



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – GEOTECNIA

“ZONIFICACIÓN SÍSMICA DE LA CIUDAD DE TUXTLA GUTIÉRREZ, CHIAPAS”

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
JORGE ALEJANDRO ORDÓÑEZ ALFARO

TUTOR:
M. C. JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO, INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR
M. I. GABRIEL MORENO PECERO
Dr. FRANCISCO JOSÉ SÁNCHEZ SESMA
M. I. AGUSTÍN DEMÉNEGHI COLINA.
M.I. ROBERTO MAGAÑA DEL TORO.

MÉXICO, D. F. (MES EN QUE SE REALIZÓ EL EXAMEN) 2013

JURADO ASIGNADO:

Presidente: M. I. GABRIEL MORENO PECERO

Secretario: Dr. FRANCISCO JOSÉ SÁNCHEZ SESMA

Vocal:
SAMANIEGO M. C. JAVIER FRANCISCO LERMO

1^{er}. Suplente: M. I. AGUSTÍN DEMÉNEGHI COLINA

2^{do}. Suplente: M.I. ROBERTO MAGAÑA DEL TORO.

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM.

TUTOR DE TESIS:

JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO

FIRMA

Índice

Resumen.	1
Abstract.	2
Introducción.	3
Antecedentes.	5
Alcances.	7
1. Aspectos teóricos.	8
1.1. Efecto de sitio.	8
1.2. Registro de microtemores.	10
1.3. Función de transferencia.	11
1.3.1. Métodos teóricos para obtener función de transferencia.	13
1.3.2. Métodos empíricos para obtener la razón espectral y evaluar el efecto de sitio.	14
1.3.2.1. Razón espectral estándar (SSR).	14
1.3.2.2. Técnica de Nakamura (HVNR).	14
1.3.2.3. Técnica de Nakamura por sismos (HVSR).	15
1.4. Métodos para estimar la velocidad de propagación de la onda S (V_s).	16
1.4.1. Refracción sísmica.	16
1.4.2. Refracción de Microtemores (ReMi).	17
1.4.3. Análisis espectral de ondas superficiales (SASW).	17
1.4.4. Método de autocorrelación espacial (SPAC).	18
1.5. Prueba de penetración estándar.	18
2. Zona de estudio.	21
2.1. Geografía.	21
2.2. Hidrología.	21
2.2.1. Inundación potencial en la zona urbana.	22
2.3. Geología.	24

2.3.1. Geología regional.	24
2.3.2. Tectónica regional.	25
2.3.3. Fotogeología.	27
2.3.4. Geología local.	30
2.3.5. Geología estructural.	31
2.4. Sismología.	33
2.4.1. Fuentes sismogénicas.	33
2.4.2. Sismicidad local.	34
2.4.3. Sismos Históricos.	35
2.5. Zonificación geotécnica.	35
3. Microzonificación sísmica.	38
3.1. Monitoreo sísmico.	38
3.1.1. Registro de microtemores.	42
3.2. Correlación entre el número de golpes (N) de la prueba SPT y las velocidades de onda de corte (V_s), para las arcillas de la ciudad.	43
3.3. Procesado de registros sísmicos.	48
3.3.1. Estimación del coeficiente espectral.	48
3.3.2. Validación de resultados.	52
3.4. Determinación de familias espectrales.	55
3.5. Mapa de isoperiodos y clasificación de terrenos.	58
4. Intensidades sísmicas.	61
4.1. Elección del escenario sísmico.	62
4.2. Generación de acelerogramas sintéticos.	65
4.3. Espectros de respuesta.	65
4.4. Mapas de intensidades sísmicas.	67
5. Análisis y discusión de resultados.	70
6. Conclusiones.	75

Referencias.

76

Anexos.

78

Resumen.

En esta tesis se describen los trabajos realizados para la microzonificación sísmica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. En 209 sitios, se obtuvo registro de vibración ambiental, de los cuales, 78 se realizaron con sismógrafos de banda ancha marca Guralp, y los 131 restantes se obtuvieron de publicaciones de la Universidad Autónoma de Chiapas (UNACH), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM). En 10 estaciones se lograron registrar 8 sismos de magnitud moderada, lo que permitió validar la razón espectral de la técnica de Nakamura (HVNR-HVSR), la técnica Estándar (SSR) y la función de transferencia teórica (FFT). En base a la amplitud y frecuencia del cociente espectral de los sitios donde se registro vibración ambiental, se generaron familias espectrales, las cuales junto a los antecedentes de la zona en estudio (geología, hidrología y geotecnia), determinaron el mapa de isoperiodos y de clasificación de terrenos en tres zonas: zona estable, zona con efecto de sitio y zona de riesgo. Además se presentan mapas de intensidades de la zona urbana de la ciudad, derivados de los estudios experimentales para la estimación de intensidades sísmicas, acelerogramas sintéticos y los espectros de respuesta de cada sitio en donde se registró vibración ambiental. Las estimaciones se realizaron para el sismo ocurrido el 20 de Octubre de 1995 (M_w 7.2), con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chis.

Abstract.

This thesis describes the work done for the seismic microzonation of the city of Tuxtla Gutierrez, Chiapas. At 209 sites, was obtained microtremors, of which, 78 were performed with broadband seismographs Guralp brand, and the remaining 131 publications were obtained from the Universidad Autónoma de Chiapas (UNACH), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) and the Universidad Autónoma Metropolitana (UAM). In 10 stations were achieved record eight moderate magnitude earthquakes, which allowed us to validate the spectral ratio of the Nakamura technique (HVNR-HVSR) Standard technique (SSR) and the theoretical transfer function (FFT). Based on the amplitude and frequency of the spectral ratio of the microtremor, we generated spectral families, which together with the history of the study area (geology, hydrology and geotechnical), identify and classify the map of isoperiodos and the classification of land into three zones: stable area, area with site effect and risk area. Also present intensity maps of the urban area of the city, derived from experimental studies for estimating seismic intensities, synthetic accelerograms and response spectra of each site where microtremors was recorded. The estimates were made for the earthquake occurred on October 20, 1995 (Mw 7.2), with its epicenter in the town of Villaflores, Chis.

Introducción.

En nuestra historia la mayoría de los sismos fueron registrados por instrumentos mecánicos y localizados de forma rudimentaria, por lo que muchas de las localizaciones hipocentrales son aproximadas. Las mejores localizaciones son posteriores a 1964 cuando la red mundial de estaciones sísmicas y la red del S.S.N., tanto por su cobertura como por la calidad de los instrumentos, permiten realizar localizaciones más precisas, de igual manera las mejores magnitudes son aquellas determinadas después de 1976. A partir de este año, la red sísmica mundial de estaciones digitales permitió la determinación rutinaria de magnitudes de momento sísmico (M_w), que es la determinación más adecuada del tamaño de un sismo y la cantidad de energía liberada durante el mismo.

En México, en promedio ocurren 5 sismos de magnitud mayor o igual a 6.5 cada 4 años, según los registros desde que se instaló el primer instrumento mecánico en este país (1904). Grandes terremotos han ocurrido a lo largo de las diversas fronteras entre las placas tectónicas que conforman el Continente Americano y por ende a la República Mexicana. Los sismos más importantes registrados en las estaciones que luego conformaron la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN), han ocurrido a lo largo de las fronteras entre las placas oceánicas de Cocos, Rivera y la placa continental de Norte América. El territorio Mexicano se encuentra dividido entre cinco placas tectónicas, la mayor parte del país se encuentra sobre la placa de Norteamérica que contiene a todo Norteamérica, parte del océano Atlántico y parte de Asia. La península de Baja California y gran parte del océano Pacífico se encuentra sobre la placa del Pacífico. Las placas que se encuentran bajo el océano Pacífico al sur de la República de México son la de Cocos y Rivera. El sur de Chiapas se encuentra dentro de la placa del Caribe.

Como la mayor área de contacto entre placas se encuentra en las zonas de subducción, es aquí donde ocurren los sismos más grandes en el Mundo. En México la zona de subducción comprende toda la costa del Pacífico, desde Puerto Vallarta en el estado de Jalisco, hasta Tapachula en el estado de Chiapas, a lo largo de esta extensión se han producido los sismos más grandes que se han registrado en el país durante el siglo pasado y este siglo. El sismo más grande que se tiene registrado en México fue el del 3 de Junio de 1932, ocurrido en las costas de Jalisco, con magnitud $M= 8.2$ en la escala de Richter y una longitud de ruptura de 280 km. Otro sismo importante, tanto por su tamaño como por los daños producidos, fue el sismo de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985, con magnitud $M_w= 8.1$ y una ruptura que cubrió casi toda la costa del estado de Michoacán, con longitud de 180 km. A pesar de que el epicentro del sismo de Michoacán se encontraba a más de 200 kilómetros de la ciudad de México, fue aquí donde se produjo el mayor daño. En Chiapas cada año se acumulan más de 7 cm de deslizamiento relativo a lo largo de la superficie de contacto en la placa oceánica de Cocos que se mueve en dirección de convergencia frontal con las placas de Norteamérica y del Caribe,

los cuales son expresados como energía liberada en forma de sismos, debido a esta fuente sismogénica iniciando el siglo XX se produjeron tres grandes sismos en las costas de Chiapas y Guatemala, el primero el 19 de Abril de 1902 (M 7.5), el segundo el 23 de Septiembre de 1902 (M 7.7) y el tercero el 14 de Enero de 1903 (M 7.6). Sismos igualmente peligrosos, aunque de menor magnitud ocurren a profundidades mayores de 40 kilómetros (sismos Intraplaca), durante este siglo han ocurrido importantes sismos en esta región profunda que han producido grandes daños, como el de Villaflores ocurrido el 20 de octubre de 1995 ($M_w=7.2$), con profundidad focal de 165 km. y un área de ruptura de 30x10 km. Otros sismos significativos que han ocurrido en México son los sismos corticales, estos eventos ocurren dentro de la placa de Norteamericana, son sismos Intraplaca muy superficiales y ocurren principalmente a lo largo del Eje Volcánico Mexicano. En el estado de Chiapas la deformación cortical se debe a un sistema de fallas superficiales que originan temblores de pequeña profundidad (menores a 40 km), como lo reporta Figueroa (1973), quien enuncia al menos 15 fallas importantes en el estado; esta fuente origina sismos de magnitud moderada que producen daños locales, como los enjambres de sismos originados en Chiapa de Corzo entre julio y octubre de 1975. Debido a que las fuerzas tectónicas que producen los sismos en el interior de las placas son mucho menores que las fuerzas que actúan entre las placas, los sismos corticales son de menor magnitud, sin embargo son más frecuentes e igualmente peligrosos, como ejemplo, cada año se registran más de 100 sismos con magnitudes mayores o iguales a 4.5, mientras que se espera un sismo con magnitud mayor o igual a 7.5 cada 10 años. (Kostoglodov, V. y Pacheco, J. F.)

En México y recientemente en el estado de Chiapas, especialmente en la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, los estudios de las propiedades dinámicas del suelo, la respuesta sísmica de la ciudad, la zonificación sísmica y el análisis de riesgo sísmico han generado particular interés; en este trabajo se propone el mapa de zonificación sísmica de la ciudad capital del estado de Chiapas, que refleja la sismicidad observada dentro de la zona en estudio, definiendo el efecto de sitio que existe en algunas partes de la ciudad, en base a la amplificación del suelo debido a las propiedades y morfología de las capas que lo constituyen. El propósito de establecer el efecto de sitio, se debe a la necesidad de clasificar el grado de vulnerabilidad que tienen las construcciones de la ciudad ante una amenaza sísmica y contribuir al desarrollo de estudios sismológicos que permitan, en una etapa posterior, el desarrollo de las Normas Técnicas Complementarias para diseño por sismo, que es parte fundamental para el Reglamento de Construcción de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

Antecedentes.

Chiapas, separado del resto del país por el istmo de Tehuantepec forma parte de la principal zona sísmica de México. Los datos históricos relativos a sismos que han afectado a Chiapas desde el año de 1729, en que figura la primera cita confiable de registros con instrumentos obtenidos en México y en el extranjero, confirman la alta sismicidad del estado.

Debido al gran potencial hidráulico del estado, se han construido presas y obras de gran importancia que satisfacen la creciente demanda de electricidad en la República Mexicana, constituyendo un fuerte incentivo para la planeación y ejecución de obras de ingeniería. Por esta razón se han realizado trabajos con la finalidad de tener un mejor conocimiento de la sismicidad de la zona, para optimizar la seguridad y economía de las obras que se proyecten.

Toda la superficie del estado se encuentra bajo la influencia de focos activos (continentales y submarinos), que han generado movimientos débiles, fuertes y macrosismos, los cuales han tenido magnitudes elevadas en la escala de Richter. Jesús Figueroa en Junio de 1973, quien fuera profesor de la facultad de ingeniería de la UNAM, publicó por medio del Instituto de Ingeniería un resumen de la sismicidad en Chiapas, en el cual destaca los macrosismos que afectaron al estado desde 1729 hasta 1973.

Existen publicaciones de trabajos de microzonificación sísmica realizados en la ciudad capital del estado de Chiapas, de los cuales destaca la publicación “Zonificación sísmica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez”, realizada en Mayo de 1995, por la Universidad Autónoma de Chiapas (UNACH), y la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM), dirigida por un grupo de investigadores de dichas instituciones (G. Alonso, et. al.), en la cual, presentan mapas con curvas de isoperiodos obtenidos de las mediciones con vibración ambiental, información geotécnica disponible, características geológicas de la zona y la sismicidad de la región. Este trabajo se realizó con equipos integrados por una grabadora digital de estado sólido Kinematics SSR-1 y dos sensores sismológicos de campo Kinematics WR-1. En este trabajo G. Alonso, et. al., encontraron en la zona urbana de la ciudad, periodos de vibración del suelo entre 0.11 s. y 0.33 s., debido a que la mayor parte de la ciudad presentó periodos menores que 0.25 s, se consideró como terreno firme al suelo del área urbana de la ciudad.

El trabajo más reciente es el que lleva por nombre “Microzonificación Sísmica de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas”, publicado por el Instituto de Protección Civil para el Manejo Integral de Riesgos de Desastres del Estado de Chiapas, en el año 2012, con la participación de investigadores de los Institutos de Geofísica e Ingeniería de la UNAM, así como de la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH). Mora, J. et. al., no proponen

mapa con curvas de isoperiodos, sin embargo, proponen periodos del suelo que varían entre 0.06 s. y 1 s., lo cual comentan en sus conclusiones: *“Las señales procesadas de las laderas permiten observar que en la zona centro y parte del norte se encuentran mayores periodos (0.51-1 segundos promedio) que en el resto de la ciudad (0.06 – 0.50 segundos promedio), lo cual, se debe posiblemente a mayor espesor de sedimentos deformables, material constitutivo menos denso, entre otros factores”*. Lo anterior difiere en gran magnitud con lo concluido en el trabajo realizado por la UNACH y la UAM en 1995.

Los datos fundamentales utilizados en esta tesis, para la realización de la microzonificación sísmica, se obtuvieron de boletines, catálogos y publicaciones especiales de la Universidad Autónoma de Chiapas, los Institutos de Geología, Geofísica e Ingeniería de la UNAM, el Instituto de Geografía e Historia de México, el Centro Nacional de Prevención de Desastres, el Instituto Tecnológico de California, la United States Coast and Geodetic Survey, Instituto de Protección Civil para el Manejo Integral de Riesgos de Desastres del Estado de Chiapas y la empresa Geortec S.A. de C.V.

Alcances.

En este trabajo se propone un método de microzonificación sísmica para la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, con los siguientes objetivos:

- Recopilación de antecedentes: geología, geomorfología, tectónica, hidrología y geotecnia, con la finalidad de conocer donde existen sedimentos en la ciudad y proponer la prospección geofísica.
- Monitoreo sísmico: registro de sismos y microtemores sobre el área urbana, así como una red temporal para el registro de movimientos fuertes.
- A partir del registro de microtemores y sismos, emplear la técnica de Nakamura (H/V), para evaluar la respuesta de sitio.
- Comparar los resultados obtenidos con la técnica de Nakamura (HVNR, HVSR) y con la técnica estándar (SSR).
- En base a los datos obtenidos, demostrar la relación que existe entre la vibración ambiental (T_o), los espesores de los sondeos mixtos (H) y las velocidades de ondas de corte (V_s), del basamento.
- Definir las zonas a partir del criterio de familias espectrales, clasificando la razón espectral, de acuerdo a su forma espectral y a la frecuencia predominante.
- Elaboración de mapa de curvas de isoperiodos.
- Elaboración de mapa de clasificación de terrenos para diseño sísmico.
- Estimar las intensidades sísmicas para un escenario determinista, en base al evento sísmico ocurrido el 23 de Octubre de 1995 (M_w 7.2), con epicentro cerca del Municipio de Villaflores, Chis.

Capítulo 1: Aspectos Teóricos.

1.1 Efecto de sitio.

En todo el mundo, especialmente en las ciudades que concentran gran población y por ende infraestructura, el efecto de sitio es elemental en la determinación de la intensidad del movimiento sísmico. Este curioso y específico parámetro fue reconocido desde los inicios de la sismología y documentado particularmente por los japoneses, desde el siglo XVIII. MacMurdo, después de la evaluación de daños del sismo de 1819 en la India comentó: *“Los edificios situados sobre roca no fueron tan afectados por el terremoto como aquellos cuya cimentación no alcanzó el fondo del suelo”* (Seed, 1986). Wood evaluó los daños producidos por el sismo de San Francisco de 1906 y concluyó: *“Esta investigación ha demostrado claramente que la magnitud de los daños producidos por el sismo en diferentes partes de la ciudad y condado de San Francisco dependió principalmente de la naturaleza del terreno”* (Seed, 1986). A partir del sismo de Michoacán, en 1985, muchos ingenieros mexicanos se involucraron en estudios de respuesta de sitio. Hoy en día, se conoce que los factores importantes en este fenómeno son la geología, la topografía, las propiedades índices, mecánicas y dinámicas del suelo.

Cuando las ondas sísmicas se propagan por diferentes medios geológicos, el comportamiento del movimiento vibratorio es afectado por diferentes fenómenos físicos que dan lugar a una combinación de movimientos en la superficie formado por ondas P, ondas S, reflexiones y refracciones de las ondas anteriores y ondas superficiales (Álvarez, S.,2001). En otras palabras, si observamos el movimiento de una roca, el cual es constante en un rango de frecuencia y la comparamos con el movimiento de un suelo blando a las mismas frecuencias, se muestra una amplificación diferente con respecto a la roca. Es decir, la modificación del acontecimiento de las ondas sísmicas tanto en el estrato rocoso como en el suelo que le sobreyace, se debe a las diferentes propiedades de los estratos y se comprende como efecto de sitio. Para obtener los parámetros que influyen en el efecto de sitio, Haskell (1962),

e fundamenta en la teoría unidimensional de propagación de ondas en medios estratificados, tomando en cuenta las siguientes hipótesis:

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

Además, la incidencia vertical de las ondas S polarizadas horizontalmente y la simplificación de un solo estrato horizontal con la salvedad de que no se pierdan el

periodo predominante y la velocidad de propagación de la onda de corte S de la estratigrafía real (características principales de la estratigrafía) tendremos el modelo que se muestra en la figura 1.1 (Montecillo, R., 1996).

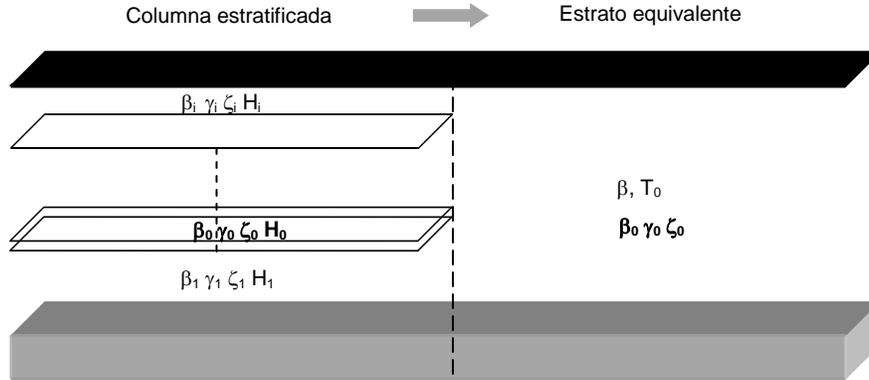


Figura 1.1. Perfil estratigráfico real y Modelo estratigráfico simplificado.

Donde: el perfil estratigráfico representa al medio real y cada estrato se encuentra caracterizado por los parámetros: β_i , velocidades de propagación de las ondas S, densidad del material γ_i , amortiguamiento del material ζ_i y el espesor del material H_i . El semiespacio sobre el cual descansa el medio estratificado queda caracterizado también por los mismos parámetros ($\beta_0, \gamma_0, \zeta_0$).

En esta figura, el tiempo que tardan las ondas en atravesar el i -ésimo estrato vale H_i/β_i , en donde el tiempo total T que tardan en atravesar los estratos para llegar a la superficie es:

$$T = \sum \frac{H_i}{\beta_i} \quad 1.1$$

Si el perfil estratigráfico de la figura 1.1 estuviera formado por un solo estrato de espesor $H = \sum H_i$, estrato equivalente de la figura 1.1, la velocidad necesaria para que las ondas tarden el mismo tiempo en atravesarlo sería:

$$\beta = \frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}} \quad 1.2$$

Esta ecuación se conoce como la velocidad media del depósito simplificado. Por otro lado, de la solución de la ecuación de onda para incidencia vertical (Aki, 1980), el periodo predominante de vibración del medio T_0 es:

$$T_0 = \frac{4H}{\beta} \quad 1.3$$

En donde, combinando las ecuaciones (2.2) y (2.3) se tiene:

$$T_0 = \frac{4H}{\sum H_i \left(\frac{H_i}{\beta_i} \right)} \quad 1.4$$

Recordando que $H = \sum H_i$, se obtiene:

$$T_0 = \frac{4H}{\sum H_i \left(\frac{H_i}{\beta_i} \right)} = \frac{4 \sum H}{\sum H_i \left(\frac{H_i}{\beta_i} \right)} = 4 \sum \frac{H_i}{\beta_i} \quad 1.5$$

Esta última ecuación expresa que el medio estratificado idealizado de la figura 1.1 puede ser sustituido por el estrato equivalente de la misma figura, conservando las características antes mencionadas, β_i y T_0 dadas por la ecuación 1.2 y 1.5 respectivamente.

Por lo tanto, si T_0 es un parámetro que caracteriza al medio y depende directamente de las propiedades estratigráficas del mismo, podemos evaluar el efecto de sitio estimando su valor. Al mismo tiempo podemos estimar otro parámetro asociado al efecto de sitio, la amplificación relativa de sitio (A_r) asociada a T_0 , la cual se define como la máxima amplificación que sufre el movimiento de las partículas de suelo blando con respecto al movimiento de las partículas en el semiespacio rocoso, estos dos parámetros son los que definen el efecto de sitio.

1.2 Registro de Microtremores.

El uso de microtremores (vibración ambiental) para obtener la estimación de la respuesta de un sitio, fue introducido en Japón por los años 50 (Kanai et al., 1954). No obstante los cuestionamientos que se han hecho sobre su utilidad (Gutiérrez y Singh, 1992; Lachet y Bard, 1994), las mediciones de microtremores continúan presentando un alto atractivo para la caracterización de la respuesta de sitio, tanto por su sencillez de operación y su bajo costo, como por la rapidez con que permiten obtener resultados (Lermo y Chávez-García, 1994). En especial cuando es interpretado utilizando la razón espectral entre las componentes horizontal y vertical de un mismo registro, como originalmente fue propuesto por Nakamura (1989). En los últimos años, específicamente de 1970 en adelante, el número de trabajos al respecto sobrepasa los 500, según Bennefoy et. al., quienes también señalan que el 95% de estos trabajos se enfocan a la aplicación de microzonación, usando la técnica HVNR (razón espectral relativa a la componente vertical, técnica de Nakamura).

El origen del ruido puede ser natural o cultural. El primer caso se relaciona con periodos largos (frecuencias cortas) cuya fuente principal sería condiciones meteorológicas u ondas oceánicas. El segundo caso presenta periodos cortos (frecuencias altas), cuya fuente es la actividad humana; este es el tipo de ruido que se usa para trabajos de respuesta de sitio y microzonificación. El límite de frecuencia de estos dos tipos de ruido

se encuentra desde 0.1 Hz. hasta 10Hz, este límite ha sido también comprobado por diferentes investigadores tal como lo reportan Bennefoy et. al. Este trabajo toma a los microtemores como base de la microzonificación, partiendo de la hipótesis de que estos son pequeñas oscilaciones superficiales de baja amplitud, similares a las que inducen los terremotos en las zonas próximas al epicentro.

1.3 Función de transferencia.

Los estudios de riesgo sísmico incluyen evaluaciones regionales y locales que involucran, como parte esencial, la caracterización dinámica del subsuelo usando diversos procesos de cálculo de la función de transferencia. Se han utilizado distintos métodos para la obtención de la función de transferencia mediante los microtemores. La diferencia entre estas metodologías se basa esencialmente en la confiabilidad de los datos y en la implementación de la instrumentación requerida, la instalación de los equipos y los costos de operación para el desarrollo de cada metodología (Giraldo *et al.*, 1999).

En el diseño de sistemas electrónicos para procesamiento de señales analógicas, se plantea la hipótesis de que el sistema debe ser considerado como aislado, lineal y no variante en el tiempo. Asumiendo esa condición, se dice que el estímulo usado es aquel que se aplica a la entrada del sistema y por lo tanto, la respuesta se debe sólo a la entrada aplicada. Sin embargo, en situaciones reales, los sistemas electrónicos presentan componentes de frecuencia adicionales que no están presentes en la señal de entrada, como se demuestra gráficamente en la figura 1.2. Estos componentes generan un error en el cálculo de la función de transferencia; algunos ejemplos de estos errores pueden ser: ruido interno en el sistema, ruido externo y sistemas no lineales.

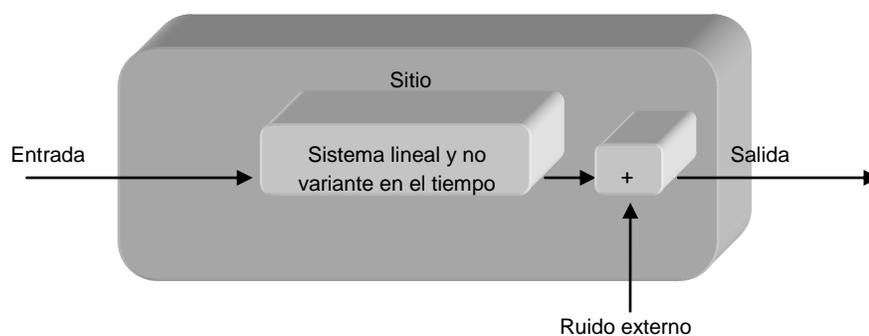


Fig. 1.2. Modelo de un sistema real.

En estos casos la función de coherencia es muy eficiente y precisa, esta función proporciona una buena estimación de la salida de energía debida exclusivamente a la señal de entrada. La función de coherencia, es una función frecuencial y adimensional, que contiene sólo la parte real y entrega valores en el rango de 0 a 1. El valor máximo es debido a frecuencias realmente aplicadas a la entrada, mientras que el valor mínimo, se

debe a frecuencias traslapadas a la salida que no son correlacionadas con la señal de entrada. En otras palabras, la función de coherencia es la fracción de la potencia de salida debida sólo a la señal de entrada.

Habiendo definido el modelo para un sistema lineal y no variante en el tiempo, a partir del cálculo de la función de coherencia hallada entre dos registros temporales arbitrarios, se podrá minimizar el ruido presente tanto en la señal de entrada como en la de salida. La importancia de considerar la función de coherencia de las señales es evidente, ya que la presencia de ruidos aditivos incorrelacionados, afectan la estimación de la función de transferencia. Es por esta razón que se busca minimizar el ruido presente en los registros de entrada y salida, con el fin de evaluar la relación espectral obteniendo una función de transferencia consistente.

La función de transferencia del subsuelo es análoga a un modelo matemático, como resultado de la respuesta de un sistema frente a una excitación exterior, donde la función de generación, corresponde al movimiento de las ondas en la base rocosa y el depósito geológico corresponde a una caja negra entre las ondas que arriban a la interfase entre suelo y roca (basamento) y las ondas que llegan a superficie, como se describe gráficamente en la figura 1.3. Este problema se resuelve, ubicando dos estaciones: una en roca y la otra en suelo.

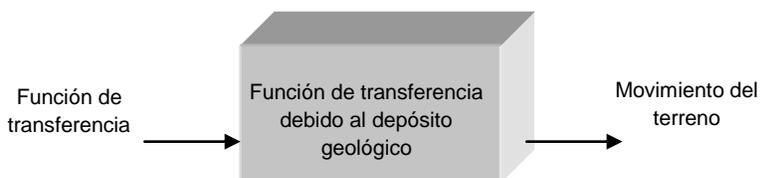


Fig. 1.3. Esquema de la función de transferencia.

A partir de esta gráfica, se puede definir a esta función, como la expresión que permite determinar las características dinámicas (vibración del estrato) de la superficie del suelo, en función de las características dinámicas de la roca base o suelo muy firme, que al calcularla se obtiene el periodo predominante (T_0) y la amplificación relativa del suelo (A_r).

Por último, es necesario aclarar que en este trabajo se realizó el análisis de microtemores, mediante sismógrafos de banda ancha marca Guralp y modernas técnicas de análisis de señales, que contemplan la minimización del ruido incorrelacionado presente en los registros sísmicos.

1. 3.1 Métodos teóricos para obtener la función de transferencia y evaluar el efecto de sitio.

Los métodos teóricos o de simulación numérica, se basan en modelos matemáticos de propagación de onda, partiendo de información geotécnica para poder reproducir los fenómenos observados. El método de Haskell (1962), considerado como uno de los más usados y reconocidos en el mundo, se basa en la teoría de propagación unidimensional de ondas (Thomson, 1950 y Haskell, 1953), este método nos permite calcular la función de transferencia en un medio estratificado, lo cual convierte a esta metodología en una herramienta ventajosa y poderosa, sin embargo, este procedimiento solo admite estratos planos y paralelos, lo cual es ambiguo si tomamos en cuenta que el suelo no es homogéneo ni isótropo, por esta razón, este tipo de métodos requiere de la confiabilidad de los datos geotécnicos que arroja una buena ejecución de las pruebas índice y mecánicas del suelo, además de contar con información geofísica y geológica del sitio en estudio.

Lo anterior se puede observar en el estudio liderado por el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera (ICTJA), encaminado a definir escenarios de riesgo sísmico y su aplicación a la Vega Baja del Río Segura, Alicante, España. En este proyecto se utilizaron los datos geotécnicos de cuatro sondeos (101, 102, 103 y 104), para la determinación teórica de la función de transferencia del sitio. Cabe mencionar que la profundidad máxima de los sondeos anteriormente mencionados es de 40 m y que se encuentran ubicados a lo largo de un eje en dirección NW-SE, como se aprecia en la figura 1.4, alcanzando los materiales del substrato geotécnico, de tal manera que se obtuvieron las propiedades y la profundidad del basamento. Los acelerogramas empleados, corresponden a eventos superficiales con epicentros situados a distancias menores de 20 km del centro de la Vega y han sido registrados sobre roca en las proximidades del borde de la zona en estudio.

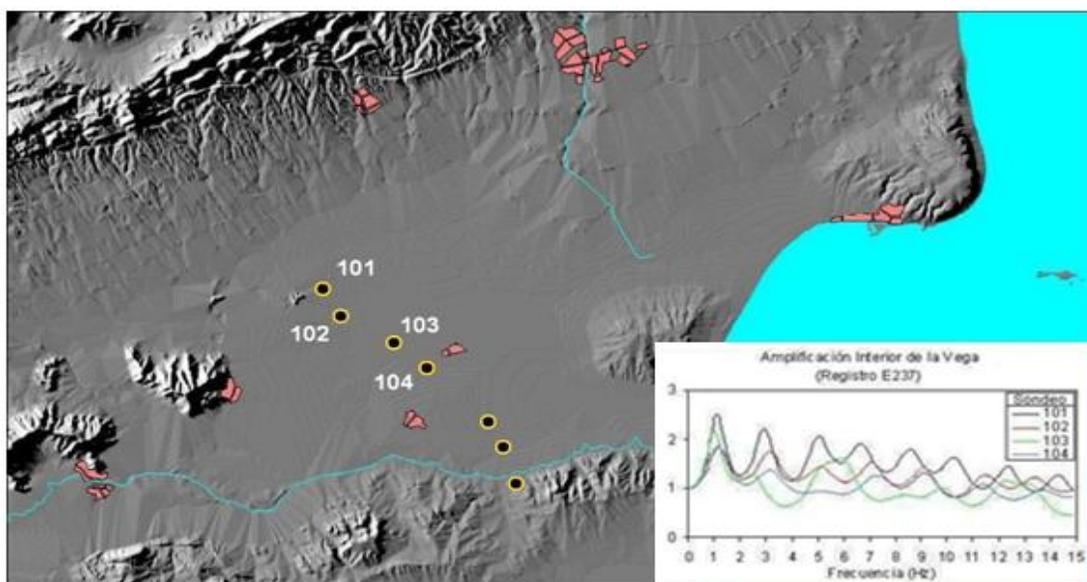


Fig. 1.4. Efecto de sitio en la zona en la Vega Baja del Río Segura (ICTJA, 2002-2003).

Esta metodología fue aplicada a puntos que cruzan buena parte de la zona en estudio, empleando diferente software para contrastar la función de transferencia obtenida en cada sondeo como se aprecia en la grafica de la figura 1.4, en donde podemos observar que la frecuencia (Hz) coincide en los cuatro registros, lo que significa que el efecto de sitio existe de igual manera para todas las exploraciones y para las diferentes metodologías utilizadas; el problema se presenta en la amplificación, debido a que existe variación en los cuatro diferentes registros. Lo anterior se debe a la calidad de los datos obtenidos en las diferentes pruebas para obtener las propiedades índice, mecánicas y dinámicas del suelo.

1.3.2 Métodos empíricos para obtener la razón espectral y evaluar el efecto de sitio.

Existen dos metodologías para obtener la razón espectral. La primera, consiste en registrar movimientos fuertes y débiles, la segunda, se realiza con el análisis de los datos obtenidos de vibración ambiental.

1.3.2.1 Razón espectral estándar (SSR).

Borcherdt en 1970, dividió el espectro de amplitud de Fourier del sitio en estudio entre el espectro de amplitud de Fourier de una estación de referencia, teniendo como hipótesis que el registro en terreno firme (estación de referencia) es representativo del campo incidente en la interfaz entre el basamento (capa base) y estratos de terreno blando (estación de interés). La ecuación 1.6 basada en estas hipótesis, expresa el efecto de sitio en un lugar de interés.

$$S_j^r = \frac{1}{j} \sum_{j=1}^j \frac{A_{ij}(f)}{A_{rj}(f)} \quad 1.6$$

Donde, la respuesta del sitio de referencia r ($i=r$) debe ser insignificante, $S_r(f)=0$, y el efecto de trayectoria es similar para todos los sitios, cuando la distancia entre las estaciones es más corta que la distancia epicentral, de tal manera que el efecto de sitio debido a la respuesta del sitio de referencia del j -ésimo evento (S_j^r), corresponde a la división del espectro de amplitud del movimiento del terreno debido al el evento registrado en la estación de interés (A_{ij}), entre el espectro de amplitud del movimiento del terreno debido al el evento registrado en la estación de referencia (A_{rj}). La literatura menciona que esta técnica es aplicable cuando se tiene una geología local relativamente simple donde no se requiera aplicar modelos 2D o 3D.

1.3.2.2 Técnica de Nakamura (HVNR).

La técnica de la Razón Espectral Relativa a la Componente Vertical (HVNR), propuesta por Nakamura en 1989, se basa en lo siguiente: el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical del registro de microtemores, son considerados principalmente

registros de ondas Rayleigh y conforman una aproximación de la función de transferencia empírica, de un medio estratificado de suelo blando que sobreyace a un espacio de suelo firme o roca, como se demuestra gráficamente en la figura 1.5.

Donde, V_s y H_s son los espectros de Fourier de las componentes vertical y horizontal del movimiento en la superficie, V_b y H_b son los espectros de Fourier de las componentes vertical y horizontal del movimiento en el subestrato, SB corresponde al estrato blando donde se propagan las ondas Rayleigh.

Nakamura comprobó experimentalmente que:

$$\frac{H_b}{V_b} = 1 \quad 1.7$$

Por lo tanto

$$S_M = \frac{H_s}{V_s} \quad 1.8$$

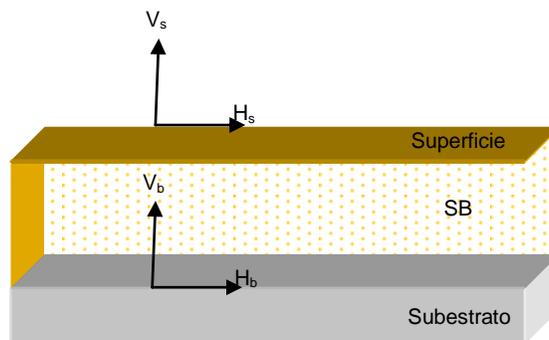


Fig. 1.5. Modelo estratigráfico de la técnica de Nakamura.

Lo anterior demuestra que el efecto de sitio modificado (S_M), corresponde a la función de transferencia de capas superficiales que puede ser calculada con registros de microtemores en la superficie y que la componente vertical de éstas mantiene las características de la componente en el basamento o subestrato.

Nakamura en 1989 y 2000, basado en que las fuentes artificiales de vibración tienen principalmente movimiento vertical, consideró que los microtemores están compuestos por diferentes tipos de ondas que incluye tanto ondas de superficie como ondas internas, y que el efecto de las ondas Rayleigh aparece en las componentes horizontal y vertical de estas, pero más acentuado en la componente vertical. Lermo y Chávez-García (1994), lo confirmaron realizando simulaciones numéricas, donde concluyen que la relación H/V está controlada por las ondas SH y no incluye las ondas Rayleigh presentes en los microtemores.

1.3.2.3 Técnica de Nakamura para sismos (HVSr).

Lermo y Chávez-García, fueron los que propusieron por primera vez esta técnica en 1993, y se fundamenta en la hipótesis de que sólo la componente horizontal es influenciada por la estructura local y consiste en usar la técnica de Nakamura, dividiendo el espectro de amplitud de Fourier de la componente horizontal por el espectro de la componente vertical (H/V), este cálculo es realizado para la fase intensa de la onda de corte. La técnica de la razón espectral de la componente horizontal a la componente vertical, no requiere de una estación de referencia y aunque demanda de una geología relativamente simple, no se tiene problema de contar con registros simultáneos. Lermo y Chávez García (1993), en trabajos realizados, observaron que la frecuencia y amplitudes de resonancia fueron similares a las obtenidas con la SSR. Sousa et., al. (2006), mencionan que Theodulidis en 1995, encontró resultados razonables al aplicar el HVSr en Grecia y en Taiwán.

1.4 Métodos para estimar la velocidad de propagación de la onda S (V_s).

Las ondas elásticas se dividen en dos grandes grupos, las de cuerpo, que viajan en el interior del medio elástico y las de superficie, que se propagan a lo largo de la frontera de un medio semi-infinito, como es la superficie de un depósito de suelos. Las ondas de cuerpo se subdividen a su vez en ondas de compresión (V_p) y de corte (V_s). Las ondas V_p viajan a una velocidad entre 70% y 140% mayor que las V_s . Por lo que respecta a ondas de superficie, la más importante en geotecnia son las ondas Rayleigh, cuya velocidad (V_R) es de alrededor de 93% de la velocidad de las ondas de corte (V_s).

La determinación de la velocidad de propagación de las ondas de corte (V_s) es de gran utilidad en la geotecnia, ya que con este valor se puede:

- 1) Determinar el módulo de rigidez (G).
- 2) Inferir densidad en campo.
- 3) Estimar el estado de esfuerzos.

A continuación se describen las técnicas que se utilizaron en este trabajo para obtener las velocidades de onda de corte V_s de las arcillas en algunas zonas de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

1.4.1 Refracción sísmica.

Este método mide el tiempo de propagación de las ondas elásticas, transcurrido entre un sitio donde se generan ondas sísmicas y su llegada a diferentes puntos de observación. Para esto, se dispone una serie de sensores en línea recta a distancias conocidas formando lo que se conoce como tendido sísmico, línea de refracción o reflexión sísmica. A una distancia conocida del extremo del tendido, en el punto de disparo, se generan

ondas sísmicas, (con la ayuda de un martillo o por la detonación de explosivos), las cuales inducen vibraciones en el terreno que son detectadas por cada uno de los sensores en el tendido, como se muestra gráficamente en la figura 1.6.

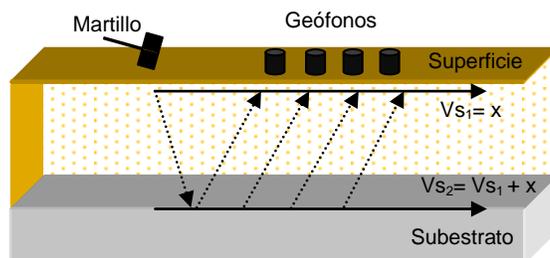


Fig. 1.6. Esquema de ejecución de ensayos de refracción sísmica.

Los registros de cada sensor tienen información de los movimientos del terreno en función del tiempo y son conocidos como sismogramas. Estos son analizados en la refracción sísmica para obtener el tiempo de llegada de las primeras ondas a cada sensor desde el punto de disparo.

Entre las limitaciones de este método se destaca el contraste entre la facilidad para determinar la velocidad de ondas primarias o de compresión (V_p), en relación con la dificultad para evaluar la velocidad de ondas secundarias o de corte (V_s). En función del tipo de fuente emisora utilizada en la generación de las ondas sísmicas, el contenido en ondas p y s es diferente; utilizando explosivos el contenido en ondas p es mayor, particularmente cuando se utilizan grandes cantidades y se detona cerca de la superficie del suelo. Las fuentes de tipo mecánico son impactos verticales y cargas torsionales en la base del sondeo, los impactos verticales, tienen un contenido elevado en ondas p, por ello se recomienda utilizar impactos horizontales en la superficie del suelo que generan mayor contenido en ondas s.

1.4.2 Refracción de microtremors (ReMi).

La técnica de refracción de microtremores (ReMi) (Louie 2001), utiliza un tendido y equipo para registro similar al de la prueba de refracción sísmica, pero se analizan las ondas con una técnica que permite separar las ondas Rayleigh de otras ondas elásticas y finalmente determinar la variación de velocidad de onda de corte (V_s) en profundidad.

Para la realización de la prueba ReMi, se instala un tendido lineal con 12 o más geófonos, el registro de la vibración se realiza con un sismógrafo digital y se registra tanto vibración ambiental (microtremores), como vibración superficial inducida (impactos, vehículos en circulación, etc.). ReMi puede usarse sin problemas en ambientes urbanos y mientras

más ruido haya funciona mejor. Además ReMi puede detectar dentro de ciertos límites, estratos blandos entre estratos con rigideces mayores.

1.4.3 Análisis espectral de ondas superficiales (SASW).

El método de análisis espectral de ondas superficiales (SASW), es un método sísmico no destructivo, que se emplea para estimar la velocidad de ondas de corte del subsuelo. Este método fue desarrollado por Nazarian y Stokoe (1986), a partir del análisis y procesamiento digital de señales producto de impactos en el suelo. La característica dispersiva de las ondas superficiales del tipo Rayleigh en el medio, es el fundamento principal de ésta metodología.

Este método consiste en colocar sensores en la superficie conectados a un equipo de adquisición y análisis de datos, similar a la refracción sísmica convencional; a cierta separación de los sensores, se aplican impactos horizontales al suelo para después por medio de un análisis espectral, estimar las velocidades de las ondas Rayleigh en función de la frecuencia (curva de dispersión), y poder obtener las velocidades de onda de corte V_s .

1.4.4 Método de autocorrelación espacial (SPAC).

El método SPAC fue propuesto por Aki (1957) y se basa en la obtención de registros de microtemores a partir de arreglos instrumentales de tipo circular o semicircular y así obtener una función de correlación promedio acimutal y por tanto, una estimación de la velocidad de fase, sin importar la dirección de propagación de las ondas.

Aki, analizó los microtemores estadísticamente en el espacio y en el tiempo como ondas estocásticas estacionarias y las consideró como ondas de superficies dispersas. El principio de este método se basa en que la función de correlación de registros de ruido entre estaciones equidistantes promediadas espacialmente tiene la forma de una función Bessel (J_0).

$$\rho(r, f) = j_0 \left(\frac{2\pi f}{c(f)} r \right) \quad 1.9$$

Con los registros experimentales se calcula el coeficiente de correlación donde, (r) es la distancia, (f) representa la frecuencia y $c(f)$ es la velocidad de fase en la frecuencia; con la inversión de las curvas de dispersión se puede obtener una estimación del modelo de velocidad de las capas superficiales.

1.5 Prueba de penetración estándar (SPT).

Los orígenes del ensayo SPT se remontan al año 1902, cuando el Coronel Charles R. Gow desarrolló un muestreador de 25mm de diámetro, el cual se hincaba al suelo

mediante un martillo de 50 kg. El muestreador de cuchara partida, similar al utilizado actualmente, debe su desarrollo a los trabajos efectuados por H.A. Mohr, Gerente de Distrito de Gow Division en Nueva Inglaterra (USA) y a G.F.A. Fletcher de la Raymond Concrete Pile Company en 1927.

El penetrómetro estándar se emplea para rescatar muestras alteradas en campo, de las cuales se identifica el tipo de suelo de cada estrato y se define la estratigrafía del sitio; en el laboratorio las muestras se utilizan para determinar las propiedades índice de los suelos, usualmente el contenido natural de agua, los límites de consistencia entre otras cosas; con estos datos se precisa la estratigrafía del sitio y mediante el número de golpes (N) necesario para hincarlo, se estima la resistencia al corte mediante correlaciones empíricas.

Por su utilidad Terzaghi la denominó en 1947 como “prueba de penetración estándar” (SPT, por sus siglas en inglés). Esta prueba fue adoptada por la ASTM en 1958, como la Norma D1586, precisando las dimensiones del muestreador y el procedimiento de ensayo, posteriormente se actualizó constantemente hasta llegar a la más reciente, la del año 2011.

La prueba de penetración estándar consiste en hincar el penetrómetro (tubo de acero en cuyo extremo se monta una zapata afilada) de 45 cm, durante su hincado se cuentan los números de golpes que corresponden a cada etapa de 15 cm. La resistencia a la penetración estándar se define como el número de golpes (N), para penetrar los últimos 30 cm. del penetrometro; los golpes en los primeros 15 se desprecian, ya que se consideran no representativos por la alteración inducida debido a la perforación.

En caso de que el número de golpes llegue a 50 y ya no penetre el muestreador, se suspende la prueba. En la operación del martinete (maza metálica de 63.5 kg., dejada caer desde 76 cm de altura) debe vigilarse que su altura de caída sea constante y que el cable de manila tenga un máximo de 3 vueltas en la cabeza de gato del motor, para lograr el efecto de caída libre sin fricción, como se demuestra gráficamente en la figura 1.7.

Cabe mencionar que se hicieron intentos para obtener valores in-situ de la resistencia al corte de las arcillas de Tuxtla Gutiérrez con métodos diferentes al SPT, como la penetración con el piezocono, lo cual no fue posible debido a que estas arcillas son producto de la erosión de la roca lutita y por consiguiente conforman estratos de suelos duros, sobrepasando en algunos casos la capacidad de resistencia por punta y por fuste del piezocono.

Al comparar los resultados del SPT con los del piezocono, arrojaron datos nada exactos y con baja precisión. Por los motivos anteriormente descritos, se decidió realizar la

correlación de las velocidades de ondas de corte obtenidas en campo versus la prueba de penetración estándar, hasta la profundidad de 10 m, como se explicara más adelante en el capítulo 3 de esta tesis.

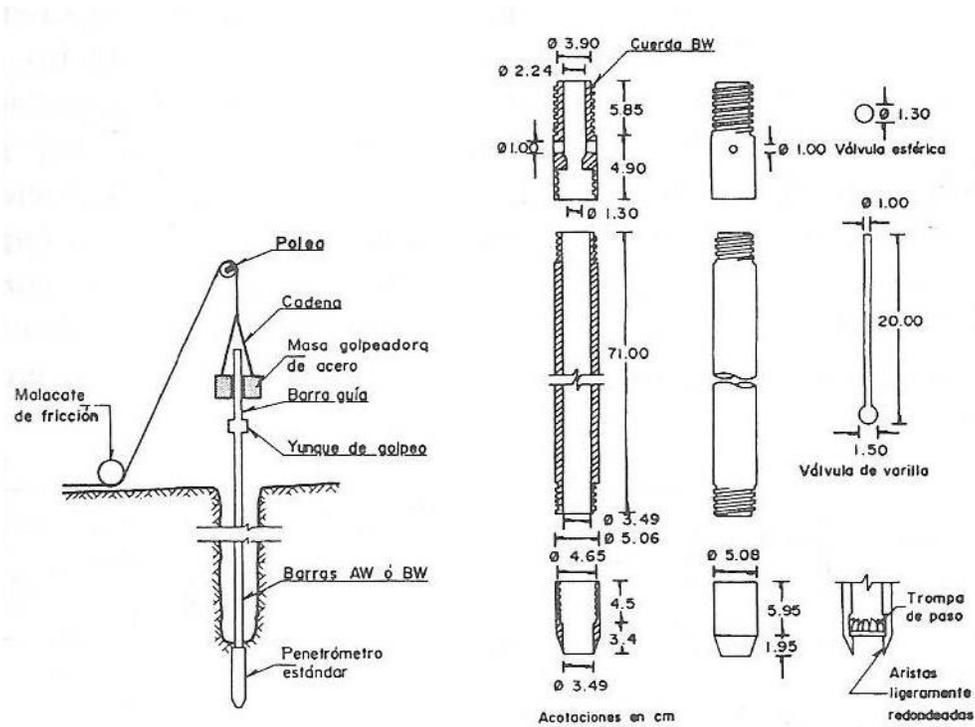


Fig. 1.7. Descripción de la instrumentación que conforma la prueba de penetración estándar (SPT).

Capítulo 2: Zona en estudio.

2.1. Geografía.

El estado de Chiapas se localiza en el sureste de la República Mexicana, entre las coordenadas geográficas 14° 32' y 17° 57' de latitud norte y 90° 22' y 94° 15' de longitud Oeste. Al Norte limita con el estado de Tabasco, al Sur con el Océano Pacífico, al Este con la República de Guatemala y al oriente con los estados de Oaxaca y Veracruz. Se estima que la superficie total del estado de Chiapas es del orden de 74,000 km², es el octavo estado de la República Mexicana en cuanto a extensión territorial y representa el 3.8 % del territorio nacional. Chiapas limita con Guatemala a lo largo de 640.25 km y representa el 70% de límites fronterizos de este país con el sureste de México.

El municipio de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, forma parte de las regiones fisiográficas de Montañas del Norte, Depresión central y Altos de Chiapas. El 34.62% de la superficie municipal se conforma por llanura aluvial con lomerío; el 30.39% por sierra alta de laderas tendidas; el 25.05% de meseta típica; el 4.10% de valle de laderas tendidas con lomerío y el 2.06% de sierra alta escarpada compleja. La altura del relieve varía entre los 300 mts. y los 1,400 mts. sobre el nivel del mar. Las principales elevaciones ubicadas dentro del municipio son: los cerros Loma Verde y Mactumactzá.

La capital, Tuxtla Gutiérrez, se localiza en la Depresión Central del estado a 16° 45' 11" de latitud Norte y 93° 06' 56" de longitud Oeste y a una altitud de 550 msnm. Cuenta con una extensión territorial de 412.5 km² y colinda con los siguientes municipios: al norte con San Fernando y Usumacinta, al sur con Suchiapa al este con Chiapa de Corzo y al oeste con Berriozabal y Ocozocoautla.

Dado que los vientos alisios se ven atajados por las Montañas del Norte y la Meseta Central y que los vientos húmedos del Océano Pacífico se detienen en la Sierra Madre, la Depresión Central cuenta con un clima tropical seco y su vegetación está constituida por manchas de bosques, alternadas con extensas sabanas provistas de arbustos y árboles, en algunas partes de plantas xerófitas. Lo anterior origina que los suelos en la zona sean de poco espesor y estén formados por tierras de poco carbonato de calcio, arcilla y arena.

2.2. Hidrología.

Chiapas cuenta con una importante cantidad de corrientes fluviales que se agrupan en dos grandes vertientes, la del Pacífico y la del Golfo. La vertiente del Pacífico contiene a un conjunto de corrientes que se pueden agrupar en dos regiones, la región centro y NW compuesta por los ríos Lagartero, Guadalupe, Tiltepec, Zanatenco, Agua Dulce, Amates, San Nicolás, Frío, Cacaluta, Novillero, Vado Ancho, Pijijiapan y Huixtla que se caracteriza por la presencia de saltos y cascadas con cauces de abruptos perfiles.

En el extremo SE la vertiente del Pacífico presenta una segunda región con el río Huehuetán y sus afluentes que nace en los límites con Guatemala y desemboca en el marisma litoral.

Los ríos Coatán, Cahuacán y Suchiate se encuentran en la tercer región, nacen en las laderas del volcán Tacaná; el río Coatán se pierde en los pantanos costeros, mientras que el Cahuacán desemboca en la barra Cuyuacán; el río Suchiate nace en Guatemala pero los últimos 85 km de su recorridos forman la frontera entre ambos países.

La vertiente del Golfo está dividida en dos grandes cuencas hidrológicas, la del río Grijalva y la del Usumacinta.

El río Grijalva nace en la sierra de Cuchumatanes en Guatemala corre en dirección NE atraviesa la Depresión Central de Chiapas, recibiendo los aportes de los ríos San Miguel, Salinas, Grande, Santo domingo, Suchiapa y Sabinal por su margen izquierda. Después recibe los aportes del río La Venta y es contenido por la presa Hidroeléctrica Chicoasen. Un rasgo notable en este tramo del río lo constituye el Cañón del Sumidero con paredes verticales de más de 1200 m de altura. En su porción media, el río sigue su curso y es aprovechado por otras presas importantes que se localizan en el Cinturón de Pliegues Chiapaneco, posteriormente alcanza la Planicie Costera del Golfo y desemboca en el Golfo en el estado de Tabasco.

La cuenca del río Usumacinta representa la corriente con el mayor caudal del país, nace en Guatemala y sirve como frontera entre ambos países desde el paralelo del Vértice de Santiago hasta el Cañón de la Línea en el municipio de Tenosique en Tabasco y también desemboca en el Golfo de México.

Las principales corrientes fluviales en las inmediaciones de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez están representadas por los ríos Grijalva, El Sabinal, Suchiapa, Yatipak, Terán, San Agustín, San Francisco y Guadalupe. Dentro de la ciudad el río más importante es El Sabinal que nace en el municipio de Berriozábal, fluye por el valle central de Tuxtla, atraviesa la ciudad hacia el oriente y desemboca en el río Grijalva. Originalmente el río El Sabinal era alimentado por 7 arroyos, pero debido al crecimiento de la ciudad, la mayoría de estos arroyos se encuentran entubados o han sido cubiertos por la mancha urbana, no obstante en su cabecera recibe importantes aportes de los ríos San Agustín y San Francisco que se ubican hacia el norte y sur de El Sabinal respectivamente.

2.2.1. Inundación potencial en la zona urbana.

La cuenca del río el sabinal (Figura 2.1), está ubicada dentro de la región hidrológica No. 30, denominada Grijalva-Usumacinta, en la cuenca administrativa Grijalva-Tuxtla Gutiérrez, que drena un área aproximada de 407 km². El río nace en la loma El

chupadero, unos 5 km. Al noroeste de la población de Berriozabal, Chiapas, a una altitud del orden de 1,100 msnm y desembocar en el Río Grijalva. Se integra por 15 microcuencas: 24 de Junio, Arroyos Centro Sur, Cerro Hueco, Chacona, El Poti, Patria Nueva, Poc Poc, Pomarrosa, San Agustín, San Francisco, San José el Arenal, San Roque, Santa Ana, Totoposte y Berriozabal.

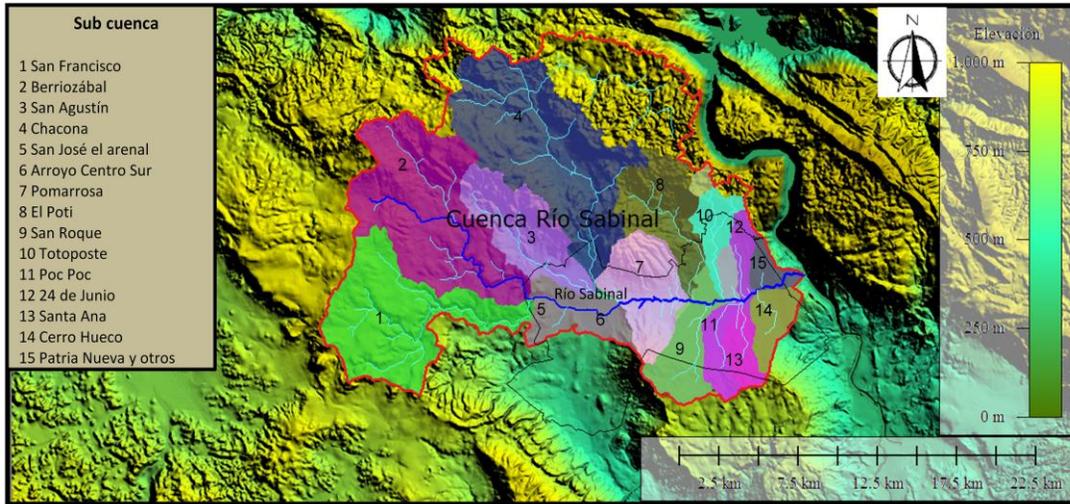


Fig. 2.1 Cuenca del río El Sabinal.

El crecimiento urbano ha tenido una notable expansión durante las últimas dos décadas, incrementándose el número de colonias, fraccionamientos, calles, avenidas, etc., lo que implica deforestación acelerada de la cuenca del río El Sabinal. Estos hechos, han provocado que el comportamiento del río El Sabinal y algunos de sus afluentes, durante la época de lluvias se torne peligroso, generando en los últimos años, inundaciones que han traído cuantiosas pérdidas materiales y algunas pérdidas de vidas humanas (Figura 2.2).

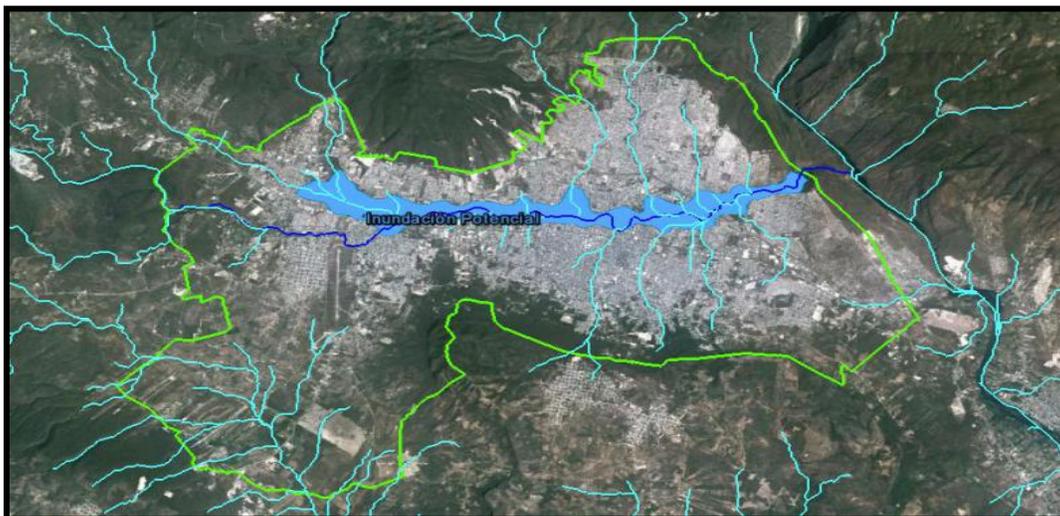


Fig. 2.2. Inundación potencial de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

2.3. Geología.

2.3.1. Geología regional.

El estado de Chiapas se encuentra en el SE de México, en una región donde la evolución geológica ha estado íntimamente ligada a dos fenómenos; por un lado al desarrollo del Golfo de México y por otro a la subducción mesoamericana.

Estos dos fenómenos tectónicos globales han sido determinantes para dar a México su fisiografía actual y en particular a la región de Chiapas y tienen su origen en la fragmentación y disgregación del super-continente Pangea en el Jurásico, en el cual la porción correspondiente al territorio de México se encontraba en su región occidental.

En la figura 2.3 se presenta un fragmento del mapa geológico de México, con las unidades que regionalmente se encuentran en el territorio de Chiapas; en general hacia el sur las unidades van siendo cada vez más antiguas y hacia el norte, hacia el Golfo de México cada vez más jóvenes.

Los datos del basamento pre-Mesozoico en el área del Golfo de México y sus alrededores son limitados, lo que se sabe está apoyado en escasos afloramientos; una región importante donde aflora el basamento está constituida por el macizo de Chiapas. Este basamento está formado por un complejo de rocas metamórficas de origen sedimentario con edades que comprenden el lapso entre el Precámbrico superior al Paleozoico inferior; estas rocas están afectadas por intrusiones graníticas, granodioríticas y tonalíticas del Paleozoico superior-Mesozoico inferior.

La sedimentación en la región del Golfo de México comienza con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano, después con la separación de Pangea se produce una invasión de aguas marinas procedentes del Pacífico que cubrieron una extensa zona con circulación restringida, poco tirante de agua y alta evaporación, condiciones que favorecieron el depósito de grandes volúmenes de sal en la zona central de esta cuenca.

Del Jurásico superior al Terciario superior los procesos geológicos en la región de Chiapas, al principio la sedimentación marina fue del tipo calcárea, ya para el Terciario medio-superior cambió a sedimentación clástica y fue avanzando progresivamente hacia el NE, en un proceso regresivo conforme al mar se fue retirando por efectos del levantamiento y compresión desde la Trinchera Mesoamericana.

En el Terciario inferior la sedimentación clástica se alojó en grandes cuencas, en la cuenca formada por un hundimiento flexural detrás del orógeno (antepaís) de la Sierra Madre Oriental y en las porciones sur y suroccidental del Golfo de México, en donde el macizo de Chiapas aportó volúmenes importantes de detritos, dando lugar a gruesos

depósitos de lutitas y areniscas; por otro lado sobre el Bloque de Yucatán continuaba el depósito de sedimentos marinos calcáreos en una plataforma somera.

En el Mioceno medio, la compresión derivada del movimiento lateral del Bloque Chortis y de la subducción de la Placa Cocos contra la terminación meridional de la Placa de Norteamérica, formó los pliegues y fallas del Cinturón de Pliegues Chiapaneco; estos pliegues y fallas se facilitaron al deslizar por sobre la superficie del Jurásico formado por unidades salinas. Posteriormente estas estructuras bascularon hacia el NNW cuando la sal se movilizó hacia el norte. El cambio de posición de la masa de sal generó nuevos centros de depósito y pequeñas cuencas, controlados por fallas con convergencia hacia las partes más profundas del Golfo de México y por fallas antitéticas regionales, las cuales limitan las cuencas del sureste. El movimiento gravitacional de los depósitos cenozoicos causó finalmente inversión tectónica en las cuencas del Terciario superior, siendo esta inversión más evidente en la cuenca de Mascupana.

2.3.2. Tectónica regional.

Considerando la evolución tectónica desde el Triásico-Jurásico en el tiempo de la disgregación de Pangea, cuando la placa africana-sudamericana se separó de la norteamericana por efectos tensionales se desarrollaron fosas y pilares tectónicos que eventualmente dieron origen al Golfo de México y a la migración del bloque de Yucatán. Durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior continúa la subsidencia y el desplazamiento paulatino de los bloques asociados a fallas de desplazamiento lateral, paralelamente tiene verificación una transgresión marina de noroeste a sureste. A principios del Terciario inició la orogenia Laramide, la cual con su régimen compresivo dio origen a la Sierra Madre Oriental. En el Mioceno tiene verificación otra orogenia que deformó el macizo granítico de Chiapas muy cercano a la costa, afectando también a las secuencias sedimentarias marinas y litorales del Mesozoico-Terciario.

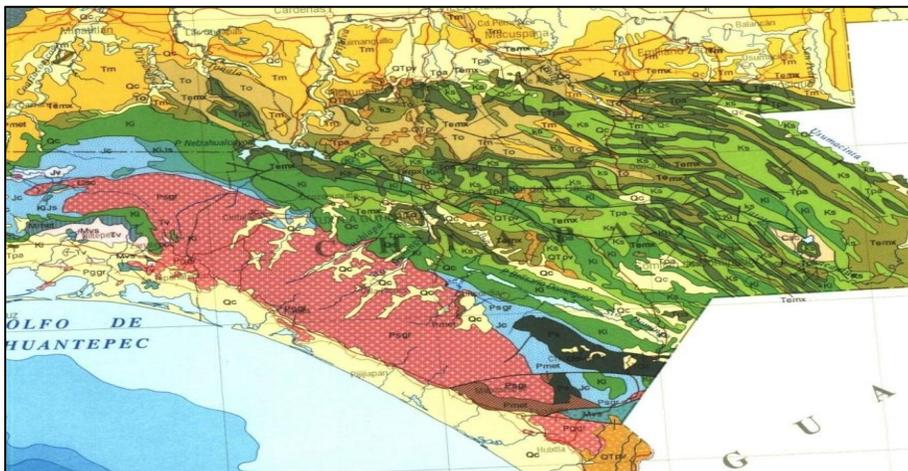


Fig. 2.3 Mapa geológico de Chiapas.

Así las unidades Mesozoicas acusan dos eventos de deformación, uno del Terciario inferior Orogenia Laramide y otro del Terciario medio Orogenia Chiapaneca, mientras que las unidades del Terciario sufrieron un solo evento de deformación.

En la actualidad los procesos tectónicos están asociados a los esfuerzos impuestos por la subducción de la placa Cocos, en un proceso muy lento con movimientos de pocos centímetros al año, pero que tiene asociados vulcanismo y sismicidad importantes.

La expresión de la tectónica se manifiestan a través de dos tipos de fallamientos generalizados uno orientado NW-SE, más o menos paralelo a la línea de costa en Chiapas, y otro NE-SW, más o menos perpendicular al primero; el río Grijalva aprovecha en la zona cercana al corte fracturamientos ligados al segundo tipo de fallas; en menor frecuencia también se observan fallas orientadas NS y EW, como se aprecia en la figura 2.4. Algunas de estas fallas se consideran activas ya que han tenido manifestaciones de movimientos y sismicidad asociada en episodios recientes y tienen su origen en la tectónica compresiva impuesta por la subducción de la placa Cocos, pero también está involucrado en la tectónica de la región el sistema transcurrente Polochic-Motagua en el extremo sureste del territorio que desplaza hacia la derecha (ENE) la región localizada cerca del Tacaná.

Asimismo regímenes de tensión se asocian a la subida de magmas generados a profundidad por la subducción mencionada; los volcanes de la región y principalmente el Chichón y otros ubicados en la Depresión Central de Chiapas se asocian al arco volcánico relacionado con la subducción de la placa Cocos; mientras que el Tacaná aunque también ligado al arco volcánico, éste se encuentra desplazado probablemente por efectos de una falla transformante que afectó el extremo sureste de México.

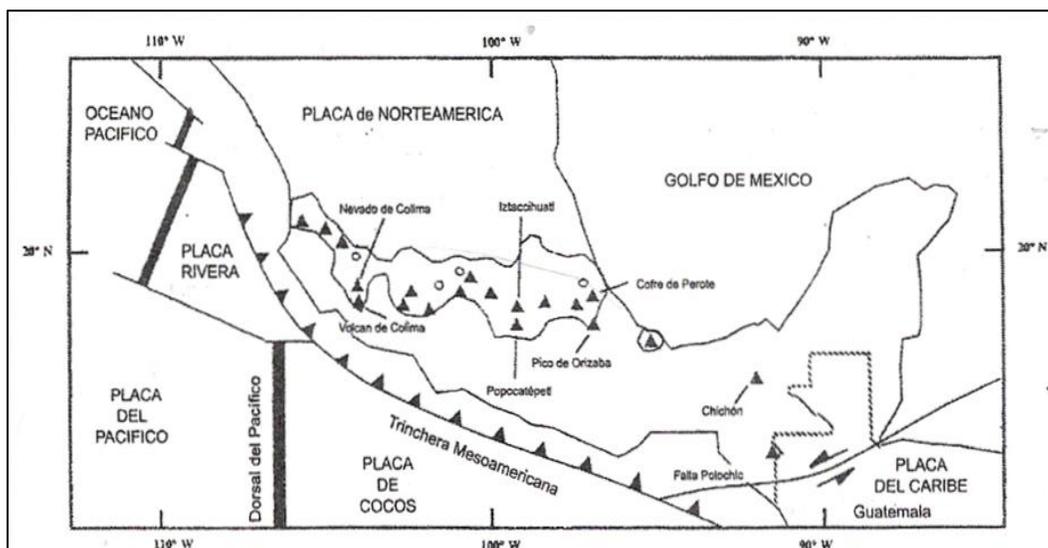


Fig. 2.4. Mapa tectónico del sur de México.

2.3.3. Fotogeología.

Con el análisis fotogeológico se pudo estudiar el relieve de los alrededores de Tuxtla, avizorar los materiales que integran dicho relieve y algunos de los procesos geológicos a los que han estado sometidos los materiales rocosos.

Con este análisis se pudieron corroborar aspectos litológicos, estratigráficos, morfológicos, estructurales, tectónicos e hidrológicos, escarpes, cambios bruscos de pendiente, alineación de arroyos, tramos de cauces fluviales que corren en línea recta, alineación de estructuras cársticas, algunas discordancias.

Se estudiaron las imágenes aéreas que cubren la región sur de Tuxtla Gutiérrez y sus alrededores; se analizaron imágenes verticales de varias alturas, así como otras imágenes oblicuas, con este conjunto de imágenes se obtuvo una perspectiva tridimensional de la región.

El análisis fotogeológico fue la base para determinar la geología local y la geología estructural, con ellas se pudo establecer una relación entre los rasgos someros observados en la superficie de las inmediaciones de la ciudad, con los detectados desde el aire.

Con las imágenes más altas se pudo observar el relieve regional, apreciándose con claridad las sierras alargadas constituidas por secuencias sedimentarias marinas y marinas-litorales que comprenden edades desde el Jurásico hasta el Terciario superior; fue posible reconocer con estas imágenes que la orientación de estas sierras alargadas es NW-SE (140°-320°).

Se observa en estas imágenes que las sierras están conformadas por pliegues apretados, que con frecuencia exhiben pliegues recostados y hasta cabalgaduras asociadas con intensa compresión proveniente del límite convergente de la subducción, en su tramo comprendido entre Tehuantepec y el volcán Tacaná.

Las unidades litológicas presentes comprenden rocas competentes (generalmente calizas y/o areniscas) intercaladas con unidades menos competentes (generalmente lutitas y lutitas arenosas).

Con las imágenes de alturas y escalas intermedias se reconocieron los detalles de los pliegues que conforman las sierras en los alrededores de Tuxtla Gutiérrez, la mayoría de estos pliegues derivaron en cabalgaduras al ser comprimidas desde la costa, la placa Cocos empujó al gran macizo constituido por el batolito de Chiapas, sobre cuyas raíces profundas, en su flanco norte, los sedimentos marinos relativamente suaves y flexibles

debieron haberse deformado y deslizado, plegándose intensamente y desarrollando hasta fallas inversas, en las etapas más intensas de la compresión.

En estas imágenes de altura intermedia se puede ver cómo una elevación topográfica al sur de Tuxtla Gutiérrez conforma una meseta ligeramente flexionada y algo irregular, en donde las poblaciones de Copoya y El Jobo se encuentran en su cima.

Esta meseta está conformada por rocas más resistentes a la erosión, las cuales se expresan en el paisaje con bordes abruptos que contrastan con la unidad subyacente constituida por lutitas de color gris verdoso, las cuales en general se comportan como materiales blandos, aunque algo resistentes a esfuerzos mecánicos debido al grado de litificación; por otro lado, las lutitas son poco resistentes a la erosión, por lo que se encuentran en taludes moderadamente inclinados y con fuertes capas de material residual, suelos, aluviones, depósitos de talud derivados de la fácil desintegración de las mismas lutitas.

Con las imágenes más bajas, las más detalladas, se observan las pendientes moderadamente inclinadas que bajan desde el norte y desde el sur hacia la zona urbana de Tuxtla y que confluyen en el cauce del río Sabinal; en estas imágenes se puede observar el borde de la meseta de Copoya como resultado de una serie de deslizamientos progresivos que han desgastado paulatinamente esta meseta.

Por efectos de una probable cabalgadura (falla inversa por compresión tectónica), calizas y areniscas de edad Terciario inferior se sobreponen a lutitas de edad Terciario superior, es decir, aquí la secuencia estratigráfica se encuentra invertida, además las inclinaciones de ambas secuencias son discordante, lo cual se explica por la cabalgadura.

Esta situación determina que calizas y areniscas más resistentes, que forman la meseta de Copoya, se encuentren descansando sobre lutitas menos resistentes; el resultado es que las lutitas se erosionan con facilidad y rapidez, mientras que las calizas y areniscas resisten más la acción de los agentes modeladores del paisaje (lluvia, viento, gravedad, temperatura, etc.).

Así aunque las calizas y areniscas son más resistentes, al erosionarse las lutitas subyacentes, las primeras quedan sin apoyo en los bordes de la meseta y cuando esto sucede ocurren caídos y deslizamientos de calizas y areniscas, cuyos fragmentos desprendidos migran pendiente abajo y han forman un “halo” alrededor de la meseta conformado por estos materiales de derrumbe o derrubios, los cuales finalmente se depositan sobre las lutitas que presentan una pendiente moderada.

Hacia la porción norte de la ciudad las pendientes moderadas se asocian a taludes cubiertos por capas irregulares de caliches derivados del intemperismo de las secuencias calcáreas que se encuentran más al norte.

En la porción central de Tuxtla y describiendo una traza circular se encuentran las evidencias de un colapso de naturaleza cárstica que afectó parcialmente la meseta Copoya en el sur y el anticlinal que se encuentra al norte de la ciudad.

En la figura 3.5 se presentan algunas de las imágenes aéreas analizadas.

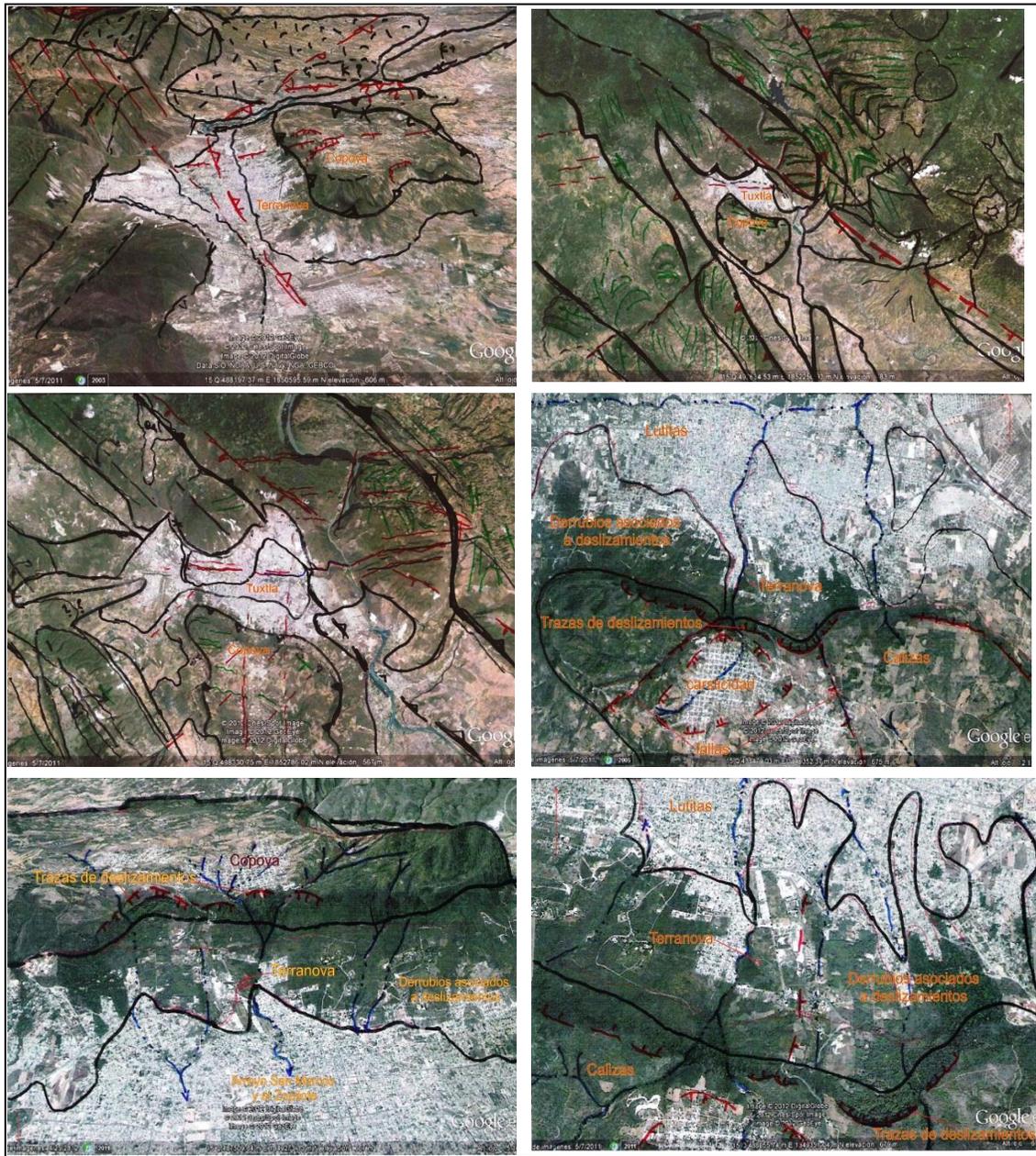


Fig.3.5. Fotogeología de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez.

2.3.4. Geología local.

Para estudiar el entorno geológico de la ciudad de Tuxtla se realizó el levantamiento geológico de los alrededores de la ciudad, tomando como base las cartas topográficas de INEGI escala 1:50000, hojas Chicoasén y Tuxtla Gutiérrez.

Se realizaron varios recorridos por los alrededores de la ciudad tratando de abarcar los sitios más accesibles y que aportaran datos suficientes para la elaboración del mapa geológico de la figura 3.6.

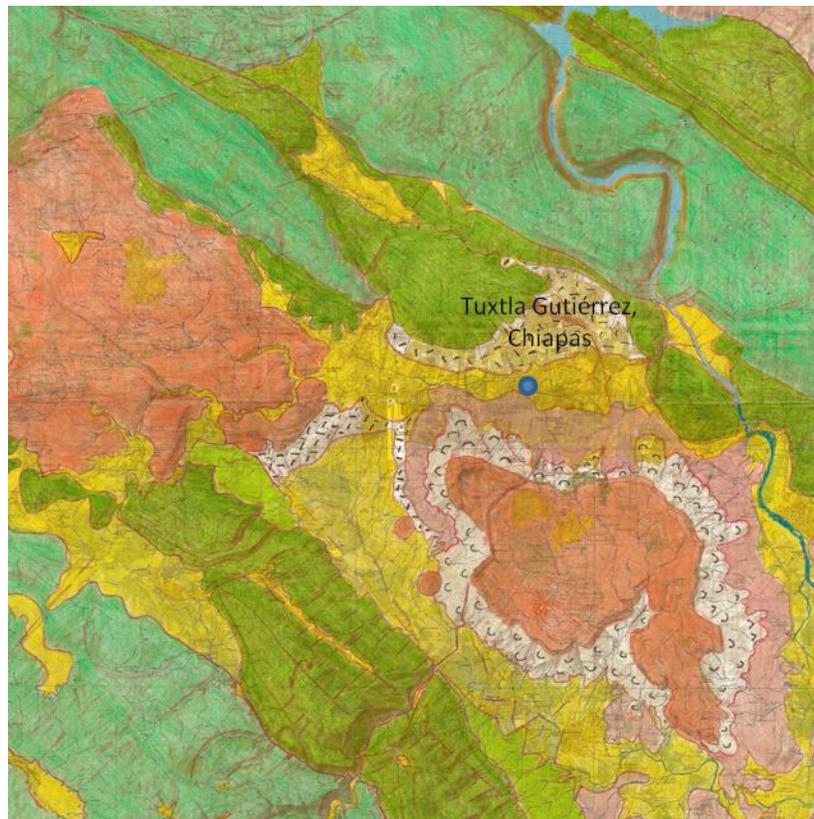


Fig. 3.6. Mapa geológico de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

En este mapa se puede observar que el entorno geológico que rodea a Tuxtla está representado por regiones litológicas-estructurales en forma de franjas; hacia el extremo NE del mapa se observa una primera franja con orientación NW-SE, constituida por secuencias sedimentarias marinas plegadas intensamente; se distinguen con claridad anticlinales y sinclinales formados por secuencias de edad cretácica compuestas por calizas intercaladas con lutitas y otras secuencias del Terciario medio compuestas por lutitas y areniscas.

Hacia el SW y siguiendo el mismo estilo de deformación, se observa una masa de calizas de arrecife y dolomitas en estratos gruesos; a diferencia de la franja anterior, aquí las

calizas forman una amplia ondulación que apenas refleja los efectos de las compresiones que le dieron origen.

Las calizas de arrecife forman amplios macizos que desempeñaron el papel de contrafuertes, que soportaron los empujes de la deformación compresiva y sobre los que cabalgaron, por efectos de la misma compresión, secuencias de calizas y lutitas que se deforman intensamente.

Siguiendo hacia el SW, encontramos una amplia franja formada por calizas con intercalaciones de lutitas y calizas con areniscas y lutitas. Todo este conjunto en estratos delgados y en apretados pliegues, a excepción de la porción central representada por la meseta de Copoya, que forma una especie de losa que debió haber deslizado sobre las lutitas por efectos de la compresión. Esta amplia franja está formada por secuencias marinas del Cretácico y Terciario, presentando en ocasiones, pliegues buzantes que describen formas de conos imbricados.

Hacia el norte y sur de la meseta de Copoya se encuentran 2 valles importantes, el del río Sabinal y el del Suchiapa respectivamente. Estos surcan el terreno y han erosionado las lutitas del Paleoceno que se encuentran afectadas por intensa deformación.

Finalmente en el extremo SW de la zona estudiada, se encuentra otro macizo arrecifal, aunque de anchura mayor que el descrito anteriormente, presenta condiciones similares e igualmente formó un contrafuerte contra el que chocaron secuencias marinas más deformables. Es característico de este macizo un extenso relieve cárstico con importante incidencia de fracturas y fallas tectónicas que han facilitado la acción de la disolución.

2.3.5. La ciudad de Tuxtla Gutiérrez y su entorno geológico estructural

Tuxtla Gutiérrez queda así enmarcada por secuencias de sedimentos marinos de edad Cretácico inferior-Terciario medio deformadas por dos eventos orogénicos, uno del Cretácico superior-Terciario inferior (orogenia Laramide) y otro del Terciario medio (orogenia Chiapaneca).

La primera de estas orogenias deformó la secuencia afectando hasta aquellas rocas del Cretácico superior, y fue la responsable de los primeros pliegues y cabalgaduras, las cuales al igual que aquellas de la Sierra Madre Oriental presentan orientaciones NW-SE.

No obstante en el Terciario medio (Oligoceno) se verificó un nuevo impulso tectónico que re-deformó la secuencia ya afectada por la orogenia Laramide, apretando aún más los pliegues formados anteriormente y deformando en una primera ocasión aquellas secuencias marinas que se formaron posteriormente.

El resultado es un paisaje con pliegues intensamente apretados que a manera de isoclinal chocaron desde el norte contra el Macizo Granítico de Chiapas; al pie de los pliegues se encuentran secuencias aluvio-fluviales y hasta derrubios asociados a la erosión e inestabilidad de las formaciones marinas plegadas.

Al norte de la ciudad se distinguen cubiertas calichosas irregulares que descansan sobre las calizas formando suelos resistentes; hacia el sur se encuentran las secuencias aluviales del río Sabinal que definen una delgada franja orientada casi W-E compuesta por capas superficiales de arenas y limos pero que descansan a su vez sobre capas de espesor irregular formadas por arcillas derivadas de la alteración-intemperismo de las lutitas subyacentes.

En la región sur de la ciudad dominan los flancos septentrionales de la meseta Copoya conformados en su porción inferior por lutitas de edad paleocénica cubiertas por suelos residuales arcillosos derivados del intemperismo de las mismas lutitas, y en la porción superior de los flancos de la meseta Copoya dominan derrubios asociados a deslizamientos originados en las porciones abruptas de la meseta y a la inestabilidad dictada por el borde sur del colapso cárstico que se encuentra en la región central de la ciudad.

Hacia la porción occidental de la ciudad destaca una amplia zona de forma rectangular asociada a una fosa tectónica orientada SW-NE que debió cortar la meseta Copoya en su región occidental; esta fosa denominada aquí Fosa Terán determina que esta porción de la ciudad se encuentre topográficamente más baja, siendo que debería ser la continuación de dicha meseta, al ser una parte hundida tectónicamente deben encontrarse aquí mayores espesores de rellenos aluvio-fluviales.

La situación física de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez queda definida por la presencia de 4 rasgos geológico-estructurales que deben influir en el comportamiento del subsuelo ante el paso de las ondas sísmicas y determinan también parcialmente la disposición de las unidades litoestratigráficas. Estos rasgos son:

- El límite tectónico-compresivo (cabalgadura) entre dos pliegues o elementos orogénicos que debe pasar aproximadamente por debajo de la traza del río Sabinal.
- La presencia de un colapso cárstico en la Porción central de la ciudad que afecta parcialmente a los pliegues de caliza localizados al norte y a la meseta Copoya localizada al sur; dentro de este colapso de traza casi elíptica deben encontrarse rellenos brechoides asociados al mismo colapso y también rellenos aluviales.
- El propio río Sabinal presenta un curso de traza quebrada zig-zagueante que se liga aquí con un fracturamiento superficial del terreno que aprovecho el río para

drenar esta porción de Chiapas localizada además en el flanco norte de la Depresión Central.

- Por último en el extremo poniente de la ciudad se encuentra la fosa tectónica de Terán orientada SW-NE que corta las secuencias sedimentarias marinas y representa un hundimiento topográfico que debió haberse rellenado parcialmente con importantes secuencias aluviales y fluviales.

2.4. Sismología.

2.4.1. Fuentes sismogénicas del estado de Chiapas.

Chiapas, separado del resto del país por el istmo de Tehuantepec, forma parte de la principal zona sísmica de México debido a su variada orogenia y tectonismo.

La alta sismicidad en esta zona se debe a la interacción de las tres placas tectónicas, la placa oceánica de Cocos se mueve en dirección de convergencia frontal con las placas de Norteamérica y del Caribe. Tomando en cuenta que el movimiento convergente es constante y el contacto entre las placas impide que se deslicen, se producen deformaciones debido a la acumulación de esfuerzos. Cada año se acumulan más de 7 cm de deslizamiento relativo a lo largo de la superficie de contacto entre las placas, los cuales son expresados como energía liberada en forma de temblores. Debido a esta fuente sismogénica iniciando el siglo XX se produjeron tres grandes sismos superficiales en las costas de Chiapas y Guatemala; el primero el 19 de Abril de 1902 (M 7.5), el segundo el 23 de Septiembre de 1902 (M 7.7) y el tercero el 14 de Enero de 1903 (M 7.6).

La segunda fuente sismogénica está constituida por la deformación interna de la placa subducida, lo cual, produce sismos profundos o de mediana profundidad (desde 80 hasta 200km.), como el sismo de Villaflores del 21 de octubre de 1995 (M 7.2), una profundidad focal de 98km. y un área de ruptura de 30x10 km., uno de los más recientes fue el 5 de Julio del 2007 (M 6.2), ubicado a 47 km al Noroeste del Municipio de Cintalapa con una profundidad focal de 100 km. La profundidad de subducción de la placa de Cocos es mayor, por lo que los sismos en las costas de Oaxaca, Guerrero y Michoacán no rebasan la profundidad de 80 km, mientras que en Chiapas alcanzan valores cercanos a los 200 km.

Una tercera fuente corresponde a la deformación cortical debida a sistemas de fallas superficiales que originan temblores de pequeña profundidad (menores a 40 km), como lo reporta Figueroa (1973), donde enuncia al menos 15 fallas importantes. Esta fuente origina sismos de magnitud moderada que producen daños locales, ejemplo de esta fuente son los enjambres de sismos originados en Chiapa de Corzo entre julio y octubre de 1975. En la figura 3.7, se ubican los sismos históricos que han ocurrido en el estado de Chiapas, según el Servicio Sismológico Nacional.

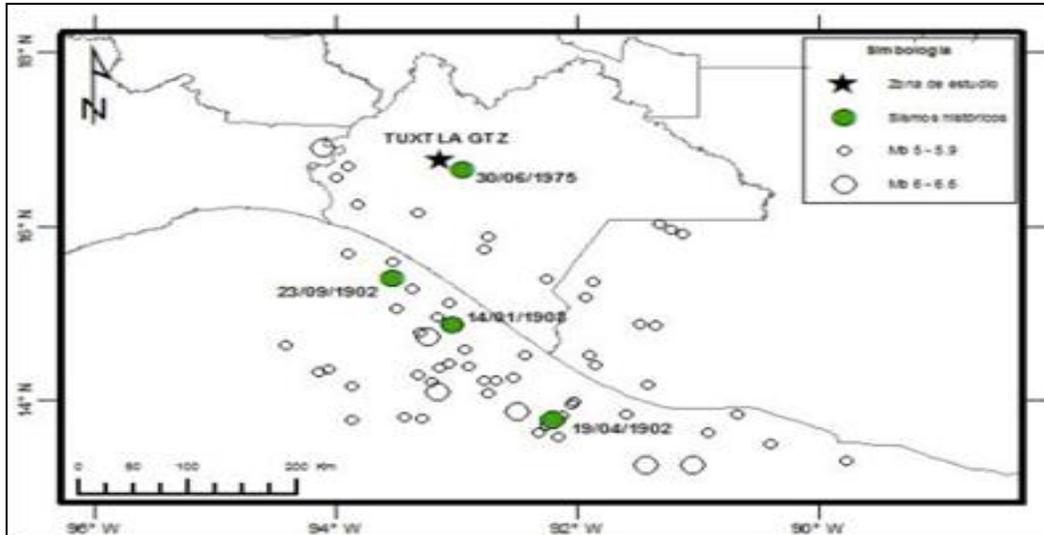


Fig. 3.7. Ubicación de los sismos históricos que se han producido en el estado de Chiapas.

2.4.2. Sismicidad local.

Una manera rápida para conocer el peligro sísmico de la zona en estudio, es ubicandola en la última revisión del 2008 del Manual de Obras Civiles, desarrollado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), donde presentan una regionalización sísmica actualizada a nivel nacional con un software (PRODISIS V2.0). En la figura 3.8, lo más resaltante es la aceleración máxima en roca que le asigna este programa a la zona en estudio, el cual tiene un valor de 160 gales (cm/s^2), 31 cm/s de velocidad y un desplazamiento de 20 cm para un periodo de retorno de 2610 años. Así como un espectro de diseño en roca, que presenta un coeficiente sísmico de 410 gales entre 0.2 a 0.6 segundos, o sea de 1.5 a 5 Hz.

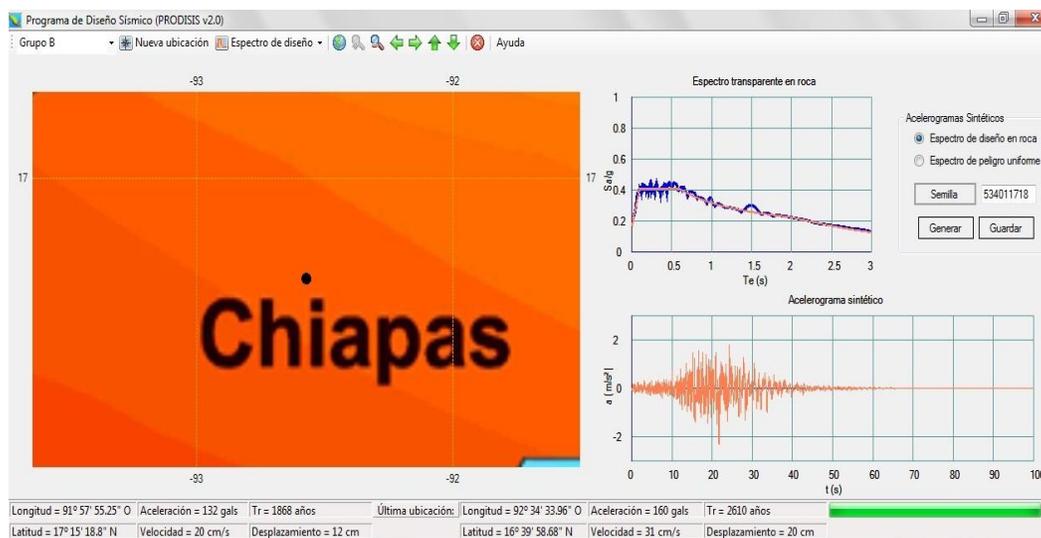


Fig. 3.8. Mapa de regionalización sísmica de México obtenida con el programa Prodisis de la CFE (2008), donde se resalta la ubicación de la zona en estudio, valores de aceleración, velocidad y desplazamiento máximos en roca para un periodo de retorno de 2610 años.

2.4.3. Sismos Históricos.

La carta sísmica de Chiapas figura 3.7, muestra que toda la superficie del estado se encuentra bajo la influencia de focos activos continentales y submarinos, donde en la escala de Richter han tenido magnitudes elevadas. Además, estos sismos indican, por su forma, si el foco es de profundidad normal o mayor de 60 km.

Las características de los sismos históricos en el estado se muestran en la tabla 2.1, en la cual se enumeran de acuerdo a fecha y hora, coordenadas del epicentro, profundidad del foco y la magnitud en grados.

Tabla 2.1. Sismos Históricos que han afectado al estado de Chiapas.

Fecha (Día/Mes/Año)	Magnitud (Mw)	Coordenadas (N-W)	Profundidad (Km)
17/04/19	7.0	14533-92317	100
26/06/46	7.2	14717-91300	200
23/10/50	7.0	13800-91783	100
26/09/55	7.0	15833-92833	200
23/09/02	7.8	16583-92583	100
20/11/42	7.2	16467-94433	100
30/03/14	7.5	16767-92150	80
09/05/27	7.0	16667-93517	100
14/12/35	7.3	16717-93083	-----
21/10/95	7.2	16920-93620	98

2.5. Zonificación geotécnica.

Los flujos de agua dentro del municipio son los ríos Grijalva, El Sabinal, Suchiapa, Yatipak, Terán, San Agustín, Guadalupe. El río más importante del municipio es El Sabinal, que nace en el municipio de Berriozábal, fluye por el valle central de Tuxtla, atraviesa la ciudad y desemboca en el río Grijalva. Este río era el límite natural de la pequeña ciudad de Tuxtla Gutiérrez, alimentado por 7 arroyos, pero debido al aumento de la zona urbana, estos arroyos están embovedados o desaparecidos. En los años de 1960 proliferaron las áreas urbanas a ambos lados del río, haciendo de este el drenaje pluvial y sanitario más grande que tiene la ciudad, por ende varios de sus alrededores son considerados zonas inundables. Es por esta razón que existe mayor concentración de sedimentos y por consiguiente efecto de sitio con periodos fundamentales del suelo de 0.3 y 0.5, en las zonas más bajas correspondientes al sur-oriente de la ciudad. Con la información geológica, de acuerdo a las características geotécnicas del subsuelo de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, se establecen tres zonas geotécnicas (Ordóñez, R. J., 2010), como se muestra en la figura 3.9.

Zona A: Esta parte corresponde a la zona centro de la ciudad, con pendiente suave, donde se concentra la mayor densidad poblacional, los depósitos de suelo están constituidos por terrenos aluviales que se encuentran a lo largo del cauce del río Sabinal y conforman un estrato de arcilla de color negro, de hasta 7.0 m. de espesor, de alta plasticidad (CH) y de consistencia relativa media. Los estratos de arcilla presentan características con potencial de expansividad de media a alta (Ordóñez, J. R., 1994). Le subyacen depósitos de lutitas muy consolidadas. En esta misma zona al norte de la ciudad, al estrato de arcilla de hasta 3.0 m. de espesor, le subyacen depósitos de roca caliza. En la zona centro de la ciudad se localizan depósitos de arcillas y limos de color café claro de 8.0 a 10.0 m. de espesor, de media a baja plasticidad (CL y ML) y consistencia firme.



Fig. 3.9. Zonificación Geotécnica de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. (Ordóñez, R. J., 2008).

Zona B: Esta área urbana corresponde al lado sur-oriental y poniente de la ciudad, que presenta pendiente suave hasta llegar al libramiento sur, donde inician lomeríos, también de pendientes suaves; en la parte norte-poniente se tiene la presencia de depósitos de arcillas y lutitas muy fracturadas de color café oscuro (CH y CL), de consistencia firme en estado seco ($N > 30$) y saturado ($N < 12$), estos depósitos de suelos y rocas terminan incrustándose en la meseta de Copoya. A los depósitos de arcilla-lutita le subyacen a los 25 m. de profundidad, estratos de roca lutita.

Zona C: Esta parte comprende el norte-oriental y poniente de la zona urbana de la ciudad y las zonas sur-oriental y poniente del valle de Tuxtla Gutiérrez; en estas áreas se localizan afloramientos de estrato de rocas calizas muy intemperizadas conocidas como caliche, sobreyaciéndoles una capa de arcilla de color negro, de media a alta plasticidad de 0.5 a 1.0 m. de espesor. Los trabajos realizados por la empresa Geortec S.A. de C.V.,

demuestran que los estratos de roca caliza inician a partir de los 3.0 m. de profundidad, en los límites urbanos del libramiento norte.

Capítulo 3: Microzonificación sísmica.

3.1. Monitoreo sísmico.

Una de las técnicas introducida recientemente para estimar efectos de sitio con registros de microtemores, es la razón espectral entre las componentes horizontales y la vertical de un mismo registro (técnica de Nakamura o REHV). Originalmente esta técnica fue propuesta por Nakamura (1989), para interpretar registro de microtemores. Lermo y Chávez-García (1994), compararon la razón espectral obtenida del registro de microtemores versus la razón espectral estándar obtenida del registro de sismos, y concluyeron que existe una gran similitud del periodo dominante (T_0), para sedimentos sujetos a amplificación dinámica en un intervalo de frecuencias entre 0.3 y 10 Hz.

En este trabajo, se utilizaron métodos empíricos y teóricos, para evaluar el efectos de sitio mediante el registro de sismos y microtemores, para la zona urbana de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. El monitoreo sísmico se desarrolló con sismógrafos de banda ancha marca “Guralp Systems”, para garantizar el efecto de sitio en bajas y altas frecuencias. Se utilizó el mapa geológico y los resultados de la inundación potencial, desarrollados en el capítulo 2, para predecir los efectos de sitio dentro de la zona urbana y distribuir óptimamente los cuatro sismógrafos. Además, se recopilamos 90 sondeos geotécnicos realizados en distintas partes de la ciudad, por la empresa Geortec S.A. de C.V., con el cual se desarrolló la estratigrafía del sitio, para construir un modelo matemático unidimensional representativo, que fue calibrado con las razones espectrales obtenidas del registro de microtemores (vibración ambiental). Partiendo de los antecedentes recopilados en este trabajo (geología, geotecnia, inundación potencial), se diseñaron campañas de monitoreo sísmico en tres zonas.

La primer campaña se realizó en la zona centro de la ciudad, de oriente a poniente como se muestra en la figura 3.1; esta zona corresponde al cauce del río “El Sabinal”, donde se concentra la mayor densidad poblacional. En esta región se encuentran depósitos de suelo constituidos por terrenos aluviales que conforman un estrato de arcilla de media a alta plasticidad (CH) y limos de baja plasticidad (ML) de 10.0 m. de espesor.

La segunda campaña se realizó en la zona sur de la ciudad, donde se encuentran laderas y lomas que corresponden a suelos arcillosos de alta plasticidad (CH y CL), producto de la erosión de la roca lutita que les subyace. Estos estratos de suelos tienen un espesor de hasta 30.0 m., como se muestra en la figura 3.2.

La tercer campaña se realizó en la zona centro-norte de la ciudad, esta zona contiene depósitos de rocas calcáreas de origen sedimentario, con afloramientos de rocas calizas muy intemperizadas conocidas como “caliche”, a la cual le sobreyace una capa de arcilla de color negro, de media a alta plasticidad, de 0.5 a 1.0 m. de espesor, como se muestra en la figura 3.3.

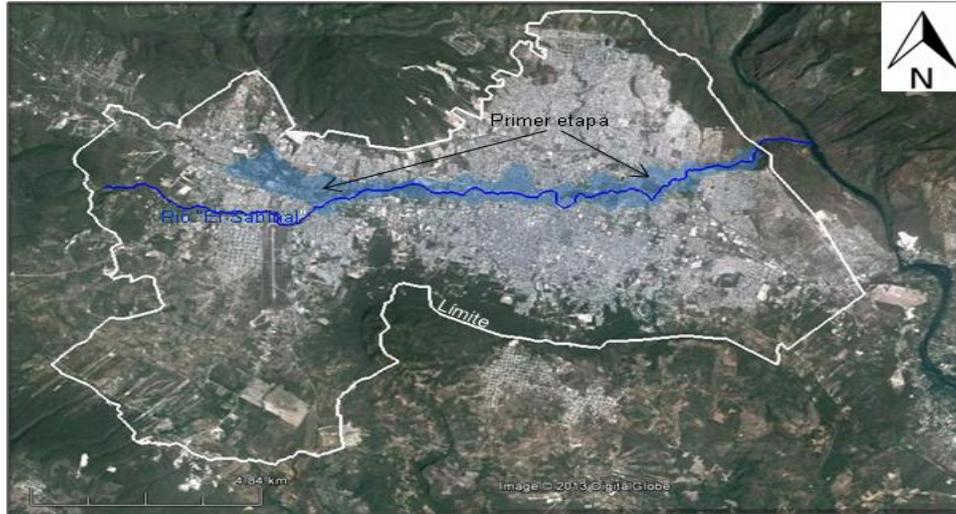


Fig. 3.1. De color celeste se muestra la región que corresponde a la primer campaña de monitoreo sísmico.



Fig. 3.2. De color café se muestra la región que corresponde a la segunda campaña de monitoreo sísmico.

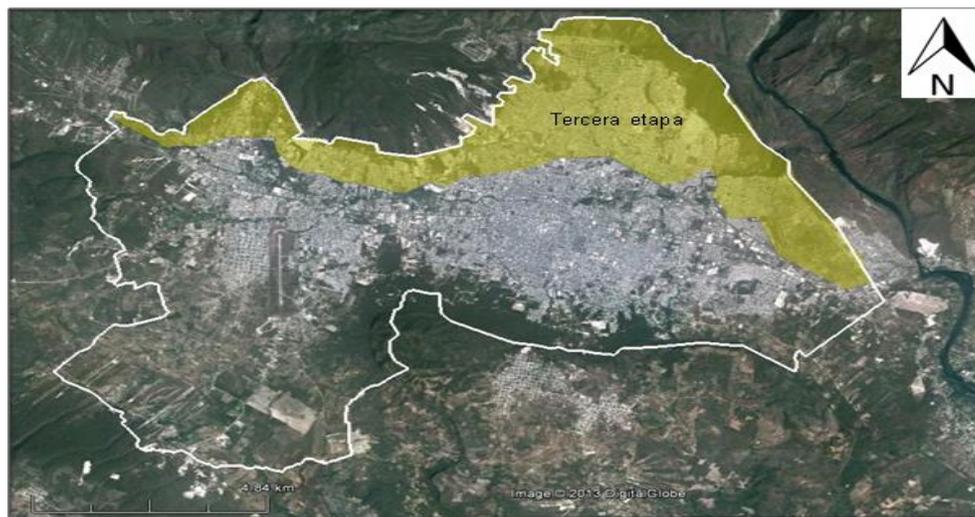


Fig. 3.3. De color amarillo se muestra la región que corresponde a la tercer campaña de monitoreo sísmico.



Fig. 3.5. Sitios de la ciudad en los cuales se registraron sismos.

Con el objetivo de conocer las zonas de la ciudad con efecto de sitio, se recopilamos sondeos de penetración mixta (SPM), que fueron realizados en las zona sur, norte y centro del área urbana del municipio, como se muestra en la figura 3.6.

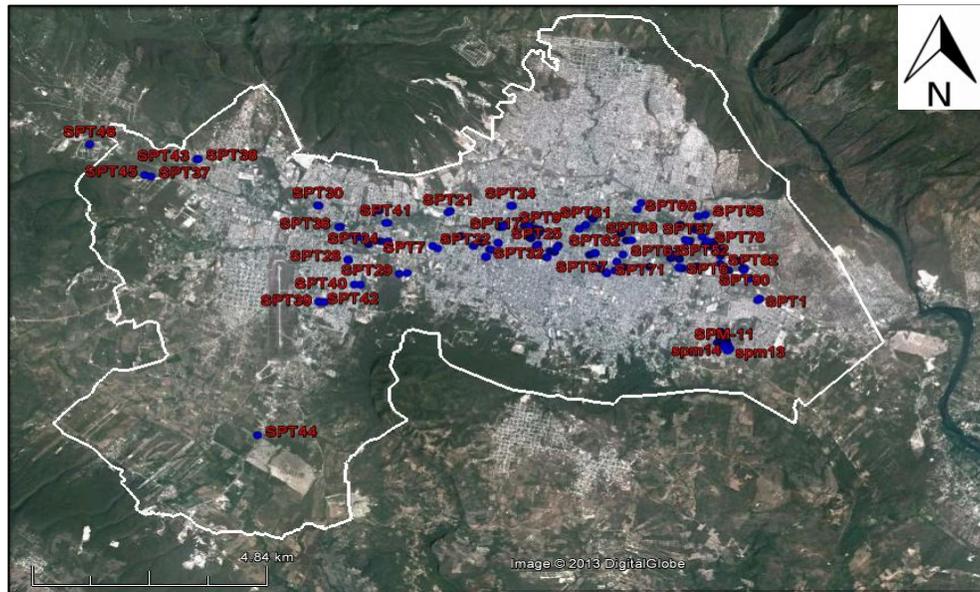


Fig. 3.6. Ubicación de sondeos (SPM).

En la tabla 3.1 se muestra la clave asignada al punto de medición, sus coordenadas geográficas y el periodo dominante.

Tabla 3.1. Registro de vibración ambiental.

Clave	To	W	N	Clave	To	W	N
tux8	0	93.08436654	16.77279794	tux4	0.3	93.1297213	16.7518926
tux31	0	93.08848314	16.76691135	tux11	0.3	93.1229566	16.766514
tux33	0	93.12870273	16.77202473	tux12	0.3	93.1194456	16.7637589
tux35	0	93.1222672	16.77433378	tux13	0.3	93.0722918	16.7525173
tux51	0	93.15832855	16.76367851	tux15	0.3	93.1217463	16.7520059
tux1	0.1	93.16130174	16.76224793	tux26	0.3	93.1099509	16.7490294
tux3	0.1	93.09472392	16.76889732	tux30	0.3	93.0976887	16.7497769
tux9	0.2	93.09946455	16.7548654	tux37	0.3	93.11759	16.74551
tux10	0.2	93.10697634	16.76514887	tux38	0.3	93.1195776	16.7348136
tux14	0.2	93.10186365	16.76717636	tux45	0.3	93.108484	16.742823
tux16	0.2	93.17100501	16.75325462	tux46	0.3	93.1600242	16.7492679
tux18	0.2	93.18110476	16.74781313	tux47	0.3	93.0963433	16.7425276
tux20	0.2	93.16521553	16.75267176	tux48	0.3	93.1011023	16.7469639
tux21	0.2	93.15287053	16.75551975	tux56	0.3	93.1018771	16.7396141
tux22	0.2	93.09707653	16.76381589	tux58	0.3	93.127798	16.747838
tux24	0.2	93.12510615	16.7534774	tux59	0.3	93.129015	16.747961
tux32	0.2	93.09000878	16.75881107	tux60	0.3	93.1649338	16.7414537
tux34	0.2	93.11488048	16.75552633	tux62	0.3	93.0703444	16.7382713
tux39	0.2	93.12948266	16.74591747	tux66	0.3	93.1067432	16.733998
tux40	0.2	93.12725678	16.7565496	tux68	0.3	93.0844359	16.7386005
tux41	0.2	93.08342791	16.75063286	tux71	0.3	93.1029412	16.7294077
tux42	0.2	93.14237315	16.7578324	tux72	0.3	93.0950254	16.7335608
tux43	0.2	93.10783001	16.76482299	tux75	0.3	93.1638141	16.748614
tux44	0.2	93.11609842	16.75256965	tux77	0.3	93.0975223	16.7364071
tux49	0.2	93.13296329	16.75923984	tux2	0.4	93.17436	16.7592361
Tux53	0.2	93.16856213	16.72800863	tux5	0.4	93.0804934	16.7334585
Tux54	0.2	93.17611879	16.75362999	tux6	0.4	93.1563673	16.7519464
Tux63	0.2	93.17374411	16.72156803	tux17	0.4	93.12005	16.7401648
Tux64	0.2	93.154575	16.754425	tux23	0.4	93.1349563	16.751374
Tux69	0.2	93.16241117	16.75383107	tux29	0.4	93.1126088	16.7377193
Tux78	0.2	93.17909564	16.70618682	tux36	0.4	93.087158	16.7416187
tux27	0.2	93.11400096	16.7596399	tux50	0.4	93.1838328	16.7651128
tux65	0.2	93.16790947	16.74332249	Tux52	0.4	93.18612	16.7627242
tux70	0.2	93.158652	16.755261	Tux55	0.4	93.1791257	16.7784957
tux74	0.2	93.15367	16.750753	Tux61	0.4	93.1657647	16.7583935
tux76	0.2	93.159005	16.753795	Tux62	0.4	93.0703444	16.7382713

3.1.2. Registro de microtemores.

La colocación de los sismógrafos en 78 sitios de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, fue fundamental para conocer y clasificar la forma de vibrar de los suelos de la ciudad. Sin embargo, para comparar la respuesta dinámica del suelo entre un sismo y los microtemores, utilizando los métodos HSVR, SSR y HVNR, fue necesario instalar una red temporal de sismógrafos, la cual registró seis eventos importantes, como el que ocurrió el 2 de Abril del 2012, a 45 km al oeste de Pinotepa Nacional, Oaxaca, con una magnitud de

Mw=6.0. Los sismos registrados por los sismógrafos en la ciudad de Tuxtla Gtz., se muestran en la tabla 3.2.

Tabla 3.2. Datos de los sismos ocurridos en las estaciones temporales.

No.	Fecha	Hora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Mw	Zona	Dist a Tuxtla Gtz. (km)	Registro
1	01/04/2012	17:23:48	16.47	-98.55	20	5	28 km al SUROESTE de OMETEPEC, GRO	537	TUX01
2	02/04/2012	12:36:42	16.27	-98.47	10	6	45 km al OESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX	580	TUX02, TUX03
3	02/04/2012	13:07:00	16.23	-98.43	10	4.6	43 km al SUROESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX	-	TUX02
4	02/04/2012	18:54:56	15.86	-98.9	14	4.7	105 km al SUROESTE de PINOTEPA NACIONAL, OAX	-	TUX07
5	03/04/2012	17:56:56	14.26	-93.25	17	4.1	127 km al SUROESTE de CD HIDALGO, CHIS	273	TUX12, TUX16
6	04/04/2012	22:58:42	14.56	-93.32	8	4.5	107 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS	239	TUX12
7	06/04/2012	05:25:10	14.73	-93.39	7	4.1	95 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS	221	TUX12, TUX30, TUX28, TUX31
8	06/04/2012	10:38:48	14.72	-93.28	16	4.9	90 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS	221	TUX12, TUX21, TUX28

3.2. Correlación entre el número de golpes (N) de la prueba SPT y las velocidades de onda de corte (V_s), para las arcillas de la ciudad.

T_o es un parámetro que caracteriza al medio y depende directamente de las propiedades estratigráficas del mismo; podemos evaluar el efecto de sitio estimando su valor. Al mismo tiempo, podemos estimar la velocidad de las ondas de corte si conocemos el T_o y la profundidad del estrato, sin embargo, se ha observado que el efecto de sitio de la ciudad de Tuxtla Gtz., no solo depende del estrato arcilloso, ya que la presencia de relleno y el estrato de lutitas hacen que el periodo fundamental varía entre 0.2 s. y 0.4 s.

Para obtener la velocidad de las ondas de corte en las arcillas del centro de la ciudad, se realizó el levantamiento de 5 líneas sísmicas de refracción convencional, siguiendo la metodología de acuerdo con Sheriff y Geldart (1991), para determinar la velocidad de propagación de la onda P (v_p). Sobre las mismas líneas se implementaron mediciones de refracción de microtremors (ReMi), mediante la técnica de Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW por sus siglas en inglés), con la variante de fuente activa (Louie 2001), con la finalidad de estimar la velocidad de propagación de la onda S (v_s).

Los datos obtenidos en la figura 3.7, muestran que la capa de suelo arcilloso está formada por tres estratos caracterizados por diferente velocidad de propagación.

Por otra parte, se obtuvieron datos de velocidad de ondas S, de los trabajos realizados por investigadores de la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, Instituto de Ingeniería de la UNAM y por el Instituto de Geofísica de la UNAM, quienes emplearon el método de autocorrelación espacial (SPAC) y calicatas SPAC. Los trabajos se realizaron en junio y julio del 2011 considerando 8 arreglos.

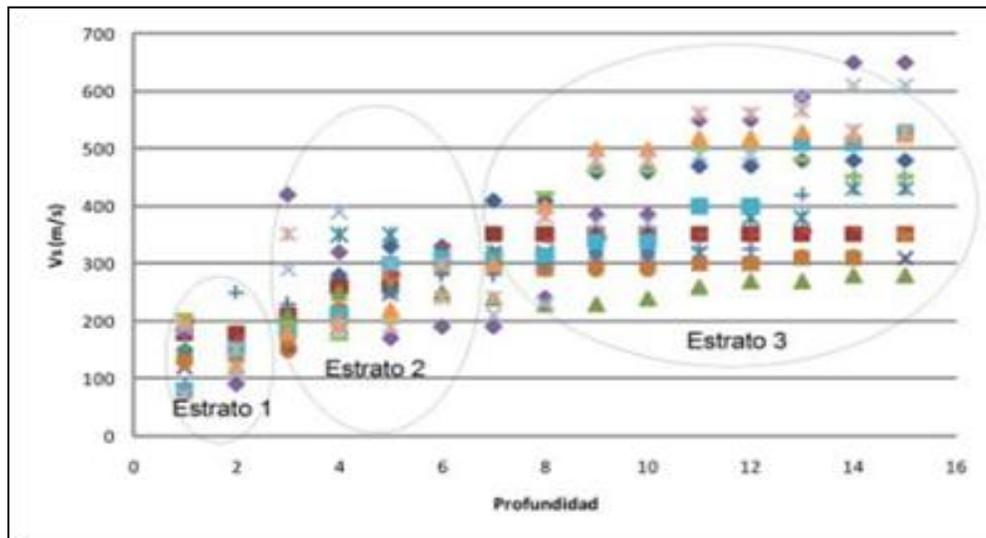


Fig. 3.7. Gráfica que muestra los valores de velocidad de la onda "S" con respecto a la profundidad y los tres estratos identificados.

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 de microtremores obtenidos de un arreglo instrumental de siete o de cuatro estaciones. La metodología consiste de las siguientes etapas: el registro de ondas superficiales, el cálculo de los coeficientes de correlación y la estimación de la velocidad de fase.

Se emplearon tres distintos tipos de arreglos SPAC:

Calicatas SPAC: 1ª Norte Poniente entre 12 y 13 Poniente y 6ª Oriente Norte entre 12 y 13 Norte. Arreglos triangulares: Facultad de Ingeniería de la UNACH, Ciudad Universitaria de la UNICACH, 1ra Norte Poniente entre 12 y 13 Poniente y Preparatoria CETIS 138. Arreglos de correlación lineal: Estacionamiento del estadio de fútbol Víctor Manuel Reyna y la explanada de la Catedral de San Marcos. Los perfiles de velocidades de onda de corte (V_s), que se obtuvieron mediante el análisis espectral de ondas superficiales SASW y la aplicación del método de autocorrelación espacial SPAC, se muestran en la figura 3.8. La campaña de sondeos de penetración estándar fue realizada por Geortec S.A. de C.V., de acuerdo con la zonificación geotécnica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez. El área en estudio corresponde a la zona A (Arcillas y limos), en la figura 3.9 se muestran algunos de los perfiles con los números de golpes (N), obtenidos de la prueba de SPT en más de 30 sitios. Cabe mencionar, que los sondeos fueron realizados a no más de 100 m. de distancia de donde se obtuvieron perfiles V_s .

El penetrómetro estándar se empleó para rescatar muestras alteradas, con las cuales se definió la estratigrafía del sitio, debido a los resultados que se obtuvieron de las pruebas de laboratorio. Las propiedades índices y mecánicas de las arcillas son muy similares en la mayoría de los sondeos. Por otra parte, el contenido de agua tiene una variación del

10%, esto se debe a que los sondeos se realizaron en época de estiaje y época de lluvias, sin embargo, no existe gran alteración en la resistencia al esfuerzo cortante.

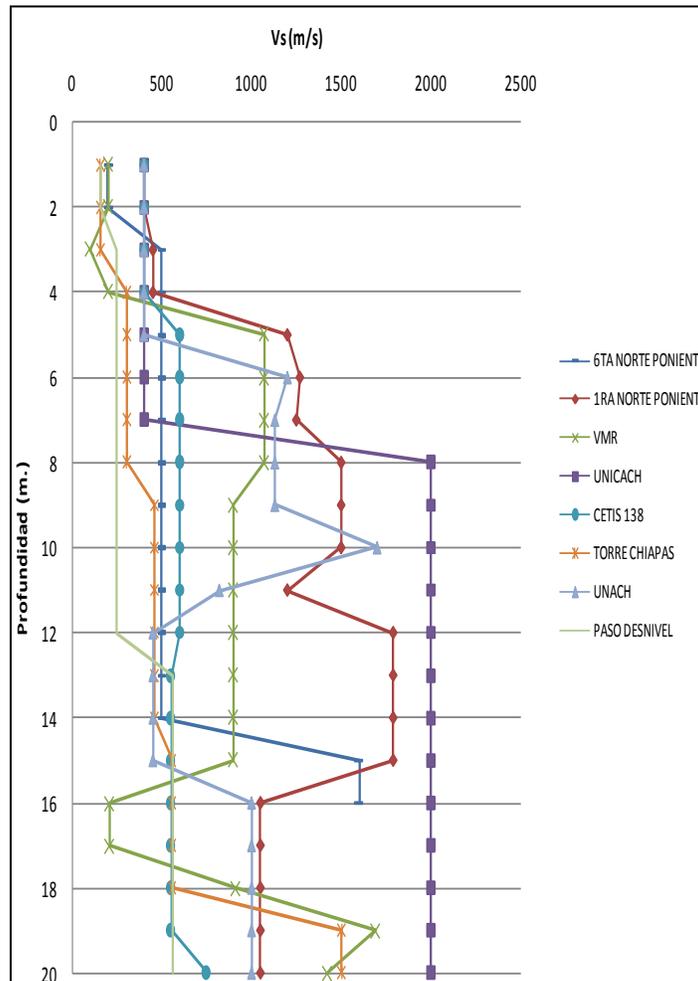


Fig. 3.8. Perfiles de velocidades de ondas de corte Vs, en relación a la profundidad.

El penetrómetro estándar se empleó para rescatar muestras alteradas, con las cuales se definió la estratigrafía del sitio, debido a los resultados que se obtuvieron de las pruebas de laboratorio. Las propiedades índices y mecánicas de las arcillas son muy similares en la mayoría de los sondeos. Por otra parte, el contenido de agua tiene una variación del 10%, esto se debe a que los sondeos se realizaron en época de estiaje y época de lluvias, sin embargo, no existe gran alteración en la resistencia al esfuerzo cortante. La prueba de penetración estándar consistió en hincar el penetrómetro de 45 cm., con un martinete de seguridad para controlar con mayor precisión la altura de caída; este aplica una energía debido a su masa de 63.5 kg., dejada caer desde 76 cm. de altura, con una eficiencia del 100%, que corresponde a una vuelta del lazo en el malacate y tomando como referencia el número de golpes N_{60} , para la penetración de los últimos 30 cm.

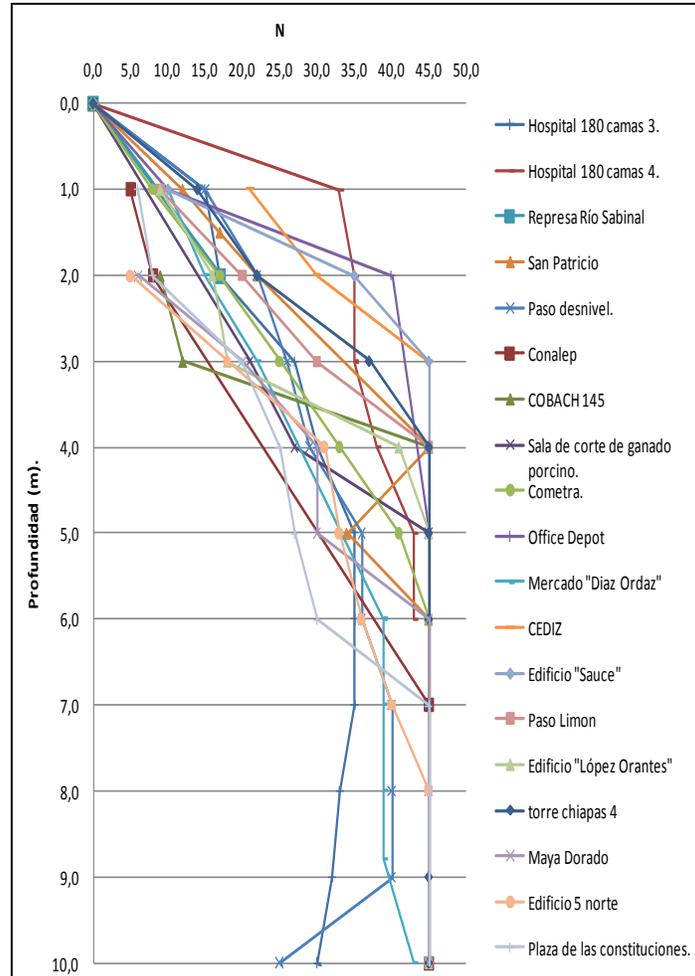


Fig. 3.9. Perfiles de número de golpes (N) de la prueba (SPT), en relación a la Profundidad.

La incertidumbre de la validez de las correcciones al número N por la energía aplicada, ha justificado que muchos geotecnistas hagan propuestas para disminuir esta ambigüedad. Para este caso se tomó la corrección de Skempton, la cual, consiste en normalizar el número de golpes N de la prueba de penetración estándar (N_{60}), donde influye la eficiencia del martillo, la corrección del diámetro de perforación, la corrección de longitud de la columna de barras y la corrección del barril muestreador. Como se mencionó anteriormente, las ondas de corte S son fundamentales para obtener la caracterización dinámica del subsuelo, y a pesar de su importancia, es poco común la realización de su ensayo, por esto se recurre a correlaciones desarrolladas en diferentes partes del mundo como se muestra en la Tabla 3.3.

A los datos obtenidos se les realizó un análisis de regresión potencial, utilizando el método de mínimos cuadrados para la relación $V_s = f(N)$. En la figura 3.10, se presenta el valor promedio de los datos, demostrando que el resultado obtenido es bastante cercano a los que han sido publicados anteriormente, a pesar que se realizó el análisis con menos datos.

Tabla 3.3. Ecuaciones de correlación entre velocidades de onda de corte V_s y el número de golpes (N) de la prueba de SPT.

Autores	Año de publicación	Ecuación
Imai y Yoshimura	(1970)	$V_s=76N^{0.33}$
Ohba y Toriumi	(1970)	$V_s=84N^{0.31}$
Ohta y Goto	(1978)	$V_s=85.34N^{0.348}$
Japan Road Association	(2002)	$V_s=100N^{1/3}$
Alfaro	(2007)	$V_s=99.783N^{0.333}$
Maheswari et. al.,	(2008)	$V_s=95.641N^{0.307}$

Es necesario aclarar que los resultados que se obtuvieron tienen mayor valor que algunos de los reportados por la literatura, lo cual implica mejores características mecánicas y dinámicas de los materiales arcillosos del valle de Tuxtla Gutiérrez. Los suelos de esta ciudad son parcialmente saturados, además estas arcillas son producto de la meteorización de lutitas. Dichas arcillas por no tener un alto contenido de agua presentan valores altos de N cerca de la superficie, así como valores relativamente altos de velocidad de ondas de corte a partir de los 6 m. de profundidad. Es recomendable incluir más conjuntos de datos para tener unas ecuaciones más robustas, ya que en este estudio se analizaron 119 conjuntos de datos (N, V_s , h).

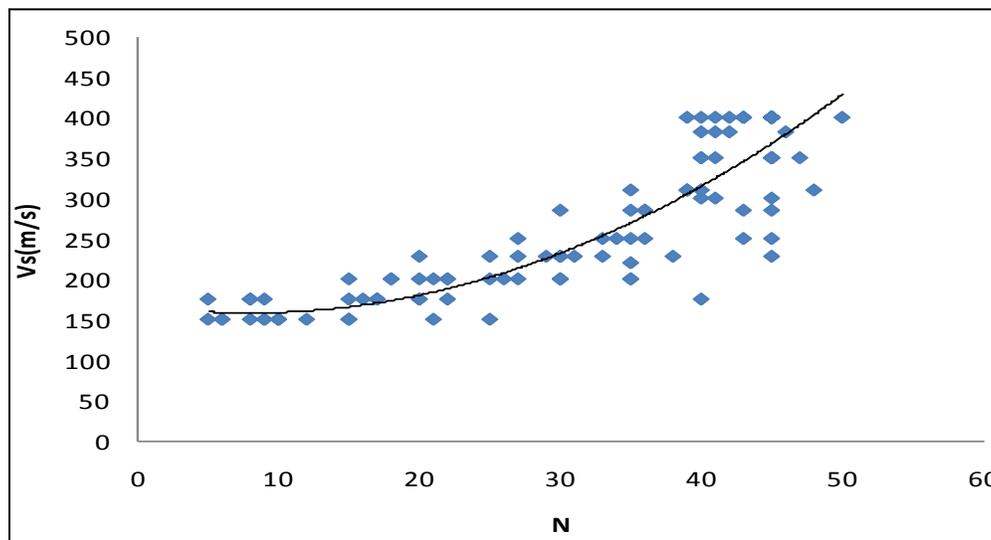


Fig. 3.10. Desarrollo de la correlación de los datos obtenidos de velocidades de onda de corte V_s y el número de golpes (N) de la prueba SPT.

3.3. Procesado de registros sísmicos.

A continuación, se describen las técnicas utilizadas en este trabajo para el procesado del ruido ambiental y la obtención de las razones espectrales y funciones de transferencia.

3.3.1. Estimación del cociente espectral.

Como se mencionó en el capítulo 1, la razón espectral se obtiene como resultado de aplicar la técnica de Nakumara, dividiendo el cociente de las componentes horizontales con la componente vertical, para obtener el nivel de amplificación del movimiento del suelo (A_r), en términos de la frecuencia de vibración (f).

El procesado de los registros de los microtremores consistió en obtener los cocientes espectrales de los 80 sitios analizados en las campañas de vibración ambiental. Estos fueron obtenidos de los simógrafos mediante el programa scream 4.0, para su compatibilidad con el software Geopsy, como se observa en la figura 3.12.

La primer parte consistió en la visualización de las trazas, para seleccionar aquellos segmentos de registro que no estén contaminados por transitorios de corta duración, que puedan afectar la estacionariedad de las señales (principalmente vehículos y peatones en la proximidad del instrumento).

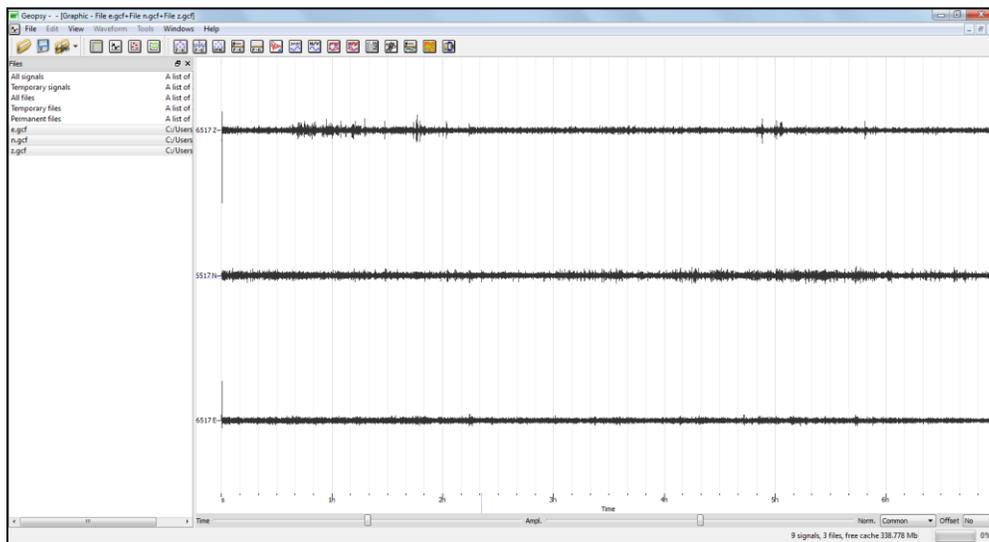


Fig. 3.12. Procesado de microtremores con el programa Geopsy (2006).

El proceso de las señales para estimar el cociente espectral HVNR se basó en filtrar la señal de 0.1 a 10 [Hz], utilizando el filtro Butterworth con cuatro polos, posteriormente el programa genera ventanas de 81.92 segundos a lo largo de la señal. Para cada una de estas ventanas se obtiene el espectro de Fourier de las tres componentes de la señal y se realiza el cociente de los espectros de Fourier de las componentes horizontales con la vertical (no se consideró suavizado).

Por último, obtenemos el promedio de todos los cocientes de ambas componentes y generamos la función de transferencia empírica como se observa en la figura 3.13.

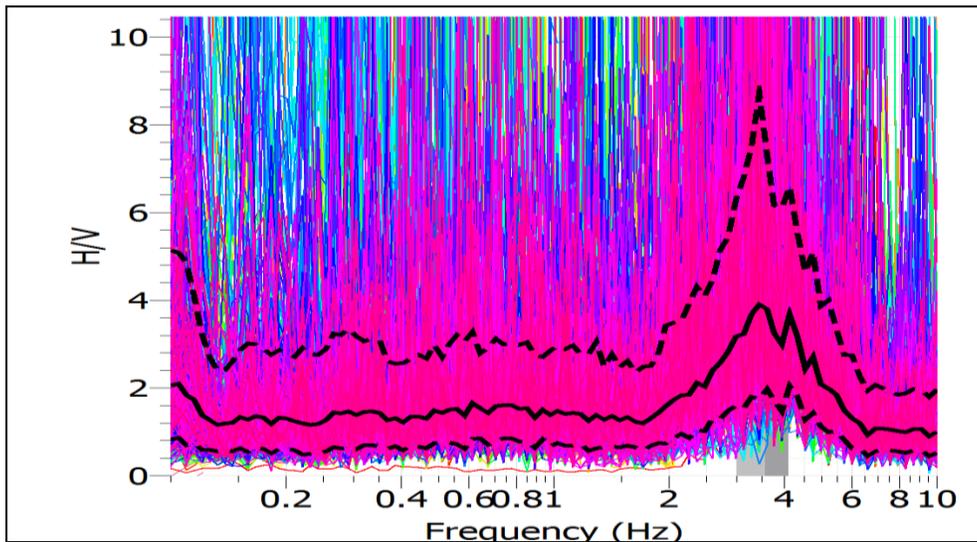


Fig. 3.13 Razón espectral (HVNR), obtenida con el programa Geopsy.

Otro método empleado en el procesado de ruido ambiental, fue el programa para promediar densidades espectrales de ventanas de sismogramas de registro de ruido con tres componentes (F. J. Sanchez Sesma, et al., 2010). En el cual se promedian densidades espectrales de ventanas de sismogramas de registro de ruido con tres componentes. Además, se obtienen ventanas y se calcula la FFT para estimar la densidad espectral, mediante el cálculo de integrales en la frecuencia para normalizar y obtener para los promedios, las densidades espectrales de energía unitaria. Uno de los resultados es el que se muestra en la figura 3.14.

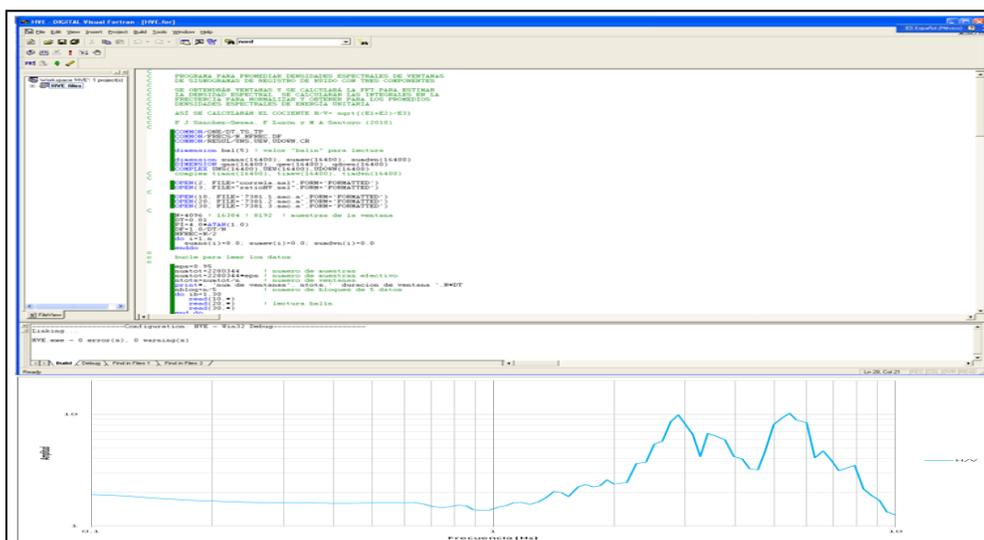


Fig. 3.14. Función de transferencia empírica (H/V), obtenida con el algoritmo de F. J. Sánchez Sesma, et al., 2010.

Se estimó la función de transferencia empírica mediante la técnica de Nakamura HVRS para estimar la respuesta de sitio, propuesta por Lermo y Chávez – García (1993). El procesamiento de los sismos fue similar al de la técnica HVNR antes descrita y consistió en generar ventanas de 81.92 s., considerando la parte intensa del sismo (arriba de la onda S), sin traslape y considerando un filtrado de 0.1 a 50 Hz, así se evaluó el cociente espectral, obteniendo la razón espectral para cada una de las estaciones que registraron sismo, como se muestra en la figura 3.15.

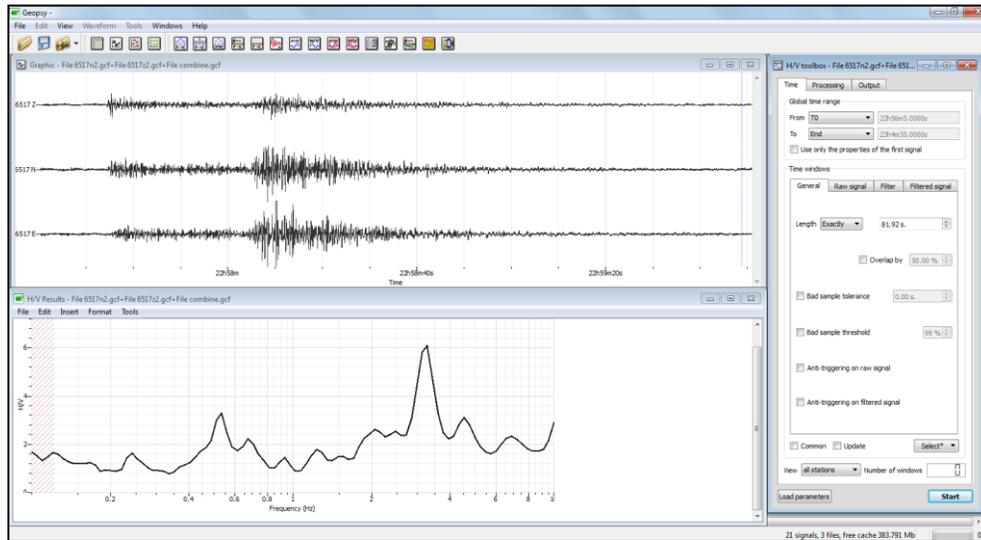


Fig. 3.15. Razón espectral (HVSR), obtenida con el programa Geopsy.

Para llevar a cabo la técnica SSR, se tomó la estación de referencia TGIG, del servicio Sismológico Nacional (SSN), ubicada al norte de la ciudad, en la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH) y el resto de las estaciones se distribuyó a lo largo de la zona en estudio. Los sismos se registraron con sensores de velocidad y se corrigieron por línea base, se aplicó un sismo pasa bandas de 0.1 a 30 Hz. Posteriormente se aplicó la corrección instrumental, dependiendo de los parámetros de los sensores. Los datos de los sismos y las estaciones empleadas en este análisis son los que aparecen en la tabla 3.4.

Tabla 3.4. Datos de los sismos procesados.

No.	Fecha	Hora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Mw	Zona	Dist a Tuxtal Gtz. (km)	Registro
1	04/04/2012	22:58:42	14.56	-93.32	8	4.5	107 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS	239	TUX12
2	06/04/2012	05:25:10	14.73	-93.39	7	4.1	95 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS	221	TUX12, TUX30, TUX28, TUX31
3	06/04/2012	10:38:48	14.72	-93.28	16	4.9	90 km al SUROESTE de MAPASTEPEC, CHIS	221	TUX12, TUX21, TUX28

Para realizar la técnica SSR, se generaron ventanas de 80 segundos, considerando la parte intensa del sismo (arriba de la onda S), en cada ventana se obtuvo un espectro de Fourier y se realizó el cociente de las componentes N-S de la estación en superficie y el

correspondiente para las componentes E-W y se obtuvo el promedio de ambas para obtener la razón espectral del sitio de interés. Lo anterior se realizó con el algoritmo DegtraA4 (Ordáz y Montoya, 2000), como se muestra en la figura 3.16.

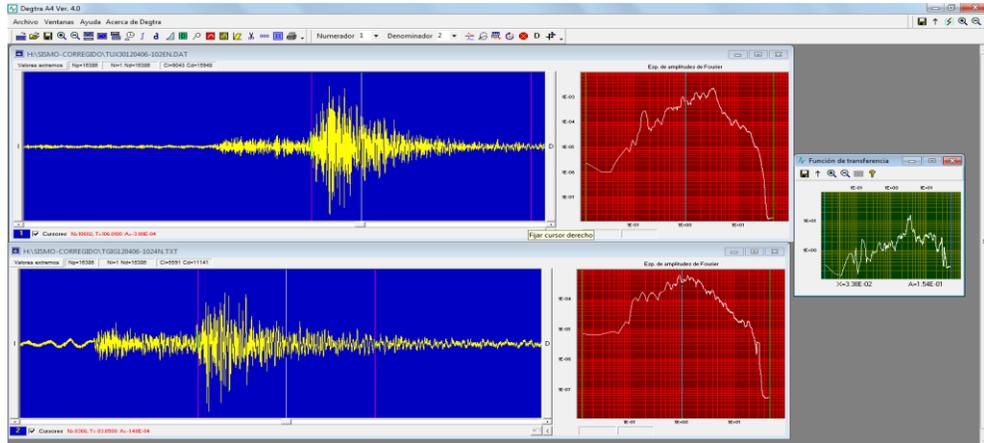


Fig. 3.16. Función de transferencia empírica (SSR), obtenida con el algoritmo DegtraA4 (Ordáz y Montoya, 2000).

En la Figura 3.17 se presentan los resultados obtenidos al aplicar la técnica de Nakamura para algunos de los sitios ilustrados en la figura 3.4.

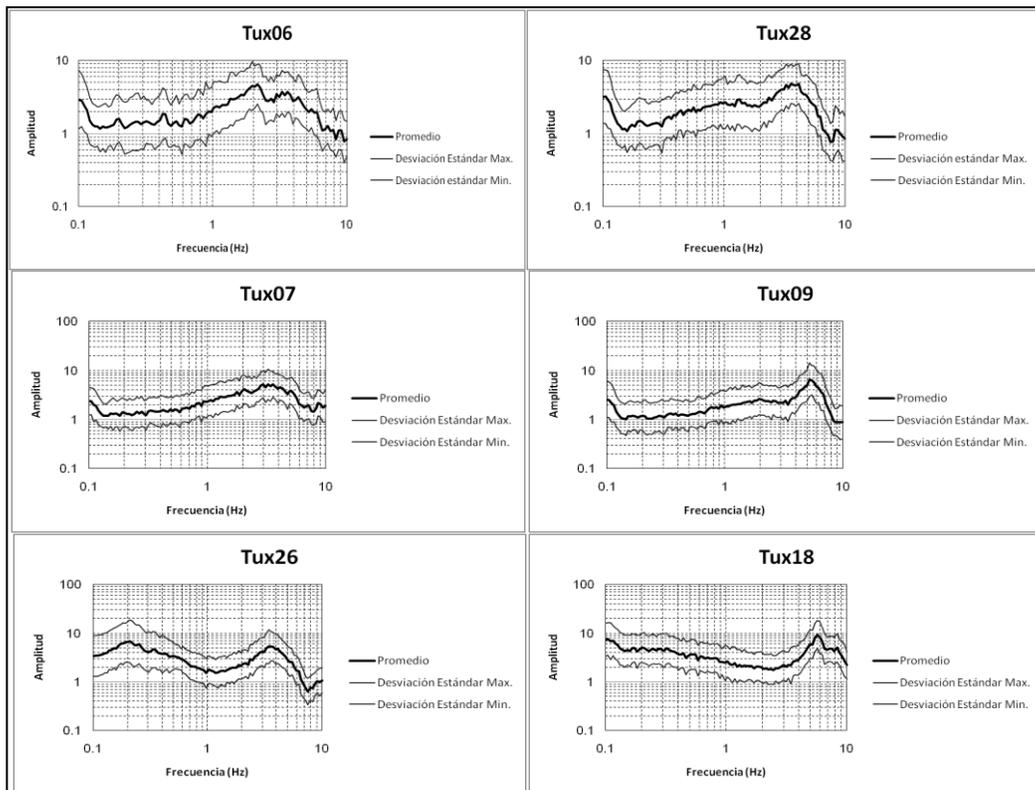


Fig. 3.17. Razón espectral (HVNR). Las líneas continuas indican las funciones de transferencia empíricas para varias ventanas, en ambas componentes, mostrando las desviaciones estándar máximas y mínimas.

La línea continua indica la razón espectral obtenida para varias ventanas en las dos componentes de movimiento (NS y EW). En las gráficas se presentan las frecuencias dominantes y la amplificación relativa. Estos valores muestran variación en sus frecuencias dominantes de 2.0 a 7.0 Hz y una amplificación relativa máxima promedio de 4 a 10 veces.

3.3.2. Validación de Resultados.

Con el objetivo de validar los modos de vibrar de las arcillas del valle de Tuxtla Gutiérrez, se efectuó la comparación de las tres razones espectrales, en los sitios donde se registraron sismo. Las estimaciones se llevaron a cabo con la aplicación del método de Nakamura HVSR (Geopsy), el algoritmo para promediar densidades espectrales de ventanas de sismogramas de registro de ruido con tres componentes HVNR (F. J. Sanchez Sesma, et al., 2010) y con la técnica SSR, utilizando el algoritmo DegtraA4 (Ordáz y Montoya, 2000). La comparación de las tres razones espectrales, obtenida con los distintos métodos, se muestra en las figuras 3.18, 3.19 y 3.20.

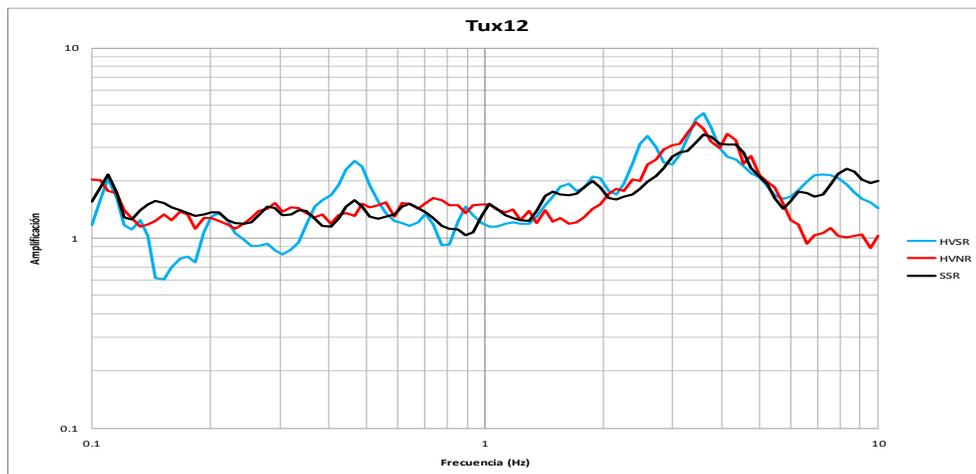


Fig. 3.18 Comparación de las razones espectrales de la estación Tux12.

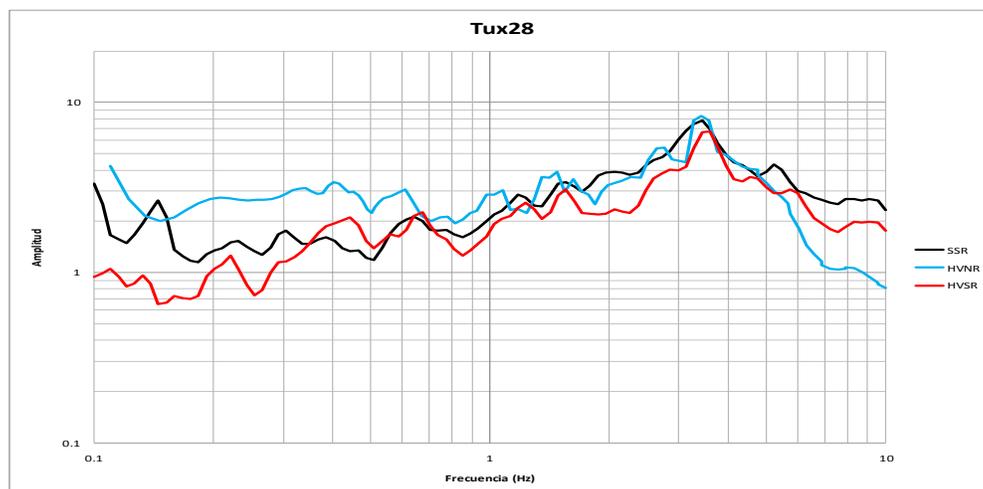


Fig. 3.19 Comparación de las razones espectrales de la estación Tux28.

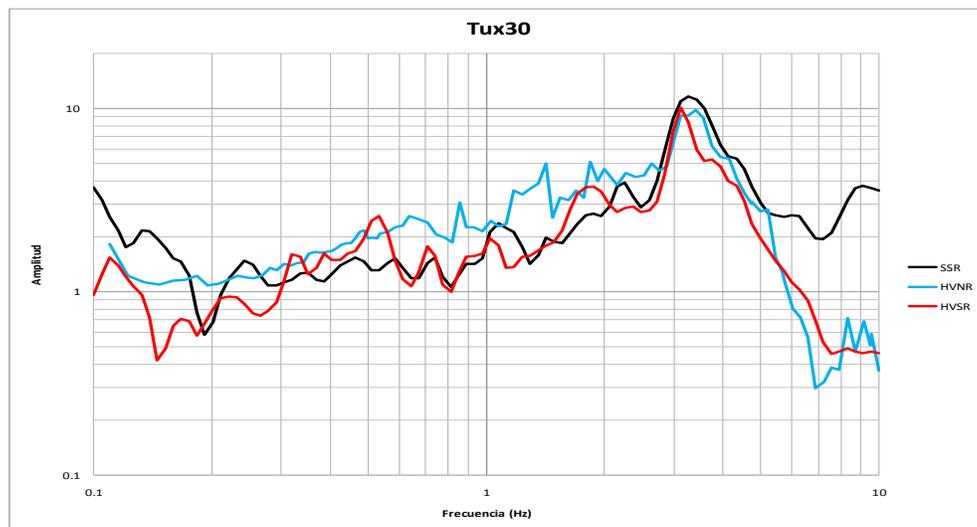


Fig. 3.19 Comparación de las razones espectrales de la estación Tux30.

Analizando las razones espectrales, en las tres estaciones (Tux12, Tux28, Tux30), donde existe efecto de sitio, se observa una aproximación en la frecuencia de los modos de vibrar, específicamente en el ancho de la banda de 1 a 10 Hz. Sin embargo, el nivel de amplitud varía, particularmente en el ancho de la banda de 0.1 a 1 Hz., esto se debe principalmente al nivel de energía que representa el sismo sobre el registro de microtremores.

Es necesario comentar la diferencia sustancialmente relativa que existe en las razones espectrales analizadas, nos lleva a concluir que su aproximación en frecuencia y en amplitud es lo más importante en este análisis.

Para calcular la FTT se utilizó el método de Haskell (1962), el cual es un modelo unidimensional para un medio estratificado. Este método requiere características de los estratos como: espesor, velocidad de propagación de ondas, densidad y amortiguamiento.

Estos valores fueron obtenidos para cada zona planteando un modelo estratigráfico representativo de acuerdo a la información geológica, geotécnica y geofísica. Asimismo, se consideró el caso de incidencia vertical ($\gamma=0$) de ondas S polarizadas horizontalmente ($\theta=0$, ondas SH).

Se desarrolló un modelo matemático unidimensional representativo del sitio en estudio, a partir de los valores de las velocidades de corte para cada uno de los estratos más superficiales, como se describen en la tabla 3.5.

Estos datos fueron corroborados con las características geotécnicas observadas en los estudios de mecánica de suelos, en donde se muestran dos sondeos de penetración mixta (SPM), con una profundidad de 50 y 20 metros, respectivamente.

Tabla 3.5. Modelo estratigráfico unidimensional para la zona “con arcilla”.

Nº	H	ρ	β	ξ
	(m)	(t/m ³)	(m/s)	(1)
1	6	2.7	110.0	0.08
2	7	2.7	310.0	0.08
3	16	2.7	560.0	0.05
4	48	2.6	1350.0	0.02
Base	-	2.5	3000.0	0.01

Para el primer espesor de 6 m (depósitos de arcilla), se estimó una velocidad promedio de 110 m/s (estudio de geofísica), al segundo estrato (depósitos de arcillas expansivas de color café claro) de aproximadamente 7 metros, se le asignó una velocidad de 310 m/s (estudio de geofísica), a la tercera capa de un espesor aproximado de 16 m (depósito arcillosos con lutitas de color gris), se le asignó una velocidad de 560 m/s, (estudio de geofísica) y para la cuarta capa de un espesor aproximado de 48 m (lutita sana), se le asignó una velocidad de 1350 m/s. (estudio de geofísica). Finalmente, como basamento sísmico (roca caliza), se le asignó una velocidad de corte aproximado de 3000 m/s (estudio de geofísica). Con los valores anteriormente descritos, en la Figura 3.18, se presenta una estimación de la respuesta unidimensional.

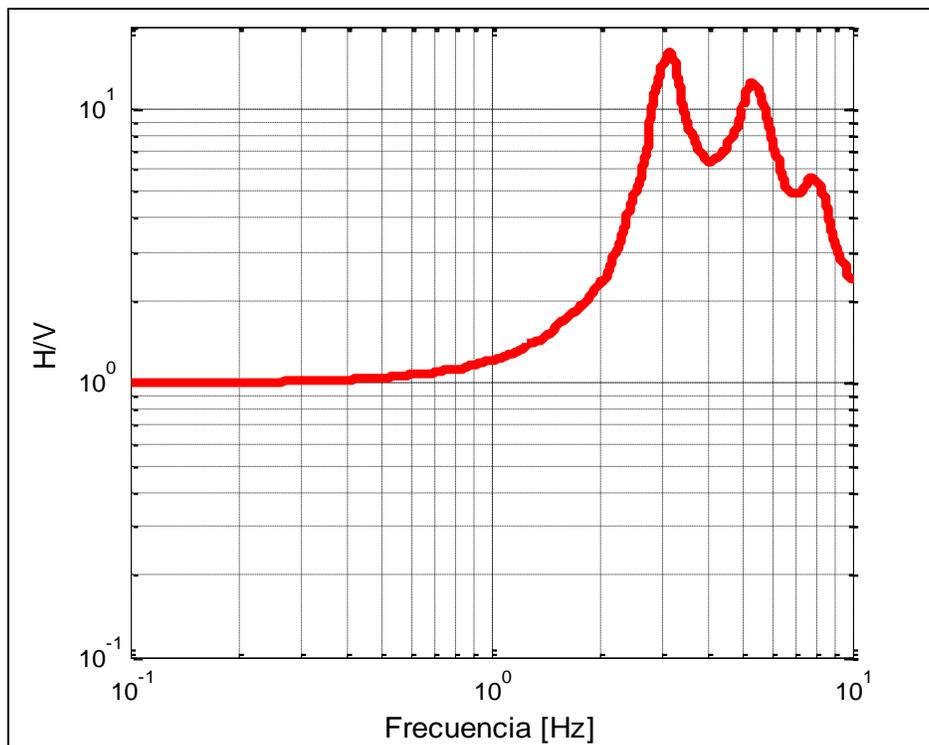


Fig. 3.18. Función de transferencia teórica.

3.4. Determinación de familias espectrales.

En un principio la zonificación se analizó con la información geológica, geomorfológica, geotécnica y los estudios de inundación y sedimentación, sin embargo, este criterio no define a detalle las zonas para fines de microzonificación, por ende esta información se tomo como antecedentes para la identificación de depósitos sedimentarios y optimizar las campañas de registro sísmico.

A partir del análisis de las razones espectrales, se estimaron los periodos dominantes y su distribución espacial sobre la zona en estudio, formando familias espectrales. Estas se forman clasificando las funciones de transferencia empíricas de acuerdo a su forma espectral, este método solo considera los rasgos predominantes de las formas espectrales, para poder definir un número razonable de microzonas.

La forma espectral de las familias obtenidas, describen el comportamiento dinámico del tipo de terreno al que corresponde en términos de los periodos de vibración, para poder realizar la clasificación.

Partiendo de lo anterior se denominaron 3 familias, clasificándolas de la siguiente manera:

Familia1, Zona Estable.

Se consideraron las frecuencias en el ancho de banda que comprende 0.1 Hz. a 1 Hz. Esta zona corresponde a la región alta de la ciudad (Norte y Sur), donde aflora la roca caliza, como se aprecia en la figura 3.21. En estas zonas no existe efecto de sitio, debido a que la amplificación relativa de la onda sísmica es menor a 2.

Familia 2, Zona con efecto de sitio.

Se consideraron las frecuencias en el ancho de banda que comprende 3 Hz. a 8 Hz. Esta zona corresponde a la región baja del centro, oriente, poniente y sur de la ciudad, como se aprecia en la figura 3.21. En esta zona existe efecto de sitio con periodos de 0.1 s. a 0.3 s., debido al depósito de sedimentos en la región centro, de oriente a poniente de la ciudad. En el caso de la zona sur, el efecto de sitio se debe al colapso de las estructuras geológicas de la región. Es necesario comentar que los sondeos de penetración mixta (SPM), validan esta hipótesis, ya que la profundidad de los estratos concuerda con los periodos del sitio.

Familia 3, Zona de riesgo.

Se consideraron las frecuencias en el ancho de banda que comprende 2 Hz. Esta zona corresponde a la región de laderas y derrumbes de la zona sur de la ciudad, como se aprecia en la figura 3.21. El efecto de sitio con periodos de 0.4 s. y 0.5 s. en esta zona se

asocia a la existencia de una capa de entre 5 y 10 m compuesta por los materiales derivados de deslizamientos previos, está representada por arcillas producto de la erosión de la roca lutita con gravas y boleos de calizas y areniscas. Una segunda capa compuesta por materiales similares derivada del intemperismo y alteración de las lutitas subyacentes, se diferencia de la primera por tener mayor resistencia al corte (mejor propiedad geomecánica).

Los deslizamientos se asocian a la posición desfavorable de las lutitas y a su baja resistencia a la erosión, pero también a la abundancia de agua a nivel superficial y en el subsuelo; esto ha generado las dos capas que se encuentran sobre las lutitas sanas.

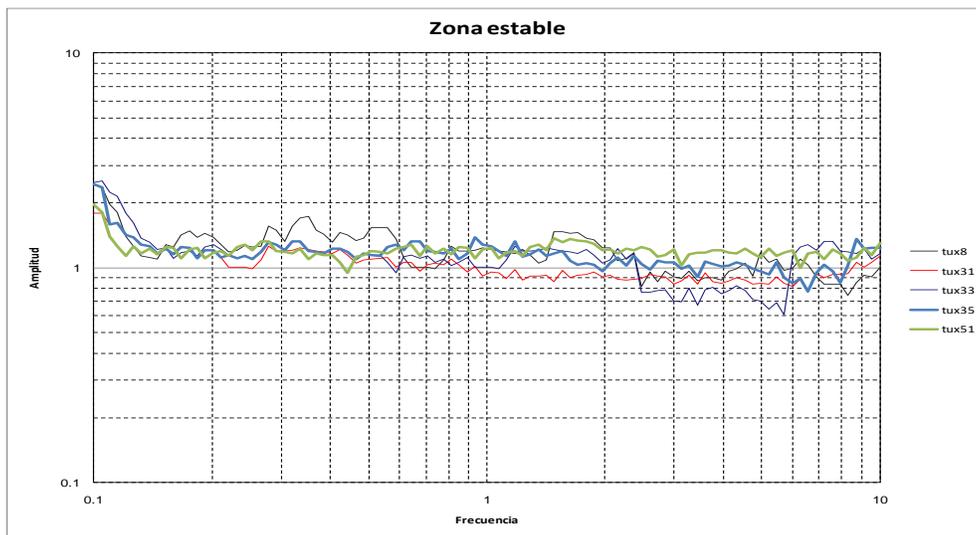


Fig. 3.21. Familia espectral de la zona estable. Razones espectrales con amplificación menor a 2 (líneas continuas de diferentes colores).

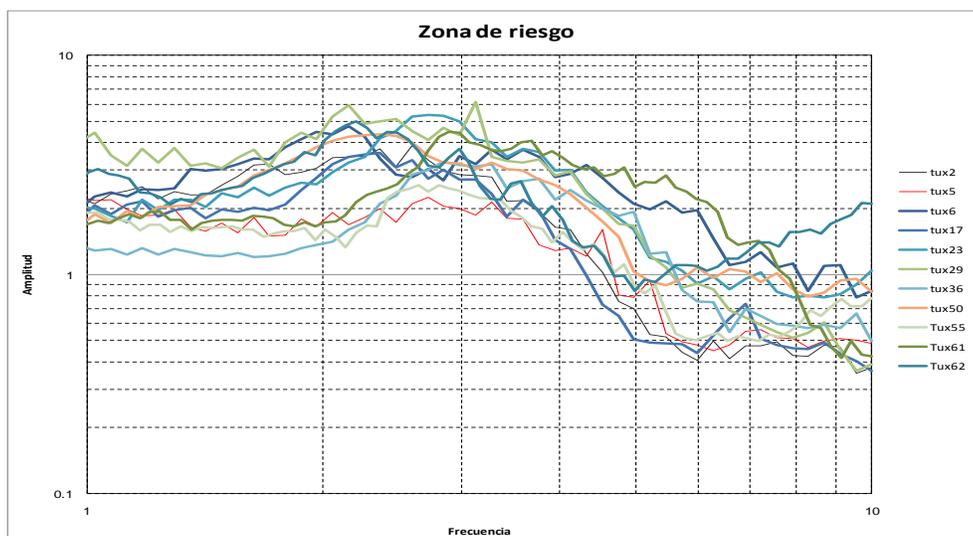


Fig.3.22. Familia espectral de la zona de riesgo. Razones espectrales con amplificación entre 2 y 6 y periodos de 0.4 s. y 0.5 s. (líneas continuas de diferentes colores).

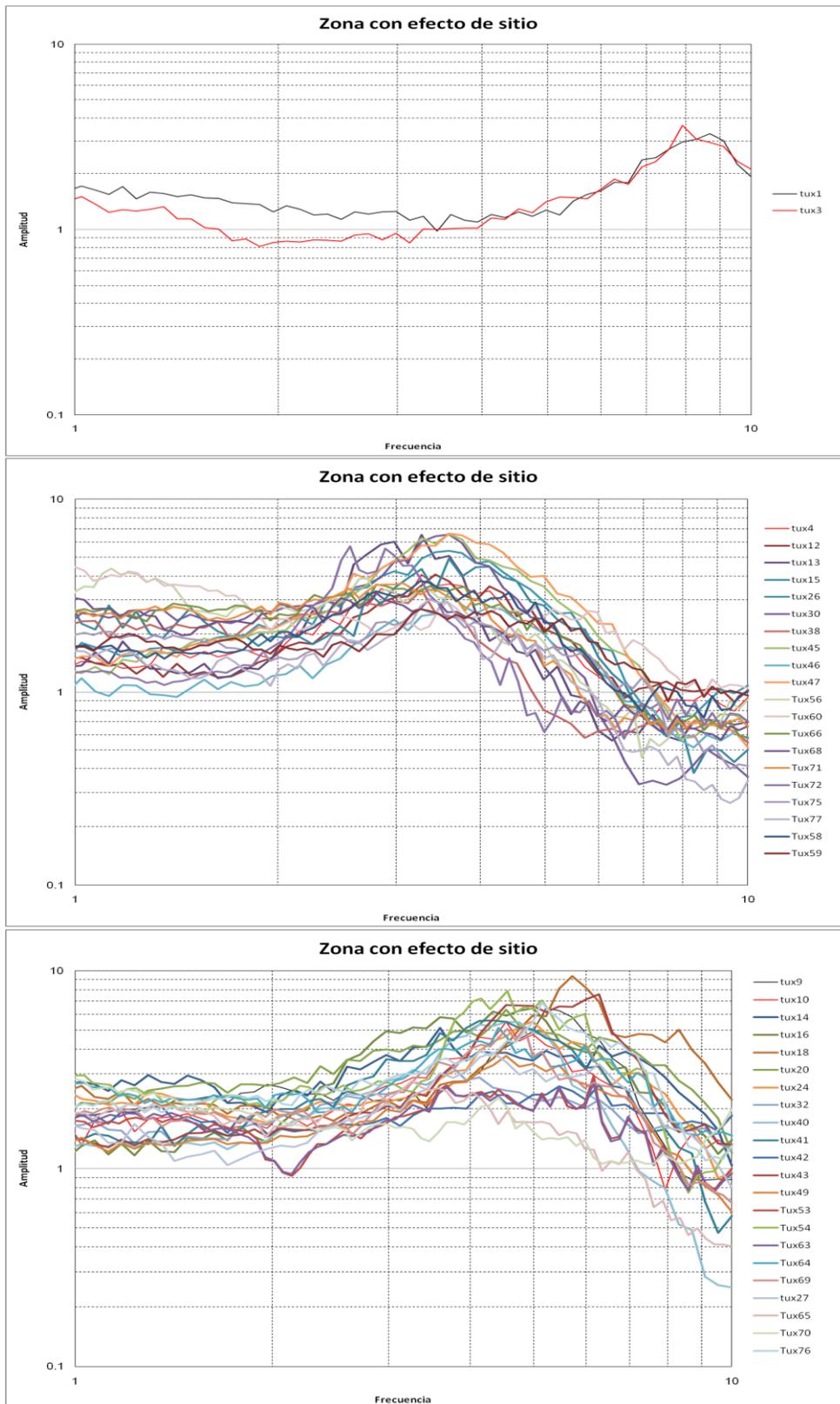


Fig.3.23. Familia espectral de la zona con efecto de sitio. Razones espectrales con amplificación de 2 a 10 y periodos de 0.1, 0.2, y 0.3. (líneas continuas de diferentes colores).

3.5. Mapa de isoperiodos y de clasificación de terrenos.

Analizando las razones espectrales obtenidas en la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, se encontraron valores del periodo dominante (T_0), en base a esto y a los trabajos realizados en la ciudad, se realizó una distribución espacial sobre la mancha urbana de la ciudad, utilizando el método de Kriging, basándose en la geostatística para producir una superficie de predicción, asumiendo que la distancia y la dirección entre puntos de la muestra, reflejan una correlación espacial que puede ser usada para explicar la variación de la superficie. Además, para tener una mejor distribución de las curvas de igual periodo, se asignó un valor numérico al límite en coordenadas geográficas de las microzonas.

Analizando la información geológica, hidrológica y geotécnica, se propone un mapa de microzonificación para fines de diseño sísmico (fig.3.24), con base en la integración de familias espectrales, producto de estimaciones de periodos dominantes que resultaron del análisis de razones espectrales, consecuencia del ruido ambiental y sismos registrados en la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

En este mapa se presentan 3 zonas de clasificación de terrenos para fines de diseño sísmico. De color azul se presenta la zona estable que abarca parte del Norte Ote. Y Norte Pte., de la ciudad; esta región no presenta efecto de sitio, sin embargo en algunos afluentes se encuentran estratos de sedimentos con poca profundidad.

De color amarillo se presenta la zona con efecto de sitio que abarca la parte Centro Pte., Centro Ote., Sur Ote., Sur Pte., y parte del Norte Pte. de la ciudad; esta región presenta periodos de 0.1, 0.2, y 0.3s., como se aprecia en las curvas de isoperiodos. Cabe mencionar, que en esta zona, en la parte Norte Pte., encontramos periodos de 0.4 s., este modo de vibrar del suelo a diferencia de la zona de riesgo en donde también encontramos periodos de 0.4 s., se debe a que existe mayor espesor de sedimentos en donde la onda sísmica amplifica en frecuencia de 2.5 a 3 Hz, sin embargo, no se considera de riesgo debido a que en esta zona no existe injerencia de otros factores que puedan contribuir para determinarla como zona de riesgo, a diferencia de la zona sur, en donde existen laderas con pendientes considerables.

De color naranja se presenta la zona de riesgo. Esta zona forma parte de las lomas de Tuxtla Gutiérrez, las cuales presentan un fenómeno curioso, considerando la geología de la región y por ser zonas altas, se pensaba que no tenían efecto de sitio considerable, sin embargo, al registrar vibración ambiental, observamos que algunas lomas tienen dos modos de vibrar, según el análisis de la razón espectral correspondiente. Lo anterior se debe a la composición de los estratos que conforman estas lomas, debido a los derrumbes en la cual han ocurridos deslizamientos de taludes producto de eventos sísmicos, saturación y presión de poro en los suelos por las constantes lluvias, el mal

diseño de las estructuras, cimentaciones y procesos constructivos. Esta zona abarca la parte Sur Ote. Y Sur Pte. de la ciudad; esta región presenta periodos de 0.4 y 0.5 s., como se aprecia en las curvas de isoperiodos.

De color azul se presenta la zona estable. Esta zona se consideraron las frecuencias en el ancho de banda que comprende 0.1 Hz. a 1 Hz. Esta zona corresponde a la región alta de la ciudad (Norte y Sur), donde aflora la roca caliza. En estas zonas no existe efecto de sitio, debido a que la amplificación relativa de la onda sísmica es menor a 2.

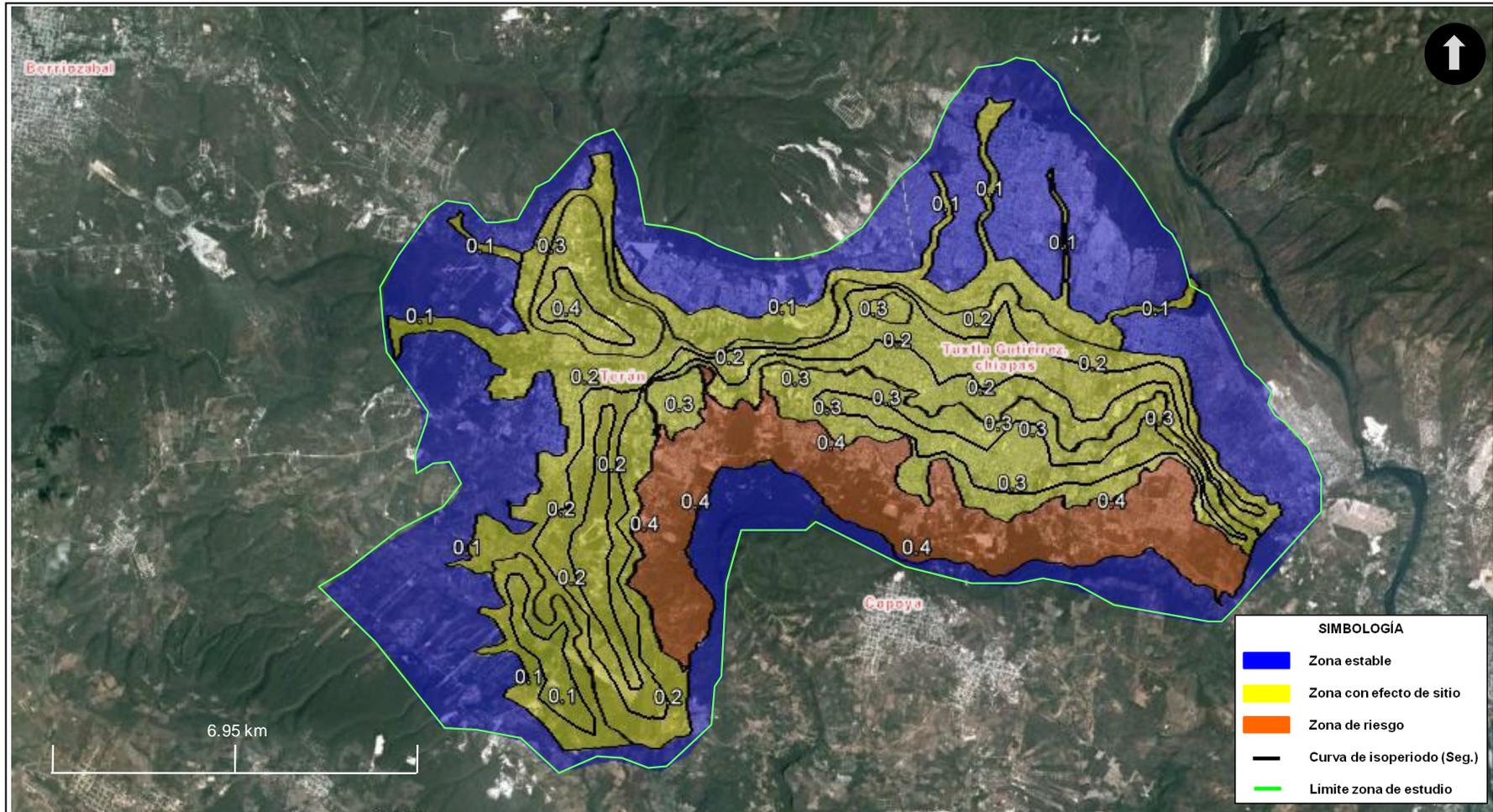


Fig. 3.24. Mapa de isoperiodos y microzonificación sísmica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Los tipos de terreno están limitados por las curvas de igual periodo; se muestra de color azul la zona estable, de color amarillo la zona con efecto de sitio y de color naranja la zona de riesgo.

Capítulo 4: Intensidades sísmicas.

Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, según el Manual de Diseño de Obras Civiles, desarrollado por la Comisión Federal de Electricidad (1993), en su Sección C, Tema 1, Capítulo 3.3: “Regionalización sísmica y espectros de diseño”, la ciudad se encuentra en los límites de la Zona Sísmica C y D (figura 4.1).

Por otro lado, el plano de intensidades sísmicas desarrollada por el CENAPRED (Gutiérrez et al., 1991), utilizando 49 mapa de isosistas (líneas que separan áreas de igual intensidad), elaborados para sismos ocurridos entre el 7 de abril de 1845 y el 19 de septiembre de 1985 (Figueroa, 1963 y 1986), nos muestra el gran peligro sísmico de esta zona del centro de Chiapas, que incluye la capital y sus municipios aledaños. En la figura 4.2, se muestra con un círculo violeta una intensidad de X para esta zona, la cual puede estar asociada al terremoto del 23 de septiembre de 1902 ($M_s=7.7$), ocurrida en esta región de Tuxtla Gutiérrez, Chis. Por sus características tectónicas se puede catalogar como un sismo de subducción profundo de fallamiento inverso. Otros sismos del mismo tipo (profundos de fallamiento inverso) y de una magnitud igual o mayor a 7.0, que también contribuyen a la intensidad reportada para esta zona, son los sismos ocurridos el 09 de mayo de 1927, 14 de diciembre de 1935, 22 de diciembre de 1949 y el 21 de octubre de 1995.

Este último sismo que daño fuertemente a las ciudad de Tuxtla Gutiérrez y Villa Flores, con intensidades de VII y X, respectivamente, fue registrada por diez estaciones sismológicas dentro del estado de Chiapas, siendo las estaciones TUX y ESC las que registraron las mayores aceleraciones (437 y 349 gales, respectivamente) (Rebollar et al, 1999). Por lo tanto, con estos antecedentes la ciudad de Tuxtla Gutiérrez pudiera ser clasificada en la Zona sísmica D.

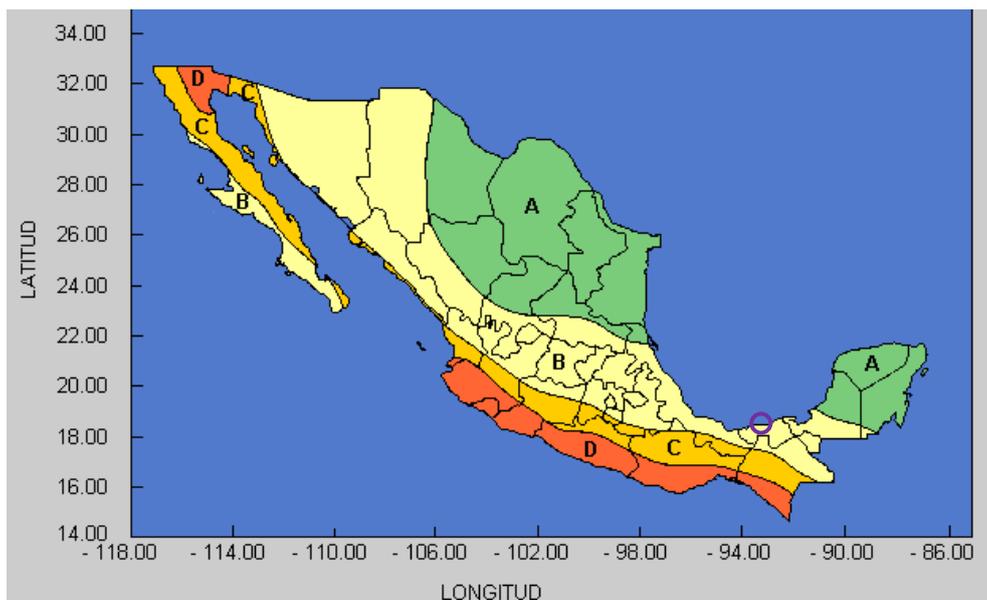


Fig. 4.1. Mapa de regionalización sísmica de la República Mexicana.

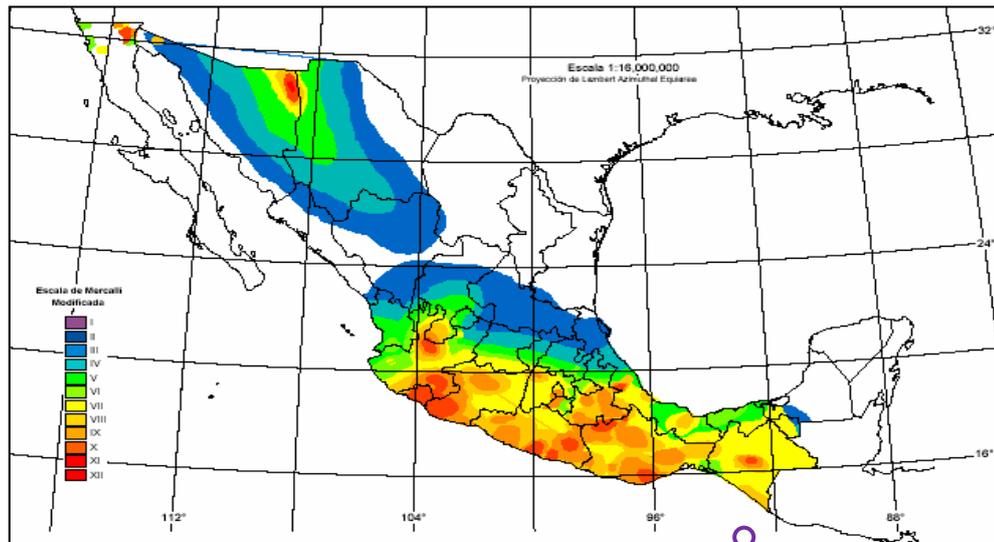


Fig. 4.2. Mapa de intensidades sísmicas para la República Mexicana.

A continuación se realizarán los estudios de efecto de sitio con el objeto de observar cuánto amplifica el suelo del predio y en qué frecuencias, para esto se analizarán los estudios de mecánica de suelos para ubicar los puntos donde se registraran microtremors, y poder estimar las funciones de transferencia empíricas. Luego, con el apoyo del estudio de mecánica de suelos (Geortec S.A. de C.V., 2009) se desarrollará una estratigrafía del sitio, para construir un modelo matemático unidimensional representativo que será calibrado con las funciones de transferencia empíricas obtenida con los microtremors (vibración ambiental).

4.1. Elección del escenario sísmico.

Se eligió como escenario sísmico el sismo de intraplaca ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. Este sismo se originó a una profundidad focal aproximada de 100 km de profundidad y una magnitud de $M_w = 7.2$. Este evento fue registrado por la estación acelerográfica RIXC de la Red Interuniversitaria de Instrumentación Sísmica (RIIS), ubicada en la Universidad Autónoma de Chiapas, (UNACH), aproximadamente a 53 km de la fuente, como se aprecia en la figura 4.3. Cabe mencionar que los suelos de este sitio están conformados por arcillas (CH), producto de la erosión de la roca lutita, a la cual le subyace una capa de roca lutita estratificada con boleos de roca caliza, producto de los derrumbes de las laderas de la zona sur. Lo anterior nos indica un efecto que en ocasiones no se considera; por esta razón debemos ser muy analíticos al procesar el registro del sismo en cuestión.

Este sismo ocasionó daños en la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, a causa de sus aceleraciones que llegaron a los 436 gales en la componente horizontal EW.

Para poder usar este registro se realizaron las correcciones instrumentales y por efecto de sitio. El acelerógrafo de la estación RIXC, marca Kinometrics modelo SSA-2

de 12 bits, presenta una sensibilidad de 2.5 volts/G ($G=9.81 \text{ m/s}^2$) y tiene un muestreo de 200 m/s. La señal corregida por instrumento, se puede observar en la figura 4.4.

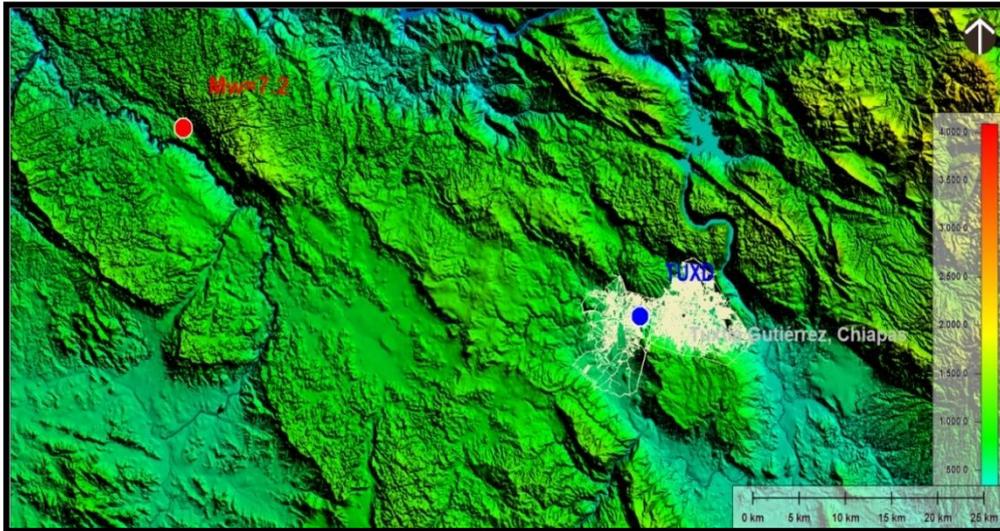


Fig. 4.3. Distancia entre el epicentro del sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995 ($M_w=7.2$), y la estación RIXC.

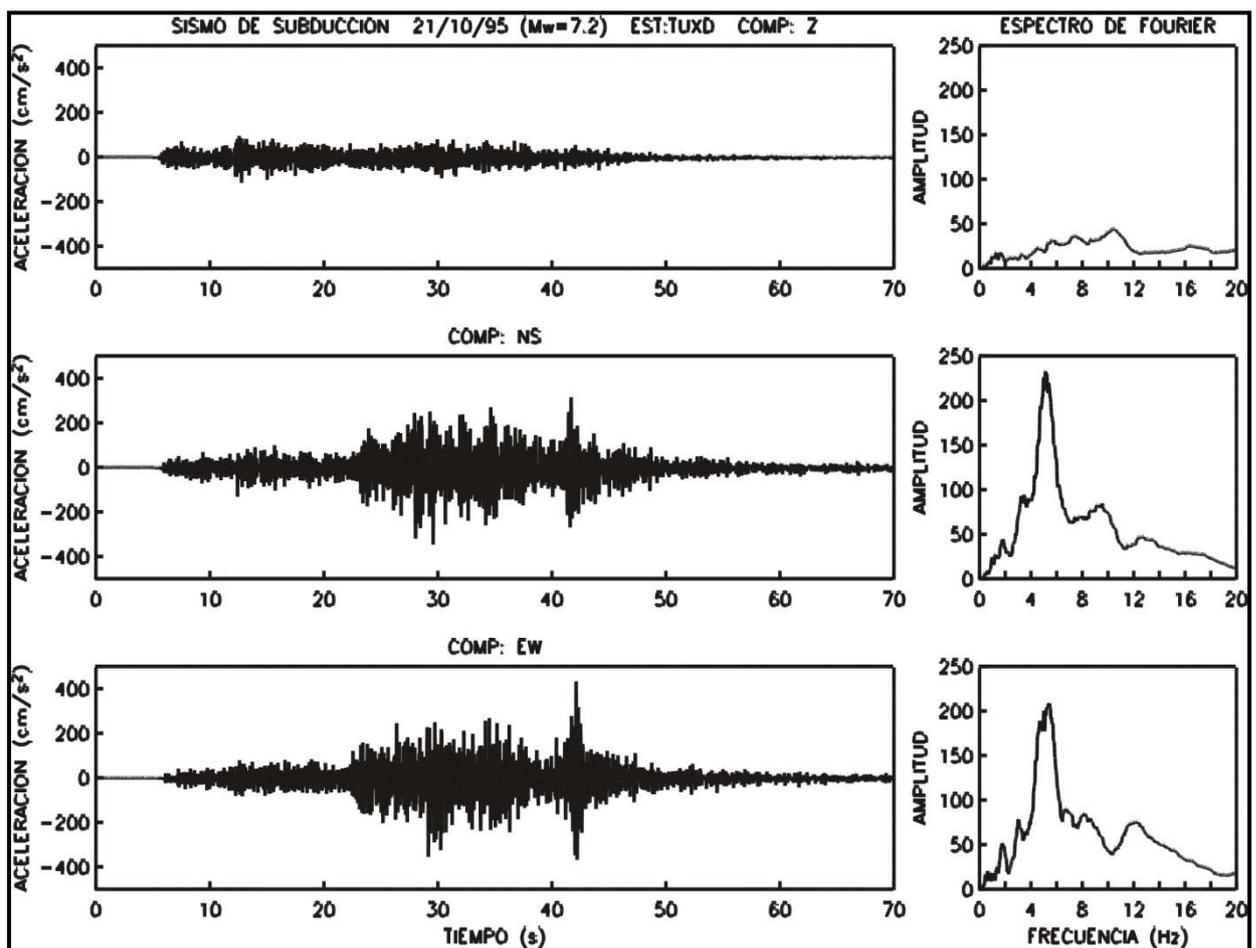


Fig. 4.4. Acelerogramas y espectros de Fourier para las tres componentes del registro del sismo del 21 de Octubre de 1995 ($M_w=7.2$) en la estación acelerográfica RIXC.

Es necesario mencionar que el acelerógrafo se encontraba a un costado de la facultad de ingeniería, cuando registró el evento sísmico, posteriormente se reubicó a 100 m. de donde se encontraba. La estimación del efecto de sitio en estos lugares, se realizó mediante registros de sismos y microtremores.

Los resultados de este análisis se muestra en la figura 4.5; podemos observar que no hay mucha diferencia entre el registro de microtremores de los dos sitios en que estuvo la estación acelerográfica, sin embargo, el análisis con registro de sismos para la estación donde se registró el sismo del 21 de octubre de 1995, presentó una mayor amplificación relativa, como se puede observar en la parte derecha de la figura 4.5, donde el efecto de sitio se muestra en la banda de 3 a 8 Hz y su amplitud es de 8 veces en promedio.

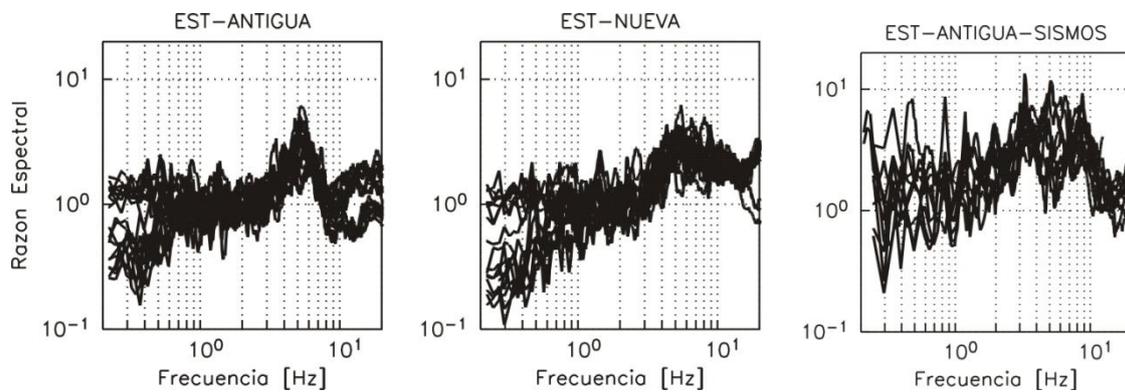


Fig. 4.5. Parte izquierda y centro, funciones de transferencia empíricas (REHV) obtenidas para cada una de las componentes horizontales del movimiento en los lugares donde estuvo (Est-Antigua) y está (Est- nueva) el acelerógrafo de la estación RIXC, registros de microtremores. Parte derecha, REHV, obtenidas con registros de sismos.

Finalmente, para poder corregir el efecto de sitio de la estación sismológica (RIXC), y llevar su registro a roca, tenemos que encontrar un modelo estratigráfico unidimensional sísmico, para corregir este efecto por medio de una deconvolución. El modelo que se utilizó para este análisis se muestra en la tabla 4.1. Los resultados de este análisis se presentan en la figura 4.6.

Tabla 4.1. Características de los estratos de suelo y roca que subyacen a la estación RIXC, donde fue registrado el sismo.

Nº	H	ρ	β	ξ
	(m)	(t/m ³)	(m/s)	(1)
1	2.0	1.3	160.0	0.08
2	6.0	1.4	310.0	0.08
3	10.0	1.5	560.0	0.05
4	62.0	1.6	1500.0	0.02
Base	-	2.3	3000.0	0.01

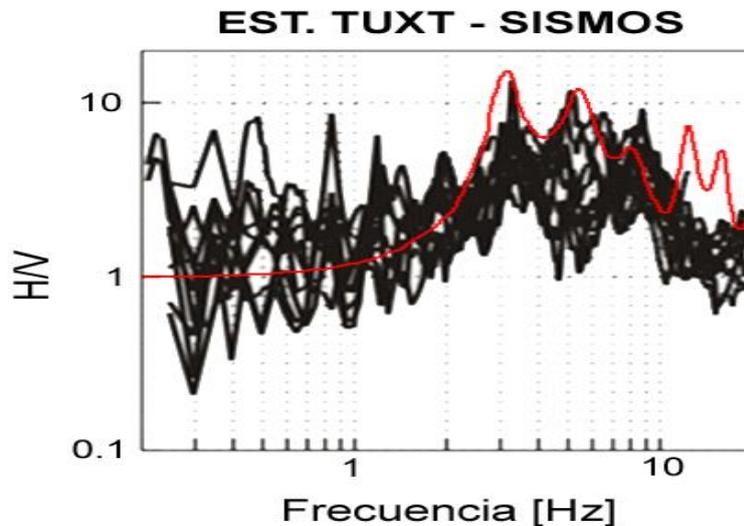


Fig. 4.6. Comparación entre funciones de transferencia empírica y teórica. Línea roja: función de transferencia teórica para la estación antigua (registro de sismo). Esta curva se obtuvo usando el perfil de velocidades, para incidencia vertical de ondas SH. Líneas discontinuas: Funciones de transferencias empíricas obtenidas con registros de sismos y microtemores.

En la figura 4.7 se muestra el acelerograma sintético y su respectivo espectro de amplitud de Fourier, de la componente horizontales (EW), del registro del sismo del 21 de Octubre de 1995, deconvolucionado con el modelo estratigráfico encontrado para la estación RIXC. Finalmente, este registro servirá como excitación de la base del estrato del sitio en estudio.

4.2. Generación de acelerogramas sintéticos.

Para encontrar los valores de intensidad sísmica de los modos de vibrar del suelo de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, se realizaron cálculos de historias de aceleración en superficie, generando acelerogramas sintéticos (Figura 4.7), de los cuales se obtienen los espectros de Fourier y se determinan los espectros de respuesta.

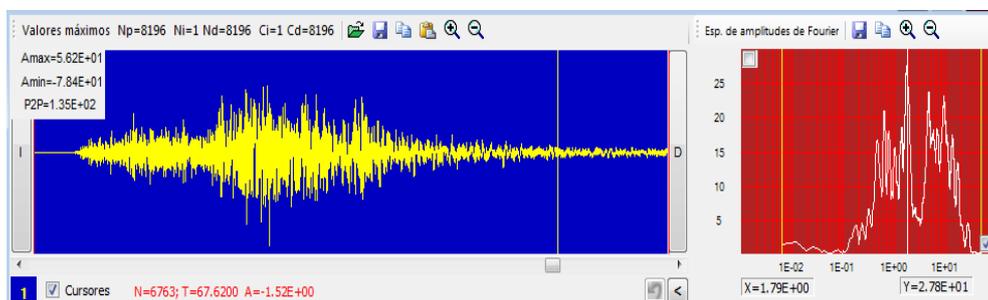


Fig. 4.7. Acelerograma sintético deconvolucionado y su respectivo espectro de amplitud de Fourier, de la componente horizontales (EW), del registro del sismo del 21 de Octubre de 1995.

4.3. Espectros de respuesta.

Con el cociente espectral de los sitios en los que se registro vibración ambiental y los acelerogramas sintéticos obtenidos, se elaboraron los espectros de respuesta, con los

siguientes parámetros: 78 muestras con tiempo mínimo de 0.0001 s, y un tiempo máximo de 3.5 s., con amortiguamiento del 5% de su valor crítico. En cada espectro se realizó el análisis para distintos periodos de vibración estructural. Los valores de aceleración están en función del comportamiento dinámico del suelo. En la figura 4.8 se muestran los espectros de respuesta para el sismo de Mw=7.2, ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas, para la zona estable, zona con efecto de sitio y zona de riesgo

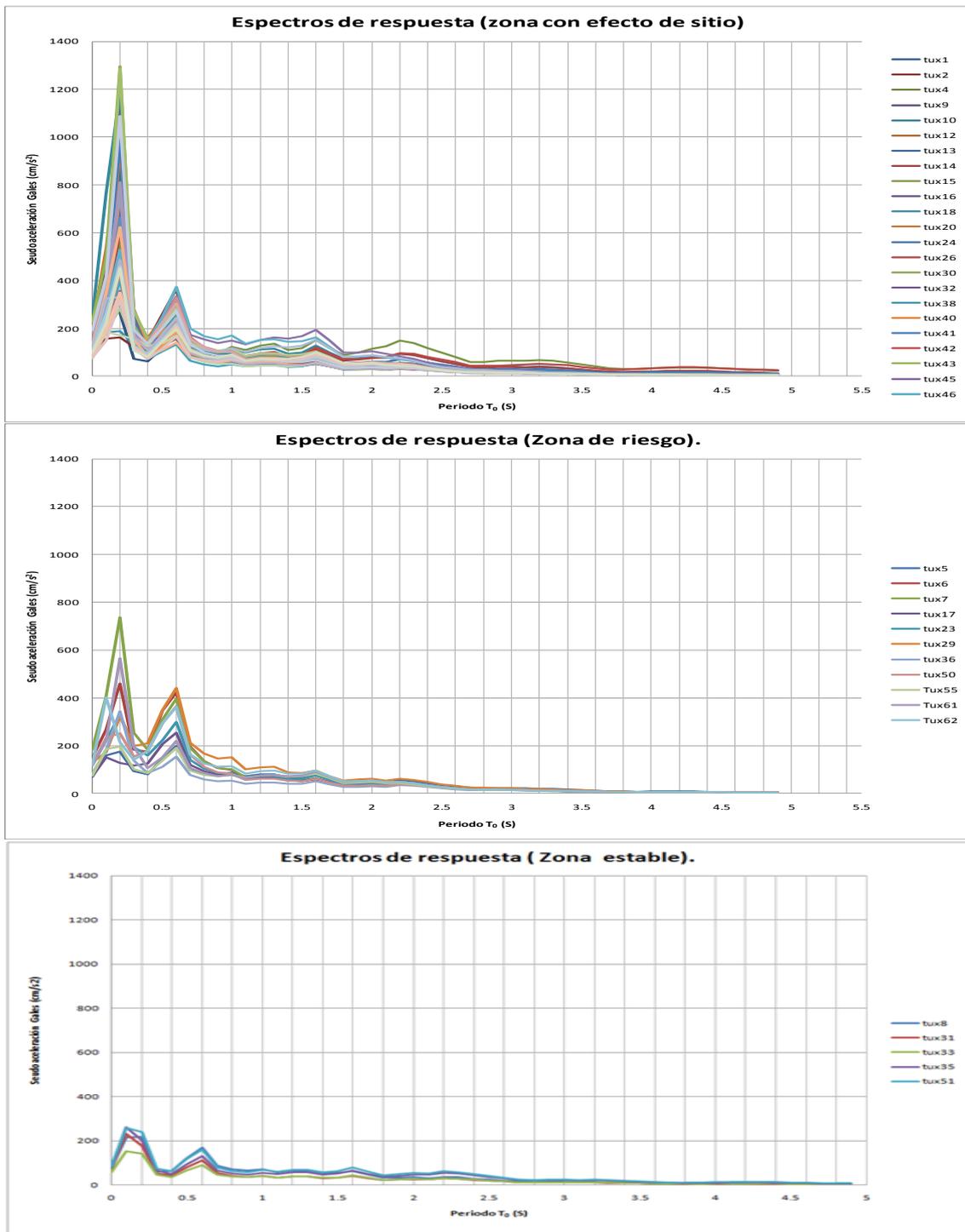


Fig. 4.8. Espectros de respuesta para un amortiguamiento del 5%, de los acelerogramas sintéticos, para el sismo del 21 de Octubre de 1995 (Mw=7.2).

4.4. Mapas de intensidades sísmicas.

Partiendo del escenario sísmico ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas, se propusieron valores de pseudoaceleración producto de los espectros de respuesta, y se representan en mapas con los niveles probables de intensidades sísmicas que se puedan presentar en la zona urbana de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Estos mapas (fig. 4.9 a 4.16), son el resultado del análisis de los periodos estructurales críticos, es decir, los periodos más representativos para valores máximos de pseudoaceleración para un amortiguamiento del 5% de su valor crítico. Cada periodo estructural se representa en un mapa de distribución de aceleraciones, utilizando el método geoestadístico Kriging, el cual empleó valores de aceleración, coordenadas geográficas y los límites de la microzonificación. Finalmente la distribución de la aceleración se visualiza con la escala de colores en gales (cm/s^2).

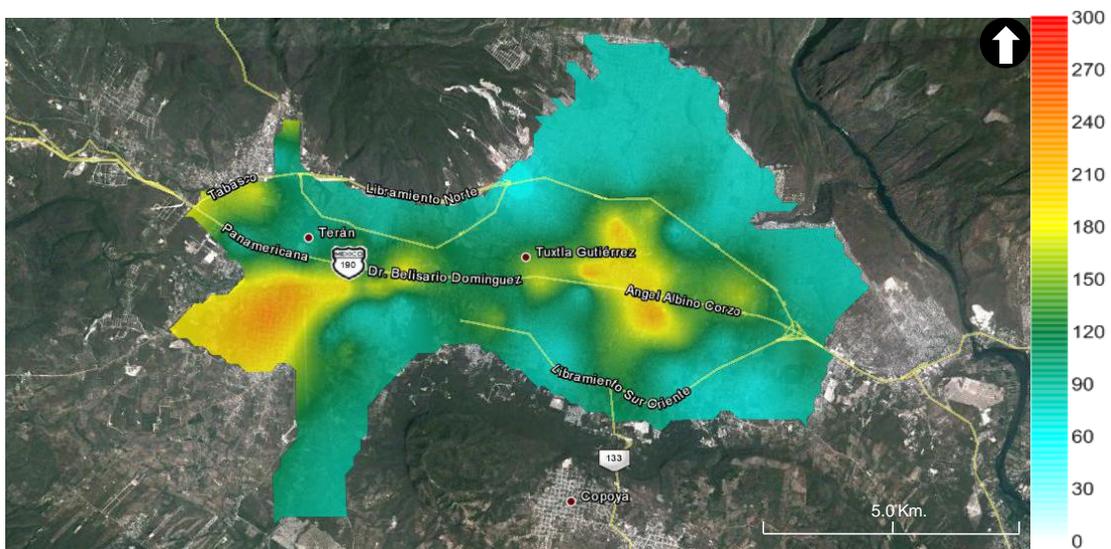


Fig. 4.9. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.

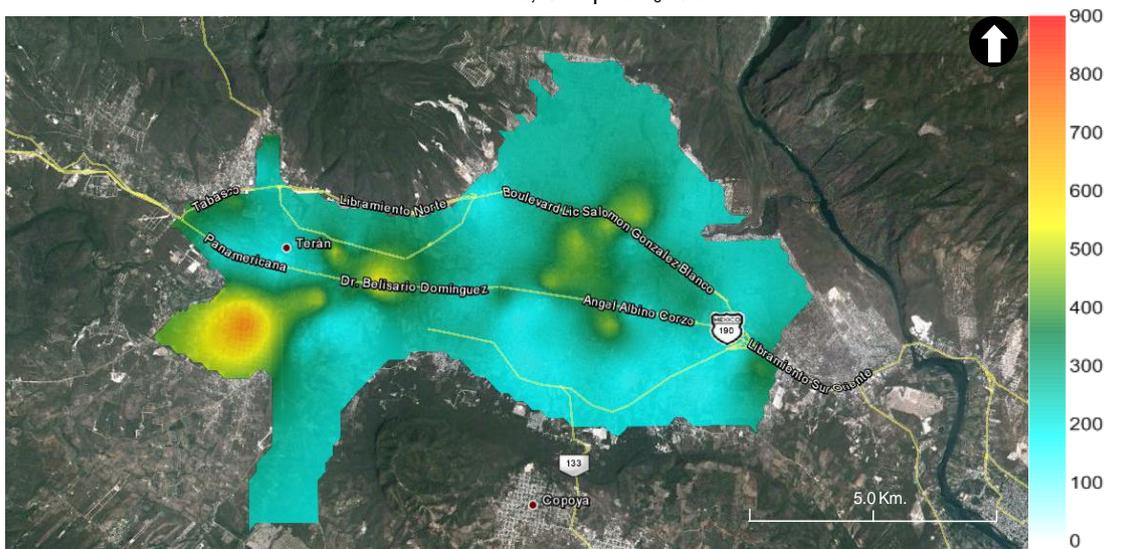


Fig. 4.10. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.

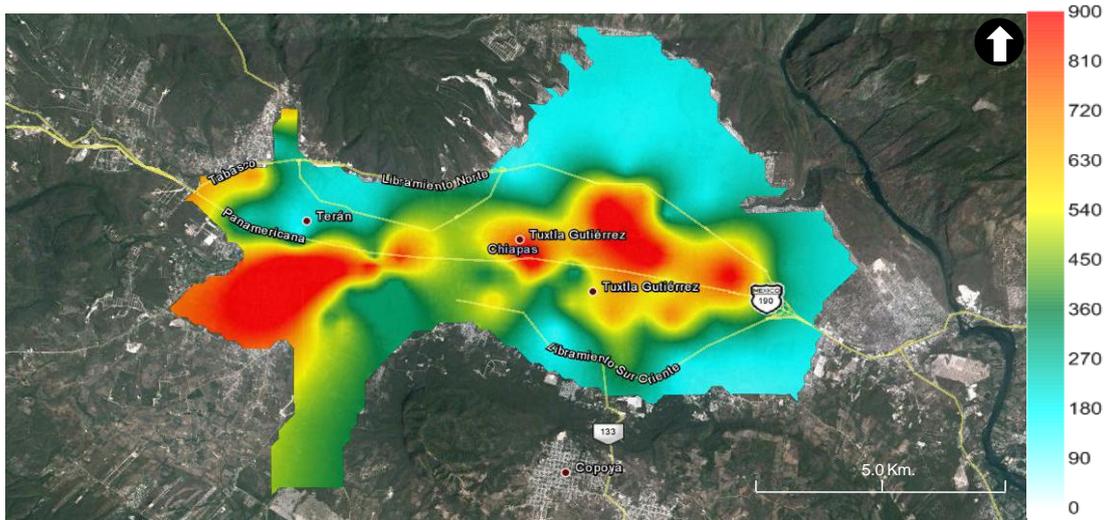


Fig. 4.11. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.

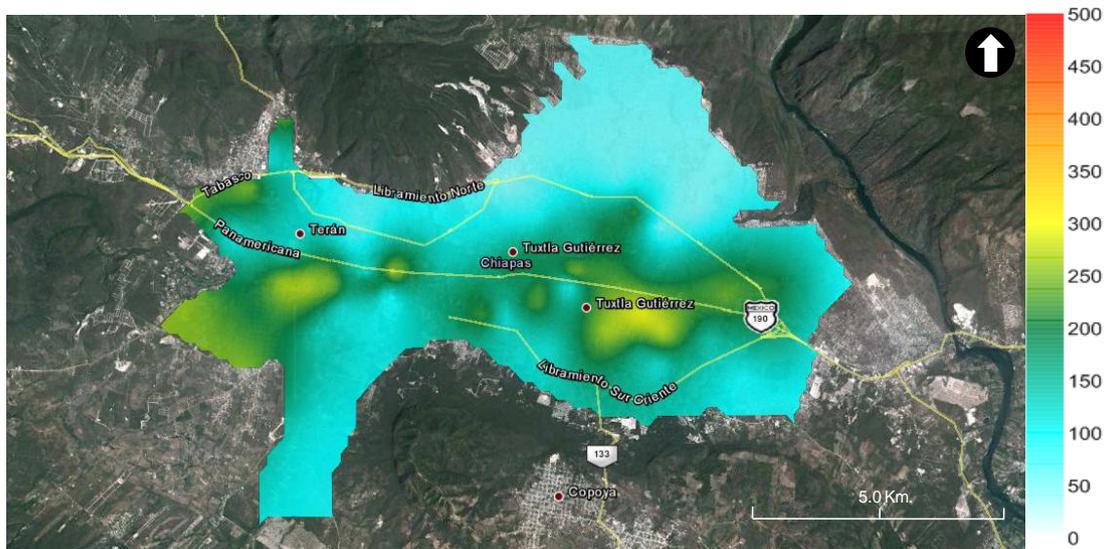


Fig. 4.12. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.

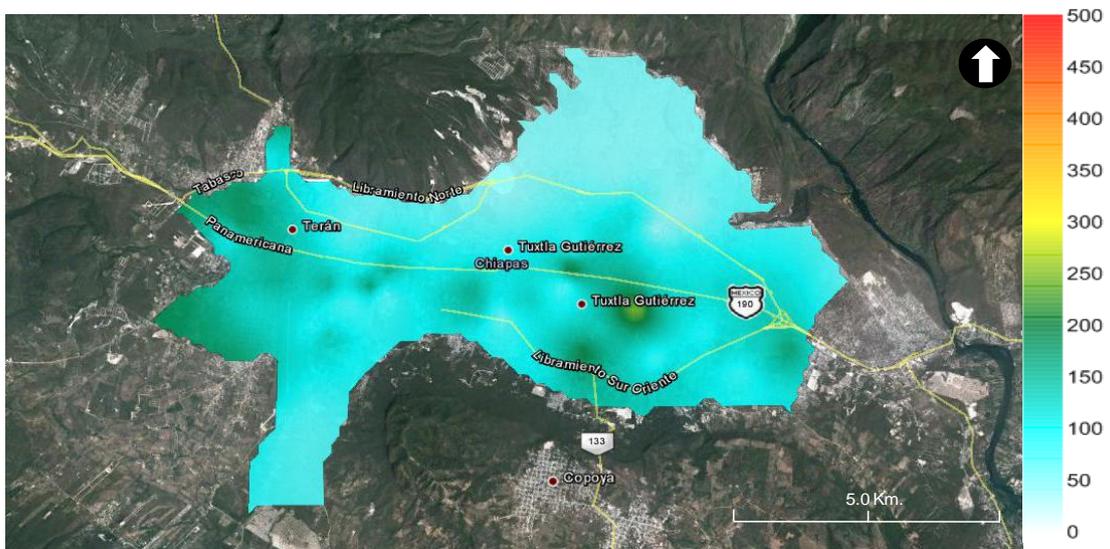


Fig. 4.13. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.

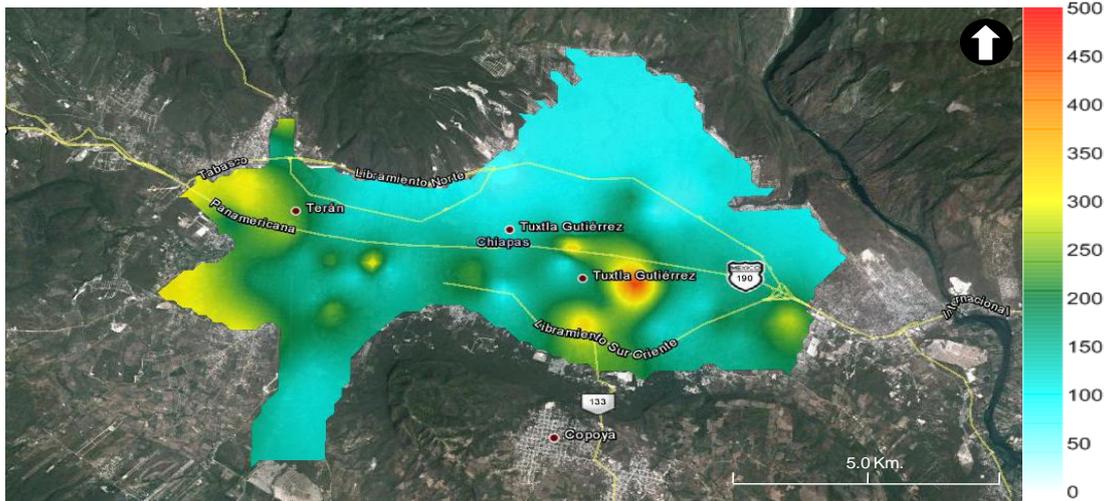


Fig. 4.14. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.



Fig. 4.15. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.



Fig. 4.16. Escenario para el sismo ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. $T_0=0$ s.

Capítulo 5: Análisis y discusión de resultados.

El estado de Chiapas, se encuentra en la zona con mas actividad sísmica de la Republica mexicana, por esta razón se decidió realizar el trabajo de investigación: “Microzonificación sísmica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

Como primer paso, en el capítulo 1 se definió el marco teórico de las técnicas empiricas y teoricas a utilizar para procesar el registro ruido ambiental (HVNR, HVSR, SSR, FTT).

Fueron recopilados antecedentes de la zona en estudio, los cuales fueron de gran ayuda para definir la prospección que se realizó en la ciudad. La inundación potencial en la ciudad, corresponde a la región del cauce y periferia del rio El Sabinal, en donde se encontró estratos de suelos sedimentarios de hasta 7.0m de profundidad, lo que nos sugirió realizar la primer campaña de registro ambiental en este sector. Con la zonificación geotécnica, pudimos delimitar la segunda campaña de exploración, debido a que en este trabajo publicado por Ordóñez R. en el 2010, muestra en su mapa (Fig.2.11), la descripción de cuatro zonas con diferente tipo de suelos, según la clasificación de las propiedades índice de estos. De acuerdo con los límites de la zonificación geotécnica, ubicamos la zona con menos efecto de sitio (zona alta), en los limites de la ciudad, al norte y al sur en lugares donde aflora la roca. En los meses de Enero y febrero se llevo a cabo una investigación geologica, que consistió en recorrer el área urbana de la ciudad y el límite del municipio, en compañía del Ing. geólogo Ángel Zúñiga, para definir con mayor exactitud el mapa de la geología local (Fig. 3.11); la situación física de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez quedó definida por la presencia de 4 rasgos geológico-estructurales que deben influir en el comportamiento del subsuelo ante el paso de las ondas sísmicas y determinan también parcialmente la disposición de las unidades litoestratigráficas. Estos rasgos son:

- El límite tectónico-compresivo (cabalgadura) entre dos pliegues o elementos orogénicos que debe pasar aproximadamente por debajo de la traza del río El Sabinal.
- La presencia de un colapso cárstico en la Proción central de la ciudad que afecta parcialmente a los pliegues de caliza localizados al norte y a la meseta Copoya localizada al sur; dentro de este colapso de traza casi elíptica deben encontrarse rellenos brechoides asociados al mismo colapso y también rellenos aluviales.
- El propio río El Sabinal, presenta un curso de traza quebrada zig-zagueante, que se liga con un fracturamiento superficial del terreno, que aprovecho el río para drenar esta porción de Chiapas localizada en el flanco norte de la Depresión Central.
- Por último, en el extremo poniente de la ciudad se encuentra la fosa tectónica de Terán, con orientación SW-NE, que corta las secuencias sedimentarias

marinas y representa un hundimiento topográfico que debió haberse rellenado parcialmente con importantes secuencias aluviales y fluviales.

La velocidad de ondas de corte V_s es uno de los parámetros más importantes para clasificar suelos y rocas, los ensayos geofísicos para su determinación son relativamente fáciles y los costos son menores comparados con los sondeos de perforación. Se han realizado muchos trabajos en México, sin embargo su aplicación no se ha extendido a la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Este trabajo presentó en el capítulo 3, la ecuación de regresión potencial $V_s = 57.66(N)^{0.43}$, que correlaciona la velocidad de ondas de corte (V_s) obtenida en varios sitios mediante la técnica de análisis espectral de ondas superficiales (SASW) y por el método convencional de auto correlación espacial (SPAC) en función del número de golpes (N) de la prueba de penetración estándar (SPT), realizados en más de 30 sondeos con profundidades de 10 m.

La correlación se realizó únicamente para una profundidad de 10 m., debido que a partir de esta profundidad, la velocidad de onda de corte es muy alta y no se puede obtener valores de la prueba de SPT con seguridad. Se observó que el efecto de sitio de la ciudad no solo depende del estrato arcilloso, ya que en algunos casos la presencia de rellenos y el estrato de lutitas, hacen que el periodo fundamental varíe entre 0.2 s. y 0.4 s. Es necesario mencionar que esta metodología es empírica, y ha sido de mucha ayuda para obtener velocidades de ondas de corte en varias partes del mundo, sin embargo, sería ambiguo utilizarlo para determinar las propiedades dinámicas de una zona en estudio, sin haber realizado la exploración y muestreo del suelo del sitio correspondiente; por esta razón se recomienda emplearla como un antecedente y apoyo para el diseño geotécnico y el diseño de mapas de riesgo sísmico de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

Se recomienda utilizar para las arcillas de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, la ecuación de regresión potencial mediante el método de mínimos cuadrados $V_s = 57.66(N)^{0.43}$, ya que tiene un coeficiente de correlación aceptable y al compararla con las ecuaciones de la literatura existe un margen de error relativo mínimo. Esto comprueba la precisión de la instrumentación y de la metodología que se usó en la prospección Geofísica y Geotécnica. La ecuación de regresión desarrollada en este trabajo, ofrece una alternativa viable a las mediciones de campo, para poder correlacionar el valor de las velocidades de ondas de corte V_s , mediante la ejecución de sondeos de penetración estándar (SPT).

Los resultados obtenidos son satisfactorios y son muy parecidos a la ecuación presentada por Maheswari, et al., Ohta y Goto y la Japan Road Association, como se muestra en la figura 5.1, donde se comparan los resultados de la literatura con los de este trabajo.

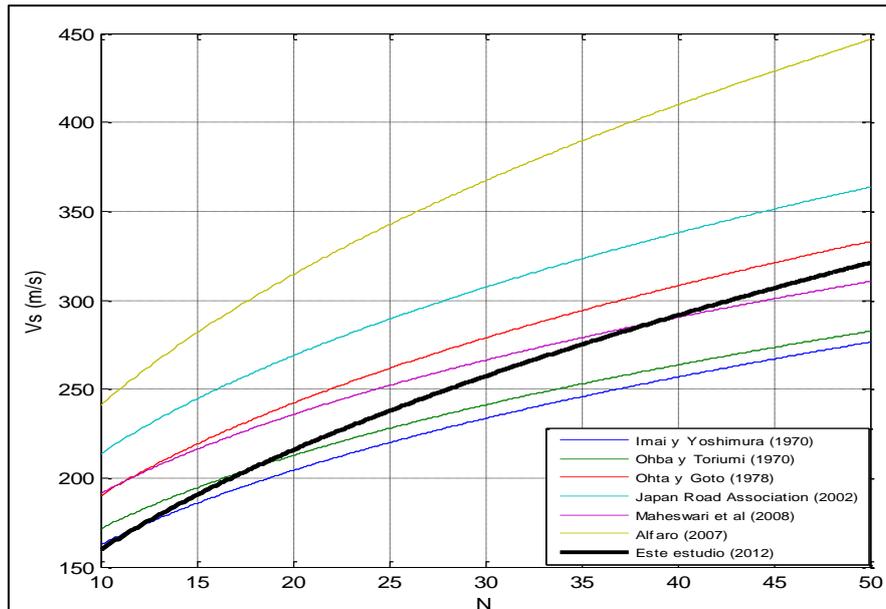


Fig. 5.1. Análisis comparativo de las ecuaciones de la Tabla 1 y la de este trabajo.

Se registró ruido ambiental en 78 sitios de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, los cuales fueron procesados mediante el Software Geopsy, para obtener la razón espectral y posteriormente le periodo dominante de la forma de vibrar del suelo de la zona en estudio. Las razones espectrales obtenidas fueron validadas mediante 4 técnicas (HVNR, HVSr, SSR y FFT), obteniendo el grafico de la figura 5.2.

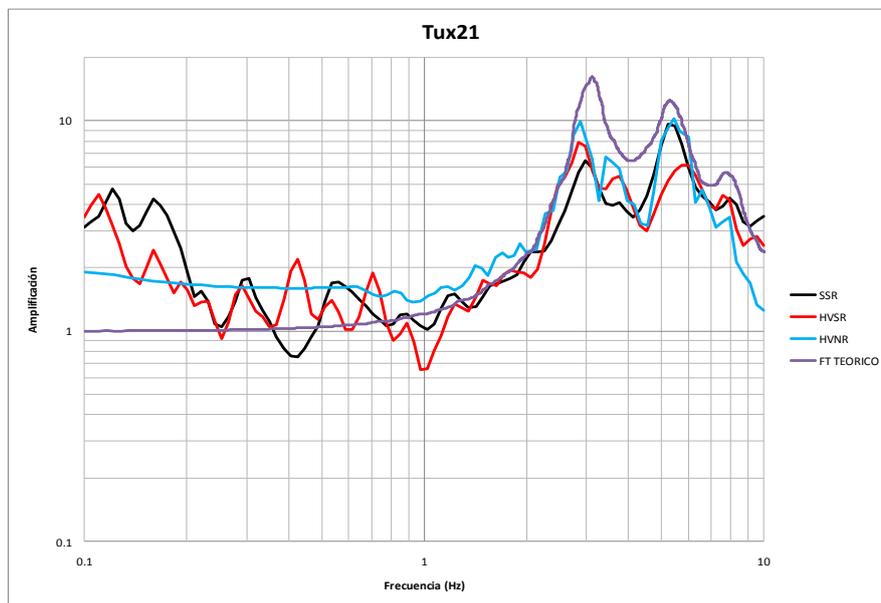


Fig. 5.2. Comparación de la función de transferencia teórica y razón espectral, mediante la aplicación del método de Nakamura HVSr (Geopsy), el algoritmo para promediar densidades espectrales de ventanas de sismogramas de registro de ruido con tres componentes HVNR (F. J. Sanchez Sesma, et al., 2010), la técnica SSR, utilizando el algoritmo DegtraA4 (Ordáz y Montoya, 2000) y el método de Haskell (1962).

La estación Tux21 se ubicó en el estacionamiento de la UNACH, en la parte Centro-Oriente de la Ciudad, sobre una loma compuesta por suelos arcillosos producto de la

erosión de la roca Lutita y boleos de roca Caliza, al cual le subyace capas de rocas Lutitas estratificadas y roca lutita sana. El efecto de sitio en esta zona se ve afectado por la estratigrafía anteriormente mencionada, así como por la inclinación de las capas de suelo y roca, producto de los derrumbes ocurridos hace miles de años. Por esta razón, a bajas frecuencias (0.1 Hz a 1 Hz) los modos de vibrar de la función de transferencia teórica y la razón espectral de la figura 3.20, ligeramente difieren en amplitud y frecuencia, particularmente si analizamos la técnica HVSR y SSR. Analizando la frecuencia en el ancho de banda de 1 Hz a 10 Hz, seguimos observando la ligera diferencia en las amplitudes, sin embargo, en altas frecuencias la función de transferencia teórica y la razón espectral, convergen en las frecuencias fundamentales de manera evidente. En conclusión, la similitud de las 4 funciones de transferencia es contundente, demostrando que las técnicas utilizadas para esta validación, se ajustan muy bien a las propiedades de los suelos superficiales, donde existe efecto de sitio en la ciudad de Tuxtla Gutiérrez.

Una vez teniendo los periodos fundamentales del suelo, se procedió a realizar las familias espectrales, que consistió en ordenar las razones espectrales de los sitios en donde se registró ruido ambiental, en base al periodo dominante, lo cual nos llevó a clasificar 3 familias que definen el mapa (Fig. 3.111) de curvas de isoperodos y de terrenos para fines de diseño sísmico.

En este mapa se presentan 3 zonas de clasificación de terrenos para fines de diseño sísmico. De color azul se presenta la zona estable que abarca parte del Norte Ote. Y Norte Pte., de la ciudad; esta región no presenta efecto de sitio, sin embargo en algunos afluentes se encuentran estratos de sedimentos con poca profundidad.

De color amarillo se presenta la zona con efecto de sitio que abarca la parte Centro Pte., Centro Ote., Sur Ote., Sur Pte., y parte del Norte Pte. de la ciudad; esta región presenta periodos de 0.1, 0.2, y 0.3s., como se aprecia en las curvas de isoperiodos. Cabe mencionar, que en esta zona, en la parte Norte Pte., encontramos periodos de 0.4 s., este modo de vibrar del suelo a diferencia de la zona de riesgo en donde también encontramos periodos de 0.4 s., se debe a que existe mayor espesor de sedimentos en donde la onda sísmica amplifica en frecuencia de 2.5 a 3 Hz, sin embargo, no se considera de riesgo debido a que en esta zona no existe injerencia de otros factores que puedan contribuir para determinarla como zona de riesgo, a diferencia de la zona sur, en donde existen laderas con pendientes considerables.

De color naranja se presenta la zona de riesgo. Esta zona forma parte de las lomas de Tuxtla Gutiérrez, las cuales presentan un fenómeno curioso, considerando la geología de la región y por ser zonas altas, se pensaba que no tenían efecto de sitio considerable, sin embargo, al registrar vibración ambiental, observamos que algunas lomas tienen dos modos de vibrar, según el análisis de la razón espectral correspondiente. Lo anterior se debe a la composición de los estratos que conforman estas lomas, debido a los derrumbes en la cual han ocurridos deslizamientos de taludes producto de eventos sísmicos, saturación y presión de poro en los suelos por

las constantes lluvias, el mal diseño de las estructuras, cimentaciones y procesos constructivos. Esta zona abarca la parte Sur Ote. Y Sur Pte. de la ciudad; esta región presenta periodos de 0.4 y 0.5 s., como se aprecia en las curvas de isoperiodos.

De color azul se presenta la zona estable. Esta zona se consideraron las frecuencias en el ancho de banda que comprende 0.1 Hz. a 1 Hz. Esta zona corresponde a la región alta de la ciudad (Norte y Sur), donde aflora la roca caliza. En estas zonas no existe efecto de sitio, debido a que la amplificación relativa de la onda sísmica es menor a 2.

Por último se generaron espectros de respuesta y mapas de aceleraciones para el sismo de intraplaca, ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. Este sismo se originó a una profundidad focal aproximada de 100 km de profundidad y una magnitud de $M_w = 7.2$. Este evento fue registrado por la estación acelerográfica RIXC de la Red Interuniversitaria de Instrumentación Sísmica (RIIS), ubicada en la Universidad Autónoma de Chiapas, (UNACH), aproximadamente a 53 km de la fuente, como se aprecia en la figura 4.3

En los espectros de respuesta se observa que las aceleraciones máximas en términos generales se encontraron en los periodos de 0.1, 0.2 y 0.3 s., con hasta 900 gales de aceleración, de acuerdo a la microzonificación esto corresponde a la zona con efecto de sitio. En la zona estable, para periodos de 0.0 s., las aceleraciones se encontraron desde 0 a 100 gales. En cambio en la zona de riesgo, para periodos de 0.4 y 0.5, las aceleraciones se encontraron desde 0 a 450 gales. Para periodos de 1.0 y 2.0, las aceleraciones se encontraron desde 0 hasta 250 gales.

Es necesario comentar que en la mayor parte del municipio se construyen casas convencionales de entre 1 y 2 pisos, lo cual es grave, debido a que para periodos de $T_0 = 0.2$ s., de acuerdo a la distribución de las pseudoaceleraciones, la zona más afectada es la del centro-poniente de la ciudad (Zona con efecto de sitio), con aceleraciones de hasta 900 gales. Esto se debe a que el sismo utilizado para generar los espectros de respuesta, contiene mucha energía en grandes frecuencias, sobre todo en 4, 5 y 6 Hz (0.1 s y 0.2 s.), por esta razón, en esta zona, las viviendas que se fatigan más con la llegada de sismos de esta estirpe, son las de 1 y 2 niveles.

Para la zona de riesgo, de acuerdo a la distribución de las pseudoaceleraciones, las estructuras más afectadas serian las de 3 y 4 niveles, sobre todo en la región sur-oriente de la ciudad.

Según la distribución de las pseudoaceleraciones, en la zona con efecto de sitio y la zona estable, se pueden construir edificios de 10 y 20 niveles, sin tener grandes riesgos ante un evento sísmico de esta magnitud, esto se debe a que ningún sitio en que se registró vibración ambiental, registró vibración en bajas frecuencias, ni grandes aceleraciones, como se aprecia en el mapa de aceleraciones para 1.0 y 2.0 s.

Conclusiones.

En esta Tesis se presenta la zonificación sísmica de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, mediante la evaluación de del peligro sísmico en la zona urbana, con base al empleo de cocientes espectrales para el análisis de sismos y microtemores con los que se estimó el periodo dominante y la amplificación relativa, que fueron fundamentales para obtener el parámetro de aceleración probable, en base a un escenario sísmico que fatigó las estructuras de la ciudad.

Además, se propone la distribución de periodos dominantes del suelo en la ciudad, los cuales se encuentran desde 0.0 a 5.0 s. en donde los periodos de 0.1, 0.2 y 0.3 corresponden a suelos sedimentarios, los periodos encontrados de 0.4 y 0.5, corresponden generalmente a las lomas de pendiente suave y las laderas que existen en la parte Sur de la ciudad. Los periodos de 0.0, corresponden a las regiones altas de (Norte y Sur), en donde aflora la roca. Los periodos de vibrar de las razones espectrales, se validaron por tres métodos empíricos y un método teórico (HVNR, HVSR, SSR y FFT).

Se crearon familias espectrales, tomando como principal criterio la clasificación de las razones espectrales de los sitios donde se registró vibración ambiental, de acuerdo a su amplificación relativa y su frecuencia fundamental. Conforme a lo anterior, se determinaron tres microzonas, que comprenden tres tipos de terreno. La zona estable abarca regiones con periodos dominantes del suelo de 0.0 s. La zona con efecto de sitio incluye sectores con periodos de 0.1, 0.2, y 0.3 s. Por último, la zona de riesgo contiene periodos de 0.4 y 0.5 s. Conforme a los datos anteriores se generó el mapa de curvas de isoperiodos y clasificación de terrenos para fines de diseño sísmico.

Por último se generaron mapas de intensidades sísmicas, que probablemente se presenten en la ciudad ante la ocurrencia de un sismo de $M_w=7.2$, como el ocurrido el 21 de Octubre de 1995, con epicentro en el Municipio de Villaflores, Chiapas. De acuerdo a la distribución de las pseudoaceleraciones, la zona más afectada es la del centro-poniente de la ciudad (Zona con efecto de sitio), con aceleraciones de hasta 900 gales, por esta razón, en esta zona, las viviendas que mas se fatigan con la llegada de sismos de esta estirpe, son las de 1 y 2 niveles. Para la zona de riesgo, de acuerdo a la distribución de las pseudoaceleraciones (300 gales), las estructuras más afectadas serian las de 3 y 4 niveles, sobre todo en la región sur-oriente de la ciudad.

En la zona con efecto de sitio y la zona estable, se pueden construir edificios de 10 y 20 niveles, sin tener grandes riesgos ante un evento sísmico de esta magnitud, debido a que para periodos de 1.0 y 2.0 s., se registró de 0 a 100 gales de aceleración

REFERENCIAS.

- Ohta, Y. y Goto, N. (1978). "Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristics soil indexes", *Earthq, Eng, Struc, Dyn* 6: 167 - 187.
- Japan Road Association. (2002). "Specifications for Highway Bridges", Part V, Seismic Design.
- Imai, T. (1977). "P and S wave velocities of the ground in Japan". *Proc. 9th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Tokio*, 2: 257 - 260.
- Yoshimura, Y. (1970). "Elastic Wave Velocity and Soil Properties in Soft Soil". *Tsuchi-to-Kiso*, 18, 1: 17 - 22.
- Aki, K., (1957). "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors", *Bull Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 35, 415-457.
- Alfaro, A. (2007). "Correlación entre el Valor N del Ensayo de Penetración Estándar y Velocidad de Ondas de Corte para Arcillas en Bogotá – Colombia", *Epsilon revista de las facultades de ingeniería, Universidad de La Salle, Bogotá, Colombia*, pp. 13-23.
- Flores E. H., Cinna L.A y Yussim G. S. (2004). "Estimación de velocidades de fase a partir del análisis de microtremores con el método SPAC", *Geos*, vol. 24, N°3 pp. 439-445.
- Lermo J. and Chávez-García F., (1994). "Are microtremors useful in site response evaluation ?", *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1350-1364.
- Lermo, J., (1990). "Estimación del periodo dominante del subsuelo en 18 sitios del Distrito Federal", *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos A.C., San Luis Potosí*.
- Figueroa, J., (1974). "Sismicidad en Chiapas", *Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*.
- González, R., Mora, J., Aguirre, J. y Piña, J., (2011). "Aplicación de la técnica SPAC en la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez", *Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, Aguascalientes*.
- Ordóñez, R., (2010). "Zonificación Geotécnica de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas", *Universidad Autónoma de Chiapas, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas*.
- Alonso, G., et al.,(1995). "Zonificación Sísmica de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez", *Facultad de Ingeniería de la UNACH, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas*.
- Ovando, E. y Romo, M., (1991). "Estimación de la velocidad de ondas S en la arcilla de la Ciudad de México con ensayos de cono", *Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.*
- Skempton, A., (1986). "Standart Penetration Test procedures and the effects in sands on overburden pressure, relative density, particle size, aging and overconsolidation". *Geotechnique*, v.36:3.
- Santoyo, E., (2010). "Exploración de suelos Métodos Directos e Indirectos, Muestreo y Pruebas de Campo". *Vigesima conferencia Nabor Carrillo, XXV Reunión Nacional de la Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica, Acapulco*.
- Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., and Rodríguez-Castellanos,

A., (2011). A theory for microtremor H/V Spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophysical Journal International* **186**, 221-225.

Arroyo, D., Ordaz, M., Ovando-Shelley, E., Guasch, J., Lermo, J., Pérez, C., Alcántara, L. (2011). Evaluation on the change in dominant periods in the lake-bed zone of Mexico City produced by ground subsidence.

ANEXOS.

ANEXO 1. Razones espectrales obtenidas de vibración ambiental (HVNR).

