociados a las capas superficial y formación arcillosa superior reflejan el comportamiento esperado de acuerdo a la geomorfología del valle de México<sup>14</sup> y a trabajos de microzonificación de mayor escala,<sup>6</sup> es decir, incremento de los periodos en la dirección que profundizan los depósitos lacustres. Respecto al plano de isovelocidades, aunque es una estimación

aceptable debe considerarse que fue calculado a partir de un plano de isoperiodos en el cual existe una incertidumbre de  $\pm 0.15$  s para cada periodo estimado, incertidumbre que es acarreada en el cálculo de la distribución lateral de velocidades ( $\beta$ ).

## BIBLIOGRAFIA

- 1) Aki K. y Richards P. Quantitative Seismology. Ed. W. H. Freeman Company, vol. 1, U.S.A. 1980.
- 2) Architectural Institute of Japan. "Application of Microtremor for Engineering Use. Recent Studies and Future Prospects". 17th Symposium on Ground Vibration. July 1989, Tokyo.
- 3) Benhumea M. y Vázquez A. "Estudios Geofísicos del Valle de México." Comisión Federal de Electricidad, México 1988.
- 4) Geller y Stein Seth. Seismology. Pre-impresión, Northwestern University College of Arts and Sciences, 1987.
- 5) Gutiérrez C., Lerma J., Nava E., Singh S.K., Coyoli R., Rodríguez M. y Mijares H. "Registro de temblores pequeños y medición de microtemblores en Acapulco para microzonificación de la ciudad". Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM para el Gobierno del Edo. de Guerrero. México, Junio de 1989.
- 6) Jaime P.A. "Características dinámicas de la arcilla del Valle de México". Tesis doctoral, DEFFI, nov. 1987.
- 7) Kanai Kiyoshi. "Engineering Seismology", University of Tokio Press, Japan, 1983.
- 8) Lerma J. y Rodríguez M. "Microzonificación de México, D.F., usando microtemblores", (primer informe técnico). Instituto de Ingeniería, México, mayo de 1987.
- 9) Lerma J., Suarez M., Masaki K. y Diaz de León J. "Relación de los microtemblores con la estratigrafía superficial del Valle de México". UGM, Colima, Col., (Nov., 1988). GEOS, II-Número extraordinario, pp 150.
- 10) Lerma J., Rodríguez M. y Singh S.K. "The Mexico earthquake of september 19, 1985- Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data". EARTHQUAKE SPECTRA vol. 4. November 1988.
- 11) Lerma J., Gutiérrez C., Morales J., Singh S.K. y Cabrera R. "Estudio del periodo dominante del suelo en la zona urbana de Ciudad Guzmán, Jal." Instituto de Ingeniería, UNAM. México 1989.
- 12) Lerma J., Gutiérrez C., Cesati G., Cabrera R. y Gómez M. "Variación espacial de periodos dominantes en la cercanía del edificio del Centro Administrativo de Ferrocarriles Nacionales de México". Informe del Instituto de Ingeniería UNAM, para Ferrocarriles Nacionales de México. Proyecto 9758, Mex. 1989.
- 13) Manual de operación Sprengnether DR100. Laboratorio Sismológico del Instituto de Ingeniería, UNAM.
- 14) Hooser F., Tamez E., Santoyo E., Olguín E. y Gutiérrez C. "Características Geológicas y Geotécnicas del Valle de México." Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, México 1986.
- 15) Morales Soto José. Informe preliminar. Observatorio Universitario de Cartuja, Granada, Esp. Resultados no publicados.

- 16) Omori, F. On microtremors. Bull. Imper. Earthquake Investigation Communication, 2, 1 (1908).
- 17) Ordaz M. Comunicación personal, 1990.
- 18) Ordaz M., Jara J.M. y Singh S.K. "Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero". México 1989.
- 19) Ovando E. Comunicación personal. 1990
- 20) Quas R., estudios de sonda suspendida realizados por japoneses para el CENAPRED. Información aún no publicada.
- 21) Robinson Enders A. Statistical Communication and Detection with special reference to Digital Data Processing of Radar and Seismic Signals. Ed. Hafner Publishing Company, U.S.A. 1967.
- 22) Suárez M., Sánchez-Sesma F.J., Bravo M. y Lerma J. "Características estratigráficas de los depósitos superficiales del Valle de México". Informe interno del Instituto de Ingeniería UNAM. Proy. 6701, mayo 1987.
- 23) Muria David, Prince Jorge y Alonso Luis. "Evaluación del efecto de unas trincheras frente a la torre de control del aeropuerto Benito Juárez de la ciudad de México". Informe del Instituto de Ingeniería UNAM, para la Dirección General de Aeropuertos. Proyecto 9042, México, 1980.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo formó parte del proyecto 9758 "Estudio geofísico de campo en la cercanía del edificio del centro administrativo de Ferrocarriles Nacionales de México", realizado por el Grupo de Sismología de la Coordinación de Sismología e Instrumentación Sísmica del Instituto de Ingeniería, UNAM.

Agradecemos los comentarios y sugerencias por parte de las siguientes personas: M.C. Miguel Rodríguez, Dr. Miguel A. Bravo, Dr. Efraín Ovando, Dr. Mario Chávez y del Ing. Javier Lerma. De igual manera agradecemos el apoyo brindado por el personal del Instituto de Ingeniería, de la Coordinación de Sismología e Instrumentación Sísmica y en particular del Grupo de Sismología.

De la misma forma queremos agradecer a la Comisión Federal de Electricidad la valiosa información proporcionada a través del Ing. Mario Benhumea León.

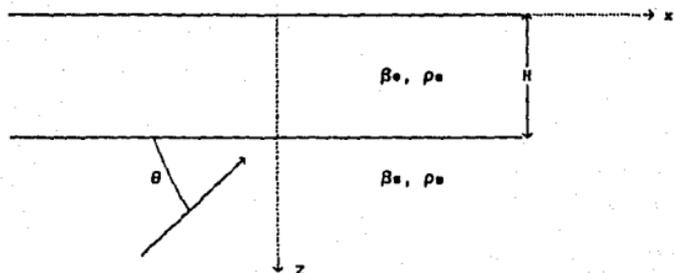
Un agradecimiento especial al Ing. Carlos A. Gutiérrez por el tiempo dedicado a este trabajo y sobre todo por su amistad y apoyo brindados.

## APENDICE 1

## METODO DE THOMSON-HASKELL.

Partiendo de la siguiente figura, y tomando en cuenta las condiciones:

- El comportamiento del suelo es lineal para cualquier nivel de excitación.
- Los estratos del suelo son horizontales y se extienden lateralmente hasta el infinito por lo que no se incluyen efectos de irregularidad lateral. Los estratos descansan sobre un semiespacio homogéneo.



donde la ecuación de movimiento está dada por

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + b_j = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad ; \quad u = u_i + v_j + w_k$$

tratándose de ondas SH  $\vec{u} = v_j$ , por lo que sólo nos interesa el componente en dirección j.

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} + b_z = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2}$$

$$v = \ell_1 (k, z, \omega) \exp [i (\omega t - kx)], \text{ donde } k = \frac{\omega}{c}$$

$$y \text{ c } = \frac{\beta}{\cos \theta}$$

$$\sigma_y = (\lambda + 2\mu)\epsilon_y + \lambda\epsilon_x + \lambda\epsilon_z = 0$$

$$\tau_{xy} = \mu \gamma_{xy} = \mu \frac{\partial v}{\partial x}$$

$$\tau_{zy} = \mu \gamma_{zy} = \mu \frac{\partial v}{\partial z},$$

Entonces  $\tau_{xy}$  y  $\tau_{zy}$  toman los siguientes valores

$$\tau_{xy} = \mu \ell_1 (-ik) \exp [i (\omega t - kx)]$$

$$\tau_{zy} = \mu \frac{\partial \ell_1}{\partial z} \exp [i (\omega t - kx)],$$

$$\text{donde } \mu \frac{\partial \ell_1}{\partial z} = \ell_2.$$

Sustituyendo en la ecuación de movimiento obtenemos

$$-\mu k^2 \ell_1 + \frac{\partial \ell_2}{\partial z} = -\rho \omega^2 \ell_1,$$

de donde surge que

$$\frac{\partial \ell_2}{\partial z} = (\mu k^2 - \rho \omega^2) \ell_1$$

y el sistema de ecuaciones diferenciales es

$$\frac{\partial \ell_2}{\partial z} = (\mu k^2 - \rho \omega^2) \ell_1$$

$$\frac{\partial \ell_1}{\partial z} = \frac{1}{\mu} \ell_2,$$

O bien, escrito en forma matricial

$$\frac{d}{dz} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{\mu} \\ \mu k^2 - \rho \omega^2 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \end{bmatrix},$$

donde  $\begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \end{bmatrix}$  vector  
desplazamiento  
esfuerzo

Esta ecuación tiene una solución particular de la forma

$$\vec{t}_j = \vec{v}_j \exp(\lambda_j(z-z_0)),$$

$\lambda_j$  = j-ésimo eigenvalor de A.

donde  $v_j$  = j-ésimo eigenvector correspondiente al  
j-ésimo eigenvalor.

$z_0$  = profundidad de referencia,

donde sabemos que  $A = \begin{bmatrix} 0 & 1/\mu \\ \mu k^2 - \rho \omega^2 & 0 \end{bmatrix},$

Analizando únicamente en el semiespacio, resolvemos el problema de eigenvalores para obtener los eigenvectores correspondientes y resulta

$$\vec{v}_1 = (1, i\mu\eta) \text{ y } \vec{v}_2 = (1, -i\mu\eta),$$

por lo que

$$f_1 = \begin{bmatrix} 1 \\ i\mu\eta \end{bmatrix} \exp(i\eta(z-z_0)) \text{ y } f_2 = \begin{bmatrix} 1 \\ -i\mu\eta \end{bmatrix} \exp(-i\eta(z-z_0)),$$

$$\text{donde } \eta = \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_o^2} - \frac{\omega^2}{\beta_s^2} \cos^2 \theta} \quad \begin{array}{l} \beta_o = \beta \text{ del estrato} \\ \beta_s = \beta \text{ del semiespacio} \end{array}$$

Analizando el argumento de las exponenciales podemos decir que  $\vec{f}_1$  representa a las ondas que se propagan en sentido negativo del eje z (i.e. ondas ascendentes) y  $\vec{f}_2$  son ondas que se propagan en sentido positivo del eje z (i.e. ondas descendentes). Entonces una solución general al sistema propuesto es

$$\vec{f} = \begin{bmatrix} f_1 & f_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} M_1 \\ M_2 \end{bmatrix},$$

$M_1$  y  $M_2$  son factores de peso.

Por otra parte, cuando  $z = H$  nos queda lo siguiente

$$\vec{f} = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ i\mu\eta & -i\mu\eta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \zeta \\ \xi \end{bmatrix} \quad z=H,$$

donde:  $\zeta$  Amplitud de la onda incidente en  $z=H$   
 $\xi$  Amplitud de la onda reflejada en  $z=H$

$$F_s = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ i\mu\eta & -i\mu\eta \end{bmatrix}, \text{ es la matriz del semiespacio.}$$

y

$$F_s^{-1} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2} & \frac{-1}{2\mu_s \eta_s} \\ \frac{1}{2} & \frac{-1}{2\mu_s \eta_s} \end{bmatrix}, \text{ es la matriz inversa.}$$

Hemos encontrado la matriz propagadora que nos representa al semiespacio. A partir de aquí nos ocuparemos del medio estratificado.

El método de las matrices propagadoras ha sido ampliamente utilizado. Este método es un caso especial del método de la matriz propagadora introducido en sismología por *Gilbert-Backus (1966)*<sup>1</sup>.

Dada la ecuación diferencial:

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

donde  $f(z)$  : vector columna de  $n \times 1$   
 $A(z)$  : matriz de  $n \times n$ ,  $n=2$  para SH

y la matriz propagadora está definida por

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

donde  $I$  : matriz identidad de orden  $n$

y  $P(z, z_0)$  satisface la ecuación diferencial

$$\frac{d}{dz} P(z, z_0) = A(z) P(z, z_0)$$

Evaluando  $P(z, z_0)$  en  $z_0$  nos queda la siguiente igualdad

$$P(z, z_0) = I$$

y, recordando que los estratos involucrados son homogéneos e isótropos, entonces  $\rho$ ,  $\mu$  y  $\beta$  no varían y  $A$  es constante en cada estrato

$$A = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{\mu} \\ \mu k^2 - \rho \omega^2 & 0 \end{bmatrix},$$

por lo que el método de Thomson-Haskell toma una forma simple

$$P(z, z_0) = I + A(z-z_0) + \frac{1}{2!} A^2 (z-z_0)^2 + \dots$$

$$P(z, z_0) = \exp \{ (z-z_0)A \} .$$

Evaluar la expresión anterior es complicado, pero si expandimos A por medio de la fórmula de Sylvester llegamos a

$$F(A) = \sum_{k=1}^n F(\lambda_k) \frac{\prod_{r \neq k} (A-\lambda_r)}{\prod_{r \neq k} (\lambda_k-\lambda_r)} ,$$

Desarrollando lo anterior

$$F(A) = \exp \{ \lambda_1(z-z_0) \} \frac{A-\lambda_2 I}{(\lambda_1-\lambda_2)} + \exp \{ \lambda_2(z-z_0) \} \frac{A-\lambda_1 I}{(\lambda_2-\lambda_1)}$$

$$\lambda_1 = i\eta$$

$$\lambda_2 = -i\eta$$

y haciendo  $\phi = (z-z_0)\eta$  y el desarrollo correspondiente obtenemos

$$F(A) = \begin{bmatrix} \cos \phi & \frac{1}{\mu n \eta n} \operatorname{sen} \phi \\ k^2 \mu n - \omega^2 \rho n \operatorname{sen} \phi & \cos \phi \end{bmatrix}$$

Entonces

$$f(z) = P(z, z_n) f_{zn}, \text{ es decir, } \begin{bmatrix} \xi \\ \eta \end{bmatrix} = F^{-1} \begin{bmatrix} \xi_1 \\ \xi_2 \end{bmatrix}_{z_n = \eta}$$

Por lo tanto

$$\begin{bmatrix} \sigma \\ \tau \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2} & \frac{-1}{2\mu_s \eta_s} \\ \frac{1}{2} & \frac{-1}{2\mu_s \eta_s} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(H\eta_n) & \frac{1}{\mu_n \eta_n} \sin(H\eta_n) \\ -\mu_n \eta_n \sin(H\eta_n) & \cos(H\eta_n) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sigma \\ 0 \end{bmatrix}$$

Para el caso de 1 capa

$$\sigma = \frac{1}{\frac{1}{2} \cos(H\eta_n) + i \frac{1}{2} \frac{\mu_n \eta_n}{\mu_s \eta_s} \sin(H\eta_n)}$$

Si obtenemos el módulo de  $\sigma$  y consideramos que nuestro estrato sobreyace a una base no deformable, nos queda lo siguiente

$$|\sigma| = \frac{2}{\cos(H\eta_n)}$$

donde la amplitud es máxima cuando  $H\eta_n = \pi/2 (2k-1)$ , para  $k = 1, 2, 3, \dots$

Substituyendo el valor de  $\eta_n$  en la igualdad anterior y mediante un breve desarrollo obtenemos

$$T_0 = \frac{4H}{\beta_s k} \sqrt{1 - \left[ \frac{\beta_s}{\beta_e} \operatorname{sen} \theta \right]^2}$$

donde  $k = (2n+1)$ ;  $n=0, 1, 2, \dots$

para incidencia normal y para el primer modo de vibración es claro que el periodo de vibración ( $T_0$ ) es

$$T_0 = \frac{4H}{\beta_e}$$

## APENDICE 2

#### A) PROCESO ESTOCÁSTICO ESTACIONARIO.

En un proceso estocástico estacionario las propiedades estadísticas no cambian con el tiempo, es decir si el valor medio de la señal a diferentes tiempos es una constante y si la media del producto de los valores de la señal en dos instantes de tiempo no dependen del tiempo absoluto, sino solo de la diferencial de tiempo, entonces el proceso es llamado estacionario.

Las señales generadas por un proceso estacionario tienen la propiedad de que un segmento de una señal registrada en el pasado tiene esencialmente las mismas propiedades estadísticas que otro observado en el futuro; una señal de un proceso estacionario no está ligada a ningún origen en el tiempo.<sup>21</sup>

#### VIBRACION AMBIENTAL, UN PROCESO ESTOCÁSTICO ESTACIONARIO.

Existe un tipo de señal sísmica que es considerada como un proceso estocástico estacionario: el ruido sísmico ambiental originado por la atmósfera, los océanos, algunos procesos volcánicos, actividad industrial y tráfico vehicular.<sup>21</sup> Este tipo de señales no es posible expresarlas mediante

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int f(\omega) e^{-i\omega t} d\omega ,$$

o por la forma

$$f(t) = \sum_n A_n e^{-i(\omega_n t - \phi_n)} ,$$

por lo que se debe introducir la densidad espectral de potencia  $P(\omega)$ , la cual es la transformada de Fourier de la función de autocorrelación  $P(\tau)$ , definida como

$$P(\tau) = \langle f(t) f(t+\tau) \rangle ,$$

donde  $\langle \rangle$  significa el promedio sobre el intervalo de tiempo,

$$P(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} P(\tau) e^{i\omega\tau} d\tau$$

La unidad de  $P(\omega)$  es el cuadrado de la unidad de  $f(t)$ , dividido entre la unidad de frecuencia ( $\omega / 2\pi$ ).

El tipo de señal que estamos utilizando puede ser expresado como una convolución de ruido blanco  $w(t)$  con una función de peso  $g(t)$ , de la siguiente forma:

$$f(t) = \int w(t') g(t-t') dt' ,$$

donde  $g(t)$  tiene transformada de Fourier  $g(\omega)$  y se relaciona con  $P(\omega)$  mediante

$$P(\omega) = g^*(\omega) g(\omega) = |g(\omega)|^2 ,$$

donde  $g^*(\omega)$  es el complejo conjugado de  $g(\omega)$ .

El espectro de fase de  $g(\omega)$  puede ser determinado de  $|g(\omega)|$  si el logaritmo de  $g(\omega)$  es analítico en el espacio superior del plano  $\omega$ .

## B) VENTANA COSENOIDAL

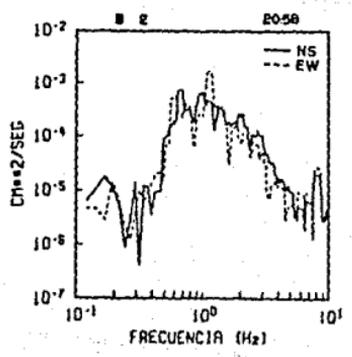
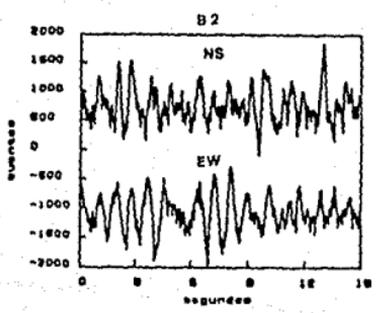
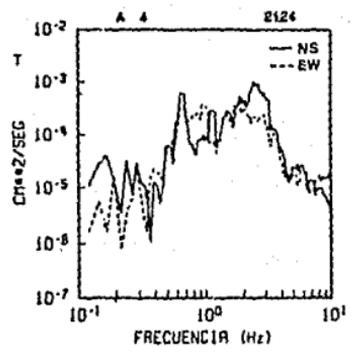
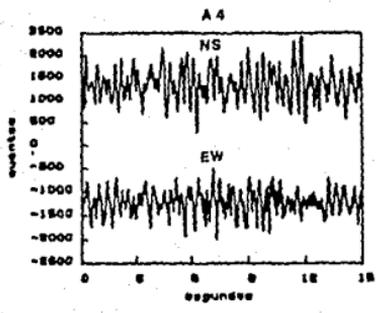
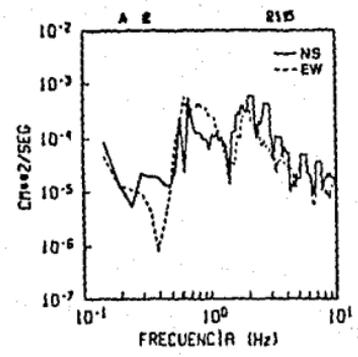
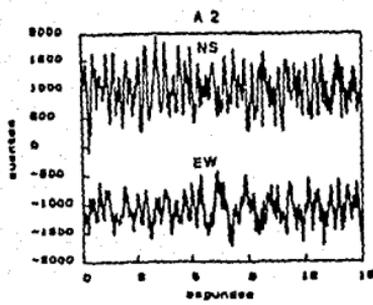
En el dominio del tiempo, se aplica la siguiente ventana cosenoidal a los registros de vibración ambiental con la finalidad de eliminar las discontinuidades que se presentan en los extremos de la señal del intervalo de tiempo elegido para su proceso.

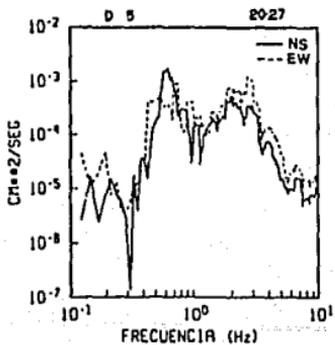
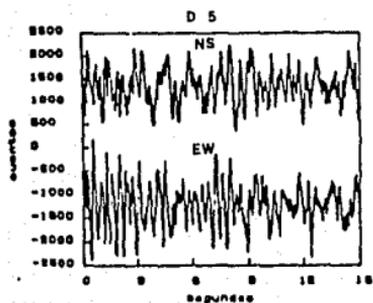
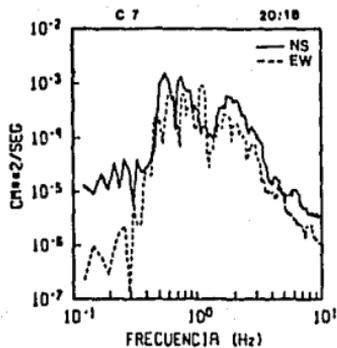
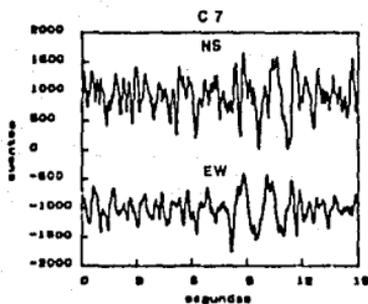
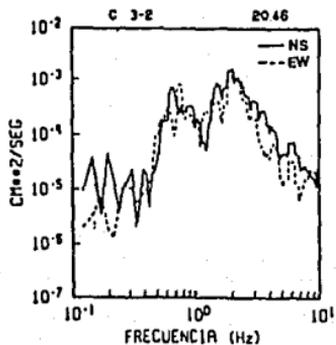
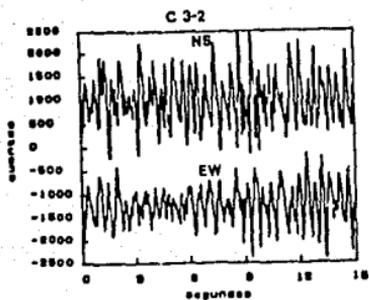
$$W_k = \frac{1}{2} \left\{ 1 - \cos \left[ \frac{\pi}{N-1} (k-1) \right] \right\}$$

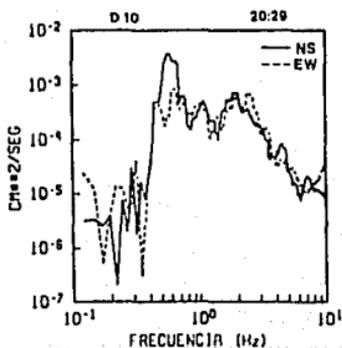
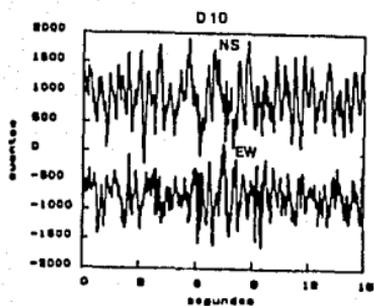
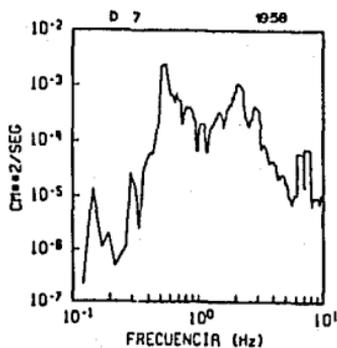
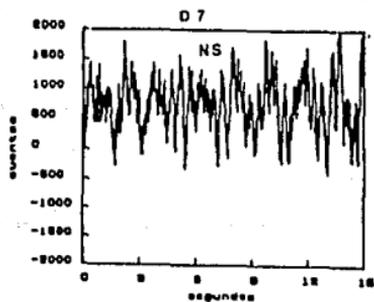
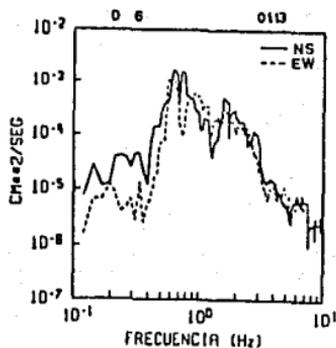
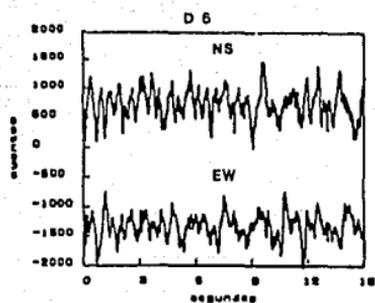
donde  $N$  = Número de puntos de la ventana

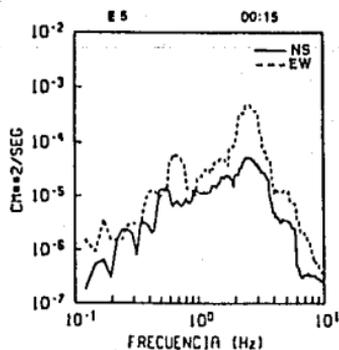
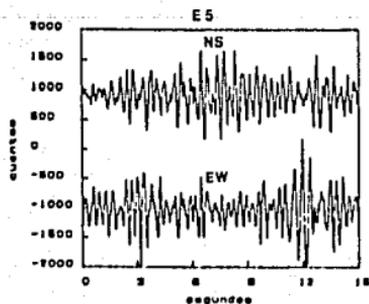
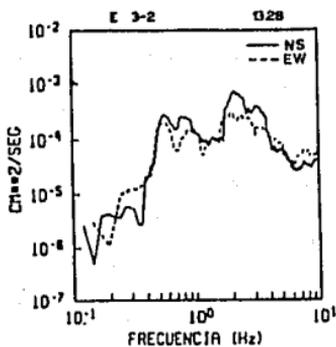
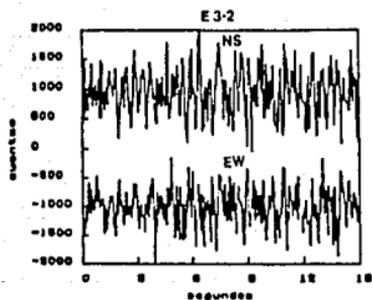
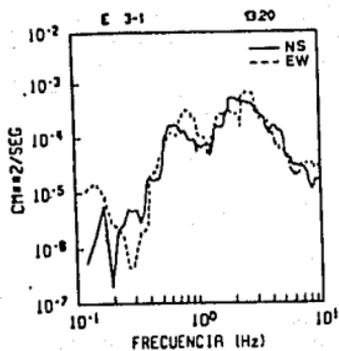
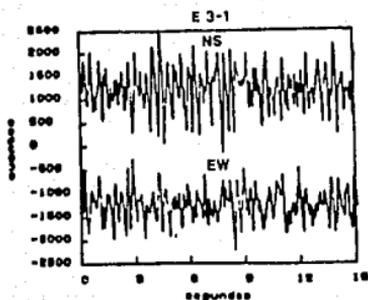
$$k = 1, 2, 3, \dots, N$$

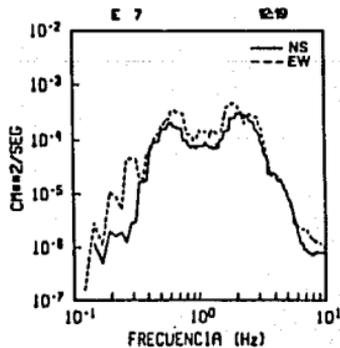
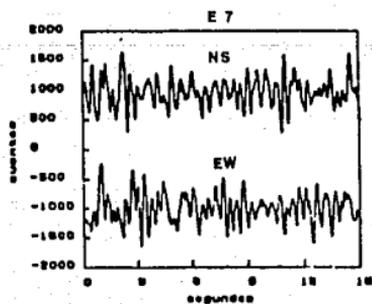
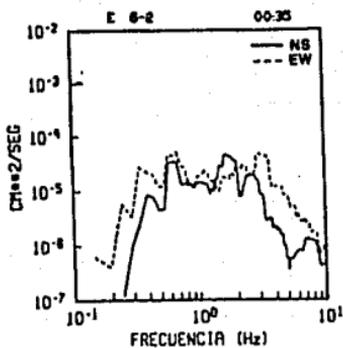
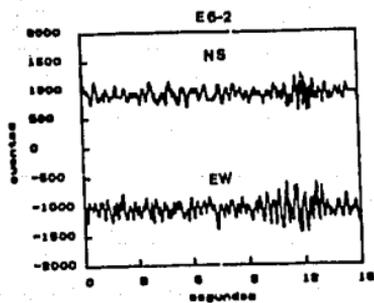
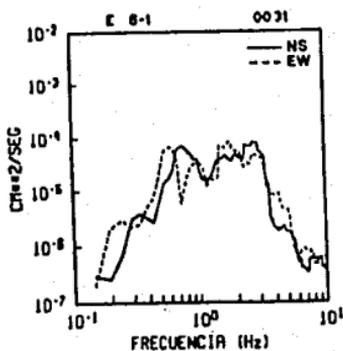
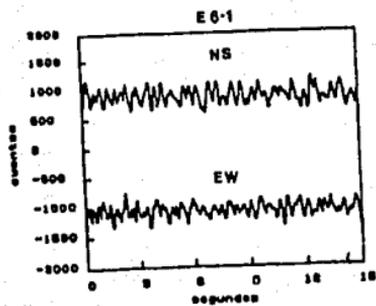
### APPENDICE 3

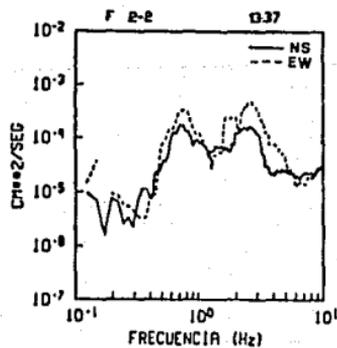
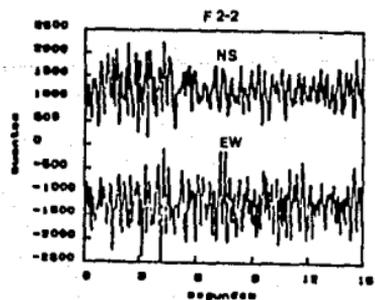
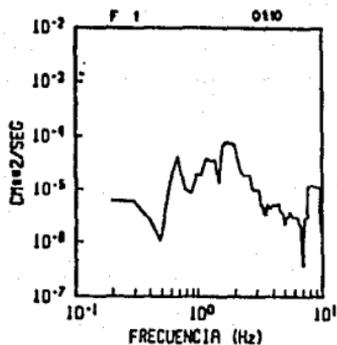
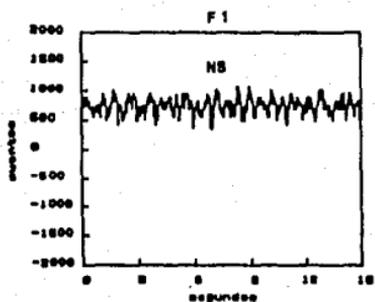
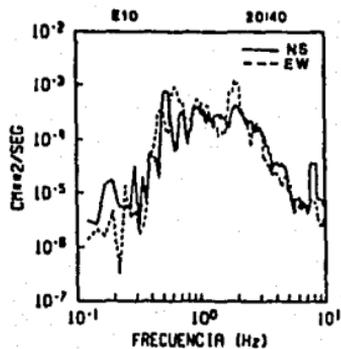
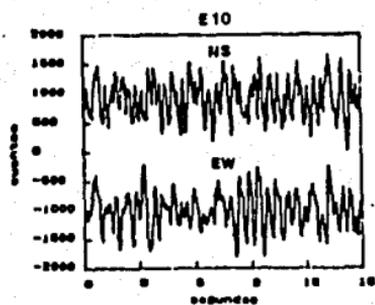


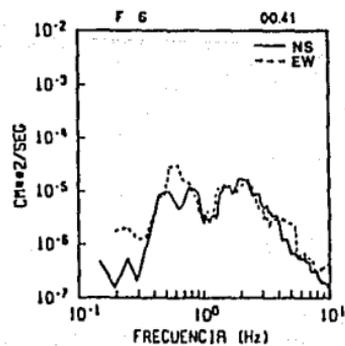
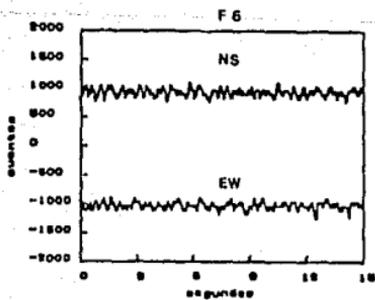
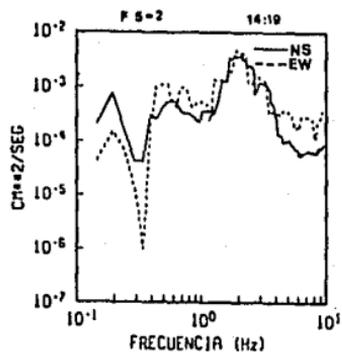
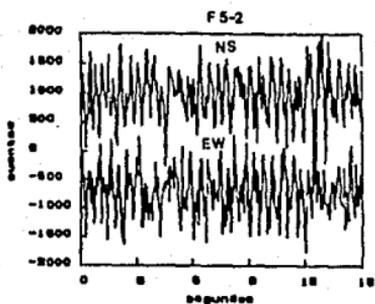
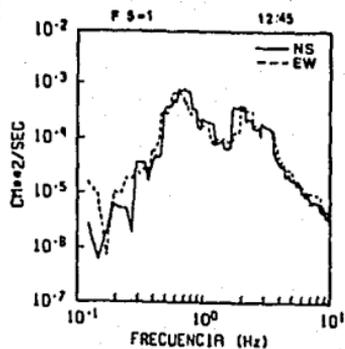
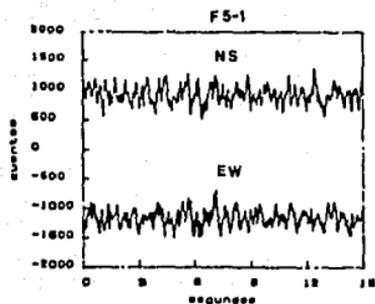












ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

