BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA

Facultad de Ingeniería

Secretaría de Investigación y Estudios de Posgrado

COMPORTAMIENTO DINÁMICO DE LOS SUELOS DE CIUDAD UNIVERSITARIA PUEBLA, PUE.

TESIS

Que para obtener el grado de

MAESTRO EN INGENIERÍA CON OPCIÓN TERMINAL EN GEOTÉCNIA

Presenta

MIGUEL ALEJANDRO ONTIVEROS CASTRO

Asesor de tesis:
M.I. Araceli Aguilar Mora

Co-asesor de tesis:
Dr. Hugo Oswaldo Ferrer Toledo

Puebla, Pue. Diciembre 2017

BUAP

Oficio SIEP No. 2046/2015

C. MIGUEL ALEJANDRO ONTIVEROS CASTRO
Maestría en Ingeniería, Opción terminal Geotecnia
Presente.

El suscrito M.I. Edgar Iram Villagrán Arroyo, Director de la Facultad de Ingeniería, de acuerdo a su solicitud de aprobación de Tema de Tesis, le autoriza desarrollar el tema intitulado: **"COMPORTAMIENTO DINÁMICO DE LOS SUELOS DE CIUDAD UNIVERSITARIA PUEBLA, PUE."** Para obtener el grado de Maestro en Ingeniería con opción terminal en Geotecnia. Asignándose como Asesor de Tesis a la M.I. Araceli Aguilar Mora y Co-asesor Dr. Hugo Oswaldo Ferrer Toledo.

Sin otro particular, reciba un cordial saludo.

ATENTAMENTE
"Pensar bien, para vivir mejor"
Puebla, Puebla a 15 de junio de 2015

M.I. EDGAR IRAM VILLAGRÁN ARROYO
Director de la Facultad de Ingeniería

C.c.p. M. I. Araceli Aguilar Mora. Asesor tema tesis.
C.c.p. Dr. Hugo Oswaldo Ferrer Toledo. Co-Asesor.
C.c.p. Archivo

GJS/MFC/dsm.

Facultad de Ingeniería
Blvd. Valsequillo y Av. San Claudio s/N, edif. 108 C, Col. San Manuel, Ciudad Universitaria, Puebla, Pue. C.P. 72570
01 (222) 229 55 00 Ext. 7610

A MI MADRE

Expreso mi especial agradecimiento:

Al Dr. Hugo Ferrer Toledo, Decano de Ingenierías UPAEP. Por haber aceptado y llevado a cabo la dirección, colaboración, asesoría y revisión de este trabajo de investigación. Así como a la Dirección de Investigación de la misma institución, por su apoyo técnico y financiero para el desarrollo de este proyecto de investigación.

A la M.I. Araceli Aguilar Mora, Coordinadora de la Maestría en Ingeniería en Geotecnia BUAP. Por su asesoría, dirección y revisión en la realización del presente trabajo de investigación.

Al Dr. Jorge Aguirre González, Coordinador de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería UNAM. Por su asesoría, revisión y colaboración en el desarrollo de este proyecto de investigación mediante equipos de instrumentación Guralp triaxiales CMG-6TD y apoyo técnico para la toma de registros acelerométricos.

Al Instituto de Ingeniería de la UNAM, y la Unidad de Instrumentación Sísmica (L. Ramírez, L. Alcántara, D. Almora, M. Ayala, M. Torres, J. M. Velasco, R. Vázquez, G. Castro, I. Molina, L. A. Aguilar y A. Mora), por permitir el uso de la información acelerométrica empleada en la presente tesis.

Al Dr. Alejandro Bautista Hernández, Secretario de Posgrados de Facultad de Ingeniería BUAP. Por el apoyo brindado en la gestión de trámites necesarios para la realización de este trabajo.

A la Dra. Maricela Rodríguez Acosta, Directora del Jardín Botánico Universitario, BUAP. Por las facilidades en el permiso de acceso para la instalación de los equipos de instrumentación.

Al Ing. Ricardo Olea Ayala, Presidente de CICEPAC. Por su apoyo mediante la vinculación con prestadores de servicios de ingeniería, para la obtención de información geotécnica.

Al Ing. Marco A. Cervantes, Director General de LACOCS. Por la facilitación de estudios geotécnicos realizados en Ciudad Universitaria

Al Sr, Bruno Olivares Palomares, Becario del Instituto de Ingeniería UNAM. Por su apoyo en la generación de perfiles de velocidades de onda de cortante.

RESUMEN

Para fines de diseño y construcción de edificaciones en Ciudad Universitaria (CU) en la ciudad de Puebla, de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP). Se determinó el comportamiento dinámico de los suelos con el fin de proporcionar información que contribuya a diseños sísmicos más seguros.

Mediante un arreglo espacial de 15 sensores Guralp CMG-6TD de banda ancha (0.03-100 Hz) sincronizados en tiempo, e instalados en un arreglo instrumental de una red temporal, se registró simultáneamente ruido ambiental. Posteriormente, empleando el método de autocorrelación espacial (SPAC; Aki, 1957) y el método de cocientes espectrales H/V (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000), se procesó la información para determinar la estructura de velocidades de onda de cortante (V_S) y la frecuencia fundamental del suelo (f_O).

Como parte del estudio, utilizando nuevamente el método de cocientes espectrales H/V, pero esta vez aplicado a registros sísmicos (Lermo y Chávez-García, 1993), se obtuvo el periodo fundamental del suelo (To), analizando datos acelerométricos obtenidos a partir de 4 registros sísmicos de la estación UAPP ubicada en CU. Asimismo mediante un modelo matemático utilizando información geotécnica de 12 estudios de mecánica de suelos realizados en CU, se determinaron periodos fundamentales con el fin de validar los datos obtenidos.

Finalmente, con la integración de toda la información, se presenta la propuesta de un mapa de microzonificación geotécnica, un mapa de isoperiodos y un mapa de microzonificación sísmica. Mediante los cuales se contribuye a diseños estructurales más seguros en edificaciones futuras con diseños sísmicos más eficientes, y como un punto de partida para revisar las ya existentes.

ABSTRACT

For purposes of design and construction of buildings in University City (CU) of the Autonomous University of Puebla (BUAP). The dynamic behavior of soils was determined in order to provide information that contributes to safer seismic designs.

Through a spatial arrangement of 15 Guralp CMG-6TD broadband sensors (0.03-100 Hz) synchronized in time, and installed in an instrumental arrangement of a temporary network, seismic noise recorded simultaneously. Subsequently, using the spatial autocorrelation method (SPAC; Aki, 1957) and the H/V spectral ratio method (Nogoshi and Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000), the information processed to determine the structure of shear wave velocities (V_S) and the fundamental frequency (f_O).

As part of the study, once again using the H/V spectral ratio method, but this time applied to seismic records (Lermo and Chávez-García, 1993), the fundamental soil period (To) was obtained, analyzing accelerometric data from 4 seismic records of the UAPP station located in CU. Also through a mathematical model using geotechnical information from 12 soil mechanics studies carried out in CU, fundamental periods were determined in order to validate the data obtained.

Finally, with the integration of all information, the proposal of a geotechnical microzonation map, a map of isoperiods and a map of seismic microzonation presented. Through which will contribute to safer structural designs in future buildings, with most efficient seismic designs and as a starting point to review existing ones.

ÍNDICE

RESUMEN VI
ABSTRACT VII
INTRODUCCIÓN 10
I. ESTUDIOS RECIENTES 17
1.1 Registros sísmicos 17
1.2 Mecánica de suelos 20
1.3 Mediciones de vibración ambiental 23
II. FUNDAMENTOS TEÓRICOS 26
2.1 Ondas superficiales 26
2.1.1 Ondas Rayleigh 28
2.1.2 Elipticidad de ondas Rayleigh 29
2.1.3 Dispersión de ondas 30
2.2 Microtremores 32
2.3 Cocientes espectrales H/V 34
2.3.1 Cocientes espectrales H/V aplicados a registros sísmicos 37
2.4 Método SPAC 39
III. ZONA DE ESTUDIO E INSTRUMENTACIÓN 46
3.1 Localización de Ciudad Universitaria 46
3.2 Geomorfología 47
3.3 Geología regional 48
3.4 Geotecnia del sitio 49
3.5 Instrumentación 52
IV. ANÁLISIS DINÁMICO DEL SUELO 56
4.1 Perfil de velocidad de onda de cortante 56
4.2 Periodo dominante del suelo 61
4.2.1 Análisis de ruido ambiental 61
4.2.2 Análisis de registros sísmicos 65
4.2.3 Análisis de información geotécnica. 67
4.3 Discusión de resultados 70
V. MICROZONIFICACIÓN 73
5.1 Microzonificación geotécnica 73
5.1.2 Propuesta de mapa de microzonificación geotécnica 76

5.2 Microzonificación sísmica 78
5.2.2 Propuesta de mapa de curvas de isoperiodos 78
5.2.3 Propuesta de mapa de microzonificación sísmica 81
CONCLUSIONES 84
BIBLIOGRAFÍA. 88
ANEXOS 94
Anexo I. Bitácora de campo (ruido ambiental)
Anexo II. Cocientes espectrales (ruido ambiental)
Anexo III. Cocientes espectrales (registros sísmicos)

INTRODUCCIÓN

Un sismo es la disipación de la liberación súbita de energía que se propaga a través de ondas en un medio continuo, esta energía provoca aceleraciones en la corteza terrestre, provocando desplazamientos bruscos producto de la interacción entre las distintas placas tectónicas que conforman la tierra (CENAPRED, 2014). Esta liberación de energía produce varios efectos sobre el subsuelo, el cual se deforma de diferentes maneras dependiendo básicamente de las características físicas y dinámicas tales como estratigrafía, frecuencia natural de vibración, amortiguamiento, módulo de rigidez, entre otros.

México se encuentra sujeto a la influencia constante y peligrosa de grandes eventos sísmicos, debido a que sus costas se encuentran en el Cinturón Circumpacífico, en el que se origina la mayor parte de la actividad sísmica en el planeta. La subducción de las placas de Cocos debajo de la placa de Norteamérica es la principal fuente sismogénica de nuestro país.

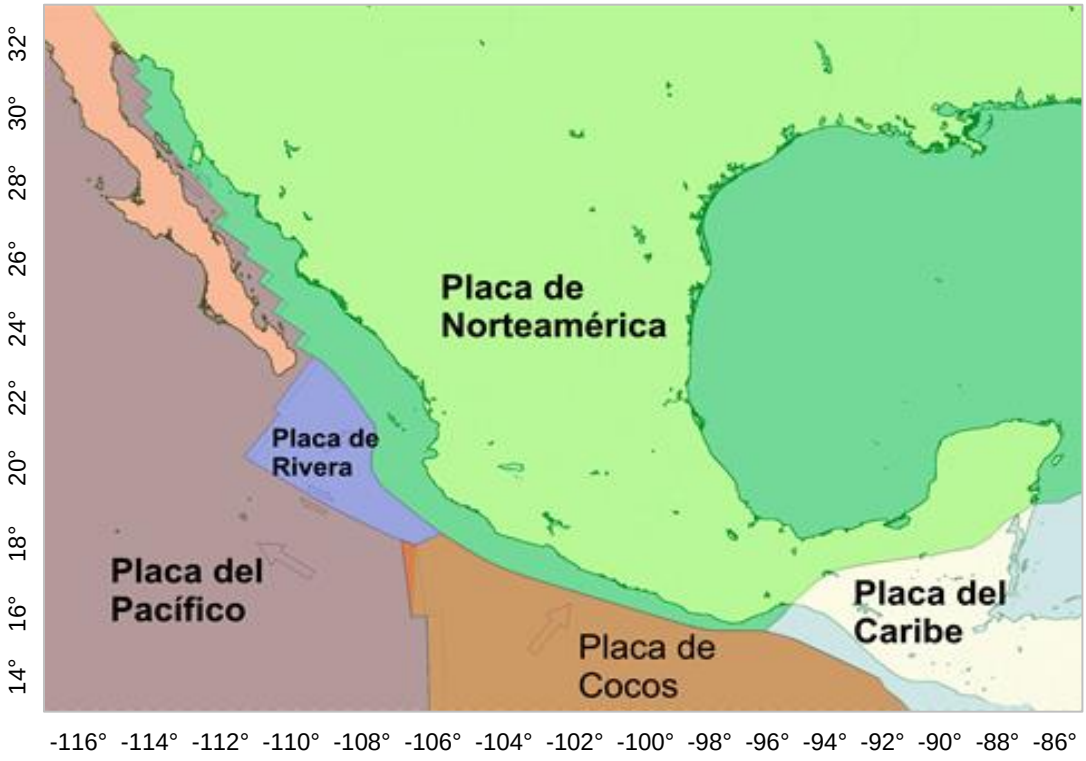


Figura 1.- Placas tectónicas de la región de México
(Ilustración tomada del SSN)

Existen también grandes concentraciones de energía en un fenómeno conocido como transcurrencia, ocasionado por el deslizamiento de manera paralela de la placa del Pacífico respecto a la placa de Norteamérica. La liberación de estas concentraciones de energía acumulada se presenta en la Falla de San Andrés, muy cercano a las fronteras entre Baja California Norte y Sonora.

La presencia de estos diferentes tipos de eventos, en varias ocasiones ha provocado enormes pérdidas humanas y materiales. Como ejemplo se tiene el terremoto de Acapulco en julio de 1957, dejando un saldo de 700 víctimas mortales (USGS, 2011). El terremoto de Michoacán, en septiembre de 1985, que ocasionó la pérdida de más de 20,000 vidas (SSN, 2011); o el sismo de Colima en octubre de 1995 que causó daños considerables aproximadamente de 17,000 estructuras, así como lo muerte de al menos 50 personas (USGS, 2013).

Durante los eventos, el daño inducido a una estructura puede ser tan severo que la lleve al colapso, y consecuentemente a pérdidas económicas y humanas. Por ello es de vital importancia entender el comportamiento del suelo, su distribución geográfica y la magnitud del daño que puede producir durante un evento sísmico, como medida preventiva y herramienta para tomar decisiones de habitabilidad y/o reforzamiento de estructuras ante estos fenómenos. Lo cual puede derivar en la elaboración de mapas con fines de ingeniería y prevención de desastres.

Problemática

La mayoría de los sismos de gran magnitud que afectan al territorio mexicano tienen su epicentro en el piso oceánico, frente a la costa del Pacífico, entre Jalisco y Chiapas. Sin embargo, existe otro tipo de sismos, aunque poco comunes. Son aquellos que tienen epicentros en el continente, denominados sismos intraplaca, los cuales ocurren a más de 100 km de la costa, asociados a debilidades internas de la placa, la cual después de una fractura libera la energía de deformación acumulada. Este tipo de fenómenos han sido frecuentes al norte del estado de Oaxaca y en la zona sur del estado de Puebla.

En algunos casos esta clase de sismos suelen causar mayores daños que los de subducción en el Pacífico, debido a que pueden ser más superficiales en la corteza terrestre, por lo tanto más cercanos a los centros urbanos.

En este contexto, el estado de Puebla está situado en una región de mediana actividad y relativamente cercano a otra de mayor actividad, específicamente, la zona de subducción del sureste de la República Mexicana, su proximidad con las costas del pacífico y la configuración geológica regional, hacen que se perciban intensidades importantes tanto por sismos de subducción como de intraplaca.

Los registros de eventos más reciente que han tendido graves consecuencias en la ciudad de Puebla y en varias partes del estado homónimo, son el sismo del 15 de junio de 1999 en Tehuacán, Puebla; y el sismo del 19 de septiembre de 2017 en Axochiapan, Morelos.

En el evento de 1999, durante los siete movimientos telúricos registrados, aunque la mayor parte de los daños se observaron en inmuebles históricos como iglesias y edificios públicos, también edificios de reciente construcción sufrieron daños e incluso colapso (*e. g.* 19.09.1985, Mw = 8.1; 15.06.1999; Mc = 7.1, Fig. 2).

a)

b)

Figura 2.- Daños causados por defectos constructivos y efectos de sitio en: a) edificio de gobierno (25 oriente y 14 sur); b) edifico de Ayuntamiento Municipal de Puebla. (Foto: El Popular, 2017).

El evento ocurrido en 2017, ocasionó numerosas afectaciones principalmente en el municipio de Atlixco y la mixteca de Puebla, sin embargo también causo afectaciones graves en la zona metropolitana (Fig. 3). Los daños se presentaron principalmente en inmuebles particulares, edificios públicos y en inmuebles históricos como iglesias (*e. g.* 19.09.1985, Mw = 8.1; 19.09.2017; Mw =7.1).

a) b)

Figura 3.- Daños causados por defectos constructivos y efectos de sitio en: a) Santuario de la Virgen de los Remedios y b) Edificio habitacional (14 sur y 2 norte). (Foto: Expansión, 2017).

Actualmente no existe un método o sistema que pueda indicar el tiempo, magnitud y lugar exacto donde ocurrirá un evento. Debido a esta incertidumbre y ante la notable incidencia de eventos sísmicos, es necesario adelantar estudios que determinen el comportamiento dinámico de los suelos, su respuesta cuando estén sometidos a excitaciones sísmicas y los efectos que pueden causar a las edificaciones debido a las condiciones locales de sitio.

Estas condiciones locales o efecto de sitio, es el resultado de las alteraciones que sufren las ondas sísmicas desde el basamento rocoso hasta la superficie. Es uno de los factores con mayor importancia en el comportamiento dinámico del suelo y en la distribución de daños a las edificaciones, ya que los daños suelen estar relacionados con las amplificaciones debido a las condiciones geológicas y geotécnicas del lugar.

Justificación

A través de los años de acuerdo a un informe técnico publicado por el CENAPRED (1999), las estructuras con mayor afectación debido a los sismos son centros de reunión masiva como templos religiosos, hospitales, auditorios y escuelas. Estas edificaciones se clasifican como tipo A, ya que sus funcionamientos son esenciales en caso de emergencias urbanas, como por ejemplo, en desastres naturales. Por lo cual, la seguridad estructural es un factor muy importante.

La Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP), se distingue por ser una de las ocho instituciones públicas mexicanas que forman parte de la red de Macro Universidades de América Latina y el Caribe (Red UNAM, 2002). Su oferta académica es de 149 programas educativos, desde bachillerato hasta posgrados.

En sus instalaciones alberga más de 50,000 estudiantes (Red UNAM, 2002) distribuidos entre sus más de 25 facultades y dispuestas en seis áreas de instalaciones; las cuales son: Centro Histórico, Ciudad Universitaria, Área de Ciencias de la Salud, Facultad de Lenguas, Complejo Cultural Universitario y Unidades Regionales.

De las diferentes áreas que constituyen la BUAP, Ciudad Universitaria (CU) en la ciudad de Puebla, es la que cuenta con la mayor concentración de inmuebles, distribuidos en 214,000 m^2, incluyendo edificios que se construyeron desde su fundación en el año de 1969, como por ejemplo, la Facultad de Ingeniería y la Facultad de Derecho (radio BUAP, 2015).

Dado que en los últimos años se ha observado un crecimiento en la infraestructura debido al incremento de su platilla estudiantil, la concentración de personas en determinadas zonas dentro de CU es grande, por lo cual, la seguridad en sus estructuras debe ser de los más altos niveles.

Actualmente no existe a nivel de detalle un estudio del comportamiento dinámico del suelo en CU. Por lo cual, para el diseño y construcción de edificaciones, es indispensable caracterizar los efectos de sitio, con el fin de proporcionar información que contribuya a diseños sísmicos más seguros.

Para realizar esto, es necesario conocer tanto el periodo fundamental (T_O), como la estructura de velocidades de onda de cortante (V_S) del sito donde se desplantarán las estructuras.

Esta información puede obtenerse a través de métodos geofísicos y geotécnicos, tales como la refracción y reflexión sísmica o la perforación de pozos geotécnicos. Sin embargo, aparte de que resultan costosos, utilizar este tipo de métodos en áreas urbanas puede dañar estructuras tanto subterráneas como superficiales, ya que se requiere perforar o utilizar fuentes explosivas.

Una alternativa práctica y económica, es el análisis de microtremores. Este tipo de mediciones pueden realizarse en la superficie del terreno, sin necesidad de perforar o de alterar el entorno.

Un método que ha sido utilizado con mayor frecuencia en los últimos años para determinar los parámetros de respuesta de un sitio, es el método de cocientes espectrales de las componentes horizontales entre la vertical (método H/V). Este método estima la frecuencia fundamental (f_0) del sitio (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989; 2000), mediante el análisis del registro de microtremores. Los resultados muestran que se puede determinar el periodo dominante del suelo y una aproximación de la amplificación de un sitio (Lermo y Chávez-García, 1994).

Asimismo, se encuentra un método que dispone instrumentos en forma de arreglos geométricos para el registro simultáneo de microtremores en diferentes estaciones, conocido como Método de Autocorrelación Espacial (Spatial Autocorrelation Method, SPAC por sus siglas en inglés; Aki, 1957)

El método SPAC, utiliza las características dispersivas de las ondas superficiales en un medio estratificado, utilizando únicamente la componente vertical del registro de microtremores. Con este método, es posible construir la curva de dispersión mediante un arreglo geométrico, y al realizar su inversión, estimar la estructura de velocidades de onda de cortante de un sitio.

Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo es determinar el comportamiento dinámico del suelo en Ciudad Universitaria, mediante la caracterización de sus propiedades dinámicas, a través del análisis de señales de ruido ambiental y registros sísmicos.

Objetivos particulares

- Estimar la estructura de velocidad de onda de cortante de suelo
- Determinar las frecuencias fundamentales del suelo

Alcances

Los alcances del presente trabajo, contemplan:

- Definir una propuesta del mapa de microzonificación geotécnica
- Definir una propuesta del mapa de isoperiodos
- Definir una propuesta del mapa de microzonificación sísmica

Mediante los cuales se contribuirá a diseños estructurales más seguros en edificaciones futuras, con diseños sísmicos más eficientes; y como un punto de partida para revisar las ya existentes.

I. ESTUDIOS RECIENTES

1.1 Registros sísmicos

Debido a la vulnerabilidad ante la ocurrencia de sismos y los daños ocasionados en las edificaciones. Después de los sismos de septiembre de 1985, se estableció la necesidad de instalar una red acelerométrica, con el objetivo de recabar información sobre la actividad sísmica generada en el estado de Puebla (Serrano y González, 1985).

De esta forma en 1987, la Facultad de Ingeniería de la BUAP instaló y puso en funcionamiento 3 acelerógrafos en la Ciudad de Puebla (Serrano y González, 1985). Los sitios elegidos para localizar las estaciones fueron Ciudad Universitaria dentro de la Facultad de Ingeniería (UAPP), el jardín Paseo Nicolás Bravo (PBPP) y Central de Abastos (CAPP).

Tabla 1.1.- Datos acelerométricos registrados (IIUNAM) con la estación sismológica UAPP.

DATOS DE SISMOS							
				MAGNITUD (ES)	COORDENADAS		* PROFUNDIDAD FOCAL (km)
No.	CLAVE	FECHA DEL SISMO (GMT)	HORA EPICENTRO (GMT)	M	LAT. N	LONG. W	
1	UAPP9510.211	21-oct-95	02:38:59 a. m.	6.50	16.92	93.62	98
2	UAPP9510.301	30-oct-95	02:47:56 p. m.	5.30	16.35	98.51	27
3	UAPP9602.251	25-feb-96	03:08:17 a. m.	6.70	16.13	98.27	8
4	UAPP9602.252	25-feb-96	02:27:29 p. m.	5.20	15.79	98.28	5
5	UAPP9602.253	25-feb-96	03:02:31 p. m.	4.50	16.08	97.68	33
6	UAPP9603.271	27-mar-96	12:34:48 p. m.	5.40	16.24	98.25	10
7	UAPP9607.151	15-jul-96	09:23:39 p. m.	6.50	17.48	101.14	16
8	UAPP9701.211	21-ene-97	09:19:58 p. m.	5.60	16.24	98.29	5
9	UAPP9704.031	03-abr-97	09:22:32 p. m.	4.70	17.98	98.38	49
10	UAPP9705.221	22-may-97	07:50:55 a. m.	5.90	18.43	101.79	61
11	UAPP9707.191	19-jul-97	02:22:08 p. m.	6.30	16.00	98.23	9
12	UAPP9712.161	16-dic-97	11:48:32 a. m.	5.90	15.86	99.16	10
13	UAPP9802.031	03-feb-98	03:02:01 a. m.	6.40	15.39	96.37	33
14	UAPP9806.071	07-jun-98	11:20:16 p. m.	6.20	15.82	94.07	16
15	UAPP9906.151	15-jun-99	08:42:07 p. m.	7.00	18.18	97.51	69
16	UAPP9909.301	30-sep-99	04:31:15 p. m.	7.60	15.95	97.03	16
17	UAPP0401.011	01-ene-04	11:31:50 p. m.	6.30	17.39	101.37	10

*Los datos hipocentrales se tomaron del Servicio Sismológico Nacional de México.

Como parte de la investigación, en este trabajo se utiliza información a partir de la estación UAPP ubicada en CU, obteniendo 17 registros acelerométricos (Tabla 1.1). Sin embargo, sólo cuatro de ellos muestran claramente el pre-evento y post-evento en el acelerograma, necesarios para su análisis. Por lo cual, los registros que se utilizarán en este estudio, serán los producidos por los sismos UAPP9510.211, UAPP9607.151, UAPP9701.211 y UAPP0401.011 (Fig. 1.1 a Fig. 1.4).

A pesar de la mala calidad de los registros, para el uso en este trabajo, se considera que la aceleración máxima del terreno ha sido obtenida y esta información se empleará más adelante.

Es importante señalar que las estaciones UAPP y CAPP, han sido retiradas de operación (SNN, 2011).

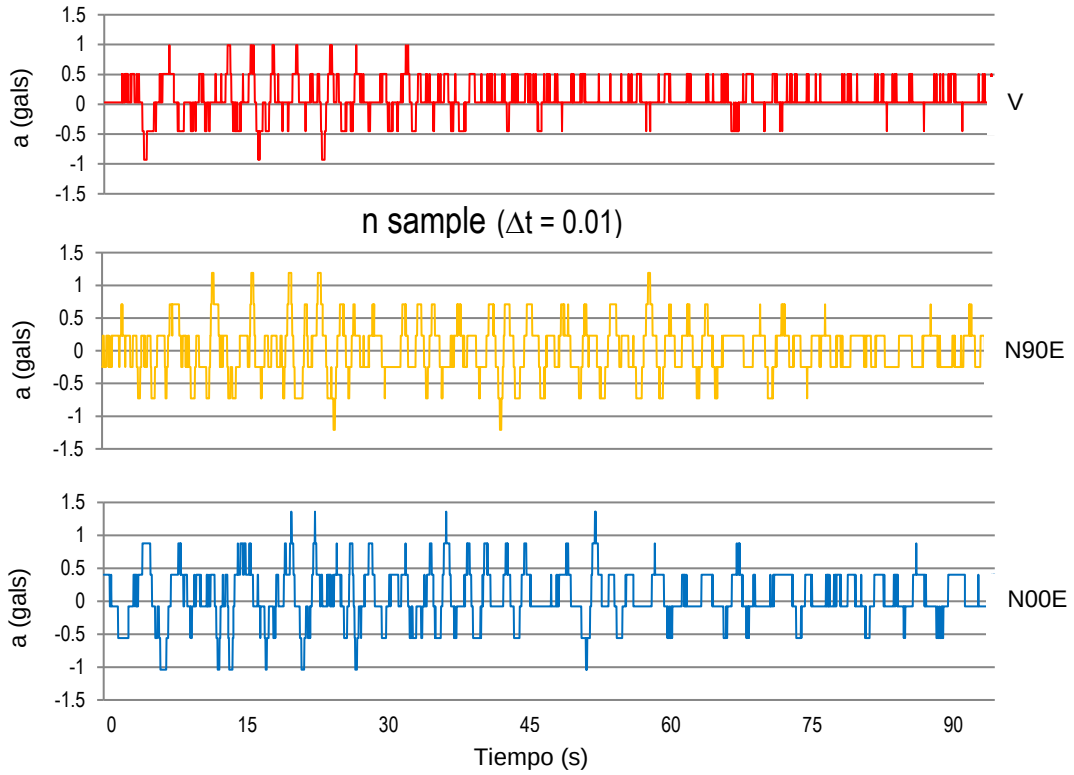


Figura 1.1.- Acelerograma generado por el sismo del 21 de octubre de 1995 (UAPP9510.211).

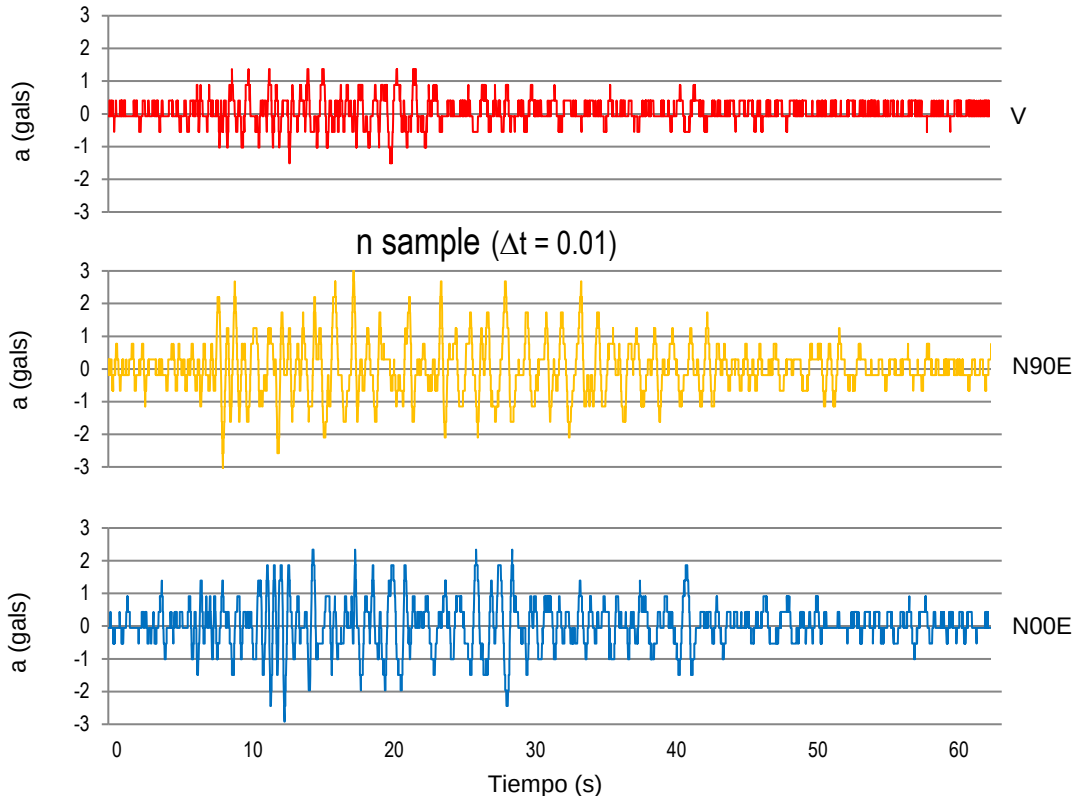


Figura 1.2.- Acelerograma generado por el sismo del 15 de julio de 1996 (UAPP9607.151).

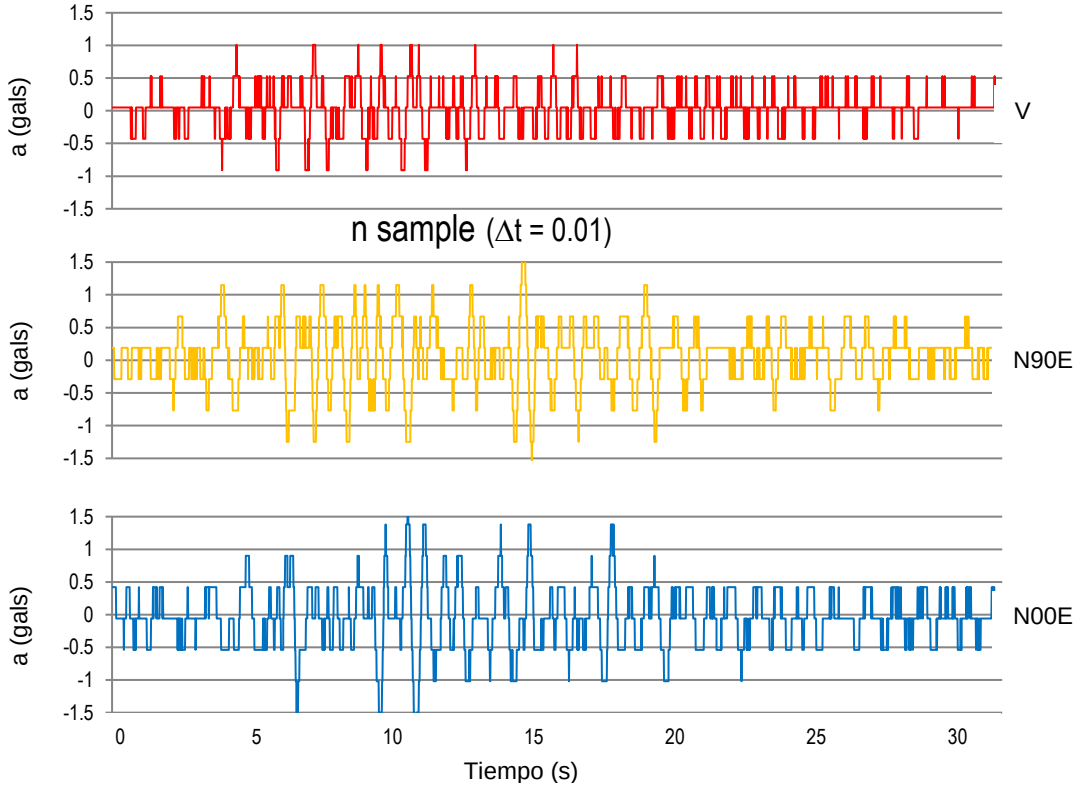


Figura 1.3.- Acelerograma generado por el sismo del 21 de enero de 1997 (UAPP9701.211).

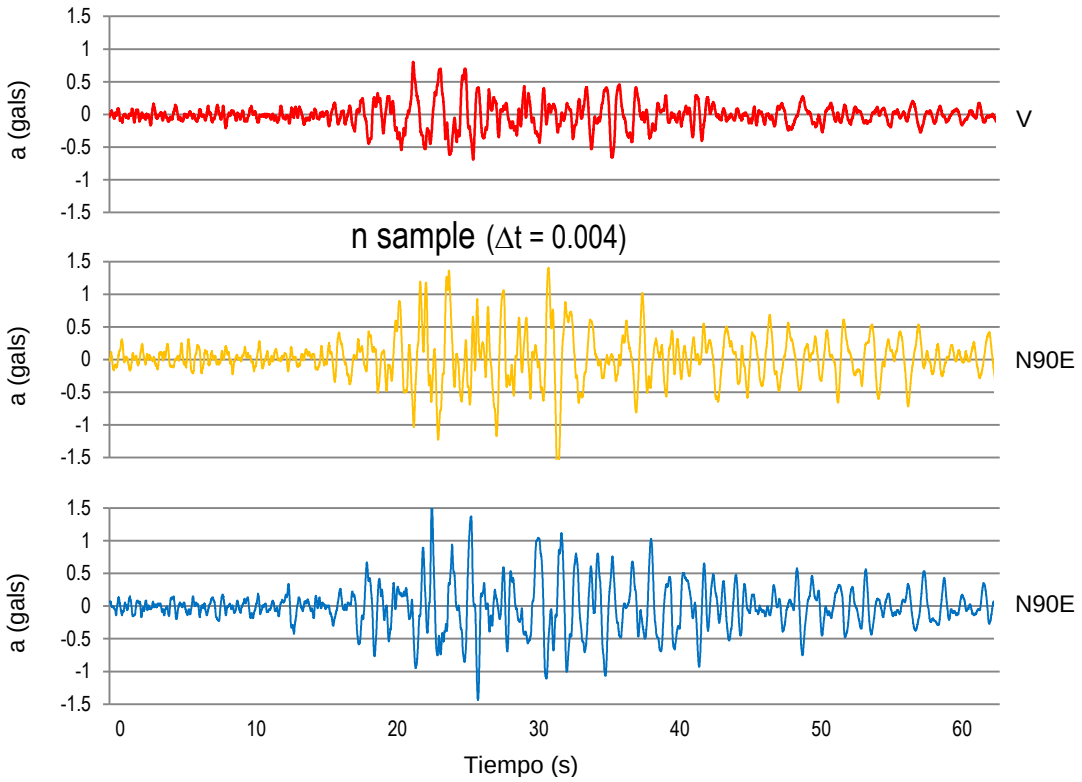


Figura 1.4.- Acelerograma generado por el sismo del 01 de enero de 2004 (UAPP0401.011).

1.2 Mecánica de suelos

La construcción de nuevos edificios en Ciudad Universitaria, requiere de un estudio de mecánica de suelos para conocer las condiciones del subsuelo del sitio donde se ubicaran.

Para este proyecto, se obtuvieron datos geotécnicos a partir de doce estudios de mecánica de suelos realizados en el predio de CU ejecutados en las siguientes zonas:

1. Estadio Olímpico Universitario
2. Concha Acústica
3. Nuevo Edificio Facultad de Ingeniería
4. Edificio DESIT (ex Comedor Universitario)
5. Biblioteca Central
6. Círculo Infantil

7. Edificio Docente
8. Edificio DESIT (Escuela de cultura física)
9. Edificio de mecatrónica
10. Nuevo edificio de la Facultad de Arquitectura
11. Gimnasio complejo deportivo
12. Nuevos edificio para laboratorios de la Facultad de Ingeniería Química

En la Figura 1.5 se muestra la ubicación de los puntos de los estudios de mecánica de suelos.

En Tabla 2.1 se define la estratigrafía, características y propiedades geotécnicas de los materiales.

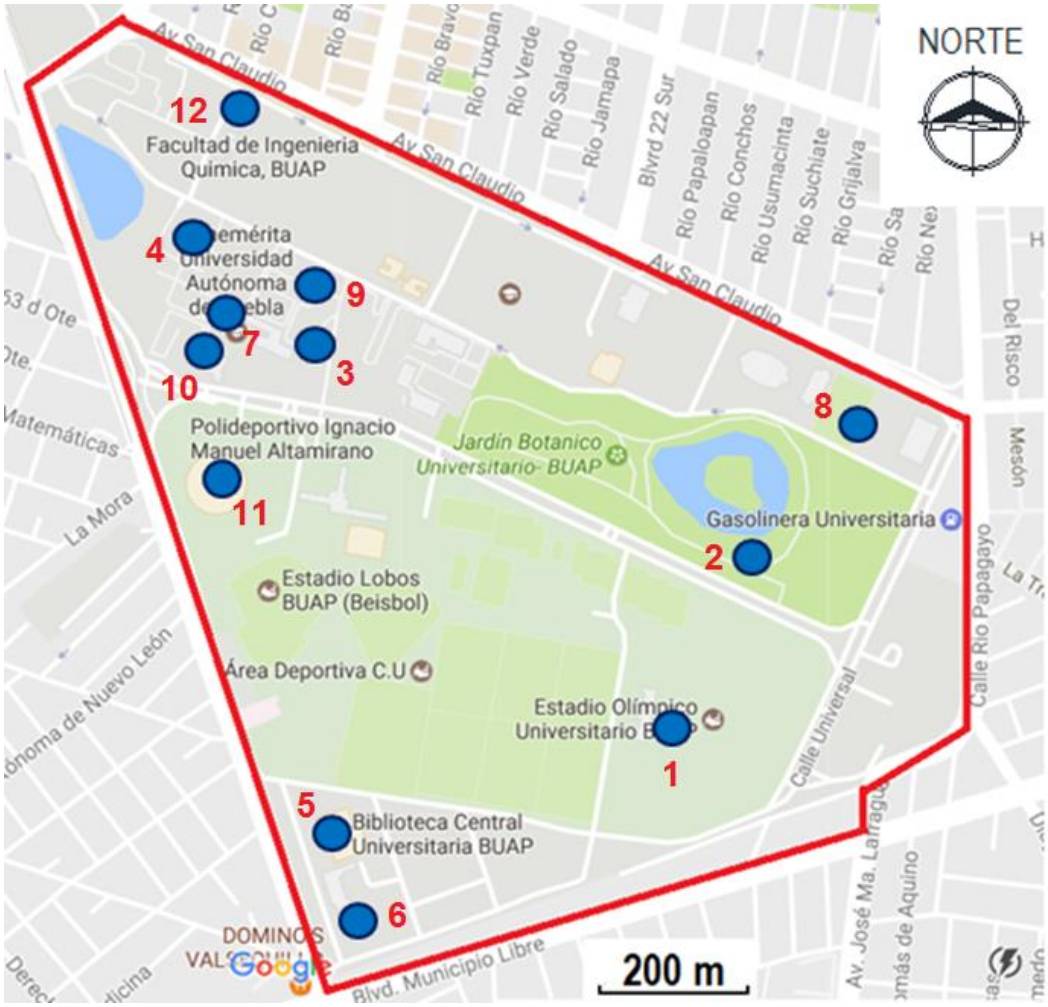


Figura 1.5.- Distribución de las zonas de ubicación de estudios geotécnicos.

Tabla 1.2.- Características estratigráficas y propiedades geotécnicas de los 12 estudios de mecánica de suelos.

Estrato	Z (m)	DESCRIPCIÓN	Relación de Vacios (e)	ÁNGULO DE FRICCIÓN INTERNA (φ)	DENSIDAD ρ (Tn/m3)
ZONA 1.- ESTADIO OLIMPICO UNIVERSITARIO					
1	0.00 - 0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.17
2	0.60 - 10.20	Arena arcillosa	0.87	30	1.17
ZONA 2.- CONCHA ACÚSTICA					
1	0.00 - 0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.75
2	0.60 - 12.00	Limo Arenoso	0.80	37	1.75
ZONA 3.- NUEVO EDIFICIO 3					
1	0.00 - 0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.60
2	0.60 - 15.00	Arcilla limosa c/arena	0.90	26	1.60
ZONA 4.- EDIFICIO DESIT (EX COMEDOR UNIVERSITARIO					
1	0.00 - 1.20	Capa vegetal	1.50	0	1.42
2	1.20-10.35	Arena arcillosa	0.87	33	1.42
ZONA 5.- BIBLIOTECA CENTRAL					
1	0.00-0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.42
2	0.60-1.80	Arcilla (CL)	0.96	14	0.90
3	1.80-10.20	Arena arcillosa	0.87	32	1.41
ZONA 6.- CÍRCULO INFANTIL					
1	0.00-0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.42
2	0.60-6.60	Arena arcillosa	0.87	32	1.42
3	6.60-10.25	Arena limosa	0.92	39	1.18
ZONA 7.- EDIFICIO DOCENTE					
1	0.00-0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.37
2	0.60-4.20	Arcilla (CL)	0.96	8	1.15
3	4.20-10.20	Arena arcillosa	0.87	12	1.42
ZONA 8.- EDIFICIO DESIT (ESCUELA DE CULTURA FÍSICA)					
1	0.00-0.60	Capa Vegetal	1.50	0	1.47
2	0.60-1.80	Arcilla (CH)	1.01	15	0.88
3	1.80-10.55	Arena Acillosa	0.87	36	1.42
ZONA 9.- EDIFICIO DE MECATRÓNICA					
1	0.00-0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.39
2	0.60-4.80	Arcilla (CL)	0.96	10	0.94
3	4.80-10.45	Arena arcillosa	0.87	12	1.42
ZONA 10.- NUEVO EDIFICIO FACULTAD DE ARQUITECTURA					
1	0.00-1.80	Capa vegetal	1.50	0	1.47
2	1.80-2.40	Arcilla (CH)	1.01	18	1.10
3	1.80-10.00	Arcilla (CL)	0.96	39	1.15
ZONA 11.- GIMNASIO COMPLEJO DEPORTIVO					
1	0.00-0.60	Capa vegetal	1.50	0	1.49
2	0.60-1.80	Arcilla (CL)	0.96	20	0.98
3	1.80-10.10	Arena limosa	0.92	36	1.25
ZONA 12.- NUEVOS LABORATORIOS DE INGENIERÍA QUÍMICA					
1	0.00-1.20	Arena limosa	0.91	28	1.18
2	1.20-6.00	Arcilla (CL)	0.96	20	1.10
3	6.00-6.95	Arena arcillosa	0.87	30	1.47
4	6.95-8.40	Arcilla (CL)	0.96	25	1.15

1.3 Mediciones de vibración ambiental

Anteriormente para fines de diseño sísmico, Ortiz-Silva (2016) determinó las propiedades dinámicas del suelo en Ciudad Universitaria a partir de registros de vibración ambiental, procesados mediante la técnica de cocientes espectrales H/V (Nakamura, 1989), él obtuvo el periodo natural de 20 sitios en CU. Los equipos empleados para dicha medición fueron sensores Kinemetrics Altus K2, con sensores interiores de aceleración ortogonales triaxiales.

Los registros se ubicaron de oeste a este, midiendo dos puntos simultáneos con 30 minutos de lectura para cada punto. Las ubicaciones de los puntos de registro se muestran en la Figura 1.6.

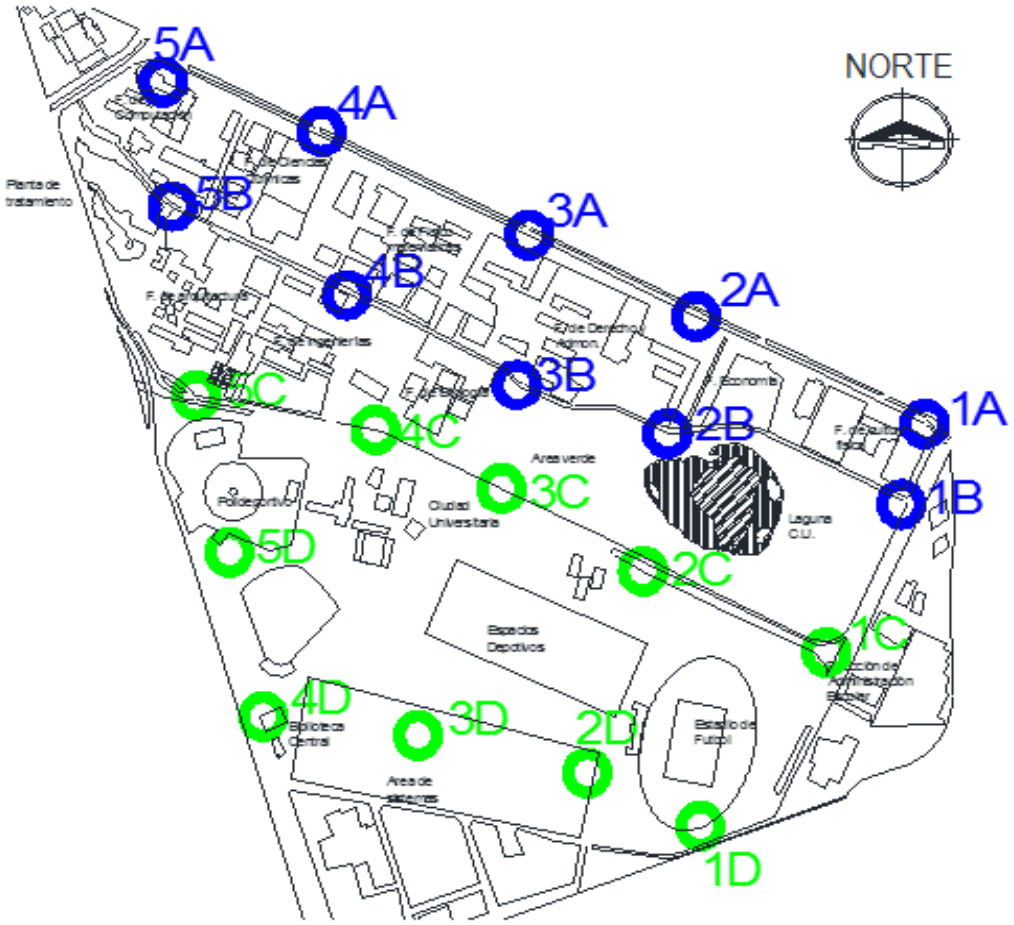


Figura 1.6.- Puntos de medición de vibración ambiental en CU (Ortiz-Silva, 2016).

Realizados los registros, procesó las señales mediante el cálculo de la Trasformada Rápida de Fourier (FFT), para obtener los cocientes espectrales H/V, y a su vez las frecuencias dominantes del suelo. Posteriormente al realizar su inverso, obtuvo el periodo fundamental del suelo (To) en los 20 sitios (Tabla 1.3).

Tabla 1.3.- Periodos dominantes CU, determinados con ruido ambiental.
Tomada de Ortiz-Silva (2016)

	PERIODOS DOMINANTES (s)	
PUNTO	N-S	E-O
1A	0.6	0.7
2A	0.7	0.7
3A	0.8	0.9
4A	0.9	0.7
5A	0.8	0.9
1B	0.6	0.5
2B	0.9	0.8
3B	0.9	0.9
4B	0.7	0.9
5B	0.7	0.8
1C	0.6	0.7
2C	0.7	0.7
3C	0.6	0.6
4C	0.7	0.6
5C	0.9	0.8
1D	0.9	0.6
2D	0.7	0.7
3D	0.8	0.9
4D	0.8	0.5
5D	0.7	0.8

La información obtenida de las propiedades dinámicas del suelo la utilizó para crear espectros sintéticos, con el fin de realizar la revisión estructural de dos edificios ubicados en la Facultad de Ingeniería.

Dicho análisis proporcionó información sobre el estado de vulnerabilidad de ambos edificios. Posteriormente, creó un mapa de riesgo sísmico, en el cual se tipifican todas las estructuras de CU, ubicándolas dentro de alguno de los dos casos de los edificios estudiados.

Los resultados sirvieron para poder predecir cómo se comportarán las estructuras ante un sismo de determinada magnitud, con el fin de tener conocimiento de qué estructuras podrían sufrir daños considerables. Sin embargo, el enfoque del estudio fue principalmente en el tema estructural, y el análisis de las propiedades dinámicas del suelo no se realizó a nivel de detalle.

.

II. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 Ondas superficiales

Las ondas sísmicas superficiales se distinguen debido a que viajan a lo largo del límite aire/tierra en la corteza terrestre. Se les llama ondas superficiales porque se atenúan conforme se alejan de la superficie. Su velocidad es menor comparada con las ondas de cuerpo (P y S). Debido a su larga duración y gran amplitud, este tipo de ondas sísmicas se consideran las más destructivas en un evento sísmico.

Las ondas superficiales se clasifican en dos tipos básicos, ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas Rayleigh viajan de manera longitudinal (el movimiento de la onda es paralelo a la dirección de propagación) con un movimiento elíptico retrogrado de la partícula. Las ondas Rayleigh son el resultado de la interacción entre ondas P y ondas S verticalmente polarizadas. Por otro lado las ondas Love viajan en modo transversal (el movimiento es perpendicular a la dirección de propagación), estas consisten principalmente de ondas S polarizadas horizontalmente (Fig. 2.1).

Las ondas superficiales se registran en conjunto con las ondas de cuerpo, no obstante tradicionalmente se les considera ruido, ya que representan un obstáculo para interpretar información con mayor detalle como la reflexión o refracción sísmica. Sin embargo, se ha demostrado que a partir de estas ondas se puede obtener información substancial por medio de la teoría de inversión de ondas superficiales.

El ruido sísmico se compone de ondas de cuerpo (P, SV, SH) y ondas superficiales (Rayleigh y Love), teóricamente, se debería poder separar el campo de ondas del ruido sísmico en ondas de cuerpo y superficiales y así cuantificar la proporción de cada una (Bonnefoy-Claudet, 2006). Sin embargo existe dificultad para realizarlo.

El problema consiste en que no se conoce la ubicación de cada fuente, por lo que no es posible realizar la configuración fuente-estación, ni encontrar el sistema de referencia radial-tangencial.

Lo que se registra en cada momento corresponde a la composición de muchas fuentes ubicadas en diferentes direcciones, con diferentes distancias y energía. La interacción de todas estas fuentes dificulta separar la contribución de cada una de ellas.

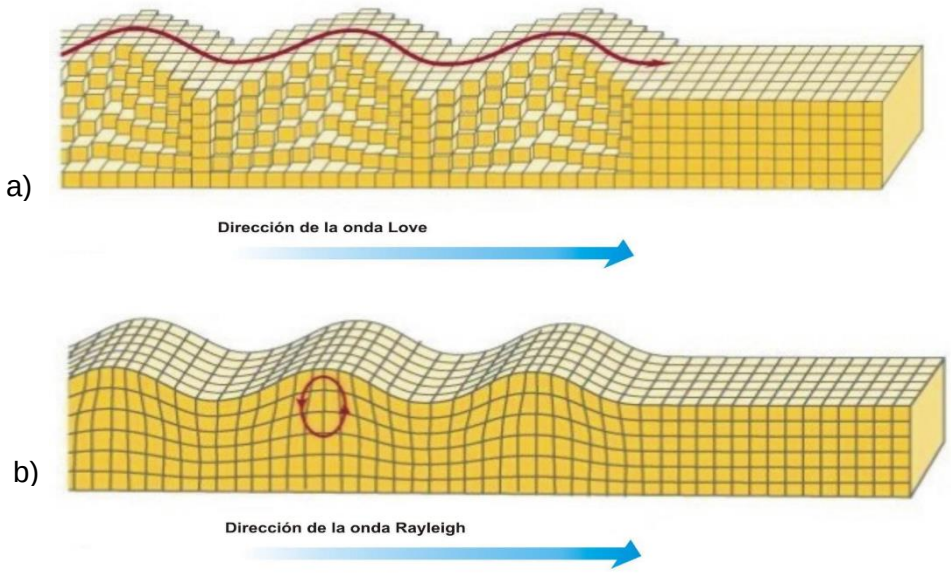


Figura 2.1.- Tipo de propagación de ondas superficiales: a) Propagación de ondas Love, b) Propagación de ondas Rayleigh.

Los microsismos a bajas frecuencias (menores a 1 Hz) están compuestos principalmente del modo fundamental de las ondas Rayleigh (Bonnefoy-Claudet, 2006). Sin embargo a frecuencias más altas no existe un acuerdo en el tipo de ondas que componen al ruido sísmico. Se supone que el campo de ondas del ruido sísmico es una mezcla de ondas de cuerpo y ondas superficiales, Rayleigh y Love (modo fundamental y modos más altos).

Aki (1957), Nogoshi e Igarashi (1971), Nakamura (1989), Bard (1999), Okada (2003) han propuesto diferentes técnicas entre ellas el método SPAC y H/V para procesar el ruido sísmico basándose en la suposición de que los microtremores consisten principalmente de ondas superficiales.

El análisis de microtremores considera que el campo de ondas de ruido sísmico en el rango de 0.5 a 20 Hz está constituido de ondas superficiales (Li, 1984).

Las técnicas que utilizan microtremores para estimar estructuras de velocidad de onda son comprobadas con éxito por Bard (1999), consideradas como pruebas indirectas de la suposición de que el campo de ondas del ruido sísmico consiste principalmente de ondas superficiales.

2.1.1 Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh son el resultado de interferencia de ondas P y SV. Se caracterizan por tener un movimiento longitudinal y transversal, ocasionando que exista una diferencia de fases entre las componentes de los movimientos. La amplitud de estas ondas decae exponencialmente conforme aumenta la profundidad (Shearer, 2009).

Este tipo de ondas causan en un sólido isotrópico y homogéneo que las partículas en la superficie del mismo se muevan en elipses en un plano compuesto por la normal a la superficie y un vector paralelo a la dirección de propagación, cuyos ejes mayores coinciden con la dirección vertical. En la superficie el movimiento de la partícula para el modo fundamental de Rayleigh en un semi-espacio uniforme es retrogrado, a mayores profundidades el movimiento de la partícula se convierte en progrado, además con el incremento de la profundidad la excentricidad cambia y la amplitud del movimiento decae (Fig. 2.2).

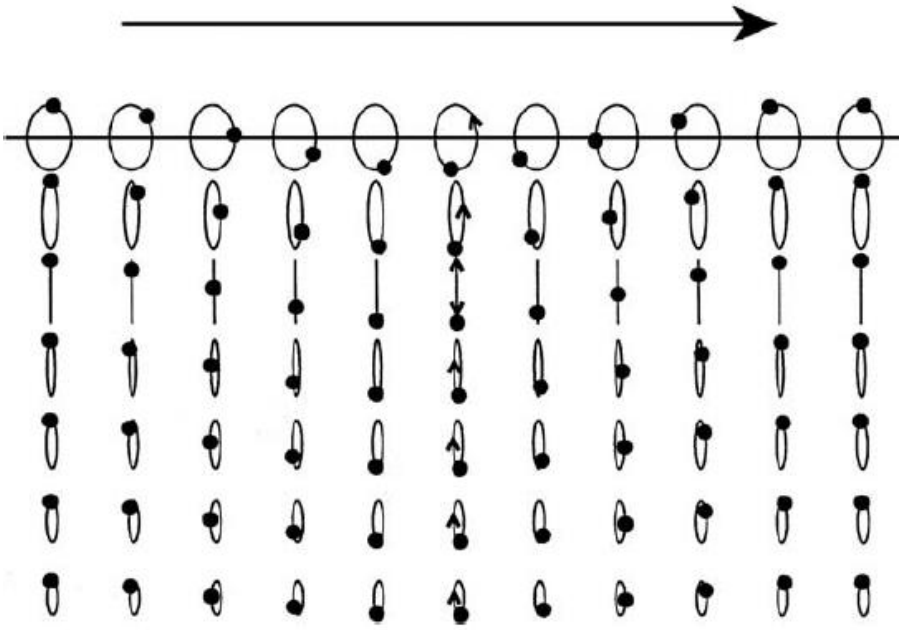


Figura 2.2.- Movimiento de la partícula para el modo fundamental de Rayleigh en un semi-espacio uniforme (Shearer, 2009).

2.1.2 Elipticidad de ondas Rayleigh

En geometría la elipticidad se considera una medida de la compresión de un círculo o una esfera a lo largo de un diámetro para formar una elipse o un elipsoide de revolución según sea el caso. Para las ondas Rayleigh esta variación de la elipticidad se refleja en la curva de elipticidad que es una medida del cambio del movimiento elíptico de las ondas Rayleigh con respecto a la profundidad (Shearer, 2009).

La curva de elipticidad de las ondas Rayleigh depende de la frecuencia y muestra un pico alrededor de la frecuencia fundamental. Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical del movimiento elíptico. Con este desvanecimiento ocurre un cambio en el sentido de rotación de la partícula en el modo fundamental de las ondas Rayleigh.

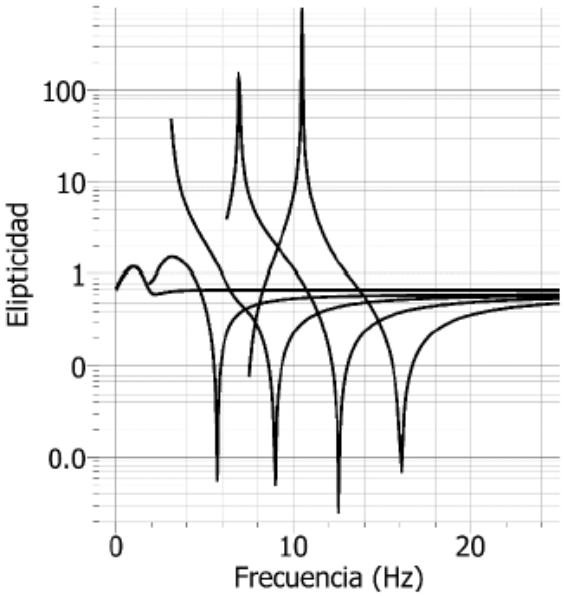


Figura 2.3.- Curvas de elipticidad de ondas Rayleigh en un semi-espacio estratificado (Tomada de Prado-Morales, 2014).

Las ondas Rayleigh son las únicas ondas superficiales que pueden ocurrir en un semi-espacio homogéneo. Adicionalmente a las ondas Rayleigh del modo fundamental, existen soluciones en un espacio de capas planas que involucran ondas P y SV.

Si la velocidad de la capa superficial es lo suficientemente baja, estas ondas P y SV pueden ser reflejadas por completo y pueden ocurrir modos de vibrar en placas como ocurre en el sistema SH.

En la Figura 2.3 se observan diferentes modos de vibrar para una misma estructura de velocidades. A estos modos se les conoce como modos altos de las ondas Rayleigh (Shearer, 2009).

2.1.3 Dispersión de ondas

Las ondas superficiales de diferentes longitudes de onda penetran a diferentes profundidades y viajan a las velocidades características de los medios que estas atraviesan.

La variación de las velocidades con respecto a la longitud de onda hace posible deducir información acerca del subsuelo. Este incremento de la velocidad con la longitud de onda es notable para la velocidad de grupo así como para la velocidad de fase (Shearer, 2009).

Un grupo de ondas consiste de ondas con diferentes longitudes de onda y frecuencias. Las ondas individuales de un grupo de ondas son usualmente generadas al mismo tiempo, pero tienden a esparcirse a lo largo del grupo porque cada onda viaja a diferente velocidad.

La velocidad de grupo es básicamente la velocidad a la que viaja un grupo de ondas. La velocidad de fase es la velocidad a la que cada onda viaja, teniendo una longitud de onda y frecuencia característica, por ejemplo, la velocidad a la que viaja un pico de una onda monocromática.

Las ondas de periodo corto viajan a una velocidad ω/k (Velocidad de fase), mientras que las ondas de periodo más largo que envuelven al grupo de ondas de periodo corto, viajan a una velocidad $d\omega/dk$ o velocidad de grupo (Fig. 2.4).

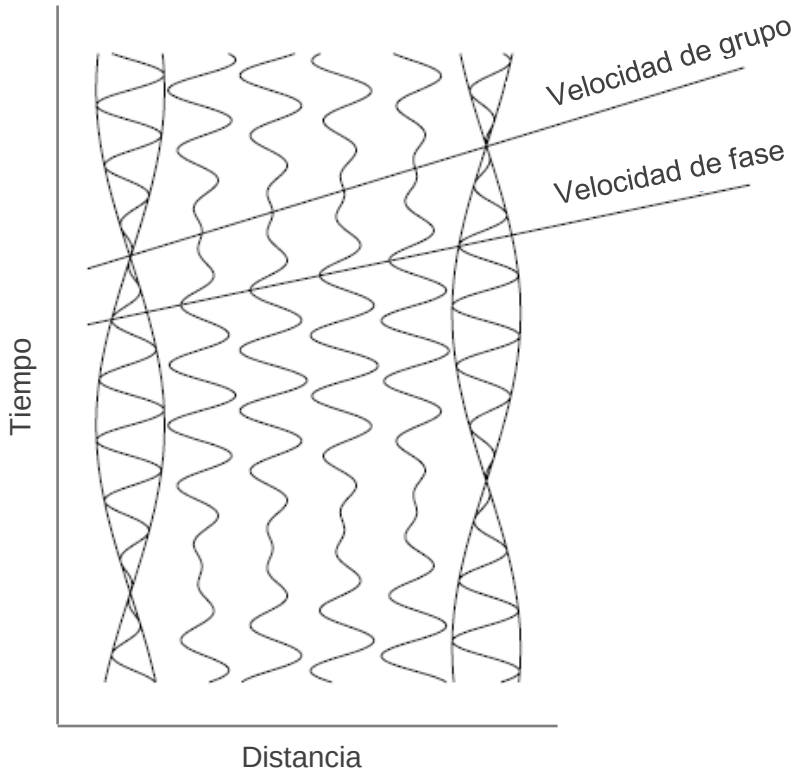


Figura 2.4.- Esquema de velocidad de onda modulada (Shearer, 2009).

La dispersión ocurre cuando ondas de diferentes longitudes tienen diferentes velocidades de propagación, de tal forma que el paquete de ondas tiende a esparcirse en el espacio.

La velocidad de una onda v es una función de la longitud de onda λ, i, e.

$$v = v(\lambda) \tag{1}$$

La velocidad de la onda v, longitud de onda λ y frecuencia f, están relacionadas por la identidad:

$$v(\lambda) = \lambda\, f(\lambda) \tag{2}$$

De este modo, la función $f(\lambda)$ expresa la relación de la dispersión de un medio.

La dispersión frecuentemente es expresada en términos de la frecuencia angular $\omega = 2\pi f$ y el número de onda $k = 2\pi/\lambda$. Escribiendo de nuevo la relación anterior y sustituyendo las variables se tiene:

$$\omega(k) = v(k)k \tag{3}$$

Donde:

f es una función de k

Utilizar $\omega(k)$ para describir la relación de la dispersión se ha estandarizado debido a que la velocidad de fase ω/k y la velocidad de grupo $d\omega/dk$ tienen una representación conveniente a través de esta función.

En términos generales, la dispersión relaciona la longitud de onda con la frecuencia. Mediante esta relación se puede estimar la velocidad de fase y velocidad de grupo de la onda, obteniendo una curva de dispersión de velocidad de fase mediante un gráfico de la velocidad de fase contra la frecuencia. Al realizar una inversión de este gráfico, es posible estimar las propiedades elásticas del medio.

2.2 Microtremores

Ruido es el término genérico utilizado para referirse a las vibraciones del suelo causadas por fuentes tales como la marea, el romper de las olas en la costa, tormentas, el efecto del viento en árboles y edificios, maquinaria industrial, vehículos terrestres y hasta el caminar de los humanos (SESAME Guidelines, 2005). A estas vibraciones se les conoce también como microtremores.

Las fuentes del ruido se pueden clasificar en dos categorías principales: naturales y antropogénicas, las últimas se presentan principalmente en áreas urbanas. La principal ventaja de estas fuentes es su estabilidad (Moreno y Alfaro 2002). A cada una le corresponde un rango de frecuencias particular (Bonnefoy-Claudet, 2006):

- A bajas frecuencias (f < 1 Hz), el origen es esencialmente natural, con un particular énfasis en las olas oceánicas, la cuales emiten una energía máxima alrededor de los 0.2 Hz.

Estas olas pueden ser identificadas fácilmente en islas o durante tormentas marinas. En frecuencias más altas (alrededor de los 0.5 Hz) la energía es generada a lo largo de las zonas costeras debido al romper de las olas. Ondas con frecuencias más bajas (f << 0.1 Hz) son variaciones asociadas a la presión atmosférica. Frecuencias mayores (f > 1 Hz) también pueden asociarse al viento o a flujos de agua. Este tipo de fuentes son llamadas también microsismos

- A altas frecuencias (f > 1 Hz), el origen está íntimamente relacionado con la actividad humana (tránsito vehicular, maquinaria); las fuentes se encuentran generalmente en la superficie terrestre (a excepción de fuentes tales como transportes subterráneos), y generalmente muestran una distinguida variabilidad entre el día y la noche, así como durante los días laborales y los días de descanso. A este tipo de fuentes se les conoce como microtremores

El límite de frecuencia entre microsismos y microtremores se encuentra en 1 Hz (Bonnefoy-Claudet, 2006). Este límite es meramente indicativo, y puede variar de una ciudad a otra. Pero puede ser estimado realizando un análisis de las variaciones de amplitud del ruido sísmico, analizando las variaciones durante el día y la noche, así como durante días laborales y días de descanso.

Las ondas de alta frecuencia generalmente corresponden a fuentes mucho más cercanas, las cuales, la mayor de las veces, se localizan muy cerca de la superficie (menos de unos cientos de metros) este tren de ondas incluye tanto ondas superficiales como de cuerpo, así como a distancias más grandes las ondas superficiales se vuelven dominantes.

Los microtremores están compuestos principalmente del modo fundamental de las ondas Rayleigh y reflexiones incidentes de ondas de cortante S (Kanai y Tanaka, 1961). En este contexto pueden definirse como:

a) Vibraciones en la superficie debido a la incidencia oblicua de ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones con la misma energía
b) Una superposición de ondas superficiales, que constituyen un campo estacionario y homogéneo

c) El ruido ambiental generado por fuentes naturales y culturales como el tráfico vehicular, uso de maquinaria, etcétera

La composición de ondas de ruido es altamente dependiente de las características del suelo, especialmente del contraste de impedancias ((Bonnefoy-Claudet, 2006), Además a frecuencias altas puede existir modos altos de las ondas Rayleigh y puede existir una proporción importante de ondas Love, probablemente del 40%. Sin embargo un grado de impedancia alto se refiere a un contraste de velocidades entre a superficie y el basamento (Bard, 1999) de 100 m/s y 600 m7s respectivamente.

Siempre que se utilicen registros de microtremores, se tiene que tener en cuenta que las trayectorias de las ondas son simples y similares; esto quiere decir, que no existe dispersión tridimensional, y que las trayectorias pueden ser aproximadas por la dispersión geométrica elemental, así como por la atenuación inelástica.

2.3 Cocientes espectrales H/V

Nogoshi e Igarashi (1971), introdujeron por primera vez la idea de obtener la razón espectral de las componentes horizontal y vertical (H/V) registradas en un solo instrumento.

Ellos mostraron la relación entre H/V con la curva de elipticidad de las ondas Rayleigh debido a la predominancia de éstas en la componente vertical e identificaron la coincidencia entre el máximo de la más baja frecuencia observada en la curva con la frecuencia de resonancia fundamental del suelo, utilizándola como indicador para determinar la estructura del subsuelo debajo del sitio donde se realizó el registro (Bard 1999).

La elipticidad es dependiente de la frecuencia y muestra un pico dominante de la frecuencia fundamental en sitios donde existe un contraste de impedancia entre el suelo y el basamento. La interpretación de Nogoshi e Igarashi se sustenta en la suposición de que el ruido predominantemente consta de ondas superficiales.

Bajo este supuesto, Bard (1999) Nakamura (2000), Okada (2003) están de acuerdo en los siguientes argumentos:

- El cociente espectral H/V está básicamente relacionado con la elipticidad de las ondas Rayleigh, debido a la predominancia de este tipo de ondas en la componente vertical
- La elipticidad depende de la frecuencia y presenta un pico agudo alrededor de la frecuencia fundamental de los sitios que exhiben un suficientemente alto contraste de impedancia entre el material superficial y los materiales profundos. Este pico se relaciona con el desvanecimiento de la componente vertical, correspondiente a una inversión del sentido de rotación de las ondas Rayleigh, de un sentido prógrado a bajas frecuencias, a un sentido retrogrado a frecuencias intermedias

Esta técnica fue retomada más tarde por Nakamura (1989) quien afirmó que este cociente ANHV (f) es una estimación fiable de la función de transferencia del sitio de las ondas SHT (f). Por su simplicidad y economía se extendió rápidamente por casi todo el mundo, a otros controles, e incluso a aplicaciones directas (Bard, 1999).

La interpretación del Nakamura del cociente H/V se basa en la suposición de que el efecto de las ondas superficiales puede ser eliminado, de modo que el resultado final, está en relación directa con las funciones de transferencia para las ondas S.

Su primera explicación (Nakamura, 1989) se basa en tres supuestos fuertes y recibió muchas críticas por varios expertos (Kudo, 1995 citado en Bard, 1999), lo que llevó a una segunda explicación, ligeramente modificado (Nakamura, 2000). En esencia se separa los microtremores en las ondas de cuerpo y las ondas superficiales, la técnica asume que:

- Los microtremores consisten en ondas Rayleigh, propagándose en una capa que está encima de un semiespacio
- El movimiento es totalmente debido a fuentes locales y todas las fuentes profundas son despreciadas

- Las fuentes locales no afectan el movimiento de los microtremores en la base del estrato del suelo. Matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$SE(w) = \frac{Hs(w)}{Hb(w)} \tag{4}$$

Donde SE (w) representa el espectro de los efectos de sitio, Hs (w) es el espectro de la onda horizontal en superficie y Hb (w) es el espectro de la onda horizontal en la base del movimiento. Puesto que las ondas internas de los microtremores contienen ondas superficiales, es necesario corregirlas removiendo los efectos de las ondas superficiales. Nakamura, asume que el efecto de las ondas Rayleigh (A_S), está incluido en el espectro de ondas verticales superficiales (V_S) y no en la base del movimiento (V_b) y consecuentemente puede ser definido como:

$$AS(w) = \frac{Vs(w)}{Vb(w)} \tag{5}$$

Removiendo el efecto de las ondas Rayleigh, el espectro de sitio modificado queda definido por:

$$SM(w) = \frac{SE(w)}{As(w)} = \frac{Hs(w)/Hb(w)}{Vs(w)/Vb(w)} \tag{6}$$

Nakamura demostró experimentalmente, usando registros directos y de microtremores que:

$$\frac{Vb(w)}{Hb(w)} \approx 1 \tag{7}$$

Sustituyendo la ecuación 7 en 6 queda que:

$$SM(w) \approx \frac{Hs(w)}{Vs(w)} \tag{8}$$

Nakamura (2000) concluyó que el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical del movimiento en un mismo sitio puede ser usada como un estimativo de los efectos de sitio para ondas internas. La técnica de Nakamura es muy atractiva, ya que elimina los efectos de fuente, patrón de radiación y trayecto que se presentan en los sismos.

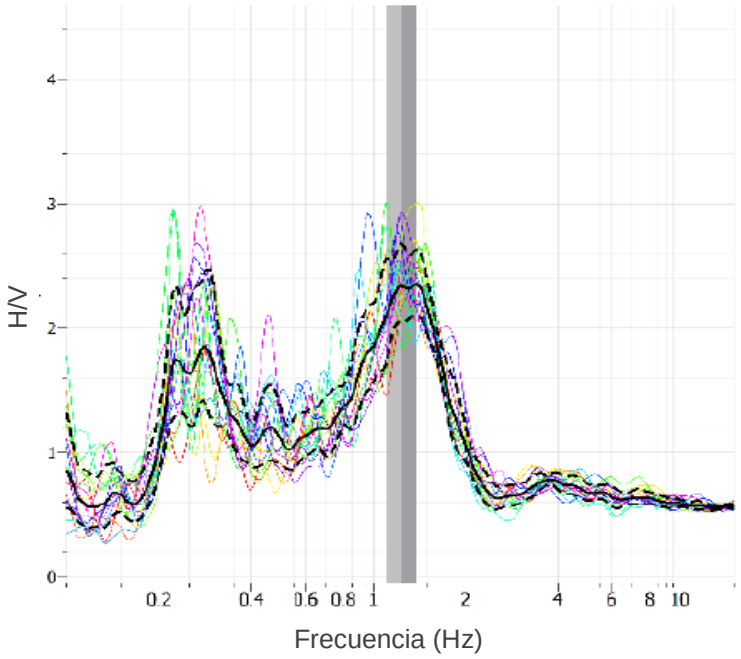


Figura 2.5.- Cociente espectral H/V obtenido mediante microtremores.

2.3.1 Cocientes espectrales H/V aplicados a registros sísmicos

El método de cocientes espectrales H/V puede aplicarse también a los registros de movimientos sísmicos fuertes o débiles (Lermo y Chávez-García, 1993). Para este cociente no se requiere una estación de referencia, como es el caso de la técnica de Razón Espectral Estándar (SSR; Borcherdt, 1970).

Esta técnica, ofrece una estimación bastante exacta de la frecuencia natural de vibración del terreno, pero subestima demasiado los valores de amplificación relativa del suelo (Lermo y Chávez–García, 1994) con el registro de sismos de mediana intensidad $3.5 \leq Mw \leq 5.0$, es posible inferir la frecuencia dominante y el factor de amplificación de un sitio.

Generalmente sólo permite obtener el periodo asociado al primer modo de vibrar de la estratigrafía del sitio, pero no define los periodos para modos superiores. Sin embargo dependiendo de la estratigrafía del suelo y de las características de los instrumentos utilizados, en ocasiones es posible encontrar más de un modo de vibrar.

Aunque la técnica H/V aplicada a registros de movimiento sísmico permite una mejor estimación de la amplificación relativa en comparación con la técnica H/V aplicada a microtremores, en general también sólo proporciona información sólo del primer modo de vibrar del suelo.

Una medición de movimientos de ondas sísmicas en el plano horizontal, grabada en la superficie de la capa sedimentaria, contiene efectos de fuentes naturales lejanas que se propagan como ondas de cuerpo (P y S) y fuentes locales propagándose como ondas Rayleigh. Los efectos generados por la trayectoria se anulan al momento de realizar el cociente espectral, ya que todos los registros que se obtienen pertenecen al mismo sitio.

Lermo y Chávez-García (1993) verificaron si las hipótesis de Nakamura eran consistentes, de ser ciertas las suposiciones de Nakamura, la elipticidad en la superficie (cociente del movimiento horizontal sobre vertical) debía ser semejante a la función de transferencia de un modelo I-D con incidencia vertical de una onda S.

Adicionalmente, la elipticidad en la interface sedimentos sub-estratos debería ser cercana a la unidad. Los sitios elegidos para hacer esta prueba fueron dos estaciones de movimientos fuertes en la Ciudad de México. La primera estación sobre suelo blando (zona de lago) y la última sobre suelo más duro (zona de transición).

Con los resultados obtenidos concluyeron que los microtremores utilizados con la técnica H/V permiten una buena estimación y bastante aproximada de las curvas para la frecuencia de ocurrencia del más alto pico de amplificación entre la función de transferencia unidimensional y la elipticidad en la superficie (periodo dominante To) de sedimentos sujetos a amplificación dinámica cuando lo geología local es relativamente simple en un rango de frecuencias de 0.3 a 5 Hz; lo cual, corrobora la expuesto por Nakamura (1989).

La técnica consiste en calcular un cociente de amplitudes espectrales, dividiendo el espectro de amplitud de Fourier de la componente Norte-Sur y Este-Oeste, por el espectro de amplitud de Fourier de la componente vertical del mismo registro. Esto quiere decir que la estimación del efecto de sitio, está dada por el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical del movimiento en la superficie, realizando el cálculo para la fase intensa de la onda de corte.

En síntesis los cocientes espectrales también se les conoce como funciones de transferencia empíricas (FTE), cuya representación gráfica es: en el eje de las ordenadas, la amplificación relativa (cociente espectral H/V) en el eje de las abscisas, la frecuencia o el periodo To. (Fig. 2.6).

.

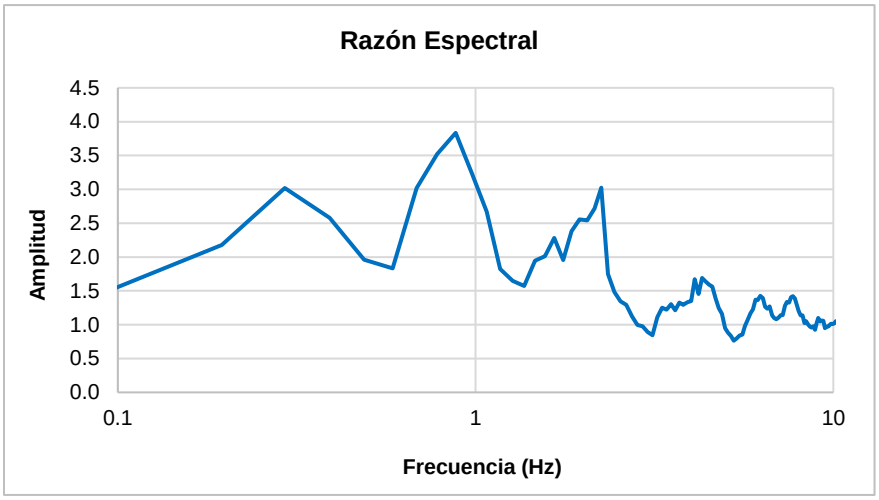


Figura 2.6.- Función de transferencia empírica (FTE), obtenida a partir de registros sísmicos.

2.4 Método SPAC

Existe una significante relación entre el efecto de sitio y las condiciones geológicas superficiales (Aki, 1988). Esa relación ha sido expresada de diferentes maneras, desde las más sencillas que implican una clasificación simple de sitios en suelo y sitios en roca, hasta relaciones en términos de algún parámetro físico de los materiales terrestres cercanos a la superficie, tal como la velocidad de propagación de las ondas de corte (Velocidad de cortante, V_S); existen justificaciones observacionales y teóricas para usar esta última aproximación (Bullen y Bolt, 1987; Aki y Richards, 1980).

La estructura somera de velocidades de onda es un elemento básico en los estudios de la amplificación del suelo y de la respuesta de sitio; en particular, la velocidad de onda de cortante (V_S), éste es un parámetro útil para estimar la respuesta sísmica en un sitio determinado, mismo que se utiliza en el diseño por sismo.

Los métodos tradicionales de prospección (refracción/reflexión) de velocidad de cortante tienen fuertes limitaciones cuando se trata de actuar en zonas urbanas o en sitios en que se requieren métodos no destructivos.

Los pozos geotécnicos son caros, por lo que se ha generado un interés en alternativas rápidas de prospección que puedan operar en sitios con niveles de ruido sísmico alto y a un costo menor. Por este motivo es que los métodos sísmicos que utilizan ruido ambiental como señal significante son los adecuados. En la actualidad se utilizan ampliamente métodos no destructivos como son: ReMi (Refraction Microtremor: Louie, 2001) y la sísmica de dispersión de ondas superficiales (Shapiro, 2005).

En los últimos años, el uso de registros de microtremores mediante vibración ambiental se ha incrementado notablemente, la mayoría de los trabajos relacionados con el uso de esta técnica para estudios de efectos de sitio, o de microzonificación, se realizaban en Japón, pero en los últimos años esta práctica se ha hecho popular en países de sismicidad moderada y en ciudades donde el efecto de sitio es sumamente importante, como China, Estados Unidos, Chile y México (Bard, 1999).

En el hecho de que los microtremores consisten básicamente de ondas superficiales y asumiendo que éstos son estacionarios en el espacio y el tiempo, Aki propuso el método de Autocorrelación Espacial (SPAC, por sus siglas en inglés Spatial Autocorrelation Method; Aki, 1957), el cual requiere de registros de microtremores simultáneos en dos o más estaciones dispuestas a distancias predeterminadas, para formar lo que se conoce como arreglo instrumental.

Este método permite obtener modelos estratigráficos de velocidades a partir de la curva de dispersión de ondas Rayleigh (Fig. 2.7); por medio del cálculo del coeficiente de autocorrelación espacial.

Asimismo la frecuencia fundamental del sitio se puede encontrar de manera indirecta utilizando algún método de propagación de ondas en medios estratificados por ejemplo el método Thomson-Haskell (1962).

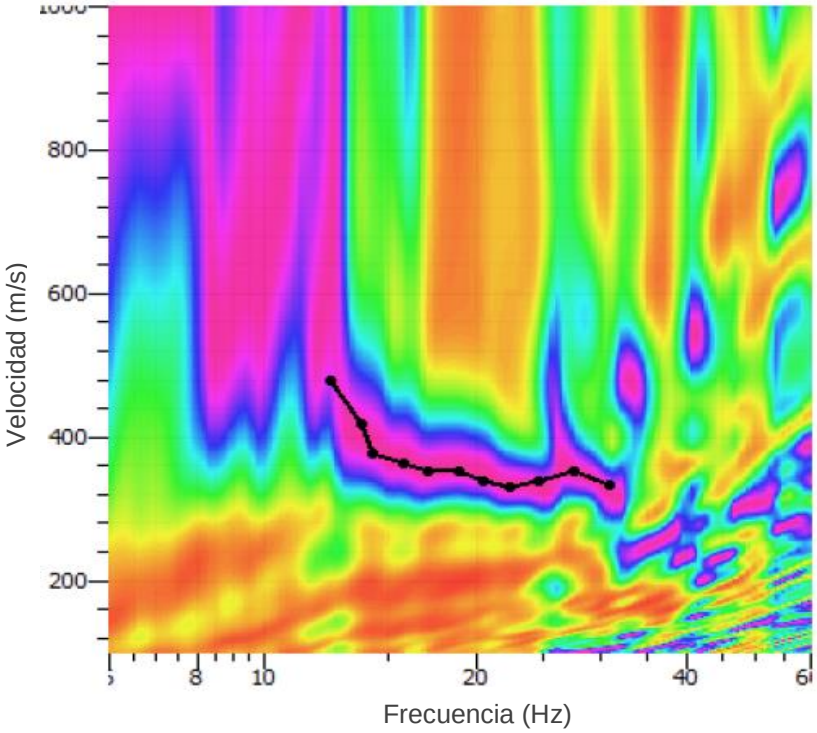


Figura 2.7.- Curvas de dispersión obtenidas a partir del método SPAC.

El método SPAC asume que los microtremores están formados por ondas superficiales, y tiene como objetivo calcular la velocidad de fase para cada frecuencia a partir de registros simultáneos, obtenidos de un arreglo instrumental mínimo de cuatro estaciones. En síntesis la metodología consiste en tres etapas:

1. Registro de ondas superficiales
2. Cálculo del coeficiente de correlación
3. Estimación de la velocidad de fase

La forma más simple de aplicar este método es utilizar la componente vertical de registros simultáneos.

Siguiendo la metodología propuesta por Aki (1957), se considera un arreglo instrumental dispuesto de manera circular (Fig. 2.8) que registra ondas armónicas de frecuencia circular ω; estas ondas se representan por $u(0,0,\omega,t)$ y $u(r,\theta,\omega,t)$, las cuales se observan en el centro del arreglo $C(0,0)$ y en el punto $X(r,\theta)$ del arreglo, respectivamente.

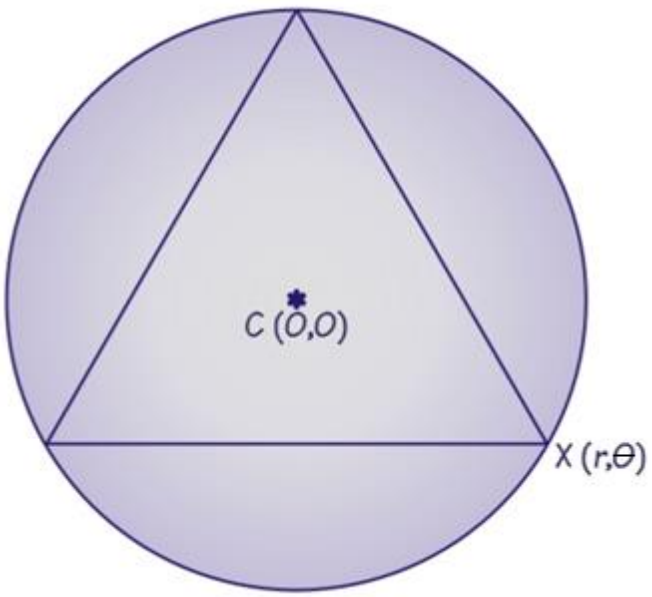


Figura 2.8.- Arreglo instrumental de 4 estaciones dispuesto de manera circular.

La función de autocorrelación del registro de la estación central $C(0,0)$ se define como:

$$S_0(f) = E[X_0^*(f) * X_0(f)] \tag{9}$$

Donde:

$X_0\ (f)$ es el espectro de potencia

$X_0^*(f)$ es el complejo conjugado del mismo

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

$$S_j(r,\theta,f) = E\left[X_j^*(r,\theta,f) * X_j(r,\theta,f)\right] \tag{10}$$

Donde:

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

$X_j^*(r, \theta, f)$ es el complejo conjugado del mismo

La función de cross-correlación entre la estación del centro $C(0,0)$, y la estación en el punto externo $X_j\ (r, \theta)$ está definida por:

$$S_{0j}(r, \theta, f) = E\left[X_0^*(f) * X_j(r, \theta, f)\right] \tag{11}$$

Donde:

$X_0^*(f)$ es el complejo conjugado del espectro de potencia para el registro de la estación del centro

$X_j(r, \theta, f)$ es el espectro de potencia del registro de la estación en el punto exterior

Finalmente, el coeficiente de correlación espacial entre las dos estaciones $C(0,0)$ y $X(r, \theta)$ está dado por:

$$\gamma_{0j}(r, \theta, f) = Re\left[\frac{S_{0j}(r, \theta, f)}{\sqrt{S_0(f) * S_j(r, \theta, f)}}\right] \tag{12}$$

Donde Re [*] significa la parte real de un número complejo. Esta ecuación se obtiene de manera directa para registros de microtremores utilizando la Transformada Rápida de Fourier (FFT).

Para encontrar el coeficiente de correlación en todas las direcciones del arreglo instrumental se calcula el promedio azimutal con la siguiente integral:

$$\rho(r, f) = \frac{1}{2\pi}\int_0^{2\pi} \gamma_{0j}\ (r, \theta, f) d\theta \tag{13}$$

Esta ecuación muestra cómo los coeficientes de autocorrelación espacial SPAC son obtenidos por medio del promedio de una función de coherencia normalizada entre dos sitios con respecto a la dirección θ. Además, esta integral se simplifica con la Función Bessel de primera especie y orden cero J_0:

$$\rho(r,f) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c(f)} * r\right) \tag{14}$$

Donde f es la frecuencia, r es la distancia entre estaciones, y $c(f)$ es la velocidad de fase para cada frecuencia. A partir de los coeficientes de correlación calculados $\rho(r,f)$ se interpola en el argumento de la ecuación para ajustarlo a la Función Bessel teórica de orden cero, y del argumento interpolado se calcula $c(f)$.

En general, a partir de los arreglos instrumentales se pueden calcular dos coeficientes de autocorrelación espacial: uno entre las estaciones de los vértices del arreglo, $X(r,\theta)$ correlación externa; y otro coeficiente entre dos de los vértices, $X(r,\theta)$ y la estación central, $C(0,0)$ correlación interna.

En síntesis el principio básico del método SPAC es detectar la forma de la dispersión de las ondas superficiales (Rayleigh) en los microtremores. Es decir, determinar la relación que existe entre la velocidad de fase y frecuencia, para estimar una curva de velocidad de fase. Finalmente utilizando esta curva de velocidad de fase, así como un algoritmo de inversión, estimar un modelo estructural de velocidad de onda de cortante.

Otra forma de utilizar el método SPAC, es con las componentes horizontales de los registros de microtremores; la única diferencia es que en lugar de usar la Función Bessel de orden cero, se considera la Función Bessel de orden dos (Yamamoto, 1998).

Por otro lado, se ha propuesto una modificación del método SPAC (Rodríguez, 2003), que consiste en sustituir la correlación espacial por la estacionaridad temporal de microtremores.

Esta modificación permite usar cualquier geometría en el arreglo instrumental; no obstante, se requiere de registros muy largos en tiempo, para que la cross-correlación temporal entre cualquier par de estaciones sea equivalente a la cross-correlación espacial de un arreglo equidistante.

Así, en lugar de registrar simultáneamente en un arreglo circular de radio fijo, se asume que la dirección de propagación predominante es rota con el tiempo; de este, un par de estaciones que toma datos durante un periodo de tiempo largo, registra el campo de propagación en un gran número de azimuts, lo que sería equivalente al promedio azimutal.

Una de las limitantes del método SPAC es el número de estaciones requeridas (Morikawa, 2004); por eso se ha propuesto una modificación de dicho método utilizando solamente dos estaciones, basándose en el hecho de que el método siempre calcula la correlación entre dos estaciones.

Otro inconveniente es el estar ligado a que la respuesta evaluada es lineal debido a las bajas amplitudes y bajas deformaciones del suelo por el tipo de onda de que éste analiza, caso contrario de sismos intensos, que someten el suelo a largas deformaciones y respuesta dinámica no-lineal. Sin embargo, la comparación de resultados obtenidos mediante el método SPAC típico con otros métodos como el método F-K es favorable, y las diferencias se pueden deber más a la naturaleza de los microtremores que al método utilizado en su análisis.

En la exploración sísmica para geotecnia este método tiene amplias perspectivas debido principalmente a las ventajas que ofrece el que la señal sea el ruido, y también al hecho de que el análisis de la dispersión de ondas superficiales puede involucrar la información asociada a la velocidad de grupo.

.

III. ZONA DE ESTUDIO E INSTRUMENTACIÓN

3.1 Localización de Ciudad Universitaria

Ciudad Universitaria se encuentra ubicada al sur de la Ciudad de Puebla, capital del estado homónimo, en la zona del Valle de Puebla. En las coordenadas 19°00′03″N 98°12′02″O y con una altura media de 2132 metro sobre el nivel del mar (Fig. 3.1). Limita al norte con el fraccionamiento Jardines de San Manuel, al oeste con el fraccionamiento Camino Real y al sur con el fraccionamiento Arboledas de San Ignacio.

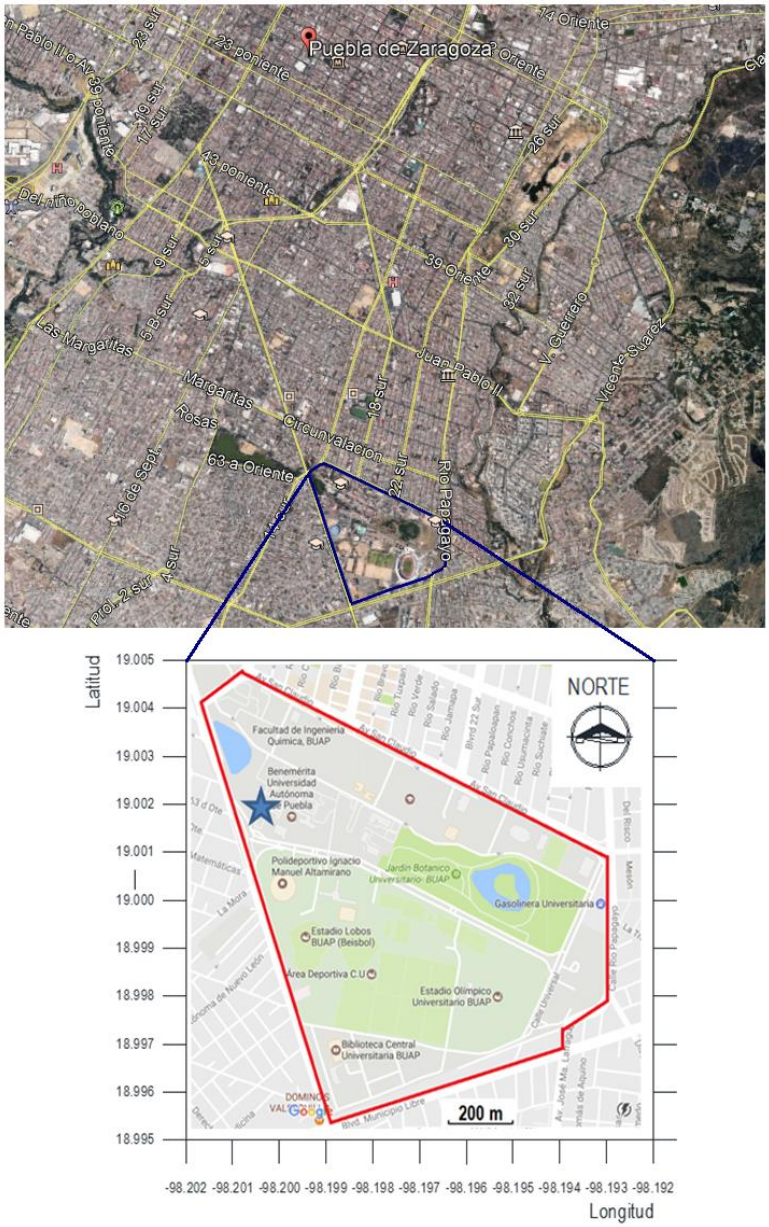


Figura 3.1.- Mapa de localización de Ciudad Universitaria.

3.2 Geomorfología

El estado de Puebla presenta diferentes afloramientos de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Los últimos acontecimientos geológicos han consistido en la formación de travertinos depositados por aguas termales, que afloraron a lo largo de una falla, y la sedimentación de depósitos aluviales a lo largo del rio Atoyac y de sus afluentes.

El valle de Puebla está situado entre los límites de las provincias fisiográficas del Eje Neovolcánico y la Sierra Madre del Sur y en la Sub-provincia de Los Lagos y Volcanes Anáhuac.

Se caracteriza por una serie de fracturas del Mioceno hasta el cuaternario; entre las más recientes se encuentran la de Tlaxcala y la de Tetlatlauca; anteriores a ellas está la de Hueyotlipan y la fractura de Valsequillo, muy cerca del rio Atoyac. Las más antiguas son: Tlaloc-Apan, Popocatepetl, Chignahuapan, Malinche, Atoyac-Minas y la fractura del Carmen.

En el área urbana se define una falla denominada la Malinche y se infieren otras dos. La Malinche es un plano de discontinuidad profundo con dirección suroeste a noroeste y una longitud aproximada de 300 km.

Con respecto a las inferidas: la primera va del cerro de la Paz a los del Loreto y Guadalupe, su dirección es este-oeste y coincide con un eje que se inicia en las cercanías del Nevado de Toluca y pasa por el Popocatepetl, Pico de Orizaba y otros pequeños conos volcánicos.

La ciudad de Puebla se ubica entre las fallas Zacamboxo y Clarión, ambas con dirección este-oeste; esta última tiene su origen en el Océano Pacifico. La Zacamboxo pasa al norte de la ciudad, a una distancia aproximada de 40 km mientras que la Clarión pasa al sur de la ciudad, a una distancia aproximada de 25 km (Fig. 3.2).

Figura 3.2.- Fallas geológicas en el Estado de Puebla.

3.3 Geología regional

La geología regional de la ciudad de Puebla, está constituida por rocas calizas del Cretácico. Sobreyaciendo a estas rocas, se tienen secuencias de depósitos volcánicos como tobas y sedimentos de origen aluvial. Como resultado de la actividad volcánica relacionado con la generación del Eje Neovolcánico, se tienen un cono volcánico que constituye el cerro de San Juan o La Paz ubicado al oeste dentro de la ciudad, está constituido por escorias basálticas rojizas y otros piroclastos. Asimismo, hacia el sur y oeste de la ciudad se distinguen afloramientos basálticos y tobáceos.

Las rocas que constituyen el subsuelo de la Ciudad de Puebla son predominantemente volcánicas (Chávez García, 1995). Diversos ríos cruzan la ciudad, dejando depósitos aluviales con estratos de gravas y arenas limosas de compacidad variable. Debido a esto existen estratigrafías que alternan depósitos lacustres con aluviones y tobas volcánicas erráticamente distribuidas en la ciudad. CU se encuentra dentro de la zona de depósitos de toba andesítica (Fig. 3.3).

Figura 3.3.- Mapa geológico de la ciudad de Puebla (Chávez García, 1995).

3.4 Geotecnia del sitio

En el sur oriente de la ciudad de Puebla a lo largo del rio Alseseca, cerca de CU, existen importantes depósitos aluviales constituidos por arenas y arenas limosas. Depósitos semejantes existen a lo largo de todos los ríos, algunos de ellos entubados atraviesan la ciudad (Chávez García, 1995).

De acuerdo con la zonificación geológica propuesta por Auvinet (1976) Ciudad Universitaria se ubica en la zona de tobas, cuyas características geotécnicas generalmente son buenas con excepción de zonas de baja compacidad y de materiales expansivos.

Posteriormente Azomoza (1998) definió su localización en la zona de arcillas expansivas (Fig. 3.4), cuya descripción corresponde en una gran extensión a la formación de suelos tobáceos que se encuentra parcial y totalmente cubierta por una arcilla de alta plasticidad, producto de depósitos aluvio-lacustres-palustres, susceptible de experimentar cambios volumétricos de expansión y contracción al variar su contenido natural de agua.

La arcilla se diferencia por tener una coloración gris oscuro y presentar agrietamientos, notables a simple vista. Su contenido natural de agua es de variable de 15 a 50% y su límite líquido es generalmente mayor a 60%, en sus propiedades índice y peso volumétrico seco no mayor de 1.1 t/m³, la arcilla se clasifica de mediana expansividad, con presiones de expansión de 3 a 7 t/m² (Azomoza, 1998).

Una de las características fundamentales para la identificación de éste material es su alta resistencia al esfuerzo cortante en estado seco. Esta arcilla plástica en algunas ocasiones se ha explorado bajo depósitos recientes aluviales o tobáceos, con espesores no mayores de 1.50 a 2 m y ocasionalmente en zonas puntuales, hasta de 4 metros.

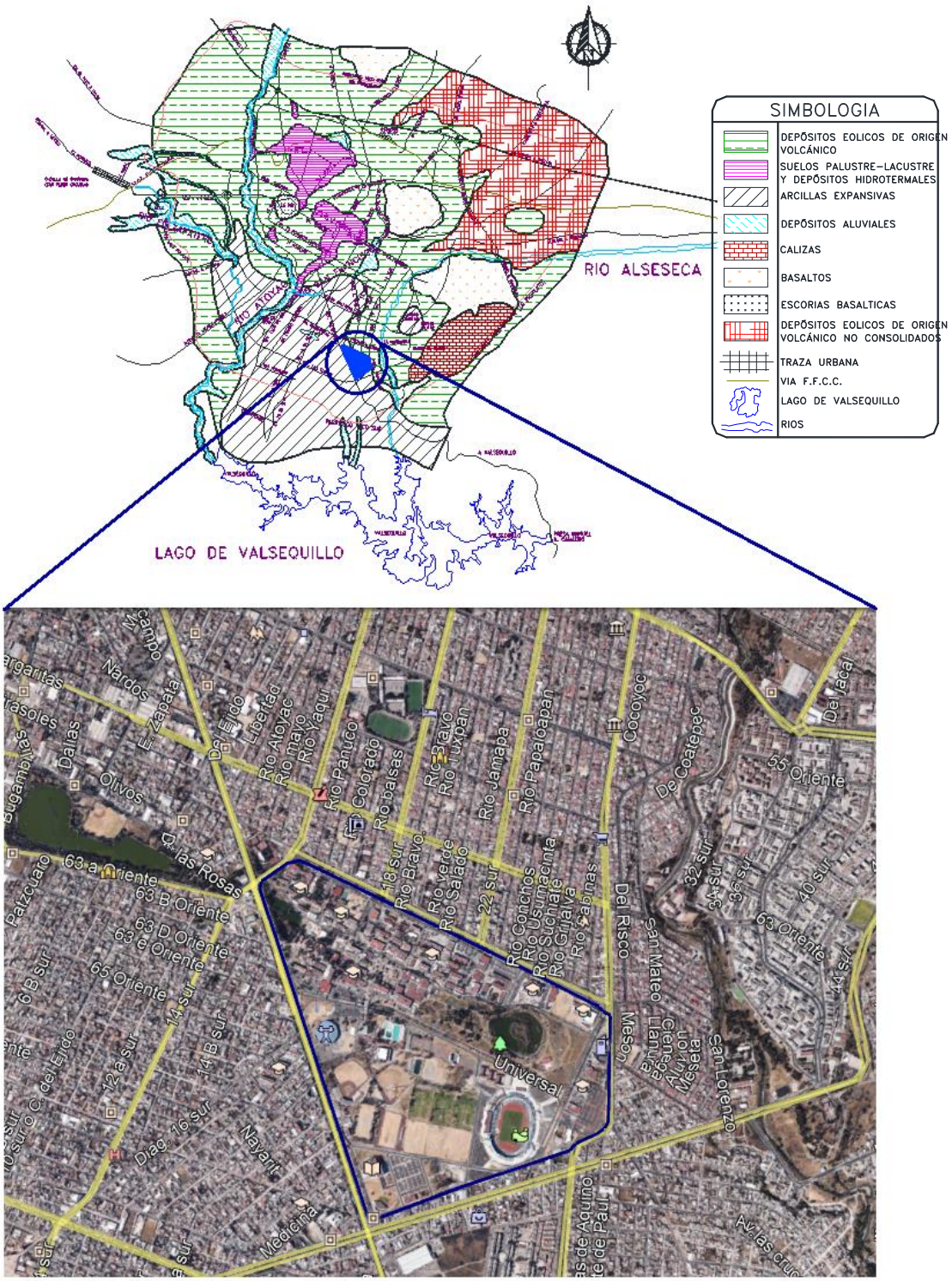


Figura 3.4.- Zonificación geotécnica del Valle de Puebla (Azomoza, 1998).
Escala 1:915 m.

3.5 Instrumentación

La adquisición de datos acelerométricos para este trabajo se realiza a través de un arreglo espacial de 15 sensores Guralp CMG-6TD de banda ancha (0.03-100 Hz) sincronizados en tiempo, e instalados en un arreglo instrumental de una red temporal mediante método SPAC, para registrar simultáneamente ruido ambiental. Los datos del acelerógrafo se muestran en la Tabla 3.1. Al realizar las mediciones, las observaciones relevantes se anotaron en una bitácora de campo (Anexo I).

Tabla 3.1.- Especificaciones técnicas del equipo Guralp.

Salida y Respuesta	Sensibilidad	2000 V/ms-1
	Salida nominal	2.0 x 10-9 ms-1/muestra
	Formato de salida estándar	24 - bit
	Resolución sin ruido (NPR) a 20 muestras	> 132 dB r.m.s. (> 22 bits)
	Banda de frecuencia estándar	0.033 Hz (30 s) - 100 Hz
	Procesador de señal	TMS3200 a 144 MHz
	Tasa de producción	Seleccionable por el usuario
	Velocidad de transmisión RS232	Seleccionable por el usuario
Físico	Menor resonancia artificial	450 Hz
	Rango de temperatura de funcionamiento	-10 a 75 °C
	Material de encamisado	Aluminio duro anodizado
	Precisión del termómetro interno	±0.33 °C (30 °C) ±0.5 °C (10..50 °C) ±1.0 °C (–10..75 °C)
	Linealidad del termómetro interno	±0.5 °C
	Resolución del termómetro interno	0.0625 °C
	Placa base del sensor	Aluminio duro anodizado
	Diámetro de la base	154 mm
	Altura del sensor	242 mm (incluyendo el mango)
	Peso del sensor	3.0 kg
Energía	Requisitos de voltaje	10 a 24 voltios de CC, utilizando Convertidor DC / DC de 12V
	Corriente a 12V DC con GPS	165 mA

El arreglo instrumental se dispone para formar una retícula distribuida de tal manera que se genere una red espacial, con el fin de obtener 12 sub-arreglos triangulares equiláteros de diferente tamaño (Fig. 3.5).

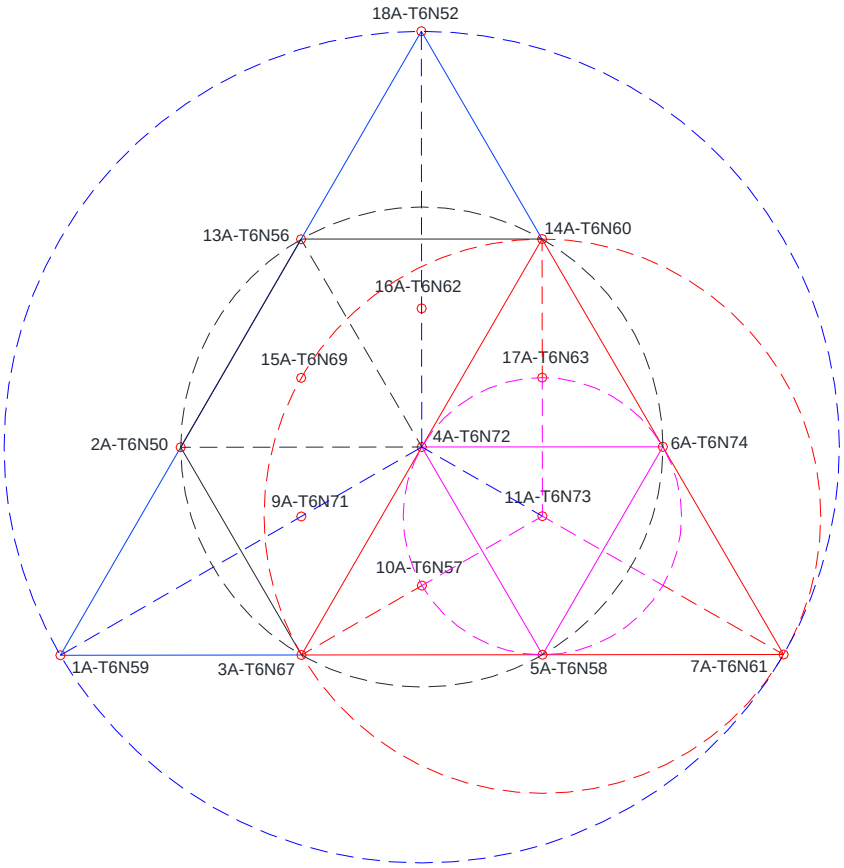


Figura 3.5.- Arreglo instrumental de 15 estaciones dispuestas de manera circular mediante método SPAC para realizar mediciones simultáneas.

En la Figura 3.6 se muestra la disposición de la distribución espacial de los sensores dentro del área de CU.

La separación de las estaciones forman arreglos triangulares con las siguientes dimensiones: 40 m para los triángulos internos menores, 80 m para los internos intermedios y 120 m para los triángulos externos.

Siguiendo la relación distancia profundidad, la separación de 120 m para este caso se considera máxima, ya que de ser mayor, la profundidad de exploración se extendería demasiado, destacando en el análisis sólo las capas profundas y no se visualizaría con mayor detalle los estratos superficiales, los cuales ingenierilmente son relevantes para el estudio.

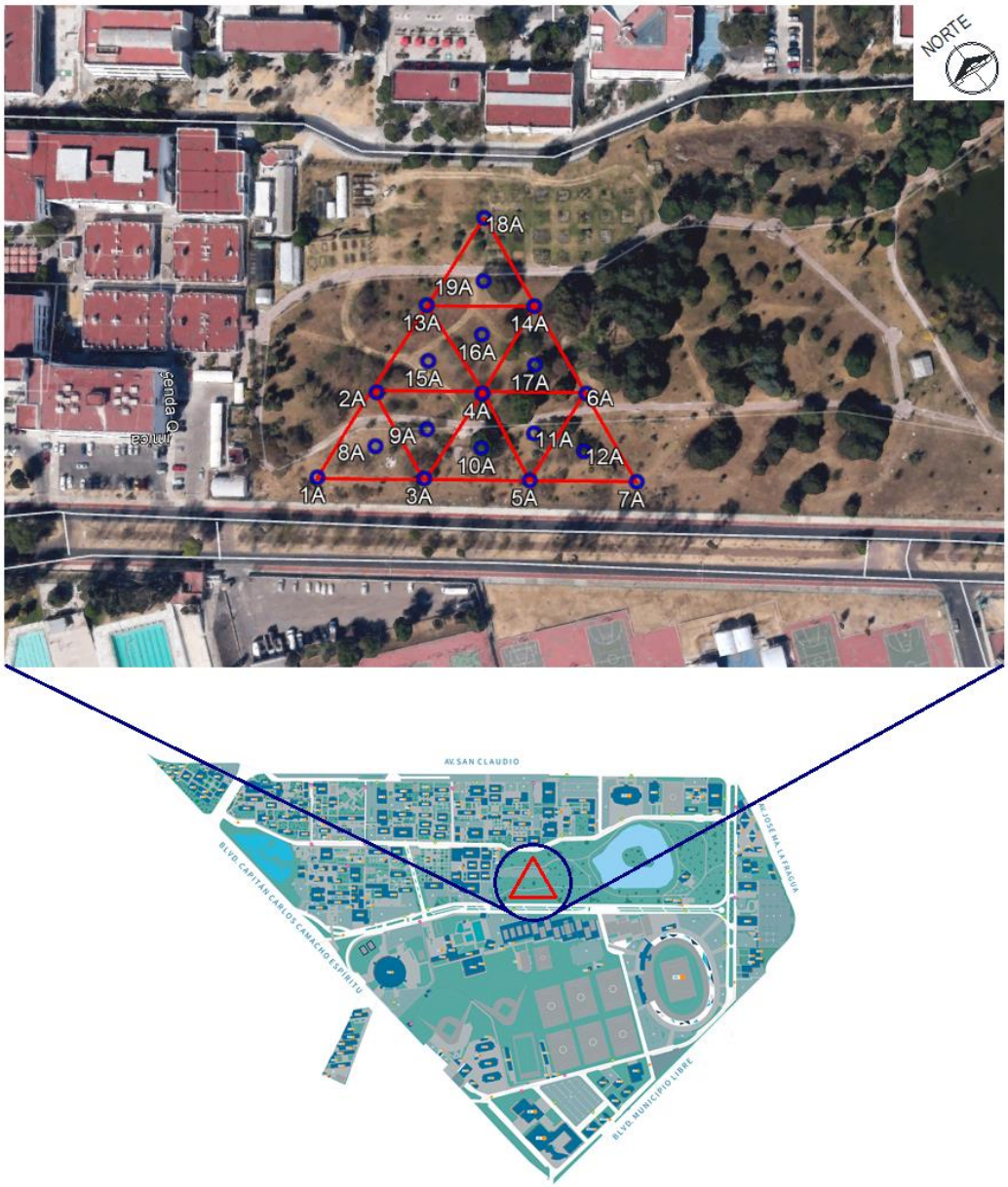


Figura 3.6. Distribución espacial del arreglo triangular en Ciudad Universitaria.

Con la finalidad de obtener una mejor calidad en los registros, para este estudio los acelerógrafos se colocan dentro de calas (Fig. 3.7), para evitar contaminación de las señales y así obtener una mejor lectura de las vibraciones a las que está expuesto el suelo.

Se revisaron las áreas verdes dentro de Ciudad Universitaria para colocar los instrumentos, sin embargo, distribuir el arreglo espacial en estas zonas ocasionaría que las distancias fueran mayores a 120 m, así como el exceso de ruido debido al tránsito vehicular y las maquinarias que trabajan en las obras que se realizan actualmente.

Se eligió la zona donde se encuentra el Jardín Botánico para instalar la instrumentación, debido a las ventajas que ofrece en la logística para el registro de datos, ya que la ubicación de la zona se encuentra relativamente al centro del polígono de CU.

Figura 3.7. Instalación de acelerógrafos Guralp para toma de registros de vibración ambiental.

Posteriormente los instrumentos se calibran, nivelan y sincronizan, para iniciar la toma de lecturas. El registro se realizó con lecturas de 500 muestras por segundo en ventanas de 30 minutos, con un tiempo de grabación efectivo de 15 horas.

IV. ANÁLISIS DINÁMICO DEL SUELO

4.1 Perfil de velocidad de onda de cortante

La estructura de velocidades de onda se obtuvo procesando la información de las mediciones de ruido ambiental utilizando el método SPAC. Como se mencionó anteriormente, el arreglo de 15 estaciones se diseñó para obtener 12 sub-arreglos triangulares (Fig. 4.1a).

Se observó que los sub-arreglos más pequeños permitían que en el centro del arreglo se forme un hexágono (Fig. 4.1b), aumentando el número de correlaciones para el análisis de los datos.

El tiempo de grabación de 15 horas, así como las ventanas de grabación, generó para cada sub-arreglo en promedio de 30 a 60 espectros de potencia.

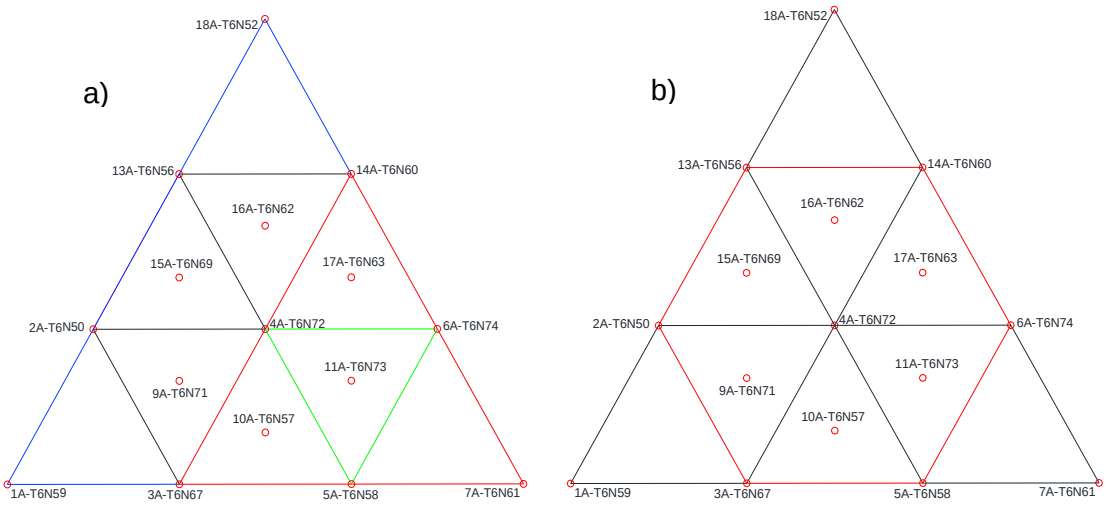


Figura 4.1.- Definición de arreglos triangulares para procesado mediante método SPAC. a) Sub-arreglos triangulares en color azul, rojo y verde, b) sub-arreglo hexagonal en color rojo.

Las señales se procesaron utilizando el software Geopsy (2011), con una superposición del 50% y un número de 500 muestras en un rango de frecuencias de 0.1 a 10 Hz, con longitudes de ventanas de 50 segundos para obtener las correlaciones a partir de la Función Bessel de primera especie y orden cero.

El promedio de las correlaciones de las ventanas en cada triángulo permite estimar el coeficiente de autocorrelación y la velocidad de fase de las ondas Rayleigh (Fig. 4.2).

A partir de los coeficientes de autocorrelación se obtiene un histograma de la variación de la velocidad de fase en función de la frecuencia de las estaciones de cada arreglo triangular. Con la velocidad de fase definida, se construye la curva de dispersión de cada arreglo, mediante la cual es posible obtener la estructura de velocidades del suelo

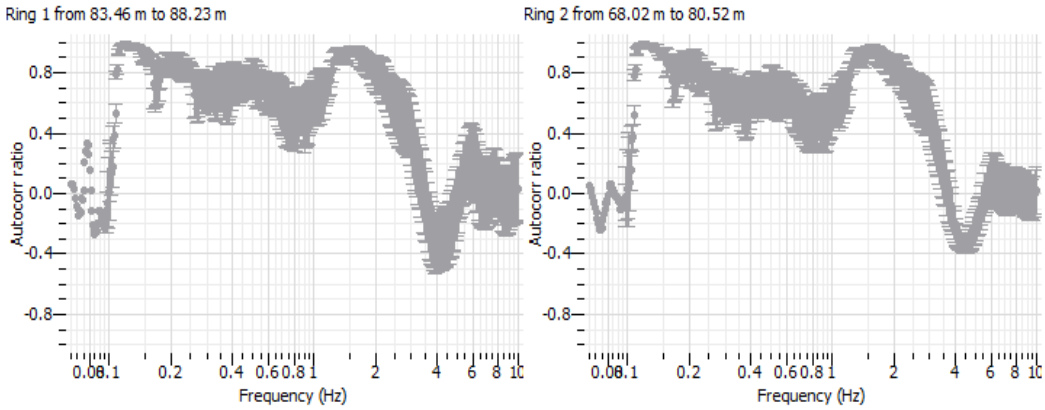


Figura 4.2.- Coeficientes de autocorrelación obtenidos con la combinación de 3 arreglos triangulares y un hexagonal.

Se obtuvieron las curvas de dispersión de cada arreglo. Posteriormente, se combinaron las curvas de dispersión de uno de los tres diferentes tamaños de triángulos, así como la curva obtenida a partir del arreglo hexagonal, de esta manera se construyó una curva de dispersión con una mejor calidad de definición (Fig. 4.3).

La curva muestra un rango de frecuencias de 1.8 a 4.8 Hz, delimitados por el abanico de confiabilidad (Miyakoshi, 1995) el cual consiste en un par de líneas en función del tamaño de los arreglos utilizados y la frecuencia.

Este abanico muestra una tendencia decreciente para una curva de dispersión de velocidad de fase, definido de manera semi-empírica, y está dado como $C_S = r * 10 * f$ (límite superior) y $C_I = r * 2 * f$ (límite inferior); donde r es la distancia entre estaciones y f es la frecuencia.

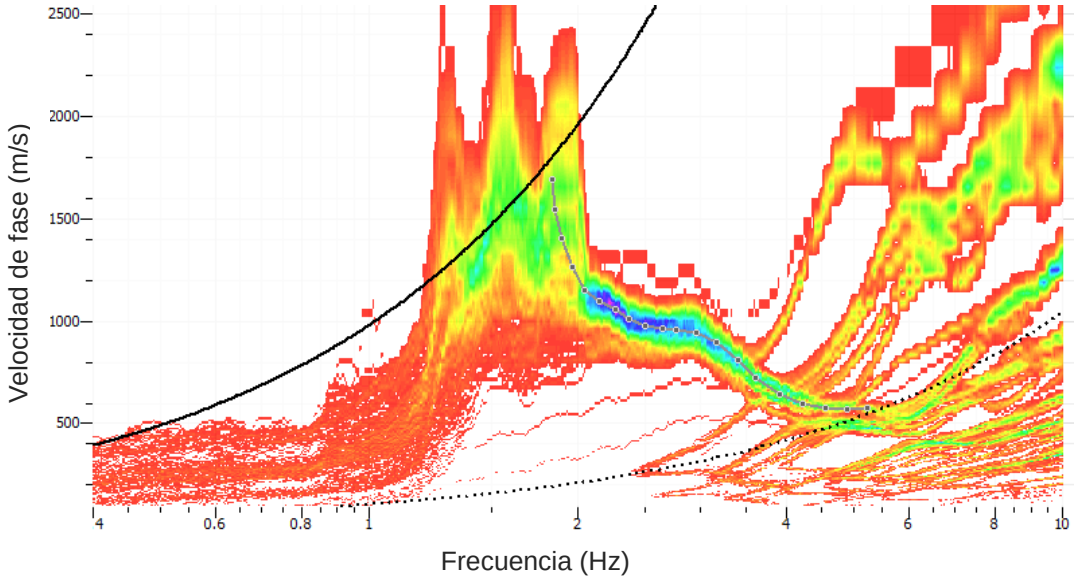


Figura 4.3.- Curva de dispersión construida con la combinación de los histogramas de velocidad de fase de 3 arreglos triangulares y un hexagonal.

Para obtener el perfil de velocidades de onda de cortante se debe realizar la inversión de la curva de dispersión, Se utiliza el módulo “Dinver” de Geopsy, el cual permite realizar la inversión estocástica de la curva de dispersión.

El software requiere un modelo inicial estratigráfico con parámetros elásticos y dinámicos de entrada con respecto a la función objetivo para realizar el modelo de velocidades. Estos parámetros corresponden a la velocidad de onda de compresión, velocidad de onda al corte, módulo de Poisson y densidad del material.

Con la estratigrafía descrita con la información obtenida de los 12 estudios de mecánica de suelos, se define un modelo estratigráfico con número de capas, espesores y parámetros elásticos y dinámicos para la zona donde se ubica el arreglo. El modelo permite variar las propiedades iniciales en un rango delimitado.

Se definieron cuatro capas, con una profundidad para el modelo inicial de 50 m. El rango de velocidades Vp y Vs se consideró de 200 a 5000 m/s y 100 a 3500 m/s respectivamente. El módulo de Poisson se considera para la inversión en un rango de 0.2 a 0.5 en todas las capas.

Posteriormente se realiza la inversión de la curva de dispersión obteniendo un ajuste de la misma. La estructura de velocidades se obtiene mediante iteración de ensayo y error hasta que el modelo se ajuste al modelo teórico inicial (Fig. 4.4), teniendo un ajuste aproximado del 1% (Geopsy, 2011).

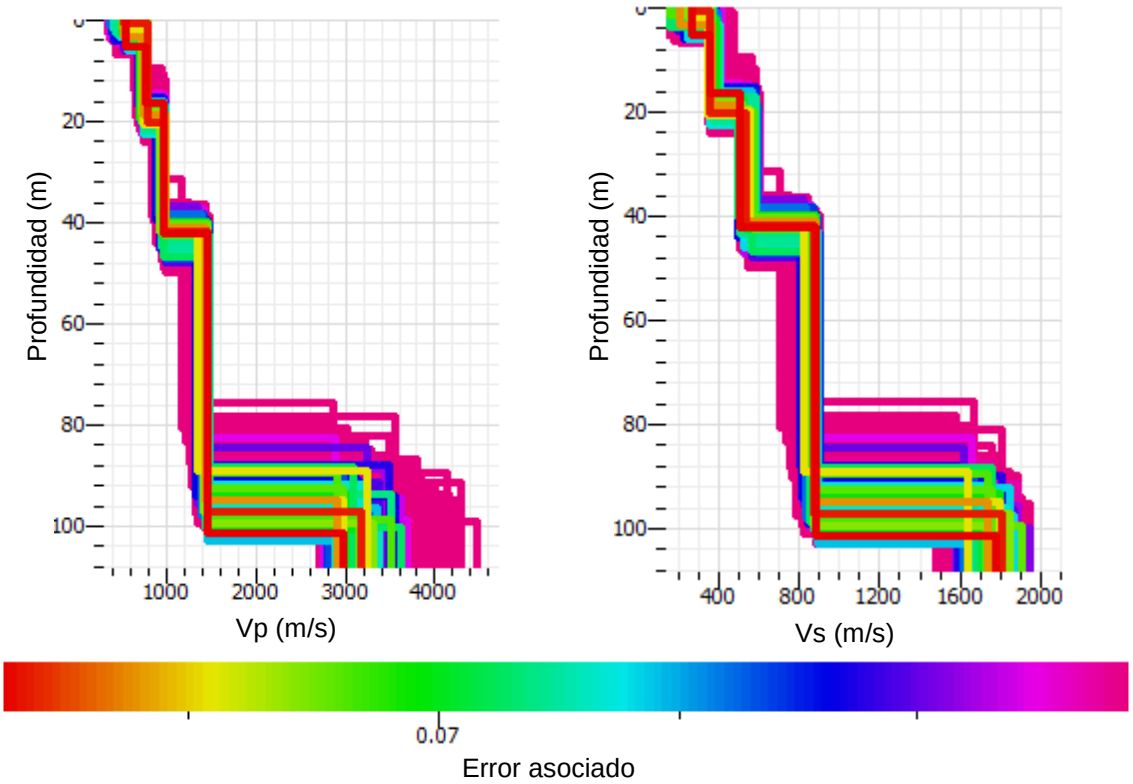


Figura 4.4.- Perfiles de velocidades obtenidos a partir del ajuste de la inversión de la curva de dispersión.

Obtenido el ajuste, se estimó una estructura de velocidades de ondas P y S. El modelo es el resultado de la correlación de los 3 arreglos triangulares y el hexagonal.

Se utilizaron variaciones en el modelo inicial para obtener el menor error asociado, sin embargo sólo se logró un ajuste del 7%.

Esto puede ser debido a que la profundidad de exploración está dada por la máxima longitud de onda que se captura en el arreglo instrumental, lo que indica que la separación de las estaciones en el arreglo, excedió las dimensiones para definir la estructura de velocidades en los estratos superficiales.

No obstante los resultados obtenidos con un error del 7% se consideran aceptables para la composición estratigráfica. La estructura de velocidades asociada con este error se muestra en la Figura 4.5.

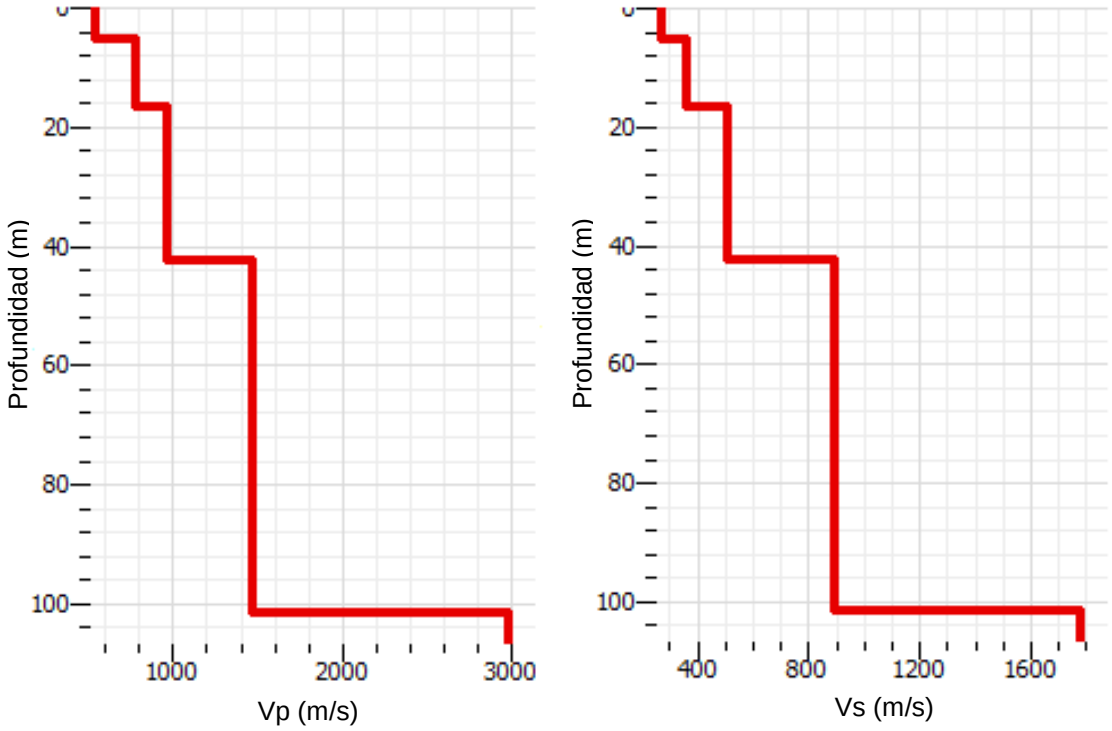


Figura 4.5.- Estructura de velocidades P Y S con un ajuste asociado del 7%.

Las velocidades de onda de cortante de los estratos superficiales se encuentran en el rango de 273 m/s a 510 m/s, hasta una profundidad de 40 m. Estas velocidades corresponden con el tipo de sedimentos identificados en los suelos de CU, principalmente los depósitos de tobas volcánicas.

Tabla 4.1.- Modelo de velocidades y propiedades elásticas obtenido mediante método SPAC.

Estrato	Profundidad (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Densidad g/cm^3	Poisson	Rigidez [G] (Tn/cm^2)	Young [E] (Tn/cm^2)
1	0.00 - 5.00	544	273	1.457	0.332	1.083	2.887
2	5.00 - 17.00	783	363	1.544	0.363	2.032	5.541
3	17.00 - 42.00	968	510	1.610	0.308	4.190	10.961
4	42.00 - 100.00	1581	895	1.813	0.264	14.532	36.738
Semiespacio	---	2970	1772	2.203	0.224	69.155	169.275

4.2 Periodo dominante del suelo

4.2.1 Análisis de ruido ambiental

Los datos obtenidos en los registros de ruido ambiental, se procesaron para obtener los cocientes espectrales H/V y a su vez la frecuencia dominante del suelo, utilizando el software Geopsy (2011).

El software muestra varias opciones para el procesamiento como: longitud de ventanas de procesamiento, tipo de suavizado de la curva H/V con la función de Konno y Ohmachi, rango de muestreo en frecuencia, etc. El programa calcula los espectros de potencia de las tres componentes (Fig. 4.5).

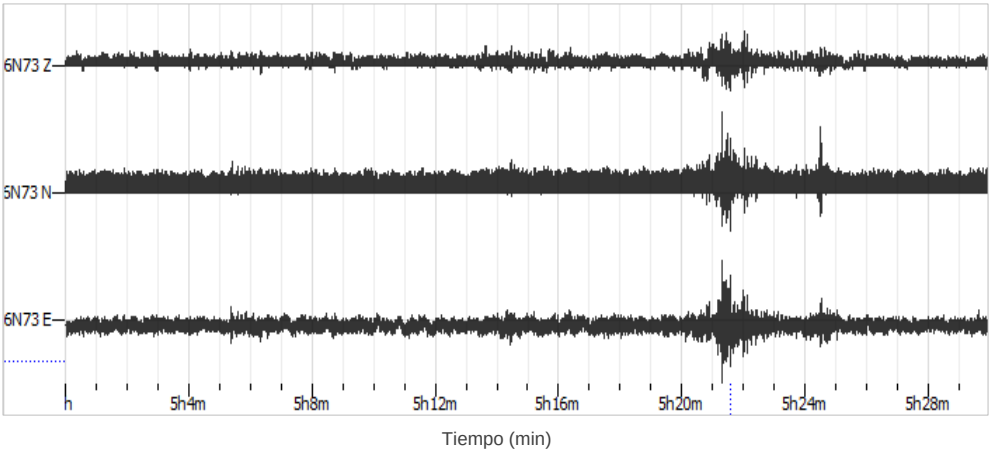


Figura 4.6.- Registro de vibración ambiental de la estación 11A.

Teniendo en cuenta que la función Konno y Ohmachi (1998), es de tipo trigonométrico-logarítmico, ésta toma en cuenta la frecuencia central de máxima amplitud aplicando un coeficiente exponencial, lo que permite observar la respuesta de sitio a partir de la gráfica H/V correspondiente.

$$F_{K-H} = \frac{\sin\left(\left(\log_{10}\left({}^{f}/_{f_c}\right)\right)^{b}\right)}{\left(\left(\log_{10}\left({}^{f}/_{f_c}\right)\right)^{b}\right)^{4}} \tag{15}$$

Donde:

f = frecuencia

fc = frecuencia central, el que realiza el suavizado

b = coeficiente de ancho de banda

El procesamiento de la información se llevó a cabo seleccionando entre 37 a 75 ventanas de 50 s de tiempo en la duración total del registro, con un rango de frecuencia de muestreo de 0.5 a 15 Hz y un traslapado del 5% de la longitud total de la ventana (Fig. 4.7). Posteriormente se calculó el espectro de amplitud de Fourier con un suavizado al 40% mediante la función de Konno y Ohmachi (1998).

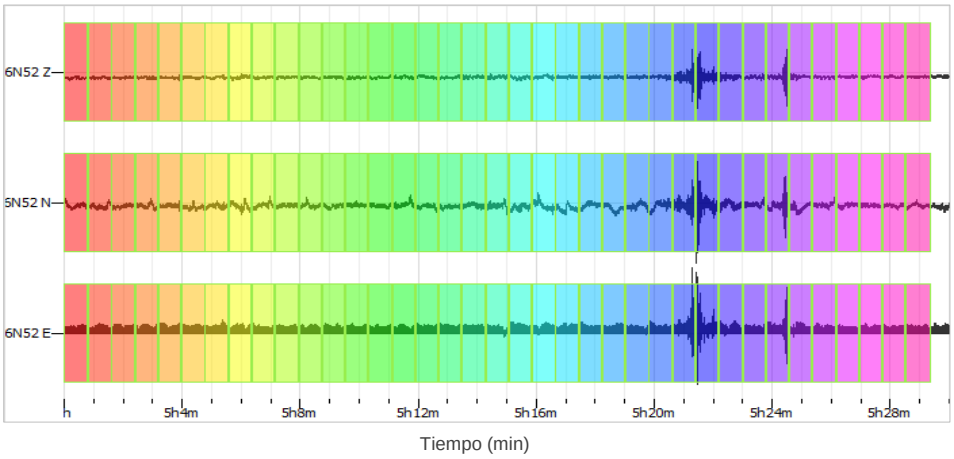


Figura 4.7.- Ventanas de 50 segundos para el procesado de cocientes espectrales H/V, con un traslapado del 5%.

A pesar de que algunas señales mostraban algunas anomalías en una de sus componentes, no hubo necesidad de remover ventanas.

Se realizaron varios procesados modificando los valores de los intervalos de las ventanas y el traslapado, observando una variación de 0.05 Hz en la frecuencia.

Se realizó el procesamiento utilizando todos los datos obtenidos en el registro de 15 horas. Otro procesado tomando sólo cuatro valores en el inicio, a la mitad y el final del tiempo del registro.

Por último utilizando sólo las muestras obtenidas en una ventana de registro de 30 minutos, la variación de la frecuencia en cada modificación de la toma de datos para el procesado fue de 0.03 Hz.

Al comparar los valores de las frecuencias en las variables del procesado, éstas no presentaron una variación significativa. Sin embargo, se observó que algunas ventanas en el tiempo de registro presentaron eventos transitorios, los cuales pudieron ser ocasionados por factores como la fauna en la zona donde se colocaron los equipos y las horas pico en el tránsito vehicular y peatonal.

Por lo cual, para el procesado final, en todos los puntos de registro se utilizaron los parámetros iniciales mencionados anteriormente y se tomó sólo la ventana de muestras de 5 a 5 ½, ya que en ese horario es cuando hay menor probabilidad de que se presenten factores externos que puedan contaminar las lecturas de ruido ambiental.

Finalmente los cocientes espectrales H/V obtenidos se muestran en la Figura 4.8. Las barras grises paralelas indican la desviación estándar de f_O y las líneas punteadas indican la desviación estándar con respecto a la amplitud.

En el Anexo II se encuentran los cocientes correspondientes a los registros de cada estación.

En la Tabla 4.2 se presentan los valores de las frecuencias obtenidos para cada cociente espectral y los periodos dominantes al realizar su inverso.

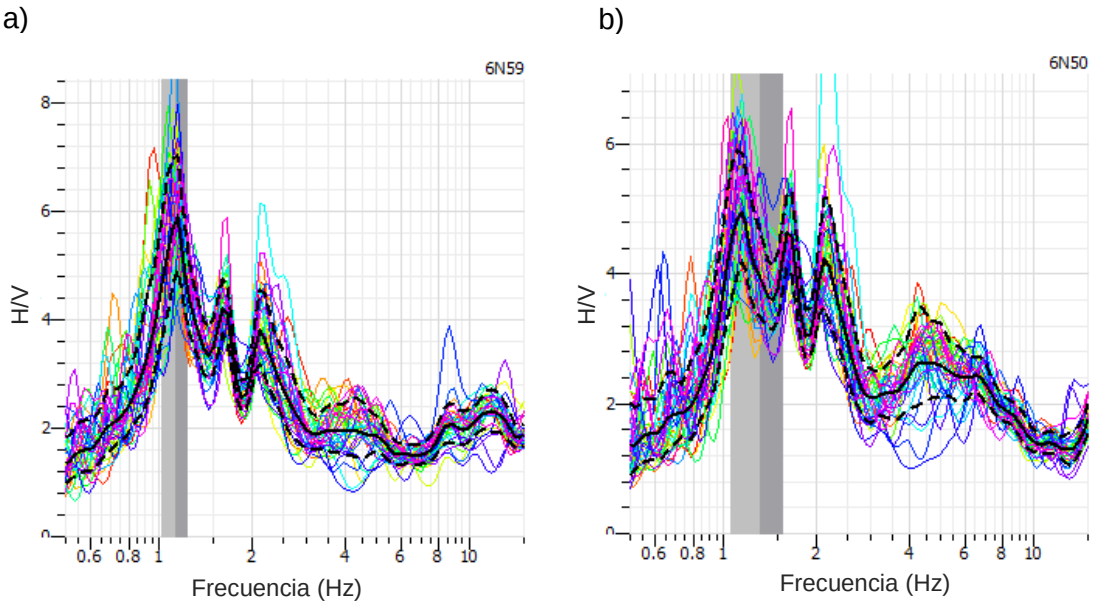


Figura 4.8.- Cocientes espectrales H/V obtenidos del arreglo espacial.
a) Cociente para la estación 1A, b) Cociente para la estación 1B.

Tabla 4.2.- Frecuencias características y periodos dominantes de la zona de estudio, obtenidos mediante vibración ambiental.

ESTACIÓN	EQUIPO	FRECUENCIA fo (Hz)	PERIODO To (s)
1A	T6N59	1.13	0.88
2A	T6N50	1.27	0.79
3A	T6N67	1.13	0.88
4A	T6N72	1.21	0.83
5A	T6N58	1.14	0.88
6A	T6N74	1.22	0.82
7A	T6N61	1.19	0.84
9A	T6N71	1.16	0.86
10A	T6N57	0.93	1.08
11A	T6N73	1.15	0.87
13A	T6N56	1.20	0.83
14A	T6N60	1.17	0.85
15A	T6N69	1.17	0.85
17A	T6N63	1.24	0.81
18A	T6N52	1.18	0.85

Los cocientes H/V muestran un pico predominante localizandoce entre 0.93 a 1.27 Hz, intervalo asociado a la frecuencia dominante de vibración del suelo, estas frecuencias se asocian con las observadas en la zona de arcillas expansivas (Chavez-García, 1994).

Asimismo, los cocientes exhiben dos picos que varían entre 1.5 y 2.5 Hz asociados a una segunda y tercera frecuecia. Estas frecuencias indican que hay dos contrastes de impedancia entre las capas deformables con respecto al basamento (SESAME Guidelines, 2005).

4.2.2 Análisis de registros sísmicos

Como parte del estudio del comportamiento dinámico del suelo en Ciudad Universitaria, se analizaron los datos acelerométricos obtenidos a partir de los registros sísmicos obtenidos de la estación UAPP.

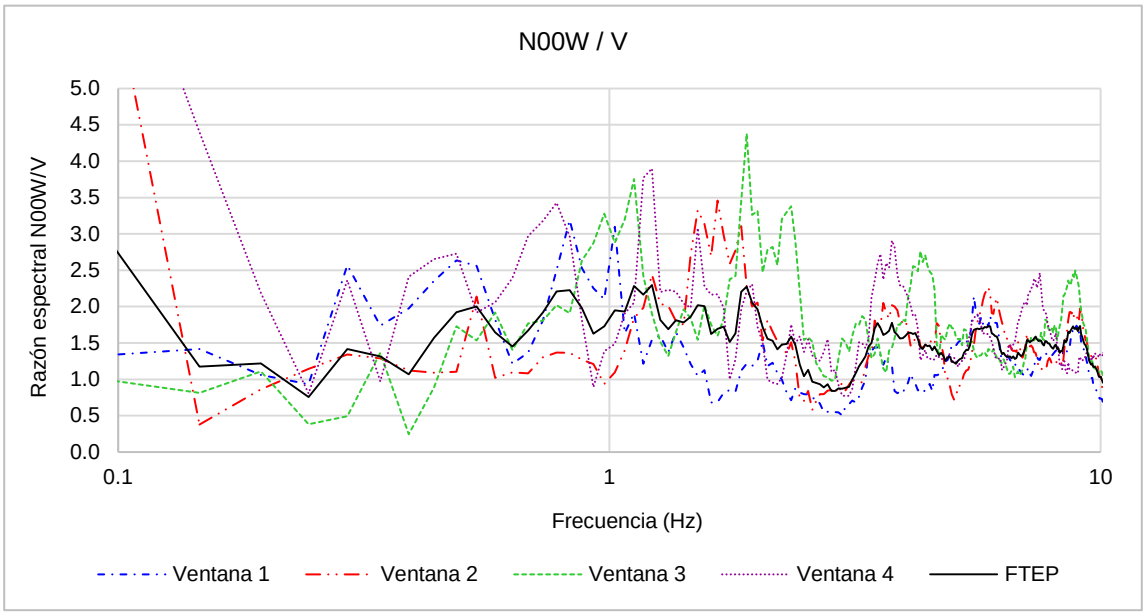
Los registros se procesaron empleando la técnica de Cocientes espectrales H/V aplicada a registros sísmicos, utilizando el software Degtra (2002), con la finalidad de obtener el periodo dominante del suelo.

Para procesar las señales, se extrajeron cuatro ventanas para tener una mejor visualización de la tendencia de los picos, ubicadas en la coda (los segundos de las series de tiempo, depende de la calidad de la señal).

Para calcular la Función de Transferencia Empírica de Fourier (FTE) se obtiene el espectro de Fourier y se aplica la técnica de cocientes espectrales H/V en cada una de las ventanas. Posteriormente se calculó el promedio geométrico para obtener la Función de Transferencia Empírica Promedio (FTEP).

El equipo acelerométrico arroja señales en las tres componentes (V, N-S y E-O), se obtuvieron los espectros de Fourier y se aplicó la técnica H/V para obtener la FTEP y mediante esta, la frecuencia máxima en cada componente (Fig. 4.9). Los cocientes correspondientes a los 4 registros sísmicos se encuentran en el Anexo III.

a)



b)

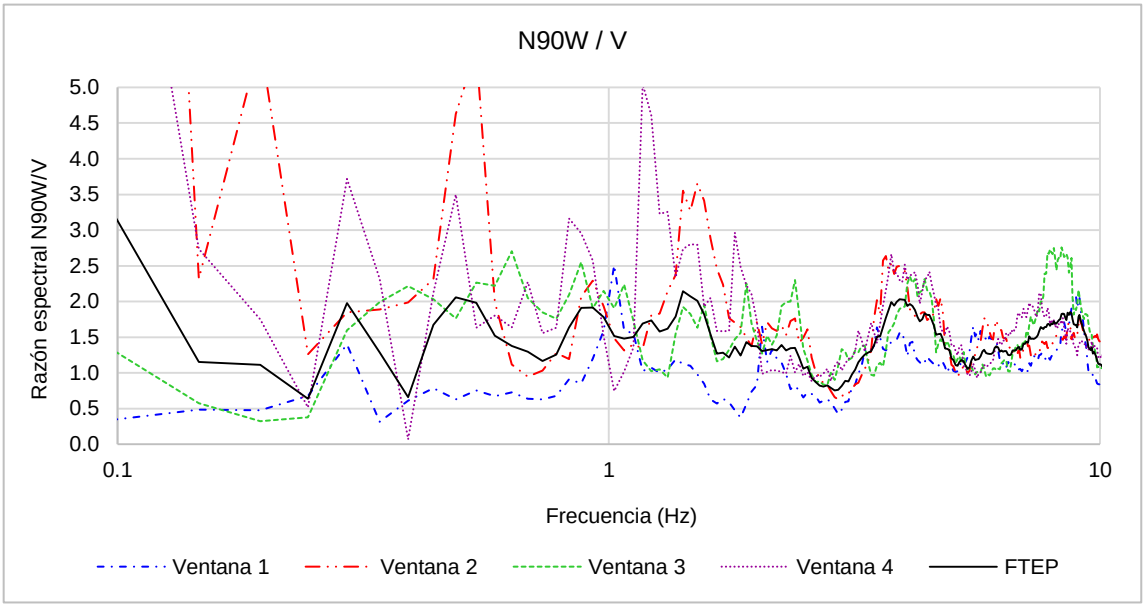


Figura. 4.9. FTE, correspondientes al registro sísmico UAPP9701.
a) Componente N-S, b) Componente E-O.

Finalmente se realiza un promedio mediante la raíz cuarta de la multiplicación los valores de las frecuencias obtenidos en cada FTEP para obtener la frecuencia característica y al realizar su inverso, obtener el periodo dominante del suelo (Tabla 4.3)

Tabla 4.3.- Periodos dominantes en CU obtenidos a partir de registros sísmicos.

EVENTO	FRECUENCIA fo (Hz)	PERIODO To (s)
UAPP9510.211	1.63	0.61
UAPP9607.151	1.48	0.68
UAPP9909.301	1.71	0.58
UAPP0401.011	1.27	0.79

4.2.3 Análisis de información geotécnica.

Mediante un modelo matemático empleando la teoría unidimensional de la propagación de onda de corte en medios viscoelásticos estratificados (Newmark citado en Bowles 1993). Se determina el periodo dominante del suelo mediante los parámetros geotécnicos obtenidos de estudios de mecánica de suelos, utilizando una expresión que relaciona el espesor de los estratos con su periodo dominante de vibración y la velocidad de propagación de ondas de cortante siendo ésta:

$$T_n = 4\sum_{i}^{i}\frac{D_i}{(V_S)i} \qquad (16)$$

Donde:

D = Espesor del estrato i

Vs = Velocidad de ondas de corte en el estrato i

La velocidad de ondas de cortante en el estrato V_S está definida por:

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \qquad (17)$$

Donde:

G = Módulo de rigidez al cortante

ρ = Densidad del material

Debido a que en los estudios de mecánica de suelos no se efectuaron pruebas dinámicas, G se obtuvo de manera empírica utilizando la expresión de Hardin y Black (1968), para materiales granulares con e > 0.6 y arcillas normalmente consolidadas:

$$G' = \frac{3230\,(2.97 - e)^2}{1 + e}\sqrt{\sigma_0} \qquad (18)$$

Donde:

σ_0 = Esfuerzo principal efectivo = $(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$

$\sigma_1 = \gamma * z$

$\sigma_2 = \sigma_3 = K_0\,\sigma_1$

g = Aceleración de la gravedad

K_0 = Coeficiente de empuje de tierras en reposo

ϕ = Angulo de fricción interna

e = Relación de vacíos

z = Profundidad del estrato

ρ = Densidad del material

Cabe señalar que el método descrito en Bowles al considerar medios estratificados, limita el análisis hasta la profundidad de exploración, Debido a esto, las propiedades dinámicas obtenidas corresponden sólo a las capas identificadas.

Por este motivo, las velocidades de onda al corte en el modelo solamente muestran velocidades entre 100 y 200 m/s y con valores del periodo fundamental característico del suelo entre 0.58 a 0.84 segundos. Los resultados del modelado se muestran en la Taba 4.4.

Tabla 4.4.- Modelo estratificado unidimensional para CU.

ESTIMACIÓN DE LOS PERIODOS FUNDAMENTALES									
ESTRATO	D (m)	Ko	σ1 (Tn/m2)	σ2=σ3 (Tn/m2)	σ0 (Tn/m2)	e'	G' (Tn/m2)	Vs (m/s)	T (s)
ZONA 1.- ESTADIO CIUDAD UNIVERSITARIA									
1	0.60	1.00	0.07	0.07	0.07	3230	746.85	25.27	0.095
2	9.40	0.50	1.12	0.56	0.84	3230	6984.78	77.27	0.487
								Tn=	0.58
ZONA 2.- CONCHA ACÚSTICA									
1	0.60	1.00	0.11	0.11	0.11	3230	913.39	22.85	0.105
2	11.40	0.40	2.03	0.81	1.42	3230	10075.20	75.88	0.601
								Tn=	0.71
ZONA 3.- NUEVO EDIFICIO 3									
1	0.60	1.00	0.10	0.10	0.10	3230	874.19	23.35	0.103
2	14.40	0.56	2.35	1.32	1.84	3230	9873.63	78.48	0.734
								Tn=	0.84
ZONA 4.- EDIFICIÓ DESIT (EX COMEDOR UNIVERSITARIO)									
1	1.20	1.00	0.17	0.17	0.17	3230	1163.58329	28.63	0.168
2	9.15	0.46	1.32	0.60	0.96	3230	7478.07961	72.57	0.504348
								Tn=	0.67
ZONA 5.- BIBLIOTECA CENTRAL									
1	0.60	1.00	0.09	0.09	0.09	3230	822.78	24.07	0.100
2	1.20	0.76	0.11	0.08	0.10	3230	2071.19	47.97	0.100
3	8.40	0.47	1.21	0.57	0.89	3230	7175.79	71.34	0.471
								Tn=	0.67
ZONA 6.- CÍRCULO INFANTIL									
1	0.60	1.00	0.09	0.09	0.09	3230	822.78	24.07	0.100
2	6.00	0.47	0.87	0.41	0.64	3230	6086.12	65.47	0.367
3	3.65	0.37	0.44	0.16	0.30	3230	3878.06	57.33	0.255
								Tn=	0.72
ZONA 7.- EDIFICIO DOCENTE									
1	0.60	1.00	0.08	0.08	0.08	3230	808.16	24.29	0.099
2	3.60	0.86	0.42	0.36	0.39	3230	4171.98	60.23	0.239
3	6.00	0.79	0.87	0.69	0.78	3230	6719.69	68.79	0.349
								Tn=	0.69
ZONA 8.- EDIFICIO DESIT (ESCUELA DE CULTURA FÍSICA)									
1	0.60	1.00	0.09	0.09	0.09	3230	837.14	23.86	0.101
2	1.20	0.74	0.11	0.08	0.09	3230	1889.83	46.34	0.104
3	8.75	0.41	1.27	0.52	0.89	3230	7203.58	71.22	0.491
								Tn=	0.70
ZONA 9.- EDIFICIO DE MECATRÓNICA									
1	0.60	1.00	0.09	0.09	0.09	3230	814.04	24.20	0.10
2	4.20	0.83	0.40	0.33	0.37	3230	4036.17	65.53	0.26
3	5.65	0.79	0.82	0.65	0.73	3230	6520.76	67.76	0.33
								Tn=	0.69
ZONA 10.- NUEVO EDIFICIO FACULTAD DE ARQUITECTURA									
1	1.80	1.00	0.27	0.27	0.27	3230	1449.96527	31.41	0.229
2	0.60	0.69	0.07	0.05	0.06	3230	1472.34876	36.59	0.066
3	7.60	0.37	0.89	0.33	0.61	3230	5202.508	67.26009	0.452
								Tn=	0.75
ZONA 11.- GIMNASIO COMPLEJO DEPORTIVO									
1	0.60	1.00	0.09	0.09	0.09	3230	842.81	23.78	0.101
2	1.20	0.66	0.12	0.08	0.10	3230	2098.85458	46.28	0.104
3	8.30	0.41	1.06	0.44	0.75	3230	6109.47565	69.91	0.475
								Tn=	0.68
ZONA 12.- NUEVOS LABORATORIOS DE INGENIERÍA QUÍMICA									
1	1.20	0.53	0.14	0.08	0.11	3230	2385.09907	44.96	0.107
2	4.80	0.66	0.54	0.35	0.45	3230	4661.33285	65.10	0.295
3	0.95	0.50	0.14	0.07	0.11	3230	2488.9496	41.15	0.092
4	1.45	0.58	0.17	0.10	0.13	3230	2437.75687	46.04	0.126
								Tn=	0.62

4.3 Discusión de resultados

Con el registro de microtremores de manera simultánea mediante Método SPAC, se logró construir la curva de dispersión. Se comprobó que utilizar un mayor número de estaciones, permite formar varios arreglos geométricos, aumentando la definición de la curva de dispersión. No obstante para la inversión de la curva de dispersión, se requiere la propuesta adecuada de un modelo inicial, con el fin de obtener un mejor ajuste de la velocidad de fase del modo fundamental de las ondas Rayleigh en la curva de dispersión, dando como resultado una mejor estimación de la estructura de velocidades.

El modelo de velocidades definido tiene una profundidad de 90 m. Se observó una estructura de velocidades de capas planas, en un rango de velocidades de 273 m/s a 895 m/s. Estos resultados indican que se logró estimar el basamento ingenieril del sitio. Es decir una capa lo suficientemente rígida para soportar la cimentación de las edificaciones. La ubicación de esta capa se encuentra en la profundidad donde la velocidad de onda de cortante es igual o mayor a 720 m/s (CFE, 2015). En el modelo obtenido, la profundidad a la cual se ubica esta capa se encuentra después los 50 metros.

Es importante resaltar que a pesar de que se cumplió con ese objetivo, no fue posible identificar con mayor detalle los límites de las capas. La longitud de penetración de las ondas no logró discretizar la variación de las velocidades, especialmente en los materiales de las capas superficiales antes de los 20 metros. Esto se debe a que la separación de los arreglos ocasionó que la máxima longitud de onda no identificara los cambios de velocidad de propagación de onda al viajar por los depósitos de materiales que presentan propiedades dinámicas similares.

Por lo anterior, para el análisis de microtremores mediante método SPAC con fines geotécnicos, se recomienda que la separación de las estaciones no excedan los 40 m, con el objetivo de caracterizar de una mejor manera las propiedades dinámicas de las capas superficiales.

Por otro lado para el análisis de ruido ambiental mediante el método H/V. Se variaron los parámetros como número de ventanas, traslape, suavizado y la longitud del tiempo de la señal, desde el registro total de 15 horas hasta sólo 30 minutos. Se observó una variabilidad promedio del espectro de 0.04 Hz, la cual no se considera significante.

Sin embargó se comprobó que conforme se analiza una mayor cantidad de datos, se obtiene una mejor definición de la forma espectral del cociente H/V. Es decir, una mayor resolución del ancho de banda, además de una evolución del nivel de amplitud correspondiente a éste.

Se constató que el factor de amplificación del suelo permanece prácticamente constante. Es decir, que el periodo fundamental obtenido no depende del momento en el cual se tomó la medición, ya que no muestra variaciones importantes en la amplitud ni en su forma espectral. Por lo cual no es necesario un tiempo de registro tan extenso, pudiendo establecerse como unidad mínima de tiempo, una hora de registro.

No obstante, se observó que mientras se trabaje con tiempos de registro mayores, se obtiene un cociente espectral H/V más suavizado y mejor definido hacía bajas frecuencias. El análisis permitió obtener el periodo fundamental del suelo, dando como resultado una variación de 0.79 a 1.08 segundos, indicando que el suelo donde se ubica CU muestra amplificaciones debido al tipo de depósitos aluviales y de tobas volcánicas de la zona.

Asimismo se comprobó que en el horario de toma de lecturas, existe una distinguida variabilidad entre las horas de mayor actividad humana, ya que durante estas horas se tienen menores amplitudes. Esto indica que las horas donde existe la energía más limpia y estable, son las horas comprendidas entre la media noche y hasta las 6 horas.

Conforme aumenta la actividad antropogénica, toda la energía generada de tantas fuentes oscurece la energía del ruido de fondo, ocasionando baja resolución en los datos obtenidos. Esto quiere decir que no cualquier hora del día es adecuada para estimar el cociente H/V eficazmente.

Los periodos obtenidos con aplicación del método de cocientes espectrales H/V para registros sísmicos, son menores comparados con los periodos obtenidos mediante ruido ambiental. Esta variación se debe a la mala calidad de la señal debido a la intensidad del sismo, ya que en promedio los registros sólo muestran una aceleración de 2 a -2 gales.

Otro factor que afecta esta variación es que todas las señales, pertenecen al mismo sitio, por lo cual se debe de contar con varios registros para obtener una buena estimación del periodo dominante. A pesar de esto, se observó que para los cuatro sismos, los resultados están dentro del rango de periodo obtenido mediante ruido ambiental. La variación fue sólo de 0.2 segundos, y los resultados se consideran congruentes y aceptables.

Finalmente para validar los resultados de las propiedades dinámicas obtenidas con los métodos SPAC y H/V, se elaboró un modelo matemático con información geotécnica. Los valores del periodo obtenidos se ajustan bastante bien con los obtenidos en el análisis del método H/V, con una variación promedio de 0.03 segundos, dando una mayor certeza de la confiabilidad de los resultados.

Sin embargo se debe destacar, que no siempre se podrá reproducir la respuesta empírica de manera exacta. Esto es un factor que vuelve desfavorable al método, especialmente cuando no se cuenta con suficiente información de las características geotécnicas del sitio.

V. MICROZONIFICACIÓN

5.1 Microzonificación geotécnica

De acuerdo a Auvinet (1976), la naturaleza de los depósitos de suelo en Ciudad Universitaria en su formación geológica corresponde a depósitos aluviales (arenas y limos), además se presentan la formación de depósitos de suelos tobáceos, principalmente arcillas (Azomoza, 1998), por lo cual se debe detallar su composición para un mejor conocimiento de las características de los suelos.

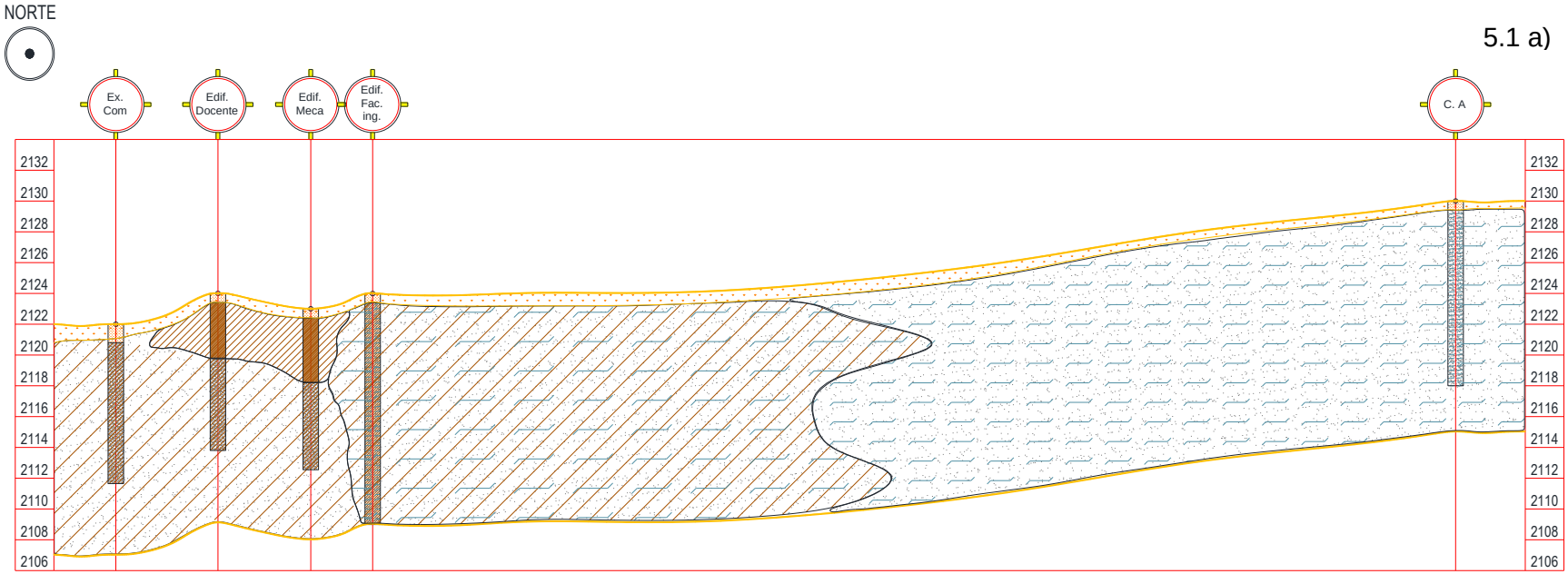
Debido a que la información se limita a los puntos de exploración realizados en cada estudio, hay zonas en las que no se conoce directamente las características geotécnicas del suelo, por lo cual para generar vistas en corte del suelo, estos sólo se realizaron en las direcciones donde se localizaron como mínimo dos puntos de exploración y que no estén separados a una distancia mayor a 500 metros, con el fin de tener una adecuada interpretación de la estratigrafía de los suelos en CU.

Tomando en cuenta las consideraciones anteriores, se realizaron tres cortes estratigráficos, uno en dirección este-oeste y dos en dirección norte-sur.

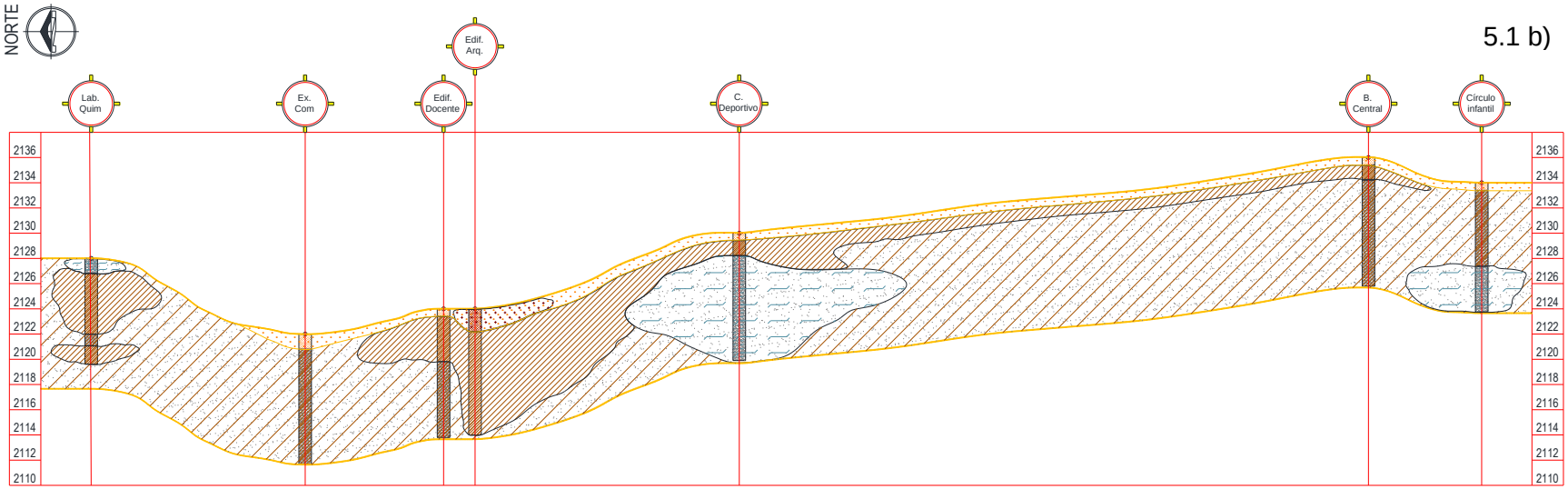
Los cortes se realizan hasta 15 metros de profundidad, tomando en cuenta los alcances de los estudios geotécnicos obtenidos para este trabajo (Fig. 5.1; a, b y c). Mediante los cuales se relacionan e identifican los espesores y límites de las capas en cada perfil obtenido con la exploración para definir la estratigrafía.

Cabe destacar que al contar sólo con 12 estudios de mecánica de suelos, hay tramos en los cortes en los que el cambio de material es muy drástico y no es posible definir un límite del mismo, ya que no se cuenta con otro sondeo exploratorio que muestre relación con el tipo de material.

5.1 a)


NORTE
Ex. Com
Edif. Docente
Edif. Meca
Edif. Fac. ing.
C. A
2132
2130
2128
2126
2124
2122
2120
2118
2116
2114
2112
2110
2108
2106

5.1 b)


NORTE
Lab. Quim
Ex. Com
Edif. Docente
Edif. Arq.
C. Deportivo
B. Central
Círculo Infantil
2136
2134
2132
2130
2128
2126
2124
2122
2120
2118
2116
2114
2112
2110

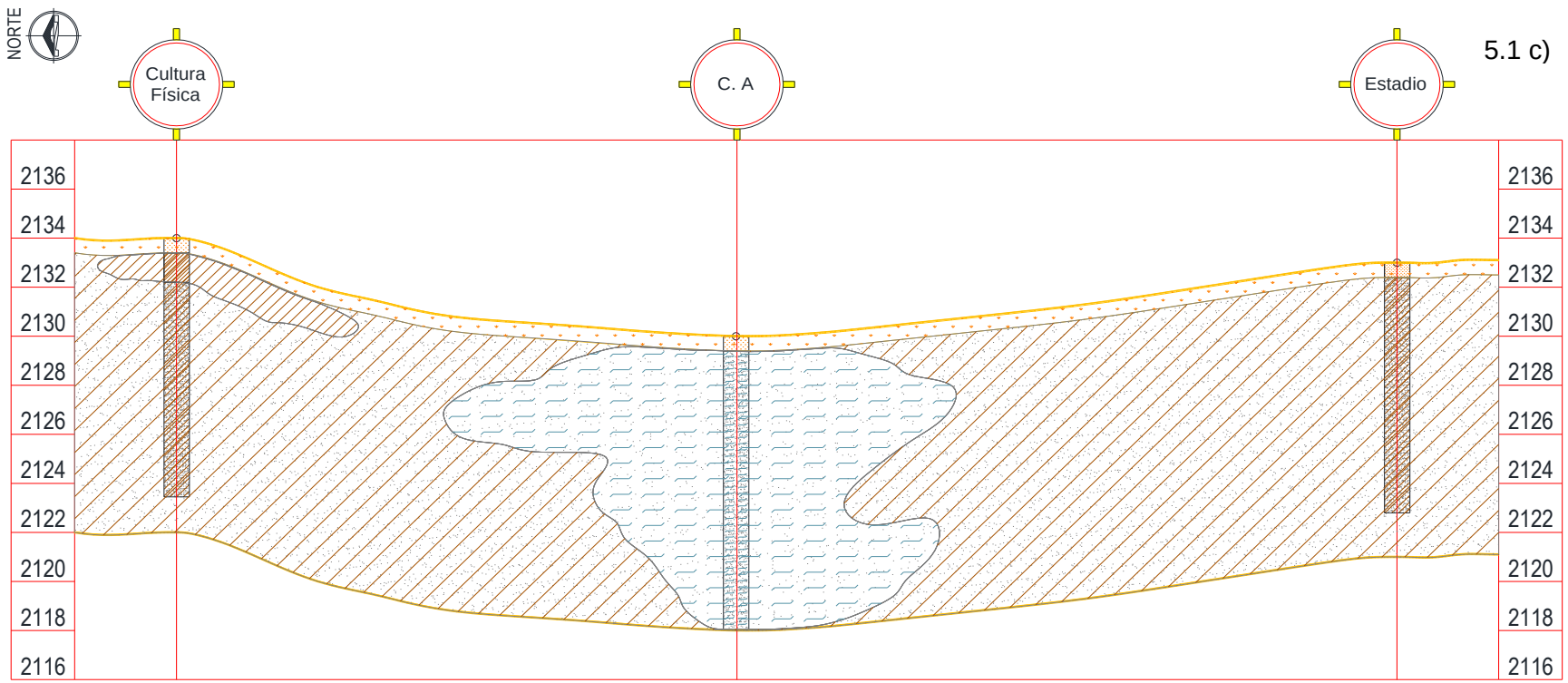


Figura. 5.1. Cortes estratigráficos: a) Corte en dirección E-O construido con los puntos: ex comedor Univ., edif. Docente, edif. Mecatrónica, edif. Facultad Ing. y Concha Acústica; b) Corte en dirección N-S construido con los puntos: Lab. Quim., ex comedor Univ., edif. Docente., edif. Arq., Complejo Deportivo, Biblioteca Central y Círculo infantil; c) Corte en dirección N-S construido con los puntos: edif. Cultura Física, Concha Acústica y Estadio universitario. Escala horizontal: 1:10.

Se compararon los cortes en las dos direcciones observando la variación de los sedimentos mostrados, para obtener la definición de las fronteras de los materiales con base a la caracterización geotécnica. Posteriormente se relaciona toda la información para obtener una vista superficial en planta, en la cual se representa la distribución de los materiales en cuatro microzonas definiendo la microzonificación geotécnica.

5.1.2 Propuesta de mapa de microzonificación geotécnica

La microzonificación propuesta, se complementa con la información geológica-geotécnica disponible del área de CU para definir aspectos característicos en cada micro zona, estos aspectos son los siguientes:

1) Zona I: esta zona se distingue por estar compuesta por arenas arcillosas de consistencia media a densa con un contenido de humedad entre 17% al 20%, y un peso volumétrico promedio de 1.40 Tn/m^3. El material puede ubicarse hasta 20 m de profundidad. En algunos puntos se localizan subyaciendo a capas de arcilla después de los 3 m de profundidad.

2) Zona II: zona compuesta por arcillas de baja compresibilidad, con un contenido de humedad entre 25% y 60%, un peso volumétrico promedio de 1.10 Tn/m^3. Las profundidades no mayores a 4 metros, sin embargo en donde se localiza la Facultad de Ingeniería puede alcanzar los 10 m de profundidad.

3) Zona III: esta zona se compone de depósitos de limo arenoso de baja compresibilidad con contenidos orgánicos. El contenido de humedad medio se encuentra en el 35%, con un peso volumétrico de promedio de 1.70 Tn/m^3. Las propiedades de estos depósitos pueden estar sujetas a cambios debido a la actividad botánica en la zona. El material puede ubicarse hasta 15 m de profundidad.

4) Zona IV: en esta zona se encuentran depósitos de arcilla limosa con presencia de arenas, con un contenido de humedad entre 15% y 50 % y un peso volumétrico promedio de 1.60 Tn/m^3. El material puede ubicarse hasta 15 m de profundidad.

Esta zona se puede considerar como la zona de transición ya que, en esta zona se presenta la existencia de los diferentes materiales identificados en toda el área de CU.

Finalmente con la integración de toda la información, y definidas las fronteras de cada microzona, se obtiene el mapa de microzonificación geotécnica para Ciudad Universitaria mostrado en la Figura 5.2.

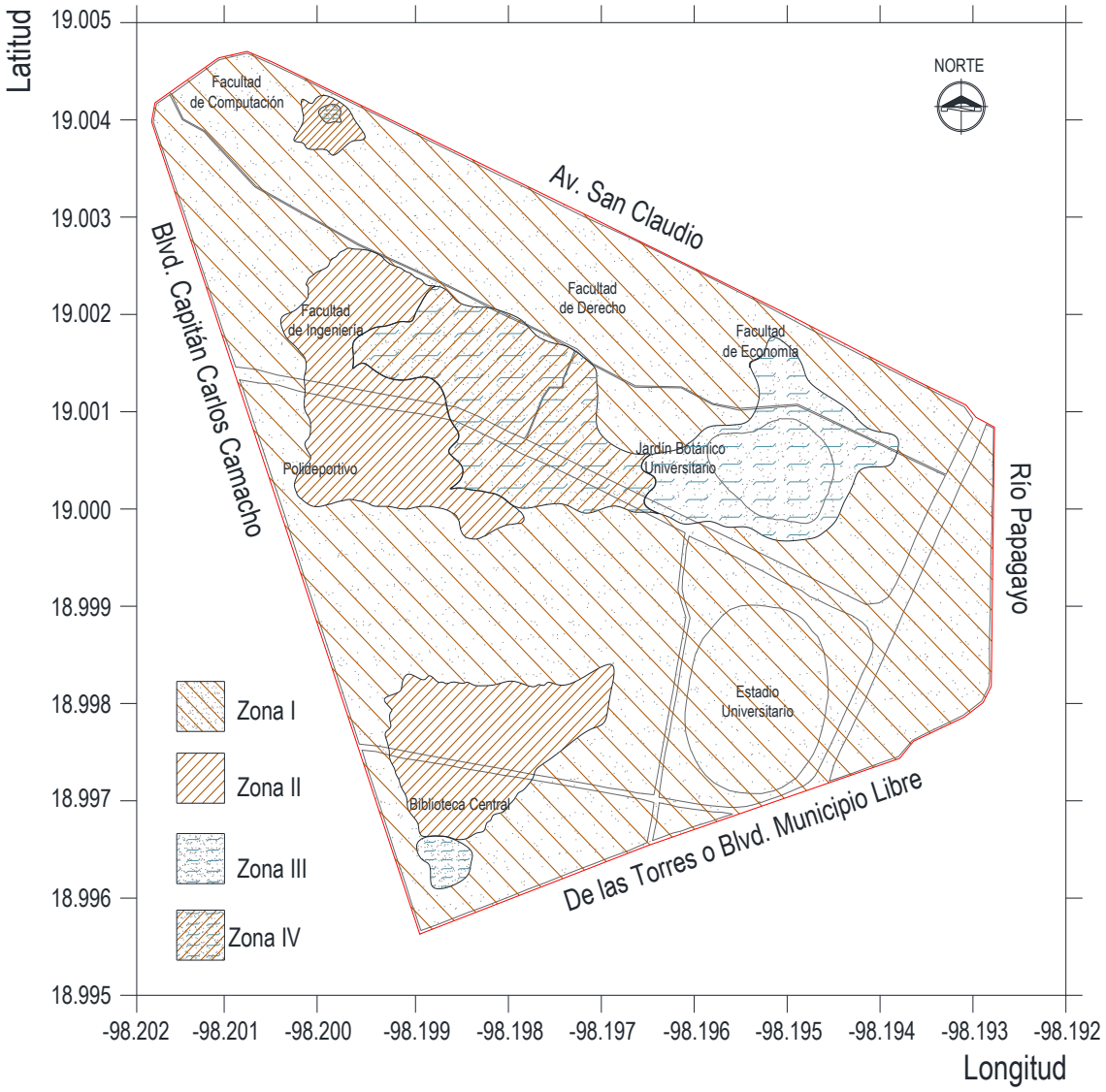


Figura 5.2.- Propuesta de microzonificación geotécnica para Ciudad Universitaria.

La microzonificación propuesta se apoya en el conocimiento geológico local del sitio, y con las clasificaciones realizadas en las zonificaciones de Puebla propuestas por Auvinet y Azomoza. Al comparar los resultados de la clasificación de los materiales, se observa la correspondencia con la zonificación propuesta.

Debe señalarse que la construcción del mapa está limitado a la información disponible de los estudios de mecánica de suelos y puede considerarse escasa para realizar una microzonificación.

Sin embargo, el mapa se realiza con la finalidad de tener una referencia sobre la distribución de los materiales que conforman los suelos en el área de Ciudad Universitaria y de sus propiedades índice.

5.2 Microzonificación sísmica

La zonificación sísmica se realiza para determinar las zonas donde el comportamiento dinámico del suelo puede tener graves consecuencias ante un evento sísmico, y con ello implementar medidas en la reducción del riesgo sísmico en un área urbana determinada.

Los resultados de los estudios quedan representados en un mapa, donde el área de estudio se divide en sectores o zonas de diferentes riesgo sísmico potencial, que se etiquetan en función de su comportamiento dinámico.

Para realizar la microzonificación sísmica de Ciudad universitaria, se integra toda la información obtenida en el estudio del efecto de sitio realizado a través del análisis de las propiedades dinámicas del suelo.

5.2.2 Propuesta de mapa de curvas de isoperiodos

Los resultados de los periodos dominantes obtenidos a través del análisis de vibración ambiental, registros sísmicos e información geotécnica en este trabajo, se integran con los resultados obtenidos en un estudio anterior (Ortiz-Silva, 2016). Los puntos de análisis donde se obtienen los periodos se muestran en la Figura 5.3.

Al procesar toda la información recopilada y utilizando como base los datos obtenidos en la zonificación geotécnica, sobreponiendo la información de los periodos fundamentales clasificándolos y ubicándolos geográficamente en el mapa.

Se asignó una etiqueta a cada punto cuya designación indica el valor del periodo localizado en ese sitio, posteriormente teniendo todas las etiquetas de valores identificadas, se confeccionó un mapa de curvas de isoperiodos del suelo para Ciudad Universitaria, el cual se muestra en la Figura 5.4.

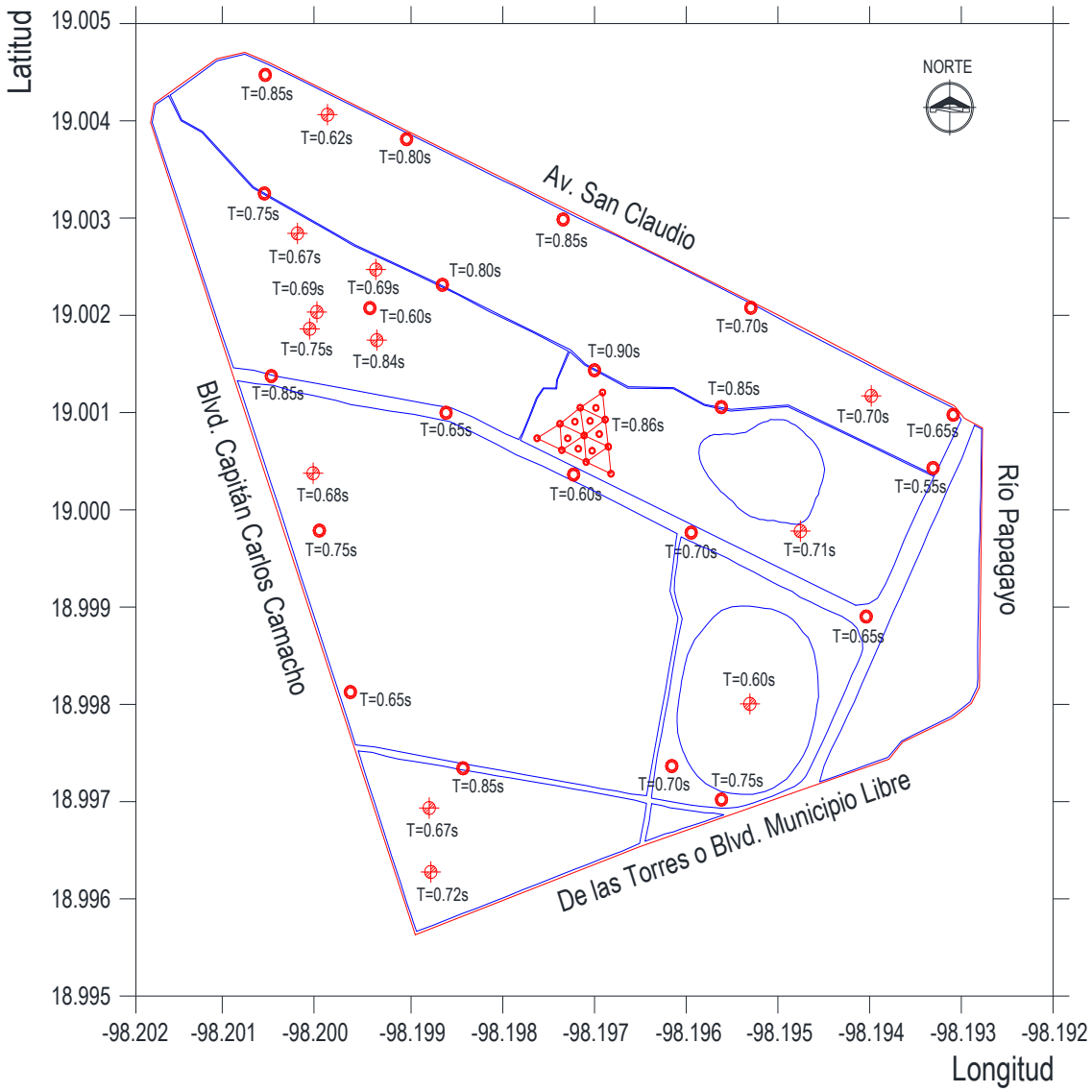


Figura 5.3.- Ubicación de puntos de vibración ambiental y sondeos geotécnicos.

El mapa muestra una serie de isolíneas, donde cada línea representa un valor constante para el periodo fundamental del suelo, mediante las cuales se representa el comportamiento del suelo debido al efecto de sitio. Debe señalarse que algunas isolíneas no cierran completamente, ya que no se cuenta con información sobre el comportamiento del suelo en ese sitio

De acuerdo con los periodos de vibración del suelo, se identifican las curvas correspondientes a 0.65, 0.70, 0.75 y 0.85 segundos. Los periodos de 0.85 segundos, corresponden a los valores de zona “C” de la división de zonas sísmicas de la Ciudad de Puebla donde se ubica CU (Chávez García, 1994). Correspondiente a depósitos aluviales y de tobas volcánicas.

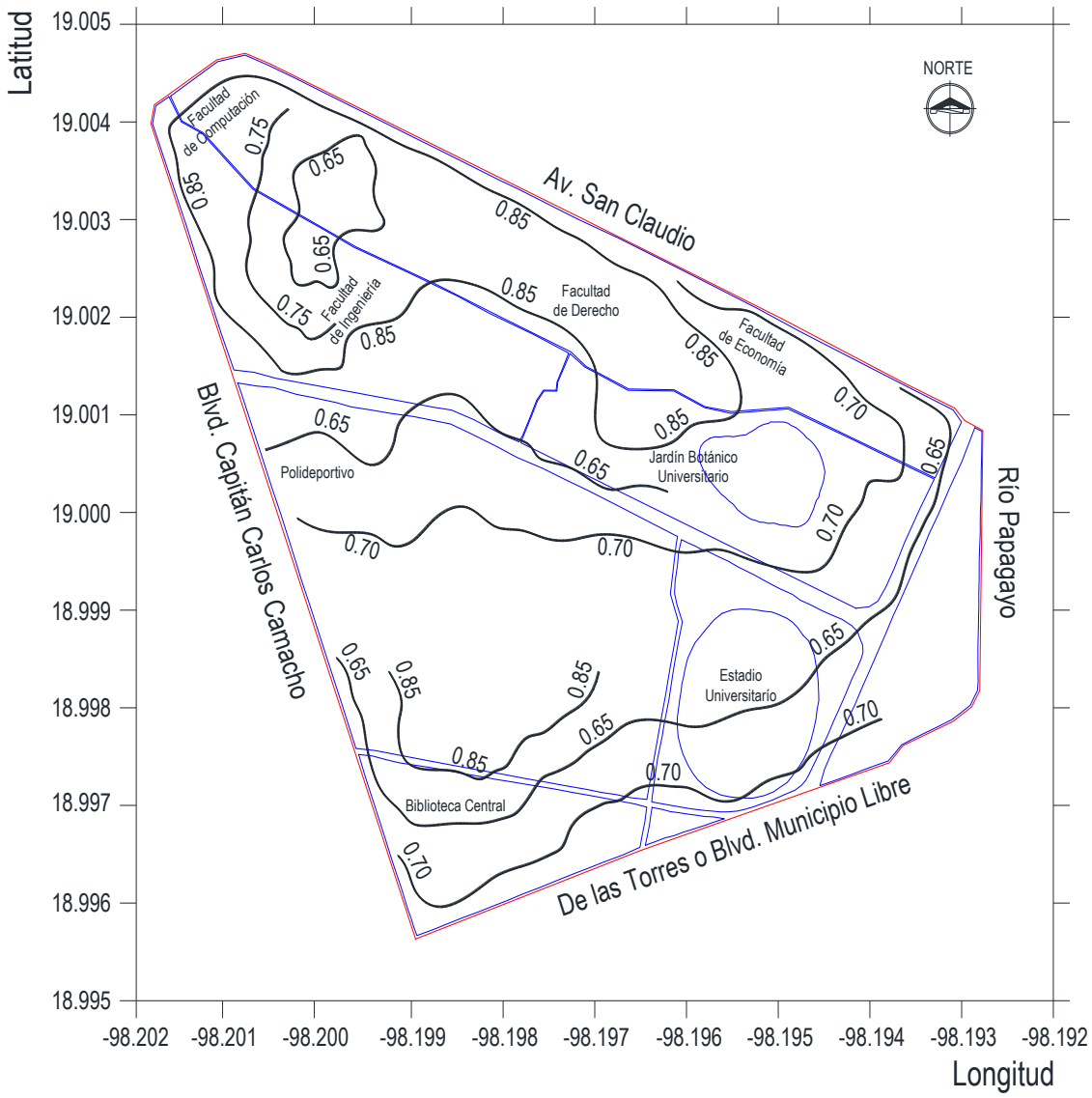


Figura 5.4.- Mapa de curvas de isoperiodos para la zona de Ciudad Universitaria.

Los valores de los periodos menores a 0.70 segundos pueden deberse a la variación en la compacidad y la densidad en los depósitos de arena arcillosa, lo cual ocasiona que los módulos de rigidez sean mayores en esas zonas, dando como resultado que los periodos sean cortos.

5.2.3 Propuesta de mapa de microzonificación sísmica

Con base en todos los resultados del análisis de las características elásticas y propiedades dinámicas de los suelos de CU, así como el mapa geotécnico y de isoperiodos, se genera un mapa de microzonificación sísmica dividido en tres micro zonas, correspondientes a la variación del efecto de sitio en el área de Ciudad Universitaria como se muestra en la Figura 5.5.

La definición de los aspectos característicos en cada micro zona, son los siguientes:

1) Zona I: Suelo correspondiente a arenas arcillosas de compacidad media a densa, ubicada principalmente en dirección este oeste a la mitad del polígono donde se ubican las instalaciones deportivas, extendiéndose hacia el noreste, hasta el acceso entre la Av. San Claudio y Av. José Ma. La Fragua. También se ubican partes de esta zona en el sitio donde se localiza el acceso del Blvd. Capitán Carlos hacia la Av. Central, pasando por la Facultad de Ingeniería extendiéndose hasta los laboratorios de Ciencias Químicas y el Invernadero. Asimismo se localizan un pequeño enclave de esta zona en la mayor área de ubicación de la zona III, donde se localiza la Facultad de Ciencias Químicas. Esta zona se caracteriza por tener periodos entre 0.65 y 0.70 segundos.

2) Zona II: Corresponde a la mayor parte del área de CU, presenta características físicas parecidas a la Zona I, con depósitos de arena arcillosa, con compacidad suelta a media, sin embargo presenta valores de amplificación relativa más altos.

Se ubica principalmente, donde se localiza el circulo infantil, pasando por el estadio universitario, al noreste donde se localiza el jardín botánico y parte de la Facultad de Derecho, la Facultad de Cultura Física y la DAE, extendiéndose hacia la Av. San Claudio envolviendo prácticamente a la mayor área de la zona II. Esta zona presenta periodos dominantes que varían de 0.70 a 0.80 segundos.

3) Zona III: está compuesta por depósitos de arcilla y arcilla limosa de baja compresibilidad y mediana expansibilidad. Se ubica principalmente al norte y noroeste del polígono, donde se localizan las Facultades de Ingeniería, de Arquitectura, de Ciencias de la Computación y parte de la Facultad de Ciencias Químicas. Ubicándose también un enclave en la mayor área de la zona I, donde se localizan las nuevas multiaulas y la Biblioteca Central. Esta zona presenta periodos dominantes largos en comparación a la zona I y II, con valores que varían entre 0.85 a 1.00 segundos.

La propuesta del mapa de microzonificación sísmica, suministra información sobre la posible modificación de las acciones sísmicas causadas por las condiciones locales de los suelos de Ciudad Universitaria, evaluando los niveles de amenaza sísmica y probables efectos de sitio, lo que permite considerar las limitaciones y exigencias necesarias para el diseño sísmico de futuras edificaciones.

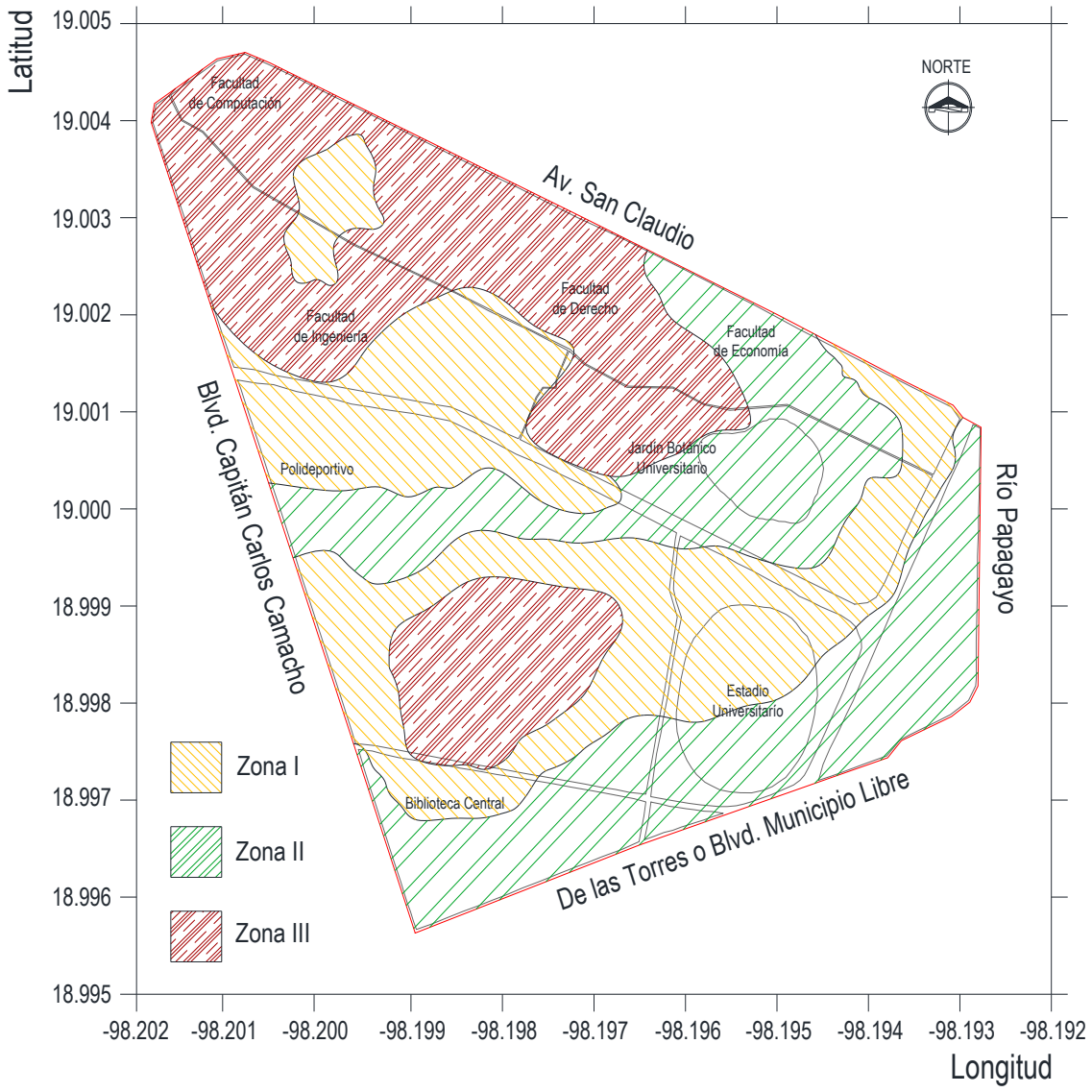


Figura 5.5.- Mapa de microzonificación sísmica para la zona de Ciudad Universitaria.

CONCLUSIONES

En los registros de ruido ambiental, si bien, entre mayor sea el tiempo de registro se obtiene una mayor resolución del ancho de banda, además de una evolución del nivel de amplitud correspondiente a éste. El factor de amplificación del suelo permanece prácticamente constante. Es decir, el periodo fundamental obtenido no depende del momento en el cual se tomó la medición, ya que no muestra variaciones importantes en la amplitud ni en su forma espectral. Esto indica que no es necesario un tiempo de registro tan extenso, pudiendo establecerse como unidad mínima de tiempo, una hora de registro.

El horario de toma de lecturas tiene una distinguida variabilidad entre las horas de mayor actividad humana, ya que durante estas horas se tienen menores amplitudes. Esto indica que las horas donde existe la energía más limpia y estable, son las horas comprendidas entre la media noche y hasta las 6 horas. Conforme aumenta la actividad antropogénica, toda la energía generada de tantas fuentes oscurece la energía del ruido de fondo, ocasionando baja resolución en los datos obtenidos.

El método SPAC, es una herramienta versátil, ya que permite obtener información necesaria para construir la curva de dispersión de onda Rayleigh. Esta practicidad es muy útil para realizar estudios en zonas en las que no es posible realizar pruebas sísmicas directas como por ejemplo la prueba Down Hole. Al utilizar un mayor número de estaciones, es posible formar varios arreglos geométricos, aumentando la definición de la curva de dispersión.

No obstante para la inversión de la curva de dispersión, se requiere la adecuada propuesta de un modelo inicial, con el fin de obtener un mejor ajuste de la velocidad de fase del modo fundamental de las ondas Rayleigh, dando como resultado una mejor estimación de la estructura de velocidades.

Sin embargo se debe cuidar la separación de las estaciones, debido a que, entre mayor sea la separación, se pierde sensibilidad en las frecuencias de los estratos superficiales, teniendo mayor resolución en las frecuencias de las capas profundas.

Por lo anterior, para el análisis de microtremores mediante método SPAC con fines geotécnicos, se recomienda que la separación de las estaciones no excedan los 40 m, con el objetivo de caracterizar de una mejor manera las propiedades dinámicas de las capas superficiales.

El análisis de señales a través de la técnica de cocientes espectrales H/V aplicado a microtremores y a registros sísmicos, permite identificar las condiciones del suelo mediante la evaluación del efecto de sitio. No obstante para el análisis de registros sísmicos un factor que afecta el resultado, es que todas las señales pertenecen al mismo sitio, por lo cual se debe contar con varios registros para obtener una buena estimación del periodo dominante.

Para complementar la información de los periodos obtenidos a través del método H/V, mediante un modelo matemático utilizando parámetros geotécnicos, se obtuvieron periodos que se ajustan bastante bien y los resultados se consideran correctos. Sin embargo, se debe destacar, que no siempre y difícilmente se podrá reproducir la respuesta empírica de manera exacta. Esto es un factor que vuelve desfavorable al método, especialmente cuando no se cuenta con suficiente información de las características geotécnicas.

Utilizar técnicas para el análisis de señales de ruido ambiental, como el método de cocientes espectrales H/V y el método SPAC, permite conocer las características y propiedades que definen el comportamiento dinámico del subsuelo, de una manera rápida y económica.

Su aplicación tiene relativa sencillez, no obstante requieren un análisis cuidadoso de los datos, así como de diseñar un correcto arreglo instrumental, el criterio para la construcción de la curva de dispersión en el caso el método SPAC, y el correcto cálculo de la frecuencia fundamental de acuerdo al máximo de los cocientes espectrales H/V.

Con base en lo anterior, este tipo de análisis resulta ampliamente práctico y recomendable.

Finalmente, al integrar toda la información, los resultados indican que se logró estimar el basamento ingenieril del sitio, con una velocidad de onda de cortante promedio de 780 m/s, ubicado después de los 50 m. Asimismo se obtuvo en promedio una variación del periodo fundamental de 0.65 a 0.85 s, correspondiente al tipo de depósitos aluviales y de tobas volcánicas de la zona donde se ubica CU.

A través del análisis del efecto de sitio se generó un mapa de isoperiodos, el cual muestra relativamente un orden ascendente en los periodos del centro del polígono hacia afuera. Se deduce que, a pesar de las variaciones de las características estratigráficas y propiedades dinámicas, el suelo de CU se puede considerar como homogéneo.

Con la información de mecánica de suelos se realizó un mapa de microzonificación geotécnica, a través del cual se delimitaron cuatro microzonas en función de la distribución de los materiales.

De igual manera, con base en los trabajos de campo y el análisis del efecto de sitio, se realizó la propuesta de un mapa de microzonificación sísmica con tres microzonas identificadas de acuerdo a sus características elásticas y propiedades dinámicas.

Estas zonas no presentan una gran diferencia relativamente, sin embargo se puede observar que en la zona I localizada al noreste del polígono, debido al tipo de depósitos, es la que tiene una mayor tendencia a sufrir amplificaciones.

Se considera que debido a que en esta zona es donde se encuentra la mayor concentración de inmuebles, es necesario revisar el peligro sísmico que puedan presentar o ya hayan presentado los edificios debido al efecto de un evento sísmico.

Cabe señalar que la caracterización y propuesta de mapas de microzonificación se limita sólo a la información disponible, por lo cual los espesores, distribución de los depósitos, y propiedades dinámicas, están sujetos a cambios conforme se integre mayor información en estudios posteriores.

En conclusión la naturaleza de los microtremores, su medición mediante ruido ambiental, así como las metodologías utilizadas tienen el potencial de contribuir al estudio de la repuesta dinámica del suelo ante la excitación sísmica en zonas urbanas al tener el conocimiento de las zonas vulnerables a peligros símicos, como en este caso particular; la zona de CU.

La aplicación de estos métodos a zonas de mayor extensión como el Valle de Puebla, puede detonar en la implementación de un reglamento conciso y adecuado, asegurando calidad y seguridad para toda la infraestructura urbana actual y futura.

Por ultimo debe señalarse que los mapas de microzonificación tienen que mejorarse con estudios posteriores e integrando nueva información disponible. Por otra parte, debe subrayarse que los mapas generados en este trabajo de investigación, sólo proporcionan una orientación general de las condiciones de los suelos de CU y en ningún caso deben utilizarse para evitar realizar estudios específicos de un sitio particular, donde se ubique cada proyecto de infraestructura que se realice en un futuro.

BIBLIOGRAFÍA.

- Aki, K. (1957), “Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors”, Bull. Erthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 35, pp. 415-456.

- Aki, K. and P.G. Richards (1980), “Quantitative Seismology, Theory and Methods”, Volume I. W. H. Freeman and Company. San Francisco, pp. 557.

- Aki, K. (1988), “Local site effects on strong ground motion”, Earthquake engineering and soil dynamics II. Recent advances in ground-motion evaluation. Von Thun Ed. ASCE Geotech. Special Publication, 20, pp. 103-155.

- Auvinet, G. (1976). “Puebla, Pue.”, Memorias de la VIII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Guanajuato, Gto., Vol. 2, pp. 183-210.

- Azomoza, G., Vera, A. y Reyes, L. (1998). “Zonificación geotécnica para el área urbana del valle de Puebla”, Memorias de la XIX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Puebla, Pue., Vol. 1, pp. 67-74.

- Bard, P. (1999), “Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation”, The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp.1251-1279.

- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y. (2006). “The nature of noise wave field and its applications for site effect studies”, A literature reviews. Earth science reviews, 79, pp. 205 – 227.

- Borcherdt, R. D. (1970). “Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay”. Bull. Seismol. Soc. Am. 60, 29-61.

- Bowles J. (1993), “Physical and geotechnical properties of soils”, McGraw Hill, Vol.2.

- Bullen, K. E., Bolt, B. A (1987), “An Introduction to the theory of seismology”, Cambridge University Press 1985. Campillo, M. y A. Paul, 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. Science 299, pp. 547-549.

- CENAPRED (1999), “Sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999”. Informes Técnicos. Coordinación de Investigaciones, Área de ingeniería estructural y geotecnia.

- CENAPRED (2014), “Serie Fascículo, Sismos”. 2da edición, pp. 3-30.

- CFE (2015), “Manual de Diseño de Obras Civiles, Diseño por Sismo”; Comisión Federal de Electricidad, Instituto de Investigaciones Eléctricas.

- Chávez-García, F.J., Cuenca, J., Lermo, J. and Mijares, H. (1995). “Seismic microzonation of the city of Puebla, Mexico”, Proceedings of the Third International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, Vol. 2, pp. 545-548.

- El Popular, Junio 15 (2017), “Puebla a 18 años del terremoto de 1999”. http://www.elpopular.mx/2017/06/15/local/puebla-a-18-anos-del-terremoto-de-1999-164557.

- Expansión, Septiembre 27 (2017), “El sismo provoca muertes y daños en varias entidades de México”. http://expansion.mx/nacional/2017/09/19/afectaciones-en-puebla-guerrero-y-estado-de-mexico-tras-el-sismo.

- Flores Estrella, H., Aguirre Gonzalez, J. (2003). “SPAC: an alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico city”, Geofísica Internacional 42 (2), pp.227–236

- Flores, H., Lommnitz C. y Yussim S. (2004), “Estimación del velocidades de fase a partir del análisis de microtremores con el método SPAC”, Geos. Vol. 24, No3, pp. 438-445.

- GEOPSY (2011), “Wathelet, M (IS Terre, Grenoble, France). Geopsy.org geophysical research and applications packages”, release 2.4.4, Modified 2011-01-05, win32, 2012. Página web: www.Geopsy.org.

- Hardin, O., and Black, W. (1968), “Vibration modulus of normally consolidated clays”. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 94, pp. 353-369.

- Haskell, N., A. (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves. Journal of Geophysical Research, 67, pp. 4151-4167.

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

- Ishihara, K. (1976). “Fundamentals of soil dynamics”; Kajima Publication (in Japanese).

- Jennings, J.E.B. (1961). “A revised effective stress law for use in the prediction of the behavior of unsaturated soils”; Pore Pressure and Suction in Soils. Butterworths, London, pp. 26-30.

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

- Kanai, K. and T. Tanaka, (1961). On microtremors. VIII, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 39, pp. 97-114.

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

- Kramer, S. L (1996), “Geotechnical Earthquake Engineering”; Prentice Hall, EUA, 5-8, pp. 348-417.

- Lermo, J. and Chávez-García, F.J. (1993), “Site effect evaluation using spectral ratios with only one station”, Bulletin of the Seismological Society of America, 83, pp. 1574-1594.

- Lermo J, and Chavez-Garcia FJ, (1994), “Are microtremors useful in site response evaluation”, Bullettin of the Seismological Society of America 84, pp. 1350–1364.

- Lermo, J., and Chávez-García, F.J. (1995). “Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records”, Soil Dyn. Earthquake Eng., 13, pp. 413 – 423.

- Li, T.M.C., Ferguson, J.F., Herrin, E., Durham, H.B. (1984) “High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas”, Bulletin of the Seismological Society of America 74 (5), pp. 2015–2033.

- Louie, J.N. (2001). “Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremors arrays”, Bulletin of the Seismological Society of America 91, pp. 347-364.

- Martínez-González, J., Lermo, J., Ismael, E. y Angulo, J. (2011), “Efectos del hundimiento regional en los cambios de periodo dominante del suelo de la cuenca de México: propuesta de nuevos mapas para las normas técnicas complementarias para diseño por sismo (NTCDS)”, XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Aguascalientes, Aguascalientes.

- Miyakoshi (1995), Tesis Doctoral, Universidad de Hokaido, Japón.

- Moreno, L. y Alfaro, A. (2002), “De los microsismos a los microtremores. Investigaciones del instituto geofísico”, VIII CCG - Sociedad Colombiana de Geotécnica.

- Morikawa, H., Sawada, S. and Akamatsu, J. (2004). “A Method to Estimate Phase Velocities of Rayleigh Waves Using Microtremors Simultaneously Observed at Two Sites”, Bull. Seism. Soc. Am., 94, pp. 961-976.

- Nakamura, Y. (1989), “A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface”, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, pp. 25-33.

- Nakamura, Y. (2000), “Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications”; Procc. 12WCEE. New Zeeland.

- Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971), “On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2)”, Journal of Seismic Society of Japan, 24, pp. 26-40.

- Okada, H. (2003). The microtremor survey method. Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists 12. E.U.A.

- Ordaz, M. and S.K. Singh (1992). “Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City”, Bull. Seism. Soc. Am. 82, pp. 24-43.

- Ordaz y Montoya (2002), [Software], Instituto de Ingeniería UNAM; CENAPRED, Versión 2007.

- Ortiz-Silva (2016), “Determinación de las propiedades dinámicas del suelo en CU para fines de diseño sísmico", Tesis de Maestría en Estructuras, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.

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

- Prado-Morales (2014), “Estimación de una estructura tridimensional de velocidad de onda s y periodo fundamental en la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz”, Tesis de Licenciatura en Geofísica, UNAM.

- Radiobuap (2015), “La historia de Ciudad Universitaria de la BUAP”. http://radiobuap.com/2015/10/la-historia-de-ciudad-universitaria-de-la-buap/.

- Red UNAM (2002), “Red de Macro Universidades de América Latina y el Caribe”. http://www.redmacro.unam.mx/.

- Rodríguez, M., Chávez-García, F. and Stephenson, B. (2003), “Stationarity of seismic nose and SPAC”. Results of a new approach, Pacific Conference on Earthquake Engineering.

- Seo, K., (1995), “A joint research on Microtremor Measurements in Kushiro City citado en Kushiro-Oki, 1993 Earthquake, Report of the Research Group on Microtremor Joint Measurements Earthquake”; Proc. 5Th International Conference on Seismic Zonation, Vol. III., pp. 2271-2278.

- United States Geological Survey (2011), “Historical Worldwide Earthquakes-México”. https://earthquake.usgs.gov/regional/world/historical_country.php#mexico.

- United States Geological Survey (2013), “M8.0 - Colima, México”. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp00074vc#executive
- Servicio Sismológico Nacional, SSN (2011), “Sismos históricos, sismo de 1985”. http://www.ssn.unam.mx:8080/website/jsp/Sismo85/sismo85_inf.htm.

- Serrano, L. y González, P. (1985), “Instalación de la Red Sísmica del Estado de Puebla (RESEP)”, Rep. Téc. 85-2, Centro de Investigación en Ingeniería, UAP, Puebla, México.

- SESAME Guidelines (2005), “Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations–measurements, processing and interpretations”. SESAME European research Project, deliverable D23. 12.

- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly and M. Ritzwoller (2005). High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, Science 307, pp. 1615-1618.

- Shearer, Peter M. (2009). “Introduction to Seismology”. Cambridge University Press.

- Thomson, W. T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. J. Appl. Phys, pp. 21, 89-93.

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

ANEXOS

Anexo I. Bitácora de campo (ruido ambiental)

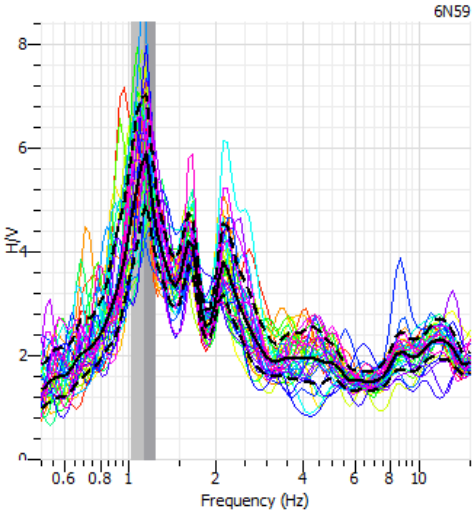
BITÁCORA DE CAMPO					
Equipo Guralp CMG 6TD					
PUNTO	EQUIPO	COORDENADAS		HORA DE INICIO DE REGISTRO (EVT)	OBVSERVACIÓNES
		X	Y		
1A	T6N59	584162	2101085	04:55:00 p. m.	
2A	T6N50	584197	2101109	05:12:00 p. m.	
3A	T6N67	584199	2101066	06:30:00 p. m.	
4A	T6N72	584239	2101093	05:14:00 p. m.	
5A	T6N58	584240	2101050	05:48:00 p. m.	
6A	T6N74	584281	2101082	05:35:00 p. m.	Ligeramente desnivelado
7A	T6N61	584277	2101035	04:39:00 p. m.	
8A					No se pudo utilizar el equipo por fallas en la sincronización
9A	T6N71	584209	2101086	05:50:00 p. m.	
10A	T6N57	584231	2101069	04:59:00 p. m.	
11A	T6N73	584253	2101067	06:30:00 p. m.	
12A					No se pudo utilizar el equipo por fallas en la sincronización
13A	T6N56	584223	2101131	05:05:00 p. m.	
14A	T6N60	584277	2101111	04:53:00 p. m.	
15A	T6N69	584216	2101110	06:05:00 p. m.	
16A	T6N62	584246	2101112	05:19:00 p. m.	
17A	T6N63	584262	2101099	05:17:00 p. m.	Dejó de registrar (Se agotó la batería)
18A	T6N52	584265	2101146	04:36:00 p. m.	Desnivelado
19A					No se pudo utilizar el equipo por fallas en la sincronización

Anexo II. Cocientes espectrales (ruido ambiental)

Estación 1A

$f_O = 1.1302 +/- 0.109832$

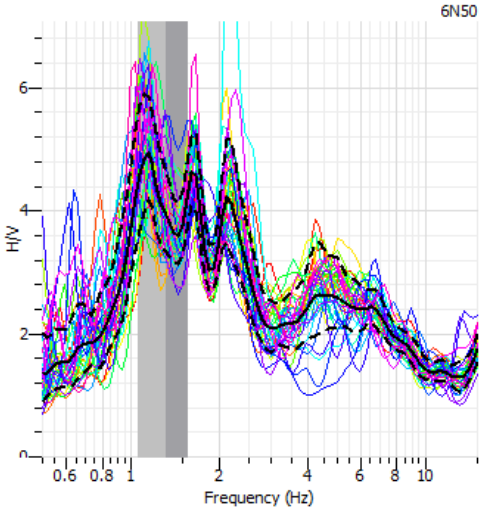
$A_O = 5.8384\ [4.85309,7.02464]$



Estación 2A

$f_O = 1.2705 +/- 0.247014$

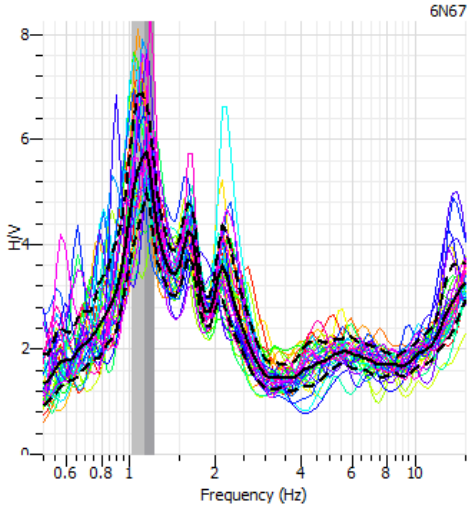
$A_O = 3.9656\ [3.3581,4.6829]$



Estación 3A

$f_O = 1.1289 +/- 0.104366$

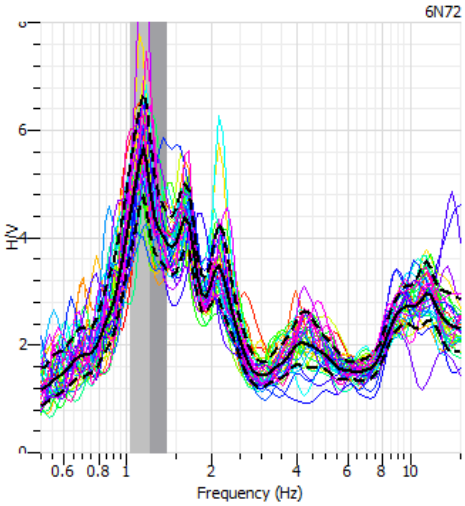
$A_O = 5.72975\ [4.8694,6.7452]$



Estación 4A

$f_O = 1.2091 +/- 0.179081$

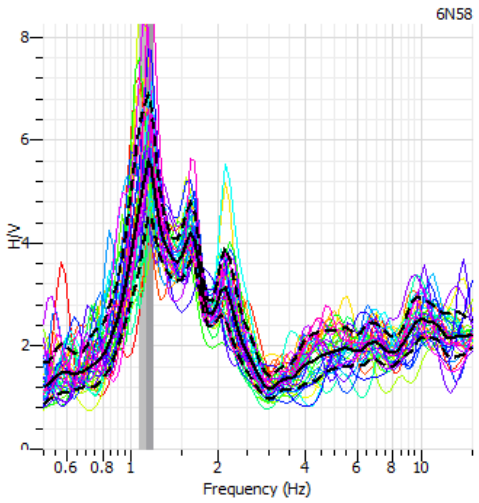
$A_O = 5.0193\ [4.1809,6.0234]$



Estación 5A

$f_O = 1.1378 +/- 0.061736$

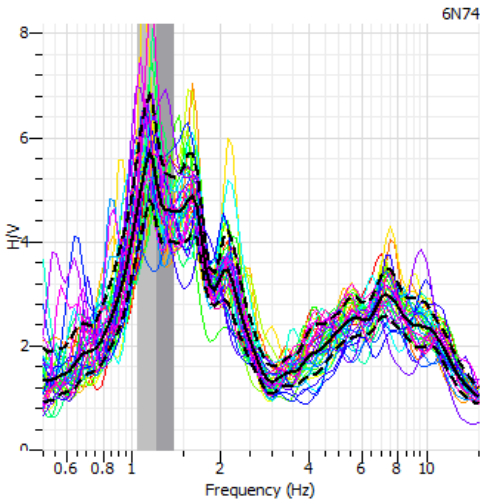
$A_O = 5.5551\ [4.5034,6.8530]$



Estación 6A

$f_O = 1.2193 +/- 0.169756$

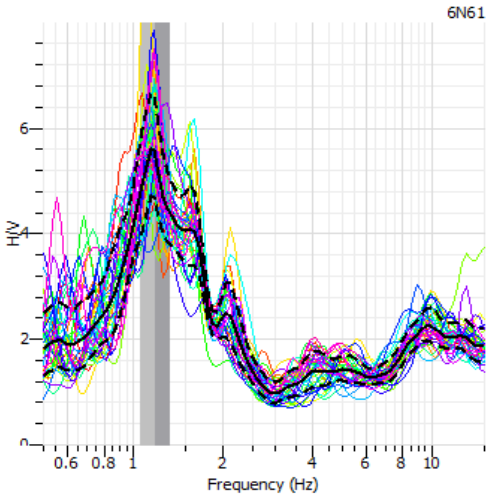
$A_O = 5.1383\ [4.3287,6.0993]$



Estación 7A

$f_O = 1.1904 +/- 0.138095$

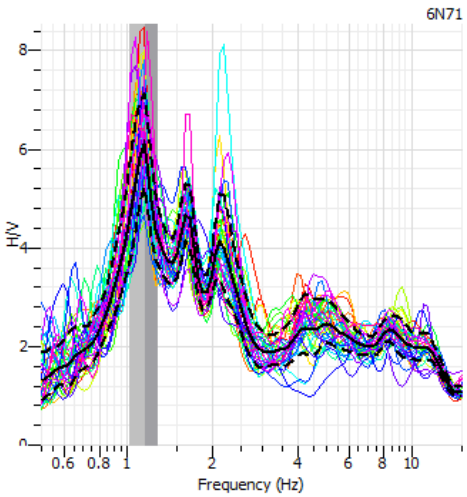
$A_O = 5.4568\ [4.5905,6.4867]$



Estación 9A

$f_O = 1.1574 +/- 0.134052$

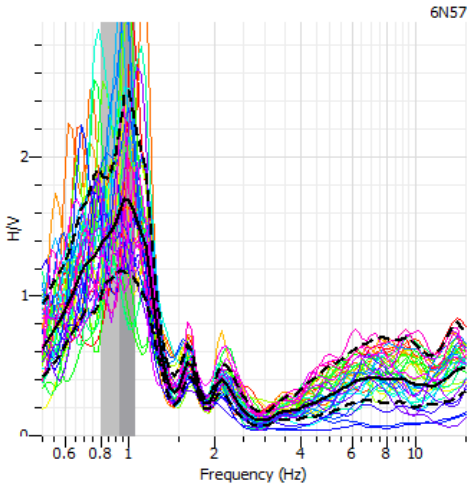
$A_O = 5.9372\ [5.0786,6.9411]$



Estación 10A

$f_O = 0.9280 +/- 0.124834$

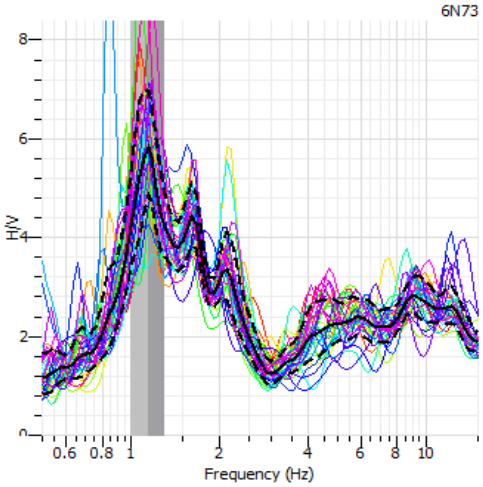
$A_O = 1.6177\ [1.1828,2.2124]$



Estación 11A

$f_O = 1.1460 +/- 0.149102$

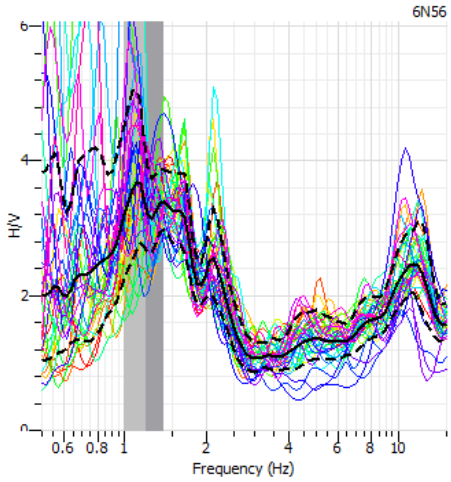
$A_O = 5.7990\ [4.8483,6.9360]$



Estación 13A

$f_O = 1.1995 +/- 0.197647$

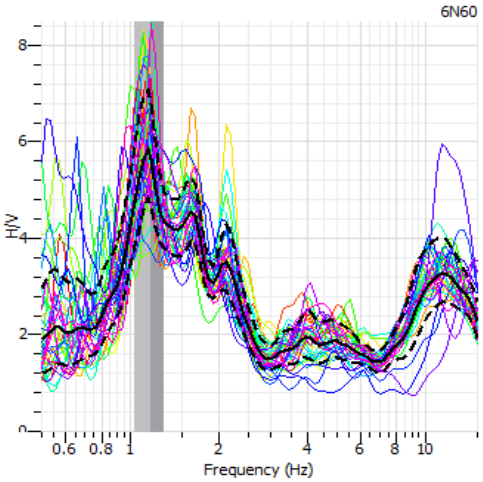
$A_O = 3.3484\ [2.6985,4.1564]$



Estación 14A

$f_O = 1.1716 +/- 0.13537$

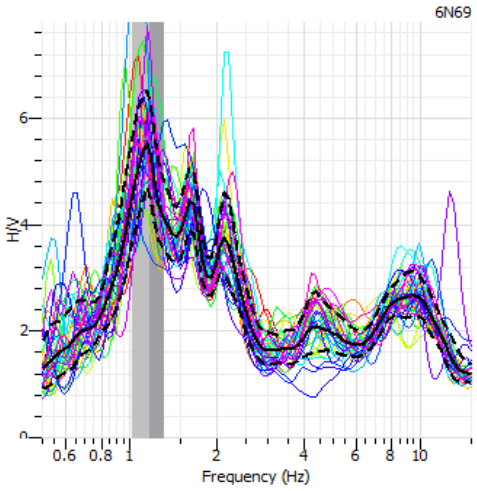
$A_O = 5.6757\ [4.7012,6.8521]$



Estación 15A

$f_O = 1.1686 +/- 0.147776$

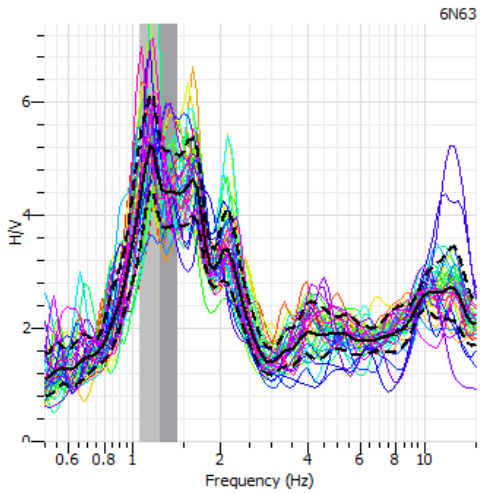
$A_O = 5.3980\ [4.5795,6.3629]$



Estación 17A

$f_O = 1.2447 +/- 0.182785$

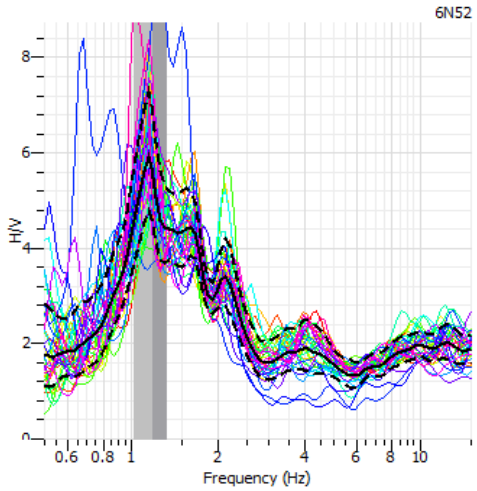
$A_O = 4.5992\ [3.9181,5.3988]$



Estación 18A

$f_O = 1.1826 +/- 0.156907$

$A_O = 5.6454\ [4.5855,6.9502]$

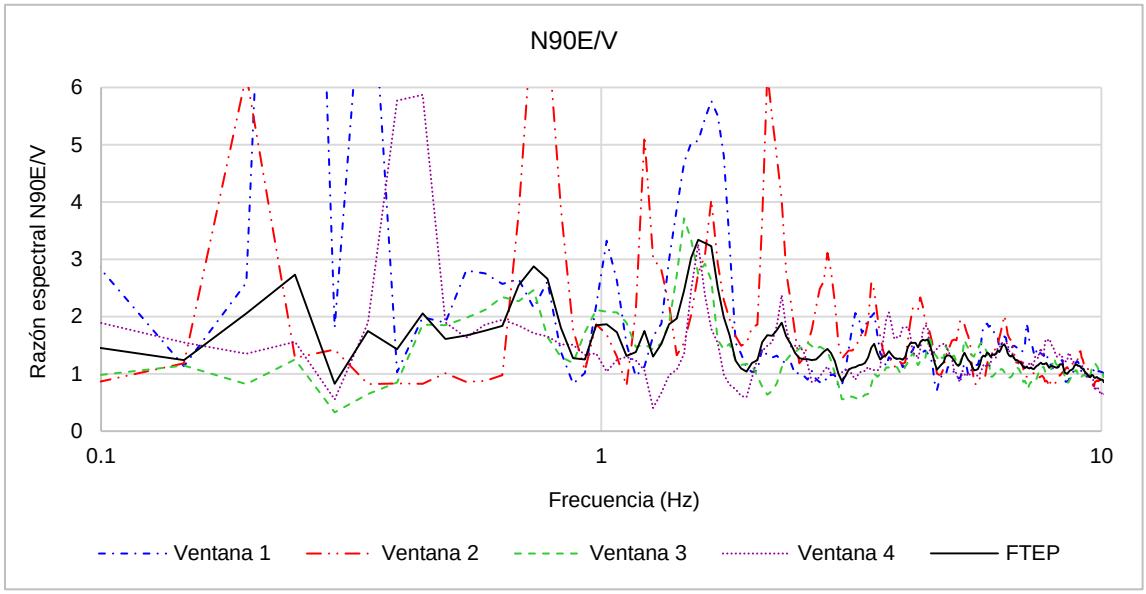


Anexo III. Cocientes espectrales (registros sísmicos)

Registro UAPP9510.211

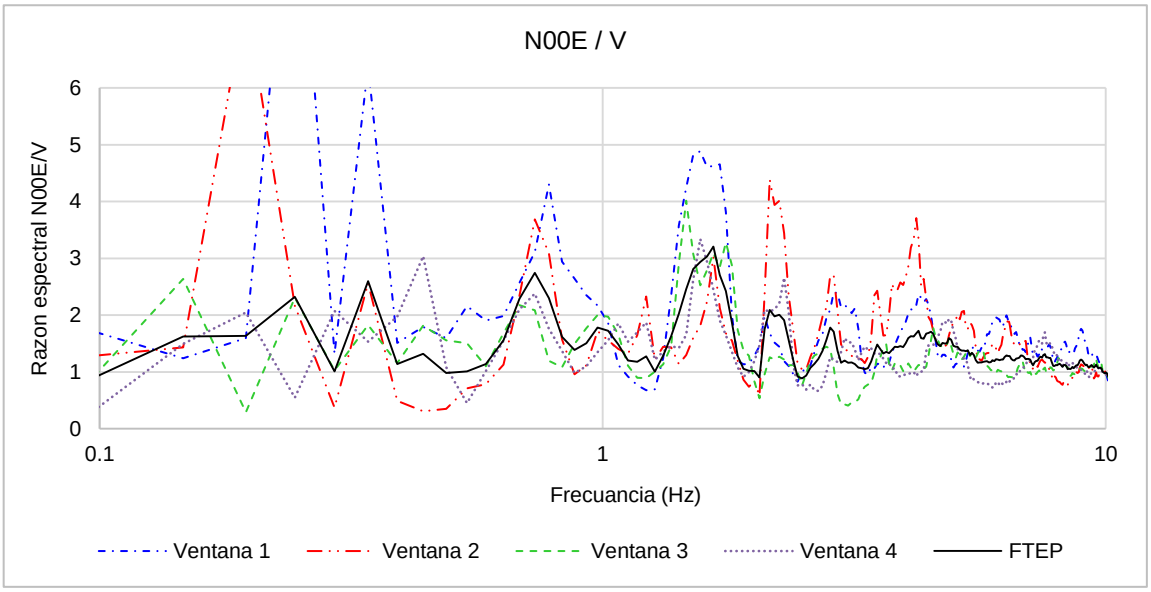
Dirección N-S

$f_o = 1.61$ Hz



Dirección E-O

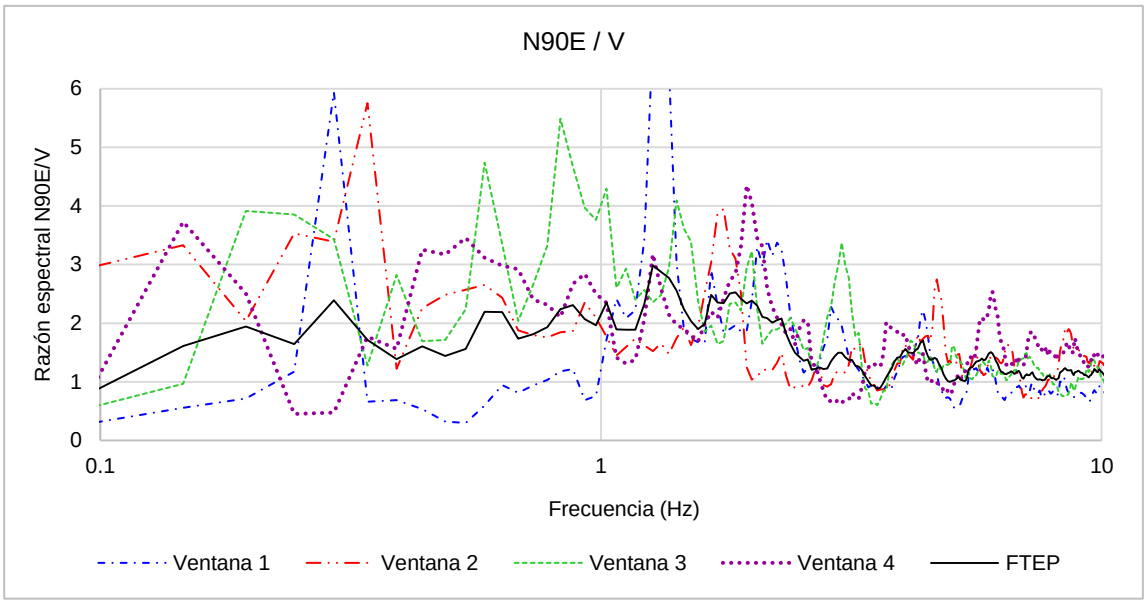
$f_o = 1.66$ Hz



Registro UAPP9607.151

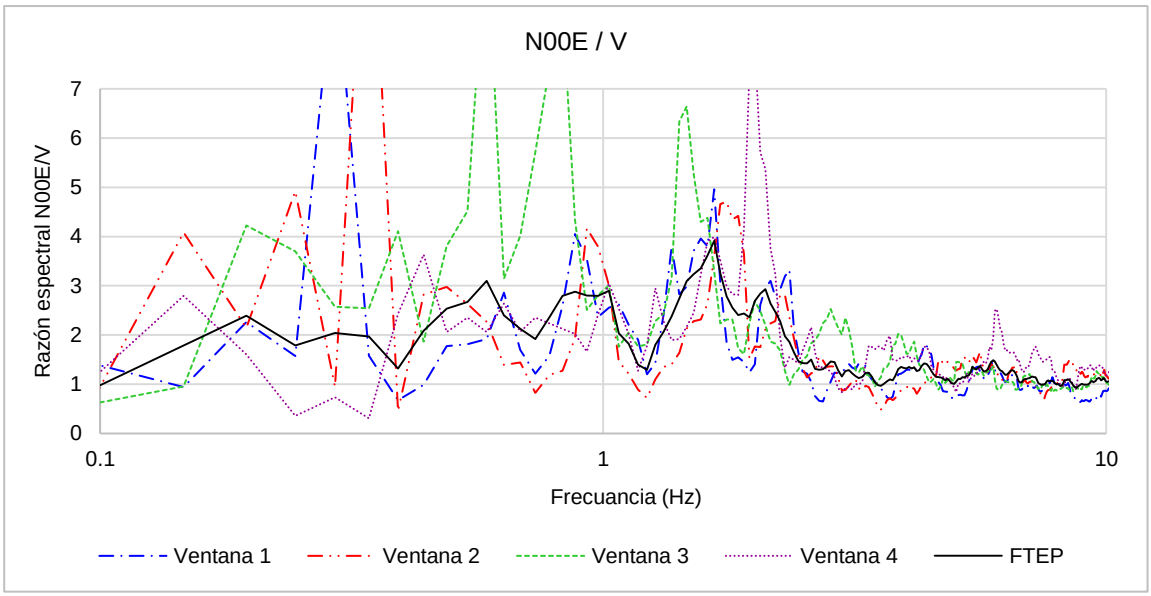
Dirección N-S

$f_o = 1.32$ Hz



Dirección E-O

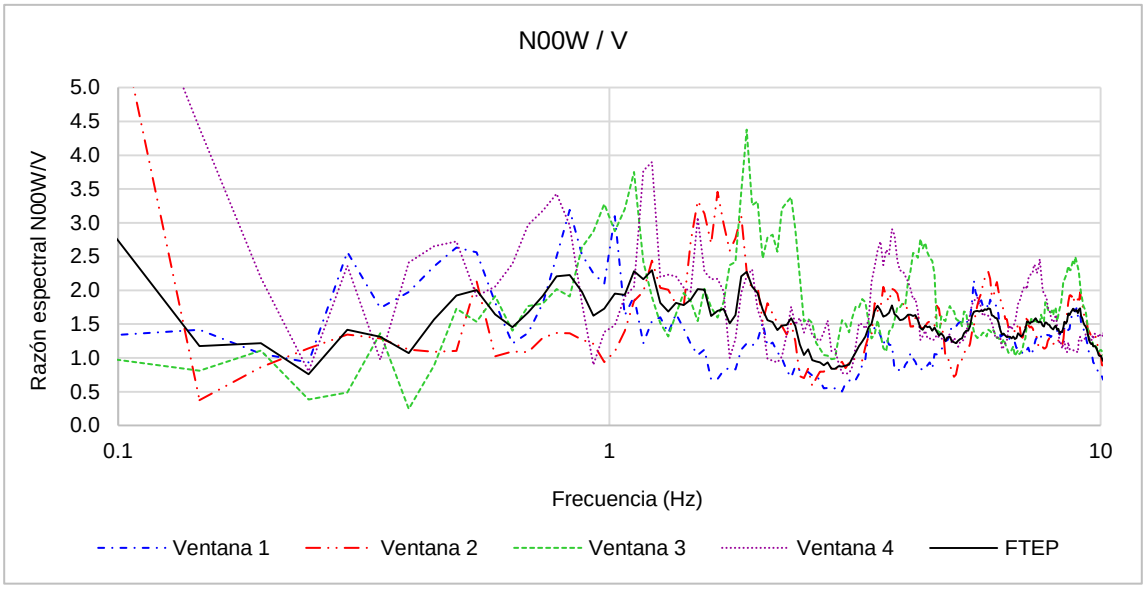
$f_o = 1.66$ Hz



Registro UAPP9701.211

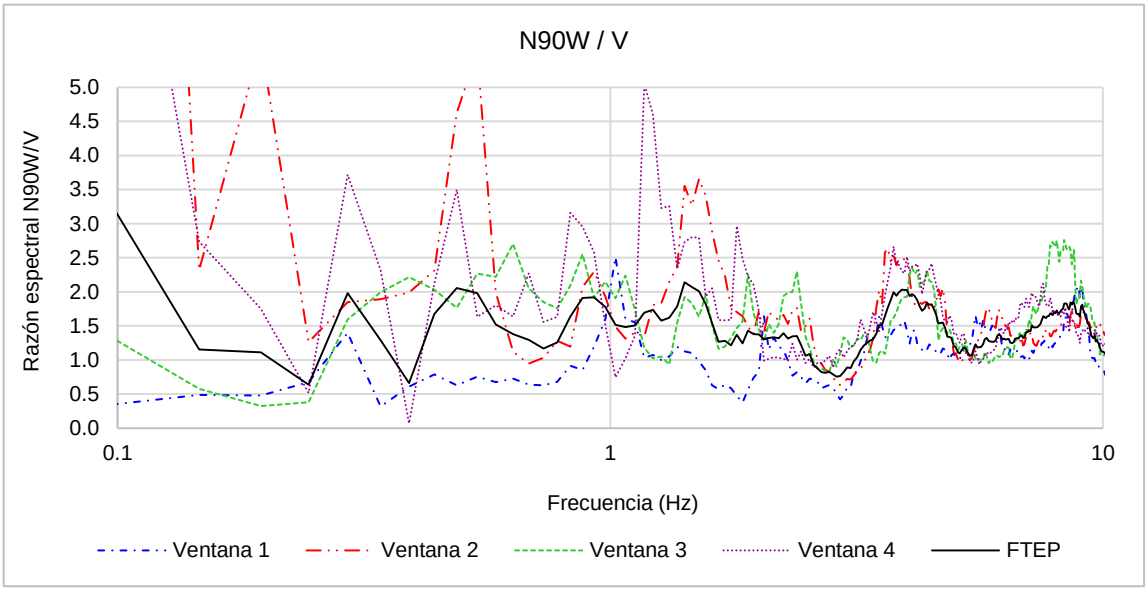
Dirección N-S

$f_o = 1.22$ Hz



Dirección E-O

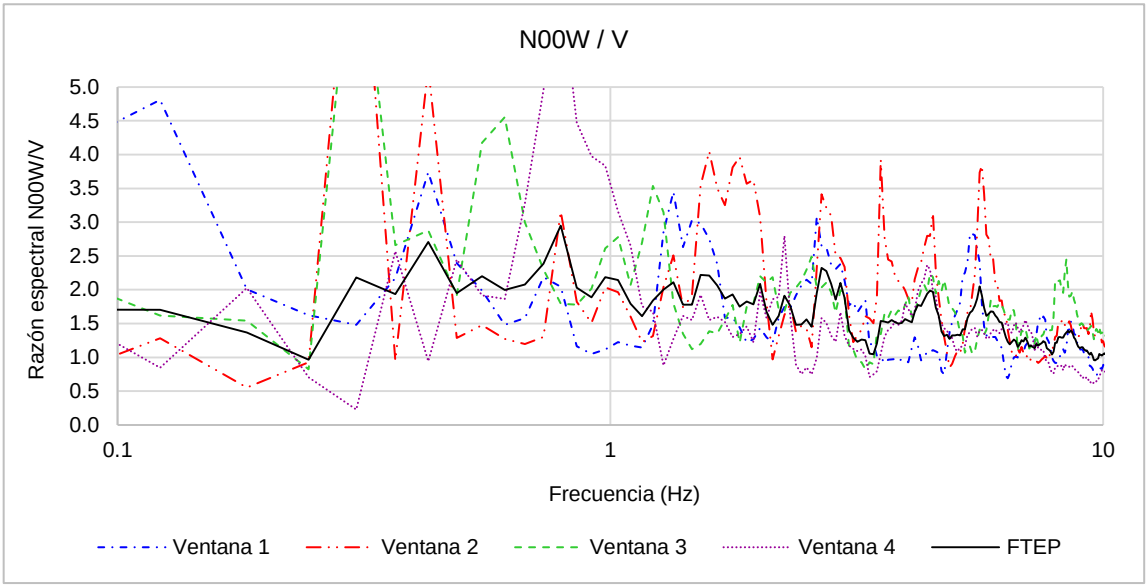
$f_o = 1.46$ Hz

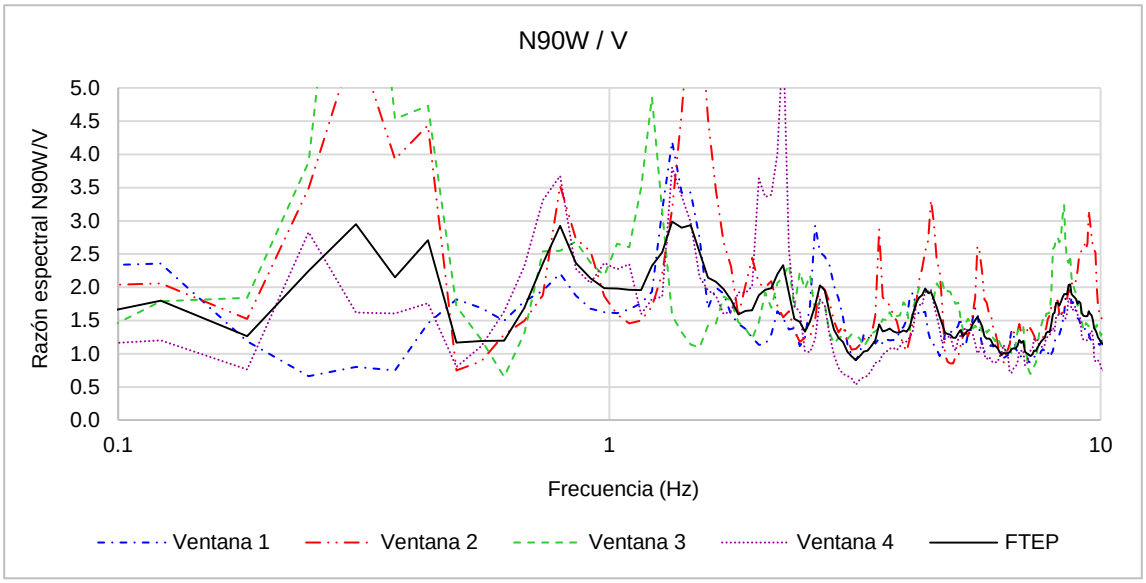


Registro UAPP0401.011

Dirección N-S

$f_o = 1.11$ Hz



Dirección E-O

$f_o = 1.46$ Hz