



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**MICROZONIFICACIÓN Y ESCENARIOS
SÍSMICOS PARA LA CIUDAD DE APIZACO,
TLAXCALA**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

JOEL ANGULO CARRILLO

DIRECTOR DE TESIS

JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO

CIUDAD UNIVERSITARIA

ENERO 2013



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
OFICIO/FING/DICT/1223/2012

SR. JOEL ANGULO CARRILLO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento que la opción de titulación: **POR TESIS**, así como el tema y contenido propuestos por el **M.C. Javier F. Lermo Samaniego**, en calidad de **Director de Tesis**, han sido aprobados por el comité de titulación de la carrera de **Ingeniería Geofísica** y se muestran a continuación

MICROZONIFICACIÓN Y ESCENARIOS SÍSMICOS PARA LA CIUDAD DE APIZACO TLAXCALA

RESUMEN
INTRODUCCIÓN
I MARCO TEÓRICO
II MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA
III INTENSIDADES SÍSMICAS
IV DISCUSIÓN DE RESULTADOS
CONCLUSIONES
REFERENCIAS
ANEXOS

Por otra parte, le comunico que le ha sido asignado el siguiente jurado que tendrá como función básica, avalar su trabajo escrito y autorizar la réplica oral requerida para la obtención del título profesional, de acuerdo al Reglamento de Opciones de Titulación vigente.

PRESIDENTE: DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO
VOCAL: M.C. JAVIER F. LERMO SAMANIEGO
SECRETARIO: M.C. DAVID ESCOBEDO ZENIL
1ER. SUPLENTE: DR. FRANCISCO SÁNCHEZ SESMA
2DO. SUPLENTE: DR. DAVID NOVELO CASANOVA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de Administración Escolar, en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar del trabajo escrito, el título de este.

Asimismo, le recuerdo que para optar por el título profesional, es necesario haber acreditado el 100% de los créditos establecidos en el plan de estudios, haber realizado el Servicio Social de acuerdo con la Legislación Universitaria y haber aprobado el examen de comprensión de lectura de un idioma extranjero, en términos de lo dispuesto por el Consejo Técnico.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
CD. Universitaria, D. F. a 19 de Octubre de 2012.
El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería Geofísica


DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ

ccp Coordinador de la Carrera
ccp Interesado



DEDICATORIAS

A mis padres por el ejemplo de perseverancia y constancia, por su apoyo incondicional, sus consejos, valores, por la motivación que inyectan día a día para cumplir mis metas.

A mis Hermanos por su ejemplo y confianza, por las ganas que ponen para salir adelante y cumplir todas sus metas

A Monny por su amor, cariño, por caminar junto a mí en esta aventura

A los Abuelos por la confianza que depositaron para concluir mis estudios

A mis tíos por el ejemplo y buenos deseos, en especial a mi tío Andrés quien siempre está pendiente de mis estudios y todo lo que realizo.

A mis primos por su apoyo, consejos y por todos los ¡Goyas! que gritamos juntos

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería con los que crecí durante la carrera, compartiendo experiencias, vivencias, aprendizajes, apoyándome incondicionalmente dentro y fuera de la Universidad.

A mis amigos del CCH, que aun frecuento, y sé que les ha ido bien profesionalmente en el camino que ellos eligieron, y son un ejemplo para mí.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, la Facultad de Ingeniería y a cada uno de los profesores que participaron en mi formación profesional.

A mi director de tesis M.C. Javier F. Lermo Samaniego por darme la oportunidad de formar parte de la comunidad del Instituto de Ingeniería y en su equipo de trabajo, por compartir su conocimiento y experiencia.

A los integrantes del jurado: Dr. Francisco Sánchez Sesma, M.C. David Escobedo, Dr. Martín Cárdenas, Dr. David Novelo que compartieron su tiempo, sus conocimientos para enriquecer mi trabajo de tesis:

A mis amigos y compañeros de instituto de ingeniería; José Antonio, Luis y Jorge que me brindaron su apoyo, conocimientos y quienes me acompañaron en campo, formando parte de este proyecto.

Al Dr. Eduardo Ismael y al M.I. Daniel Vega por regalarme su amistad, confianza, apoyo compartiendo su experiencia y habilidades en esta área.

A mis amigos de Tlaxcala quienes nos abrieron las puertas de su casa y nos brindaron su apoyo para el desarrollo de este proyecto.

A las instituciones educativas, autoridades de Protección Civil, Presidencias de comunidad y a la gente del Municipio de Apizaco por su apoyo y contribución al permitir colocar los sismógrafos en sus instalaciones y hogares.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
INTRODUCCIÓN	3
I.1 Antecedentes	4
I.2 Objetivos y alcances.....	5
I.3 Desarrollo del Trabajo de Tesis	6
CAPÍTULO 1 MARCO TEÓRICO	7
1.1. Efecto de Sitio	7
1.2 Características principales para estimar el efecto de sitio	8
1.3 El efecto de sitio y la función de transferencia	11
1.3.1 Metodología para obtener la función de transferencia empírica a partir de registros sísmicos	12
1.3.1.2 Registro de movimientos débiles o moderados	13
1.3.1.3 Registro de microtemores	13
1.4 Espectros de respuesta.....	19
1.4.1 Escenario sísmico.....	21
1.4.2 Elección del parámetro de intensidad sísmica.....	21
1.5 Marco tectónico, geológico, geomorfológico e hidrología	22
1.5.1 Tectónica del estado de Tlaxcala.....	24
1.5.3 Sismicidad local	26
1.5.4 Identificación de zonas con efecto de sitio.....	30
1.5.5 Marco Geomorfológico	30
1.5.6 Hidrología.....	31
1.5.7 Marco Geológico.....	34
CAPÍTULO 2 MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA	40
2.1 Registro Sísmico	40
2.1.1 Equipo y distribución de puntos de medición	40
2.1.3 Registro de Microtemores.....	41
2.1.4 Red temporal Apizaco y el registro de sismos	41
2.2 Procesamiento de los registros sísmicos	43
2.2.1 Estimación del Cociente HVNR.....	43
2.2.2 Función de transferencia empírica a partir del registro de sismos	44

2.3	Análisis e Interpretación de las Frecuencias Fundamentales	48
2.3.1	Función de Transferencia Empírica a partir de Microtremores.....	48
2.3	Elementos de zonificación sísmica.....	52
2.4.1	Familias Espectrales	52
2.4.2	Mapa de isoperiodos.....	54
2.4.3	Clasificación de Terrenos	54
CAPÍTULO 3 INTENSIDADES SÍSMICAS		60
3.1	Parámetro de intensidad sísmica	61
3.2	Elección del escenario sísmico.....	61
3.3	Cálculo de las intensidades sísmicas	64
3.3.1	Acelerogramas sintéticos.....	64
3.3.2	Espectros de respuesta.....	67
3.4	Validación de los espectros de respuesta	70
3.5	Mapas de intensidades sísmicas	73
CAPÍTULO 4 DISCUSIÓN DE RESULTADOS		82
CONCLUSIONES.....		86
REFERENCIAS		88
ANEXO 1. Funciones de Transferencia Empírica		i
ANEXO2. Acelerogramas Sintéticos		10
Acelerogramas para el sismo del 15 de junio de 1999 que tuvo epicentro en Tehuacán, Puebla.		10
Acelerogramas para el sismo del 06 de abril de 1959 que tuvo epicentro entre los poblados de Cuapiaxtla, Tlaxcala y Lara Grajales, Puebla.		13

RESUMEN

De acuerdo con la zonificación sísmica del estado de Tlaxcala la ciudad de Apizaco se ubica en una región de alta sismicidad, esta zona urbana ha evolucionado a lo largo del tiempo en sus construcciones e infraestructura, crecimiento que se ha dado sin considerar estudios de peligro sísmico. Por consiguiente se propone la zonificación sísmica de esta ciudad realizando una clasificación de terrenos; identificando zonas donde se presente el efecto de sitio, estimando los periodos dominantes con la técnica de Nakamura y la formación de familias espectrales. De esta clasificación se estimaron las intensidades sísmicas con base en el parámetro de aceleración en cada uno de los sitios donde se obtuvo una función de transferencia empírica, la cual se escala con las amplitudes del acelerograma registrado en la estación de referencia y así obtener un acelerograma sintético en superficie, lo que dio paso a generar dos escenarios sísmicos deterministas extremos utilizando dos sismos con magnitudes considerables; el primero corresponde a un sismo intraplaca y el segundo es un sismo cortical, ambos escenarios se manifiestan en mapas para periodos estructurales de $T = 0$ [s] y $T = 0.2$ [s].

ABSTRACT

According to the seismic zoning of the state of Tlaxcala, Apizaco city is located in a highly seismic region, this urban area has evolved over time in its buildings and infrastructure, and there has been growth without considering hazard studies seismic. It is therefore proposed seismic zoning of the city made a classification of land, identifying areas where the effect of this site, estimating the dominant periods Nakamura technique and spectral family formation. This classification seismic intensities were estimated based on the parameter of acceleration at each of the sites was obtained empirical transfer function, which is scaled with accelerogram amplitudes recorded in the reference station and to obtain a accelerogram synthetic surface, which gave way to generate two ends deterministic seismic scenarios using two significant earthquakes with magnitudes: the first corresponds to an intraplate earthquake and the second is a cortical earthquake, both scenarios are manifested in maps for structural periods $T = 0$ [s] and $T = 0.2$ [s].

INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica en México, ha tenido un impacto importante en la sociedad, tanto en pérdidas humanas, como en pérdidas materiales. La tectónica del país, está regida principalmente por la interacción de las placas del Pacífico, Rivera y Cocos con la de Norteamérica motivo por el cual se concentra el mayor porcentaje de sismos en la costa del océano Pacífico. También se han presentado sismos con menor frecuencia asociados a fuentes secundarias, con epicentros dentro del continente, producto de la deformación interna de la placa subducida debajo del continente y a las deformaciones corticales existentes en la corteza terrestre.

A nivel mundial se ha reconocido la importancia de la mitigación del riesgo asociado a este tipo de movimientos del suelo. Una forma de estimar este riesgo, es realizando estudios de peligro sísmico, en los que se estime el nivel de intensidad sísmica que puede generarse en una región. Por otro lado, es importante conjuntar estos estudios con reglamentos, códigos y recomendaciones para el diseño de construcciones y obras de ingeniería de gran importancia.

Como parte de la evaluación del peligro sísmico, se tienen los estudios de zonificación sísmica para zonas urbanas, obteniendo parámetros que puedan formar parte de códigos de construcción, para diseñar edificaciones con estructuras más seguras sobre suelos sísmicamente inestables, ante la presencia del efecto de sitio.

La zonificación sísmica tiene como finalidad caracterizar y clasificar la respuesta dinámica del suelo y ello permite estimar aceleraciones, velocidades, desplazamientos y en general amplificaciones; tomando en consideración que el nivel de intensidad sísmica, varía ampliamente a distancias muy cortas y en áreas muy pequeñas, por lo tanto, el factor que en esencia produce el daño en las estructuras está ligado a el efecto de sitio.

El efecto de sitio, juega un papel muy importante en los estudios de peligro sísmico, ya que se somete directamente de las propiedades geológicas, topográficas y geotécnicas de los estratos más superficiales de la corteza terrestre. Así, el movimiento sísmico además del efecto de sitio depende en gran medida de la fuente sismogénica, de la magnitud, ubicación y la distancia del epicentro.

Para evaluar el efecto de sitio existen los métodos teóricos y empíricos. Los teóricos proporcionan y analizan un conjunto de parámetros para la estimación de las propiedades dinámicas del suelo, a partir de una descripción detallada de los estratos y de las fuentes sismogénicas, sin embargo, estos métodos son muy limitados debido a la complejidad de la descripción del medio y de las fuentes sísmicas. Los métodos empíricos se basan en el análisis de registros sísmicos en una región, de esta manera es posible determinar

frecuencias o periodos dominantes de vibración, amplificaciones, etcétera. La ventaja de utilizar métodos empíricos es que no se necesita tener, información detallada de los estratos del suelo, además que este método genera un bajo costo, no obstante, es necesario contar una gran densidad de registros sísmicos (sismos y microtemores) y con instrumentación para tal fin.

El efecto de sitio se evalúa, a partir del método de Nakamura (1989), también conocida como el cociente espectral de las componentes horizontales (H), con respecto a la componente vertical (V), para microtemores (HVNR) y para sismos (HVSR), de acuerdo con Lermo y Chávez-García (1994). Otro método utilizado, es razón espectral estándar (“SSR”), que consiste en el cociente espectral de las componentes horizontales del registro de un sismo obtenida de una estación base ubicada en roca y otra en superficie (suelo blando), ambas técnicas son estimadores adecuados de la amplificación de las ondas sísmicas, sin embargo el método SSR presenta algunas limitaciones que se describen en el capítulo 2.

I.1 Antecedentes

Se han desarrollado algunos estudios que han aportado información importante para llevar a cabo esta investigación, el primero es el realizado por Mooser et al., (1996) en el proponen mapas geológicos de la cuenca de México en donde describen la columna estratigráfica de la parte sur del país y lo que hay que resaltar de estos estudios es que consideran al estado de Tlaxcala, englobando a la ciudad de Apizaco.

Martínez et al., (IMTA 2007) presentan un trabajo titulado “Estudio Hidrogeológico de la porción alta del acuífero Alto Atoyac Apizaco, Tlaxcala” en este estudio los autores presentan modelos del subsuelo por medio de sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM), que son un aporte en la relación con los depósitos aluviales y el fenómeno del efecto de sitio, además que también es de importancia para la descripción de la estratigráfica de la región

Lermo y Bernal (2006), publican en el Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, un artículo que tiene como título “Zonificación Sísmica del Estado de Tlaxcala”, en el que proponen tres zonas sísmicas a partir de la caracterización de la sismicidad del estado, para ello se estableció una base de datos de 45 sismos registrados entre 1984 a 2004, todos de magnitudes $M_d \leq 4.0$. Los registros fueron obtenidos por las redes del sistema de Información Sismotelemétrica de México (SISMEX), el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y la Red Sísmica del Valle de México (RSVM), teniendo SISMEX el mayor número de estaciones sísmicas y es la que mayor cobertura tiene sobre el estado de Tlaxcala.

De acuerdo a la distribución y la localización de los sismos fue posible realizar la zonificación que consta de tres zonas; Zona I de alta sismicidad, esta comprende la región

central y sur del estado. Esta zona concentra mayor densidad poblacional por lo que el riesgo aumenta considerablemente; zona II de media sismicidad, ubicada al N-O del estado, abarcando una zona de menor tamaño; zona III de baja sismicidad que se caracteriza por no tener hasta el momento evidencia de sismicidad. Sin embargo, este trabajo no representa completamente el potencial sísmico del estado de Tlaxcala.

A partir de la zonificación sísmica del estado de Tlaxcala surge la necesidad de realizar trabajos a detalle de los municipios con mayor densidad poblacional. Por esta razón Bernal (2006) desarrolló la zonificación del municipio de Tlaxcala, evaluando el efecto de sitio, proponiendo mapas de isoperiodos y de clasificación de terrenos.

I.2 Objetivos y alcances

La importancia de realizar los estudios de peligro sísmico en la ciudad de Apizaco, Tlaxcala se debe a la carencia de reglamentos de diseño de carácter preventivo para las construcciones futuras y existentes. Otro factor importante es la densidad poblacional establecida, actualmente es uno de los municipios con mayor número de habitantes según el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2005), además que es una de las ciudades más importantes económicamente hablando, para el estado de Tlaxcala.

El objetivo de este trabajo es, proponer un método de zonificación sísmica para áreas urbanas (de manera particular en la ciudad de Apizaco), clasificando los tipos de terreno con base en la estimación del efecto de sitio, asimismo se estimaran las intensidades sísmicas con el parámetro de aceleración que puedan presentarse para dos escenarios sísmicos determinísticos extremos.

Los resultados se plasman en mapas donde se muestra la delimitación de las zonas halladas con base en la distribución de los periodos dominantes, amplificación relativa y las familias espectrales que servirán como propuesta y precursor de los códigos para diseño sísmico y también como de carácter preventivo al saber dónde es posible que se presenten las aceleraciones máximas.

Las etapas de zonificación e intensidades sísmicas en este proyecto son:

- Revisión y recolección de información: geológica, geomorfológica y tectónica del estado de Tlaxcala, así como también, información acerca de técnicas de hidrología e hidráulica, para contribuir al desarrollo de las campañas de los registros sísmicos, con el fin de identificar las microzonas de manera preliminar.
- Monitoreo sísmico que consiste en el registro de sismos y microtemores, con una distribución óptima de los puntos de interés sobre el área urbana, proponiendo una

gran cantidad de sitios en zonas bajas y una red temporal para el registro de movimientos fuertes.

- Emplear técnicas para evaluar la respuesta de sitio, a partir del registro de sismos y microtemores, un aspecto importante es validar estos métodos comparando resultados con otras técnicas que cumplan con características diferentes y sea posible llegar a un mismo resultado.
- Definir las zonas a partir del criterio de las familias espectrales, clasificando las funciones de transferencia empírica, de acuerdo a su forma espectral y a la frecuencia predominante.
- Elaboración de mapas a partir de los parámetros obtenidos por el análisis de los registros sísmicos, estos son: 1) clasificación de suelos para diseño sísmico y 2) mapa de isoperiodos.
- Estimar las intensidades sísmicas para un escenario determinista, seleccionando un evento sísmico de magnitud considerable para las zonas sismogénicas de mayor peligro para el área de estudio, considerando la ubicación del epicentro lo más cercano a esta.

I.3 Desarrollo del Trabajo de Tesis

En el capítulo 1 se presenta en principio el marco teórico, en él que se define que es el efecto de sitio, así como también, la importancia de evaluarlo como punto de partida para llegar a la zonificación sísmica, en la que se engloba la descripción de las técnicas, para la estimación de la respuesta de sitio, además se mencionan los fundamentos para la estimación de las intensidades sísmicas, tomando como medida principal la aceleración máxima probable que se puede presentar en una región.

El capítulo 2 integra los estudios geológicos, geomorfológicos y tectónicos de la zona de estudio y los criterios formados para llevar a cabo la zonificación sísmica de la zona urbana de Apizaco. A partir de este análisis se podrá realizar la logística de campo logrando una mayor optimización en la distribución de los puntos de registro sísmico.

Capítulo 3. Se estiman las intensidades sísmicas que se pudieran presentar debido a un evento sísmico que presente mayor peligro por la cercanía de la fuente, así como su magnitud dentro del estado de Tlaxcala, considerando dos escenarios. Cada escenario sísmico muestra la distribución de los valores de aceleración para un periodo de vibración estructural en particular, asociando un grado de libertad a un piso de una construcción.

En el capítulo 4 se discuten los resultados obtenidos a raíz del análisis y procesamiento de los registros sísmicos y la estimación de las intensidades sísmicas.

Por último se presentan las conclusiones, recomendaciones y comentarios finales de este trabajo de tesis.

CAPÍTULO 1

MARCO TEÓRICO

1.1. Efecto de Sitio

El efecto de sitio es un concepto importante en la determinación de la intensidad del movimiento sísmico y fue reconocido desde principios de la sismología y documentado por los japoneses en el siglo XVIII después de la ocurrencia movimiento sísmico.

Los daños que se producen ante la ocurrencia de un terremoto sobre las estructuras, está influido por la respuesta del terreno. A esto se le conoce como *Efecto de Sitio* y se define como la amplificación de las ondas sísmicas ante las condiciones geológicas y topográficas de los estratos más superficiales de la corteza terrestre.

La presencia de terrenos que geotécnicamente se denominan blandos, generalmente someros, ocasionan daños considerables en las estructuras ante la ocurrencia de un terremoto, condicionando la amplificación de las ondas sísmicas en un determinado periodo de vibración, al coincidir con el periodo de vibración de las estructuras. La magnitud de esa amplificación está controlada por las propiedades dinámicas del suelo, también por el espesor de la capa y las propiedades mecánicas del sustrato rocoso.

De una manera más esquemática, se puede describir que cuando ocurre un evento sísmico de magnitud importante, la energía se atenúa con respecto a la distancia y con el tiempo, sin embargo, 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 de cuerpo y de las ondas superficiales. Un ejemplo de ello se observa al comparar el movimiento de una roca dura, el cual es constante en un rango de frecuencia, con el movimiento de un suelo blando a las mismas frecuencias, el movimiento se amplifica de manera muy relevante con respecto a la roca. Esto produce un prolongamiento en el periodo de vibración modificando su contenido de frecuencia (Figura 1.1).

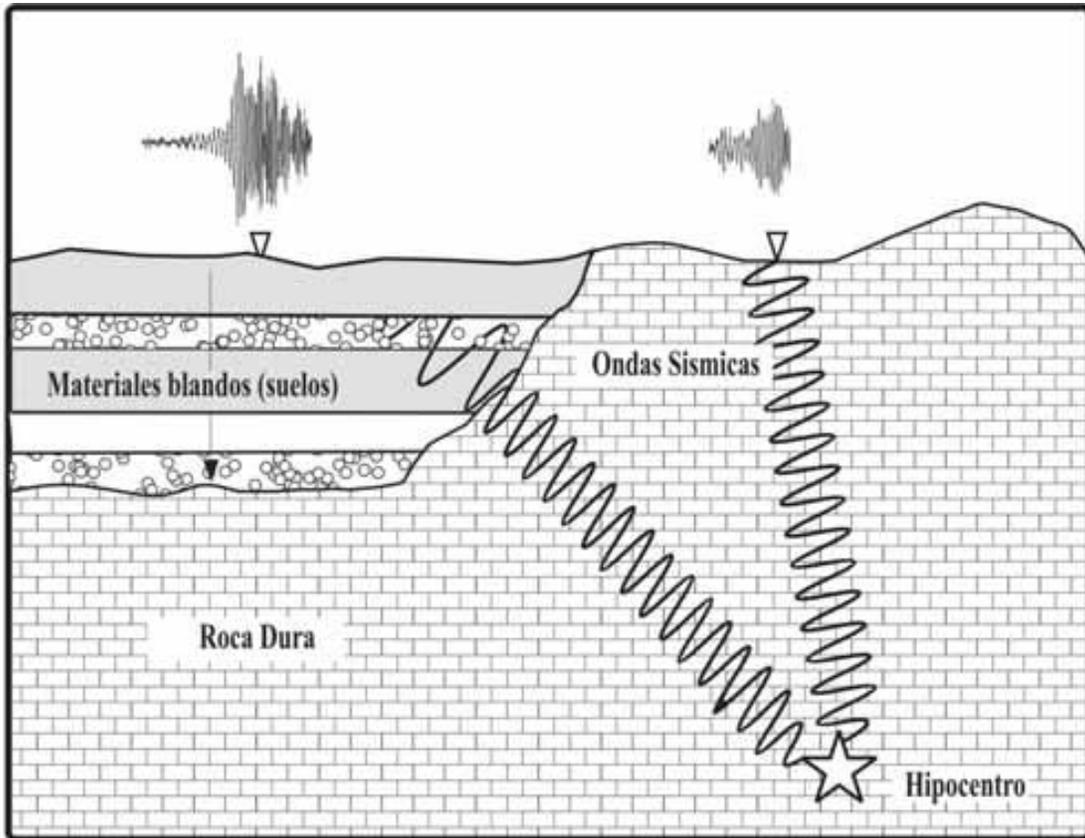


Figura 1.1 En la imagen se muestra el concepto de efecto de sitio, por un lado una señal que muestra que la roca presenta menor amplitud y por lo tanto el efecto de sitio es menor o nulo, la señal del lado izquierdo se observa una mayor amplitud en la señal por lo tanto indica que hay un prolongamiento en el periodo de vibración y el efecto de sitio será mayor.

1.2 Características principales para estimar el efecto de sitio

La amplificación del movimiento del suelo es un parámetro importante para la caracterización del efecto de sitio, es en gran medida, el responsable del daño extenso en áreas constituidas por depósitos de suelos blandos y poco consolidados.

Existen dos elementos que contribuyen al efecto de amplificación de la señal en el suelo: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica.

La **amplificación geométrica** corresponde a los efectos del contraste de las impedancias del medio.

$$I_c = \frac{\rho_b V_b}{\rho_s V_s} \quad \text{para } V_b > V_s \text{ --- 1.1}$$

Donde b es el substrato rocoso, s corresponde a los depósitos estratigráficos, ρ es la

densidad y V es la velocidad de las ondas sísmicas.

El contraste de impedancia es mayor cuando se tienen unidades estratigráficas recientes y poco consolidadas de gran tamaño. La velocidad de las ondas sísmicas S en el subsuelo decrece particularmente cuando el depósito sedimentario se encuentra sobre el lecho rocoso aumentando así el contraste de impedancias. Los depósitos sedimentarios se consideran filtros de energía de alta frecuencia (periodos cortos), afectando a estructuras de gran tamaño como edificios y puentes, sin embargo, la amplificación de las altas frecuencias puede causar daños potenciales en estructuras que presentan frecuencias naturales bajas como estructuras de poco tamaño.

La **amplificación dinámica** a este término se le conoce como efecto de resonancia. Este concepto considera la frecuencia de las ondas sísmicas y la frecuencia natural del suelo, este concepto se describe en la ecuación 1.2:

$$f = \frac{V_s}{4H} \text{ --- 1.2}$$

Para demostrar esto es posible apoyarse en el método teórico de Haskell (1962) el cual tiene como base la teoría unidimensional de propagación de ondas en medios estratificados. La teoría parte de la hipótesis de que el suelo se comporta de manera lineal para cualquier nivel de excitación, asimismo se compone de estratos horizontales, lateralmente infinitos, por lo que, se descartan los efectos de irregularidad lateral. Finalmente se considera que los estratos sobreyacen sobre un semiespacio homogéneo.

Si a esta hipótesis se suma la incidencia vertical de las ondas S polarizadas horizontalmente y se simplifica el modelo estratigráfico real en un sólo estrato infinitamente lateral, sin perder sus características principales, el periodo dominante y la velocidad de la onda de corte S . Figura 1.2 (Montecillo R. 1996, Limaymanta 2009).

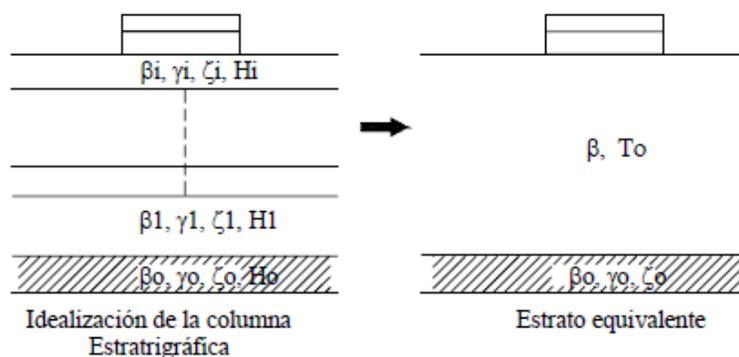


Figura 1.2 Modelo estratificado idealizado y modelo simplificado, estrato equivalente

La figura representa el perfil estratigráfico, el primero describe el medio real o idealizado

de la estratigrafía y cada estrato se caracteriza por los parámetros, β_i , velocidad de cortante S; densidad del material γ_i , amortiguamiento del material ζ_i , y el espesor del estrato H_i . Por otro lado, realiza un estrato equivalente al idealizado con parámetros β , velocidad de onda cortante S y T_0 periodo predominante de vibración del medio. El semiespacio se caracteriza por los mismos parámetros ($\beta_0, \gamma_0, \zeta_0$).

El tiempo de viaje del i-ésimo estrato es $\frac{H_i}{\beta_i}$, y el tiempo total de viaje T, para llegar a la superficie es:

$$T = \sum \frac{H_i}{\beta_i} \quad \text{--- --- --- 1.3}$$

Si tomamos el perfil estratigráfico formado por un sólo estrato de espesor H, donde $H = \sum H_i$, entonces la velocidad necesaria para que las ondas tengan el mismo tiempo de viaje es:

$$\beta = \frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}} \quad \text{--- --- --- 1.4}$$

La ecuación 1.4 se conoce como la velocidad media del estrato idealizado de la figura 1.2. De la solución de la ecuación de onda para incidencia vertical, el periodo predominante de vibración del medio T_0 es:

$$T_0 = \frac{4 H}{\beta} \quad \text{--- --- --- 1.5}$$

Si se sustituye la ecuación (1.4) en la ecuación 1.5 se tiene:

$$T_0 = \frac{4 H}{\frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}}} \quad \text{--- --- --- 1.6}$$

Si se sabe que $H = \sum H_i$ y se sustituye en la ecuación 1.6 se obtiene:

$$T_0 = \frac{4 \sum H_i}{\frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}}} = 4 \sum \frac{H_i}{\beta_i} \quad \text{--- --- --- 1.7}$$

La ecuación 1.7 muestra que el medio estratificado idealizado (Figura 1.2) se puede sustituir por un estrato equivalente, si se conservan los parámetros. β_i y T_0 . Ecuaciones 1.4 y 1.7.

De lo anterior se obtiene que si T_0 es un parámetro que caracteriza al medio, por lo tanto, es posible evaluar el efecto de sitio estimando su valor. Otro parámetro importante que se asocia al efecto de sitio es estimar el valor de la amplitud relativa de sitio (A_r) asociada a T_0 . En conjunto esto se define como la máxima amplificación al movimiento de las partículas de un suelo blando con respecto a las del semiespacio.

1.3 El efecto de sitio y la función de transferencia

La función de transferencia es una forma de describir un sistema mediante una función análoga a un modelo matemático que a través de un cociente, relaciona la señal de salida con la señal de entrada o a una excitación exterior Figura 1.3. Este modelo matemático comprende de los siguientes componentes:

Función de entrada (excitación del suelo) $S(t)$

Función de transferencia (esta es dependiente de los aspectos geológicos y los modelos matemáticos que lo describen) $G(t)$

Función de salida (respuesta dinámica del suelo) $U(t)$

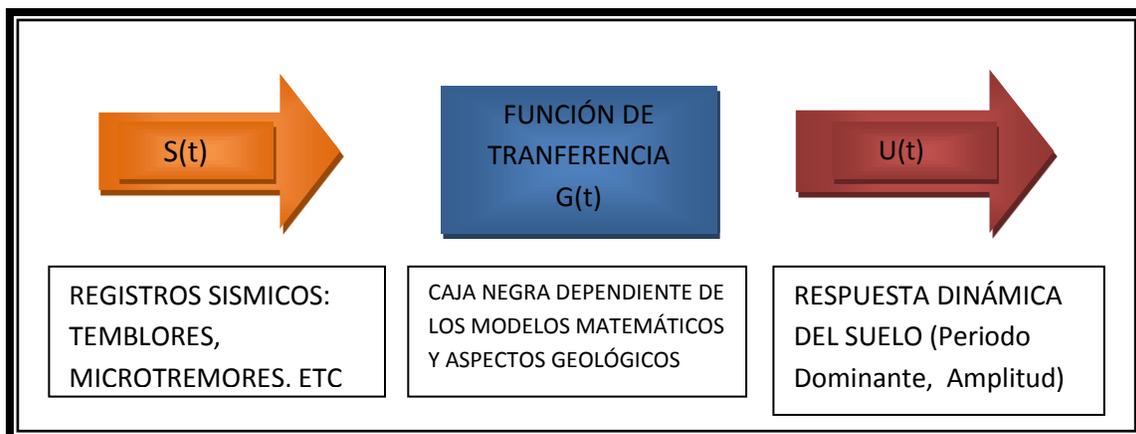


Figura 1.3. Esquema donde se describe la función de transferencia, así como sus componentes principales para obtener la respuesta dinámica del sitio.

La función de entrada corresponde a la propagación de las ondas sísmicas sobre el basamento rocoso y en superficie ante la existencia de suelo blando o no consolidado. Las propiedades geológicas están en función de la impedancia acústica y se cuantifican a partir del modelo matemático, este sistema puede resolverse con distintos métodos que se describirán más adelante.

La función de salida corresponde a la respuesta del sistema, es decir, corresponde a la estimación de las características dinámicas del suelo en función de sus propiedades

dinámicas de los materiales de que está compuesto el suelo. Con esta función es posible estimar el periodo dominante (T_0) y la amplificación relativa de esta relación.

Existen diversos métodos para estimar el efecto de sitio, estos métodos se dividen en dos grandes grupos; métodos teóricos y métodos empíricos.

Los Métodos teóricos consisten en el análisis de modelos matemáticos de propagación de onda, uno de ellos es el método de Haskell, que tiene como base la teoría de propagación unidimensional de ondas, con este método, es posible obtener la función de transferencia en superficie de un medio estratificado (Limaymanta 2009).

Evaluar la respuesta de sitio con métodos teóricos es imprescindible e indispensable contar con información detallada de datos geofísicos, geológicos y geotécnicos. Sin embargo, la confiabilidad de estos datos depende del nivel de detalle, de la complejidad de las estructuras geológicas y las propiedades mecánicas del suelo, hasta cierto punto, esto puede ser una desventaja en la aplicación para evaluar la respuesta de sitio.

Los métodos empíricos se basan en la instrumentación para registro sísmico (sensores de velocidad y aceleración), estos se distribuyen en redes temporales o arreglos a lo largo y ancho de la zona de estudio. Para determinar el periodo dominante o frecuencia fundamental, se utilizan los registros de movimientos sísmicos fuertes, movimientos sísmicos débiles y moderados, así como también, registro de microtemores.

Finalmente los resultados obtenidos por los métodos empíricos pueden complementarse con los métodos teóricos basados en la propagación de ondas, es decir, los resultados de ambos métodos, dan paso a estimar un modelo estratigráfico con un alto grado de confiabilidad.

1.3.1 Metodología para obtener la función de transferencia empírica a partir de registros sísmicos

Este tipo de registro es uno de los más valiosos en la evaluación del efecto de sitio, lo interesante de utilizar sismos fuertes es que incluyen, efectos no lineales y amplios contenidos de frecuencia. A pesar que los sismos fuertes presentan estas ventajas, han sido pocas las oportunidades de realizar microzonificaciones de ciudades, debido a la falta de instrumentación (Oliveira et al, 2006), lo ideal para realizar un proyecto de esta magnitud es tener una gran densidad de instrumentos distribuidos en lugares donde la sismicidad es elevada. La ciudad de México por ejemplo no fue posible realizar su zonificación (Lermo y Chávez-García 1993) debido a que muchos de los acelerógrafos fueron colocados después del sismo de Michoacán de 1985.

Actualmente la Ciudad de México ha sido la que tiene mayor número de instrumentos y algunas otras ciudades de sismicidad importante tienen entre 1 y 10, otras ciudades de sismicidad importante, no tienen ninguno, Consecuentemente, en muchos de los casos los registros no son suficientes para construir curvas a detalle de isoperiodos y mapas de microzonificación (Vega, 2004), sin embargo, hay otras alternativas para estimar el efecto de sitio con el método empírico, con mayor calidad en sus datos y sus resultados; este consiste en el registro de movimientos débiles, moderados y registros de microtemores.

1.3.1.2 Registro de movimientos débiles o moderados

El registro de movimientos débiles o moderados consiste en colocar una red temporal distribuida de manera que se debe cubrir con una malla con dimensiones similares a la de la ciudad o entidad de interés. Las técnicas para calcular la función de transferencia son la Razón espectral estándar y la razón espectral del cociente (H/V), técnica de Nakamura para sismos que se mencionaran en el siguiente apartado.

Algunos investigadores han encontrado y demostrado que existe buena correlación del factor de amplificación de un sitio tanto para registros de movimientos débiles o moderados y registros de movimientos fuertes. De igual manera que con los sismos fuertes la desventaja de registrar sismos simultáneos en las estaciones de referencia, además, hay ocasiones donde no se pueden registrar sismos simultáneamente, debido a que los instrumentos se colocan por periodos cortos (Oliveira et al, 2006).

Una técnica muy importante para evaluar la respuesta de sitio es la de Nakamura (HVNR) ya que se ha visto en algunas publicaciones se han obtenido resultados satisfactorios al aplicarla, tanto a sismos fuertes, como a sismos débiles o moderados.

1.3.1.3 Registro de microtemores

La corteza terrestre está en constante movimiento y se debe principalmente a la propagación de ondas sísmicas en varias direcciones, (sin considerar a los temblores), es decir que estas vibraciones de la tierra son un conjunto de ondas de cuerpo y ondas superficiales que viajan a través de las estructuras geológicas (Okada 2004), consiguientemente, proveen información sobre la fuente, propagación y estructura del suelo. A estas vibraciones se les denomina microsismos, vibración ambiental, ruido de fondo, microtempidaciones o microtemores, por lo tanto, podemos definir que los microtemores son vibraciones débiles inducidas en la tierra por fuentes naturales o artificiales.

Los microtemores se empezaron a estudiar desde el siglo pasado para caracterizar el suelo y estructuras. Los japoneses fueron líderes de estas técnicas en los años 50's discutiendo su origen, así como también su utilización para el estudio de las propiedades dinámicas del suelo (Yauri 2006). El estudio de esta metodología ha permitido integrarlos en estudios geotécnicos y principalmente permiten la estimación el efecto de sitio y del periodo dominante así como para estudios de microzonificación.

1.3.1.4 Razón espectral relativa a un punto de referencia (Razón Espectral Estándar “SSR”) con registros de sismos

Técnica introducida por Borchert en 1970, se le conoce comúnmente como razón espectral estándar. Consiste en realizar el cociente de las componentes horizontales en el dominio de Fourier con el objetivo de determinar la respuesta dinámica del suelo en el sitio de interés; donde el numerador es el espectro de amplitud de Fourier de la estación en el sitio de interés y el denominador es el espectro de amplitud de Fourier de un sitio de referencia.

Lo Ideal es que la estación de registro sísmico de referencia se ubique en la formación del basamento rocoso, sin embargo, esto no es práctico ya que resultaría muy costoso, debido a la profundidad a la que se encuentra. Por lo tanto, se debe tener mucho cuidado al determinar el sitio que servirá de referencia en superficie y sus características deben cumplir para que el nivel de amplificación sea mínimo, es decir, es importante seleccionar un terreno rocoso, con el fin de que el registro sea muy cercano a un registro en roca y disminuir el error en la interpretación de los resultados.

La técnica describe que el registro sísmico en el dominio de la frecuencia, es decir, el espectro de amplitud de Fourier del movimiento del terreno el j-ésimo evento registrado en el i-ésimo sitio [Aij(f)] es igual al producto de la fuente [Oj(f)] por la trayectoria [Pij(f)] y el efecto de sitio [Si(f)].

$$A_{ij} = O_j(f)P_{ij}(f)S_i(f) \text{ --- 1.8}$$

Esta ecuación debe cumplir con dos condiciones importantes: 1) La respuesta de sitio de referencia r (i=r) debe ser insignificante, Sr (f) = 0, y 2) El efecto de trayectoria es similar para todas las estaciones. Por otro lado, si la distancia entre las estaciones es pequeña en comparación con la distancia epicentral, entonces el efecto de sitio en una estación de interés se expresa como:

$$S_j^r = \frac{1}{j} \sum_{j=1}^n A_{ij}(f)/A_{rj}(f) \text{ --- 1.9}$$

La condición primordial de la estación de referencia como ya se había mencionado

anteriormente, es que sea sobre un afloramiento rocoso o firme y la velocidad de corte sea alrededor de 700 [m/s]. Esto se puede observar si la amplitud de la respuesta dinámica del suelo es menor que 2 veces la amplitud para una determinada frecuencia se concluye que no tiene efecto de sitio (Limaymanta, 2006), sin embargo, no es indicador de la velocidad para ello se tienen que implementar otras técnicas como refracción, SPAC, etc.

La utilización de este método es una buena opción para realizar una microzonificación, no obstante, presenta ciertas desventajas: 1) El registro de movimientos fuertes o sismos con magnitud mayor o igual 6.5 ocurren cada 4 años y mayores o iguales a 7.5 son esperados cada 10 años, es decir, no son frecuentes en México, según las estadísticas del SSN; 2) Al registrar eventos simultáneos, una de las estaciones puede fallar al paso de un evento, 3) No contar con una densidad adecuada de instrumentos para generar los mapas de isoperiodos y de microzonificación.

Sin embargo, este tipo de registros simultáneos pueden validar la estimación del efecto de sitio obtenidas por otras técnicas.

1.3.1.5 Técnica de Nakamura aplicada a sismos HVSR

La razón espectral (H/V) fue utilizada por Nakamura en 1989, por ello se le conoce como técnica de Nakamura, aunque, también es conocida como HVNR la técnica fue desarrollada en contexto de los microtemores, sin embargo, también es utilizada para movimientos fuertes HVSR, Lermo y Chávez-García, (1993) fueron los primeros en implementar esta técnica a movimientos fuertes para evaluar la respuesta de sitio. La técnica es utilizada con la hipótesis de que solo la componente horizontal es influenciada por la geología local, entonces la técnica consiste en realizar el cociente del espectro de Fourier de las componentes horizontales entre el espectro de Fourier de la componente vertical (H/V), la parte que hay que considerar es la fase intensa, es decir, el arribo de la onda S.

Al igual que la técnica estándar, esta técnica sugiere una geología simple, no obstante, no se tiene el problema de contar con registros simultáneos. Una ventaja que tiene esta técnica es que puede ser aplicada a sismos fuertes y débiles o moderados permite una mejor estimación de la amplificación relativa en comparación con la aplicada a microtemores. Una desventaja observada en muchos casos, es que presenta solo el efecto de sitio para el primer modo de vibrar y su amplitud relativa es menor a la amplitud arrojada por el método “SSR”.

1.3.2.6 Fuentes y características principales de los microtremores

Los microtremores se localizan en el intervalo de frecuencias entre 0.01 a 30 Hz, sin embargo, en la exploración geofísica solo enfoca su interés en el intervalo de 0.1 a 10 Hz. Los que tienen como origen la actividad humana son denominados por periodos cortos, menores a un segundo o mayores a 1 Hz en el dominio de las frecuencias. Por otro lado, los microtremores que tienen origen en los fenómenos naturales tales como el clima (el viento, variaciones atmosféricas), actividad volcánica y condiciones oceánicas, comprenden un periodo dominante mayor a 1 segundo o menores a 1 Hz (bajas frecuencias) Figura 1.4.

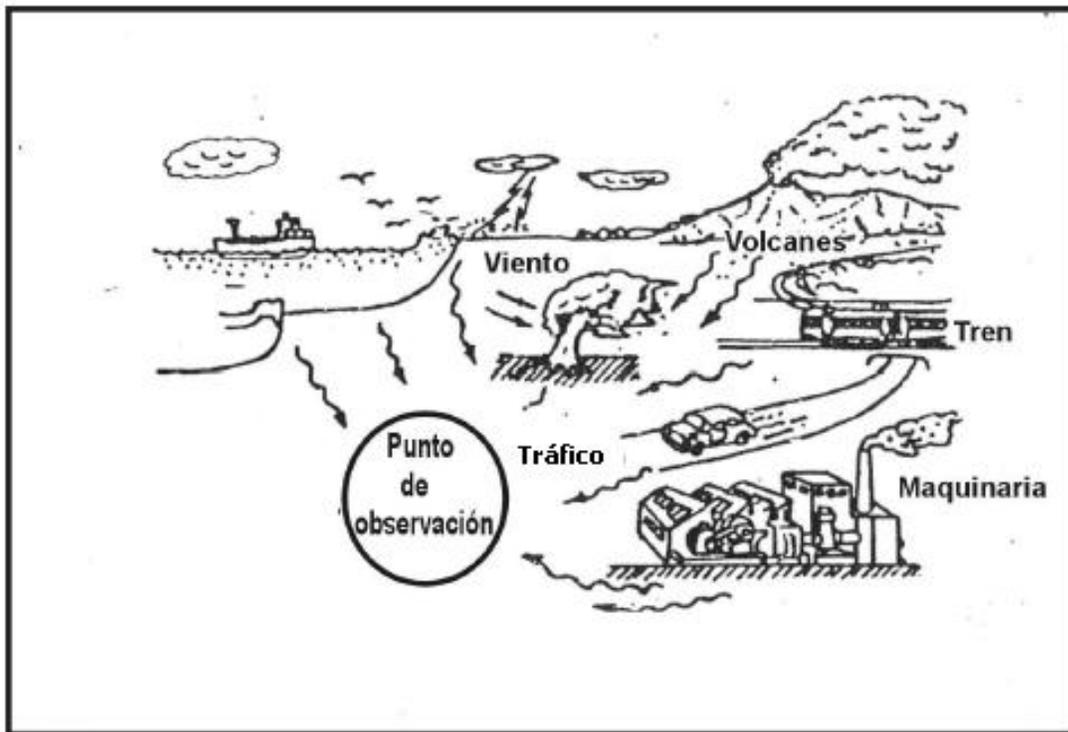


Figura 1.4 En la figura se observan las principales fuentes que generan los microtremores, por un lado las fuentes naturales tales como el viento, volcanes, efectos atmosféricos y por otro las fuentes artificiales como la industria, el tren, el tránsito vehicular, etcétera.

Las características que rigen a los microtremores se presentan a continuación:

- Los microtremores presentan variación diurna, las amplitudes de los registros obtenidos durante el día se alteran entre 2 y 10 veces más que aquellos que se registran en la noche, es decir, que son dependientes de la hora del día en que se realiza su medición, además de la fuente que los genera.
- La amplitud de los microtremores generalmente son muy pequeñas y los desplazamientos del suelo son en el orden de 10^{-4} a 10^{-2} [mm], muy por debajo del sentir humano (Okada 2004).

- El análisis de los microtremores se enfoca básicamente en el contenido de las ondas superficiales de Rayleigh (Yauri 2006). El ancho de banda de la exploración geofísica, es el rango en el cual parte de la energía se transmite como ondas de Rayleigh, por lo tanto, es posible estimar sus modos y velocidades de propagación mediante arreglos instrumentales, de esta manera, es viable caracterizar las estructuras geológicas.
- Los periodos no varían con respecto el tiempo, el periodo depende de las propiedades dinámicas del suelo, y por consiguiente, pueden correlacionarse con las condiciones geológicas y geomorfológicas. Por ejemplo, los periodos menores a 0.2 segundos se asocian a suelos firmes, mientras que los periodos mayores a 0.2 segundos son típicos de depósitos más blandos.

1.3.2.7 Técnica de Nakamura HVNR

Esta técnica propuesta por Nakamura en 1989, se basa en que el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical del registro de microtremores. Nakamura parte de la hipótesis de que los microtremores principalmente son registros de ondas de Rayleigh.

A demás de la hipótesis mencionada también supone un medio estratificado de suelo blando que sobreyace a un espacio de suelo firme (o roca) Figura 1.2. Bajo estas condiciones y trabajando en el dominio de las frecuencias, cuatro son los espectros que se involucran en el problema.

- V_s , H_s , espectros de Fourier de las componentes vertical y horizontal del movimiento en la superficie.

- V_b , H_b , espectros de Fourier de las componentes vertical y horizontal del movimiento en el sustrato.

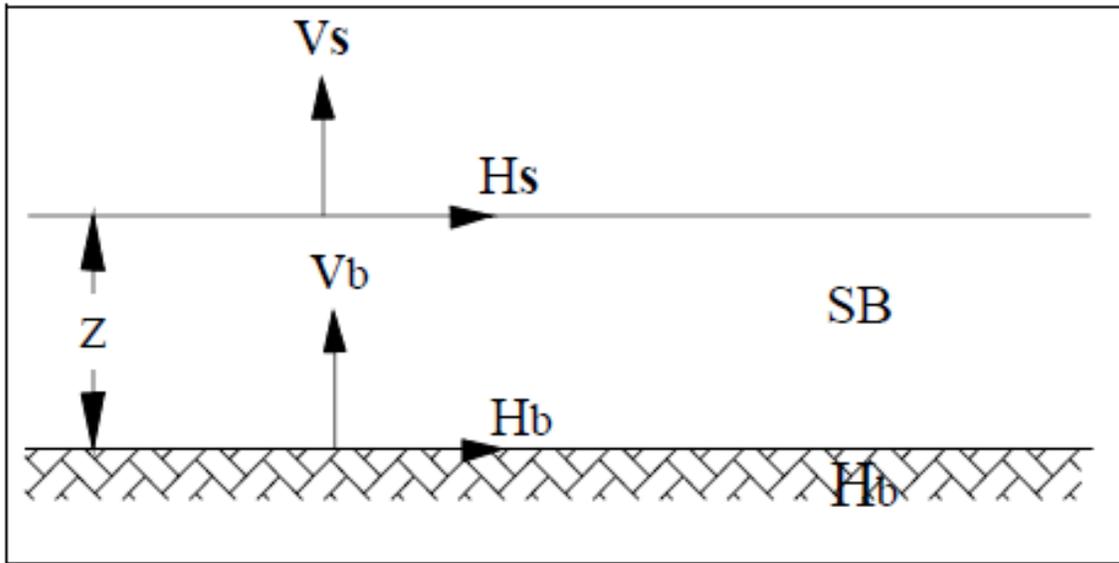


Figura 1.5. Modelo estratificado para la técnica de Nakamura (Limaymanta 2009)

De acuerdo con Nakamura el efecto de la fuente se encuentra representado por la siguiente expresión:

$$A_s = \frac{V_s}{V_b} H \text{ --- 1.10}$$

Y el efecto de sitio (*Definición de Función de Transferencia Empírica FTE*) con la ecuación 1.11:

$$S_E = \frac{H_s}{H_b} \text{ --- 1.11}$$

Para compensar esta expresión por el efecto de fuente, define una relación espectral de efecto de sitio modificada, S_M , como sigue:

$$S_M = \frac{S_E}{A_s} = \frac{\frac{H_s}{H_b}}{\frac{V_s}{V_b} H} = \frac{H_b V_s}{H_s V_b} \text{ --- 1.12}$$

Nakamura comprobó experimentalmente la siguiente relación:

$$\frac{H_b}{V_b} = 1 \text{ --- 1.13}$$

Por lo tanto, Nakamura obtuvo que el efecto de sitio se define como:

$$S_M = \frac{Hs}{V_s} \text{-----} 1.14$$

1.4 Espectros de respuesta

Los espectros de respuesta fueron propuestos por Biot en el año de 1932 y desarrollados posteriormente por algunos investigadores como, Newmark, Housner, entre otros. El espectro de respuesta es definido como la respuesta máxima en términos de desplazamiento, velocidad o aceleración entre otros parámetros, que produce una acción dinámica determinada sobre el medio o una estructura. Los espectros se representan en periodo o frecuencia en las abscisas y en las ordenadas la respuesta máxima calculada para distintos factores de amortiguamiento ξ (**Chopra 2002**).

De forma conceptual, un espectro de respuesta se construye al considerar una serie de estructuras de un grado de libertad o análogamente a oscilaciones simples (conjunto de osciladores) con diferentes periodos de vibración T y con igual factor de amortiguamiento ξ vea Figura 1.6. Si se aplica la acción de un mismo terremoto a todos los osciladores (por medio de un registro de aceleración) cada uno de estos tendrá una respuesta distinta. Una vez calculada la respuesta en cada uno de los osciladores se determina el valor máximo absoluto de aceleración, estos valores se manifiestan de forma gráfica en función del periodo de vibración T . Entonces para cada valor de periodo T , le corresponde un valor de la respuesta máxima de cada oscilador.

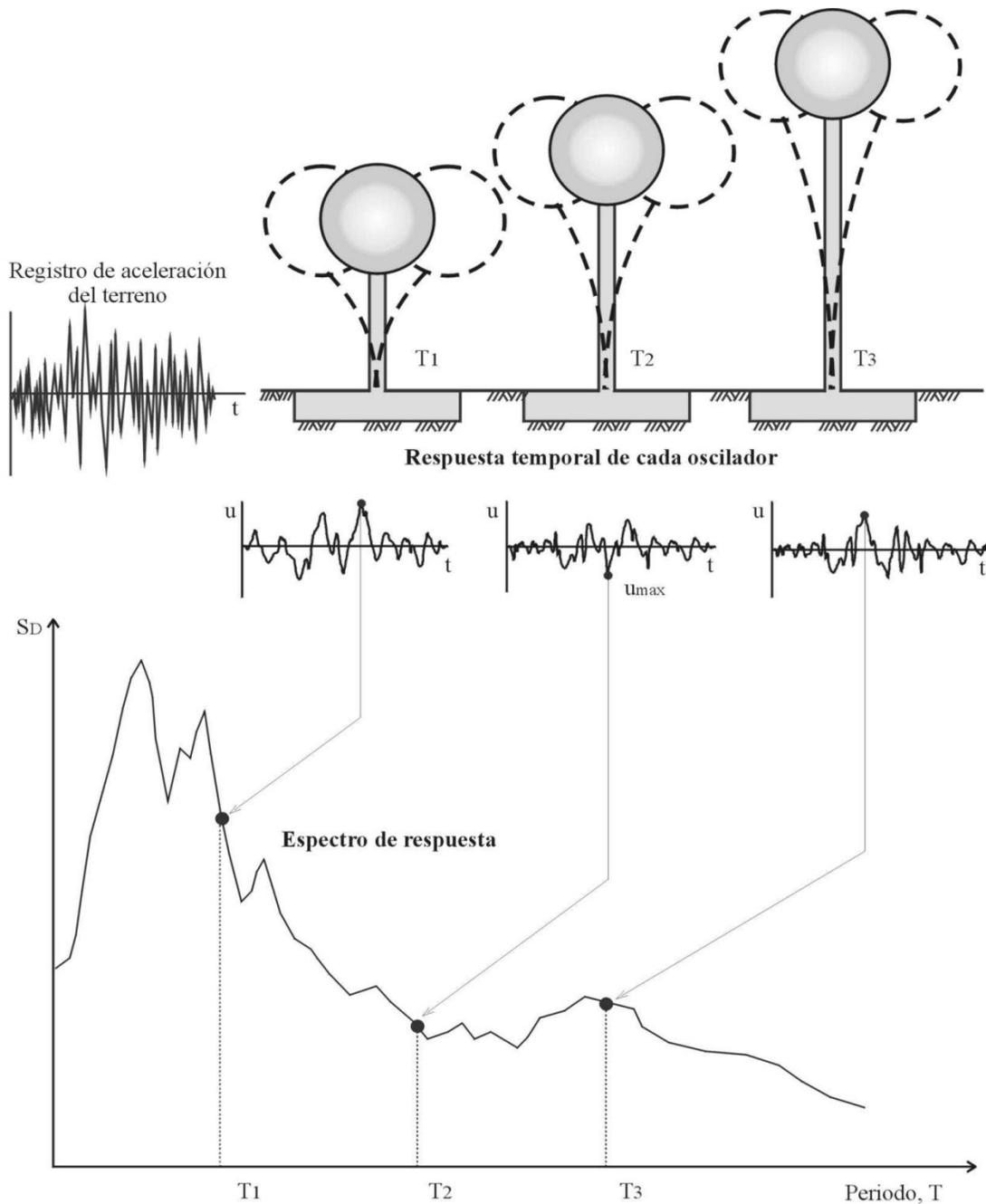


Figura 1.6 Esquema conceptual de la realización de un espectro de respuesta a partir de oscilaciones simples.

En la actualidad los espectros de respuesta juegan un papel muy importante en la dinámica estructural y en el estudio del diseño sísmico particularmente para la generación de espectros de diseño. Para establecerlos es necesario, para un sitio de interés, caracterizar adecuadamente las intensidades sísmicas. Lo anterior es posible si se realizan estudios de

peligro sísmico, en los cuales es importante incluir las diferentes fuentes sismogénicas que afectan la zona de estudio y deben generarse muestras representativas de historias detalladas del movimiento del terreno, con características adecuadas de amplitudes y contenido de frecuencias. Estas características dependen de la fuente sismogénica, de la trayectoria de la propagación de las ondas sísmicas y de las propiedades dinámicas del suelo (Ismael et al., 2011).

1.4.1 Escenario sísmico

La elección de un escenario sísmico para el área de interés depende en principio de la fuente en la cual se origina un sismo y en el orden en la frecuencia en la que ocurren, y que contribuye significativamente al peligro sísmico en México. Estas fuentes sismogénicas se dividen en tres:

Sismos de subducción o de falla inversa: Este tipo de sismos tienen origen a lo largo de la costa del océano Pacífico debido al límite convergente entre las placas oceánicas de Cocos y Rivera que subducen a la placa Norteamericana, estos sismos ocurren a profundidades menores de 50 [km]

Sismos de Falla normal o intraplaca: Los cuales ocurren debajo del continente ya sea en la placa oceánica o en la placa cabalgante Norteamericana y son producto de una falla de tipo normal de la litósfera oceánica subducida con profundidades mayores de 50 km.

Sismos locales; generados en la placa continental su característica principal es que son percibidos por la población como un movimiento considerablemente fuerte de forma vertical seguida de una vibración constante y rápida de corta duración así como de estruendosos crujidos subterráneos.

El criterio para elegir un escenario sísmico, tiene como base el determinar ese escenario a partir de la información existente en los catálogos sísmicos instrumentales e históricos disponibles, de la información sismo-tectónica de las fuentes sismogénicas, esta es la metodología que se adquirió para realizar los espectros de diseño sísmico para el Distrito Federal después del sismo del 19 de septiembre de 1985 (Rosenblueth, 1989; Ismael et al., 2011).

1.4.2 Elección del parámetro de intensidad sísmica

La intensidad sísmica para el diseño sísmico es dependiente de las propiedades de la estructura y de las condiciones geológicas del sitio de interés. El problema de establecer las

medidas de intensidad sísmica adecuadas para el diseño de estructuras ha dado la oportunidad de identificar las incertidumbres para la estimación de la demanda sísmica ya que tiene una gran correlación con la medida de intensidad que se adopta para tal estimación (Ismael et al., 2011).

Algunas medidas de intensidad sísmica que se pueden adoptar son:

- El valor de aceleración máxima del terreno
- La ordenada máxima espectral del espectro lineal de pseudoaceleración para un amortiguamiento ξ de su valor crítico
- El valor de la ordenada espectral par valores de periodo de vibrar de las construcciones.

1.5 Marco tectónico, geológico, geomorfológico e hidrología

La Ciudad de Apizaco se localiza entre los $19^{\circ} 25'$ - $19^{\circ} 20'$ de latitud norte y $98^{\circ} 10'$ - $98^{\circ} 5'$ de longitud oeste, con una altura promedio de 2 380 metros sobre el nivel del mar. La ciudad limita al norte con el municipio de Tetla de la Solidaridad, al oriente con Xalostoc y Tzompantepec, al poniente con Muñoz de Domingo Arenas y Yauquemecan y al Sur con los municipios de Amaxac de Guerrero y Santa Cruz (Figura 1.7).



Figura 1.7. Localización Geográfica del municipio de Apizaco, Tlaxcala (INEGI, 2005)

Datos del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) indican que el municipio comprende una extensión territorial de 45.5 kilómetros cuadrados, lo que representa el 1.20% del territorio del estado cuya superficie total es de 4,060.923 kilómetros cuadrados. Apizaco cuenta con un total de 23 localidades habitadas, cabe mencionar que 15 de ellas tienen menos de 100 habitantes y en ellas se encuentra el 0.3% del total de la población; 3 localidades tienen entre 2500 y 5499 habitantes, estas en conjunto representan el 20.8% de la población, por último la cabecera municipal es la localidad más poblada con un total de 48049, habitantes, representando el 71% de la población (Figura 1.8).

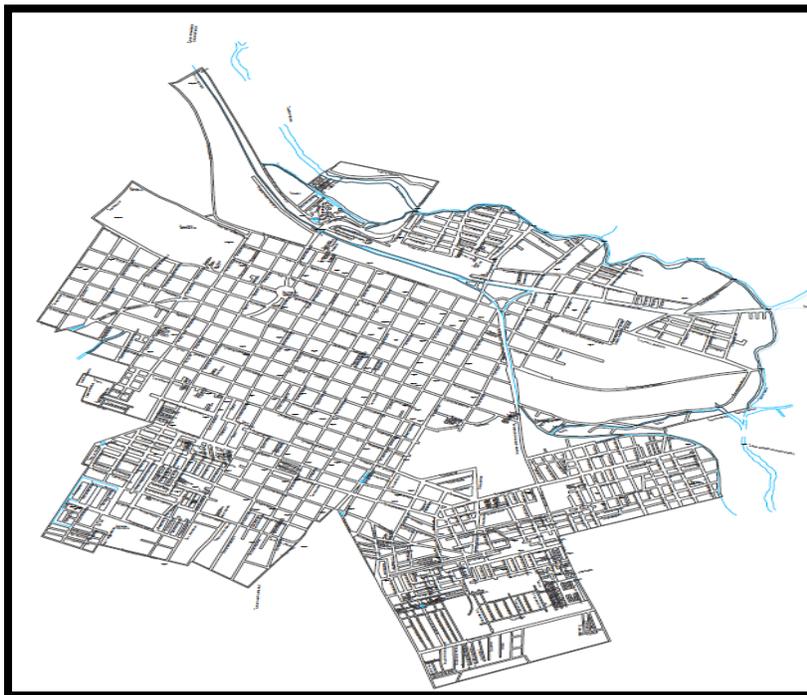


Figura 1.8 Mapa catastral de la ciudad de Apizaco, Tlaxcala (INEGI)

Un indicador de la dinámica poblacional sobre la extensión urbana es la relación entre el número de personas y la superficie donde habitan. Un dato interesante es que en el año 2000, el número de personas por kilómetro cuadrado es de 1488, muy por encima de la media estatal, que fue de 239, y la nacional es de 49,5 personas. Actualmente esta ciudad está en los primeros lugares de los municipios con mayor densidad poblacional del estado de Tlaxcala (INEGI 2005).

1.5.1 Tectónica del estado de Tlaxcala

La Faja Volcánica Trásmexicana, es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa Norteamericana, como consecuencia de la subducción de las placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera del Océano Pacífico (Ferrari, et al., 2000). Esta estructura geológica se extiende más de 1000 kilómetros hasta el Golfo de México como se muestra en la Figura 1.9.



Figura 1.9. Faja Volcánica Trásmexicana propuesta por Martínez et., al., IMTA 2007

La FVT se divide en tres sectores: occidental, central y oriental, las cuales representan diferencias significativas respecto al tipo de vulcanismo, así como su composición química.

El sector occidental limitado entre el rift de Colima y la Sierra Madre Occidental, sobre la parte norte del bloque Jalisco, este, está formado por estratovolcanes, domos dacítico-riolíticos y centros monogenéticos basálticos (Ferrari et al, 2000), por otro lado, el vulcanismo en el bloque Jalisco es exclusivamente monogenético principalmente de composición andesítica-basáltica.

Por lo que respecta al sector central se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, el cual está formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo

de composición basáltica-andesítica, cabe mencionar, que esta zona está ausente de estratovolcanes.

Por último el sector oriental describe que la mayor parte del vulcanismo son estratovolcanes, calderas y domos de composición andesita, así como también, se presentan en menor cantidad cuerpos monogenéticos de composición basáltica. En este sector de la FVT se le asocia una edad precámbrica del tipo cratónico. El estado de Tlaxcala pertenece a este sector que se caracteriza principalmente por los volcanes activos por ejemplo Popocatepetl, La Malinche, Iztaccihuatl, Cofre de Perote y el Pico de Orizaba, entre otros. Cabe resaltar que el volcán “La Malinche” está localizado al sur del estado de Tlaxcala.

De acuerdo con la información de (Martínez, et al., 2007), la edad de las rocas del basamento de la FVT pertenece al Mioceno Superior-Plioceno Inferior, con cierta precisión en las zonas de los Azufres, San Marcos y La Primavera, variando entre los 10 y los 4 millones de años. El basamento fue identificado en 1976 y lo consideraron del Oligoceno-Mioceno y se relaciona con la continuación de la Sierra Madre Occidental.

La FVT tuvo lugar a un proceso de emersión evidenciado por la presencia de esfuerzos extensionales (García-Palomo, 2002), estos generaron estructuras muy complejas que consecuentemente formaron fosas y pilares que son representados por valles, escalonados hacia el centro de la FVT. Muchos de estos valles son evidentes en el estado de Tlaxcala con alturas alrededor de 2,100 sobre el nivel del mar (Mosser et al., 1996)

Enfocando la tectónica de manera local, el estado ha presentado un alto índice de deformación asociada directamente a la FVT, desde hace 35 millones de años aproximadamente a generando como consecuencia lomeríos, mesetas, llanuras y un cañón (INEGI 2005). Así mismo, existen plegamientos orientados en la dirección E-W, generando depresiones, fallas y dislocaciones las cuales están originando sismos de magnitud moderada y pequeña.

Es importante señalar que el estado está afectado por dos principales sistemas de fallas, como son las fallas de Tlaxcala, Zacatelco, Huejotzingo y Tepeaca, las dos primeras dentro del estado y las otras dos localizadas en el estado de Puebla, las cuatro son de tipo normal la diferencia es que las dos primeras tienen buzamiento hacia el sur con rumbo E-W y las segundas al norte con el mismo rumbo (Lermo & Bernal 2006). Este sistemas de fallas forman el Graben de Puebla. Por otro lado, existen otras fallas de menor longitud y son-. El Rosario, Atotonilco, Acopinalco, Altzayanca y Española, localizadas la gran mayoría hacia el norte del estado.

1.5.3 Sismicidad local

Con el paso del tiempo se han realizado trabajos con el afán de estimar la potencialidad de los daños producidos por los grandes sismos ocurridos en el país, Esteva y Ordaz (1995) presentan la regionalización sísmica de México obteniendo una clasificación de terrenos con base en la estimación del riesgo sísmico a partir de la información geofísica y los registros de temblores, así como también la obtención de espectros de diseño obteniendo los valores máximos de aceleración del suelo, asimismo comisión federal de electricidad (CFE) publica en el manual de obras civiles (diseño por sismo) el mapa de regionalización sísmica donde se observan cuatro zonas sísmicas (A, B, C y D) reflejo de la frecuencia de los sismos en las distintas regiones y la aceleración máxima del suelo.

La zona A donde no se tenían registros de sismos y no se esperaban aceleraciones mayores a u 10% de gal. La zona D es la zona donde se han reportado grandes sismos donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones pueden ser arriba del 70% de gal. Las zonas B y C denominadas intermedias donde ocurren sismos no tan frecuentes o son zonas afectadas por altas aceleraciones que no rebasan el 70% de gal Figura 1.10.



Figura 1.10 regionalización sísmica de México refleja la frecuencia de los sismos y la aceleración máxima del suelo. El estado de Tlaxcala se ubica en la zona B.

De manera general la sismicidad de México afecta al estado de Tlaxcala se describe a partir de las tres fuentes sismogénicas. La primera como ya se mencionó, considera los

sismos que se producen en el proceso cabalgante de subducción, distribuyéndose a lo largo de la fosa y la línea de costa del océano Pacífico con profundidades menores a 50 km con magnitudes mayores a 7 ($M > 7$) (Figura 1.11). Los eventos registrados producto de esta fuente han producido en Tlaxcala importantes movimientos causando alarma entre los pobladores, sin embargo, se han reportado daños leves en viviendas y estructuras importantes.

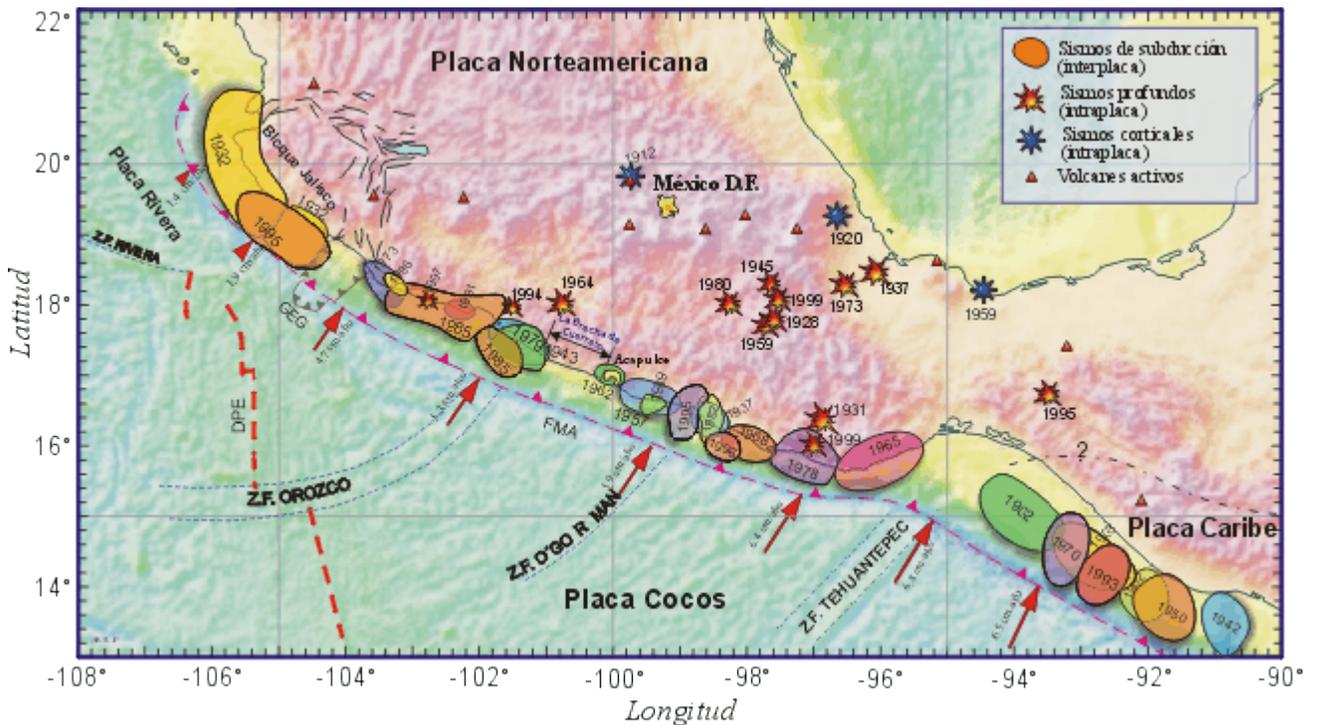


Figura 1.11 Fuente Sismogénica localizada en la zona de Subducción (SSN UNAM)

La segunda fuente, la constituye el rompimiento de la placa oceánica subducida, esta fuente produce sismos de menor magnitud ($M \leq 7.0$) y frecuencia en comparación con la primera, no obstante estos sismos no dejan de ser peligrosos además que pueden producir una destrucción importante, esta fuente se ubica entre la costa y la FVT, con profundidades entre 50 y 70km.

Se han documentado 4 sismos los cuales presentan su epicentro al sur del estado a distancias entre 90 y 200 km, con magnitudes cercanas a 7.0 Mw y focos a profundidades entre 60 y 80 km (Tabla 1.1). El mecanismo focal obedece a una deformación de tipo extensional, propio del tipo de deformación que soporta la placa de cocos dentro del proceso de subducción.

Tabla 1.1. Sismos intraplaca, que afectaron al estado de Tlaxcala

FECHA	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	PROFUNDIDAD (km)	MAGNITUD (M)
03/10/1864	18.81°	-97.46°	60	7.3 Ms
28/08/1973	18.30°	-96.53°	82	7.0 Mw
24/10/1980	18.03°	-98.27°	65	7.0 Mw
15/06/1999	18.15°	-97.52°	60	7.0 Mw

El primer sismo fue el 3 de octubre de 1864 (7.3 Ms), el cual habría afectado a las localidades en gran parte del trayecto comprendido entre Puebla, Tlaxcala, Veracruz (El Monitor Republicano; Quinta Época, año XXIX), sin embargo no se tiene a detalle los daños provocados en Tlaxcala. Su epicentro del sismo se ubicó a aproximadamente 60 km en dirección SE de la ciudad de Tlaxcala y donde las intensidades máximas habrían sido de VIII MM (Figuroa 1963)

El sismo del 28 de agosto de 1973 (7.0 Mw) en dirección SE a 90 km de la ciudad de Tlaxcala (Figuroa, 1964), en donde se produjeron daños importantes en muros de viviendas, edificaciones coloniales e iglesias, así como también, derrumbes en la carretera que une los municipios de Tlaxcala con Apizaco, además que el sistema telefónico y el sistema eléctrico se interrumpieron. De acuerdo a esto el sismo presento intensidades de VII-VIII MM considerando las ciudades de Jalapa, Puebla y Tlaxcala.

Otro sismo importante fue el del 24 de octubre de 1980 (7.0 Mw) denominado Sismo de Huajuapán de León fue sentido en el estado con una intensidad VII MM, este produjo daños principalmente en construcciones de adobe, generando grietas en los muros, en algunas estructuras coloniales y daños no considerables en edificios públicos, así como también, genero sobresalto en la población.

Un último sismo ocurrido hace más de una década, que también causó daños dentro del estado, fue el sismo de Tehuacán; el que aconteció el 15 de junio de 1999 (7.0 Mw), su epicentro se localizó a 120 Km al sur del volcán La Malinche. Este provocó daños en paredes y muros en algunas edificaciones, los daños más considerables se presentaron en la Basílica de Ocotlán y la Parroquia de San José; ambas consideradas como estructuras importantes del estado tanto por su arquitectura como por la historia que estos representan, el sismo provocó daños también en aproximadamente 20 escuelas en todo el estado, además que ocurrieron desgajamientos de tierra en el volcán de La Malinche y en el cerro de Xochitecatitla; por otro lado se ha comentado que en las partes altas de la Ciudad de Tlaxcala se pudo observar el fenómeno de licuefacción en los campos de cultivo de maíz formándose volcanes de arena.

La tercera fuente la constituye los sismos corticales debida a sistemas de fallas presentes en

el estado. Esta fuente daría origen a sismos de magnitudes moderadas a pequeñas y con una menor frecuencia en ocurrencia en comparación con las otras dos fuentes sismogénicas, por lo tanto, estos producirían daños locales considerables en la población (Lermo et. al., 2006). Es probable que debido a este tipo de fallas ocurra un mayor número de sismos, sin embargo, es probable que no sean registrados por las estaciones sísmicas regionales ubicadas fuera del estado, debido a sus magnitudes pequeñas, consecuentemente es posible que no se conozca el potencial real de este tipo de sismos.

La determinación de la sismicidad local de acuerdo con Bernal (2006) se estableció una base de datos de 45 sismos, todos de magnitudes menores o iguales a 4.0 M, producidos entre 1984-2004; estos se localizaron en las regiones central y sur, lo sugiere que se deben, a esfuerzos de extensión con ejes principales orientados en dirección NO-SE y N-S, es decir, que la sismicidad del estado está dominada por un sistema de fallas orientadas en dirección E-O conocido como el “Graben de Puebla” Figura 1.12.

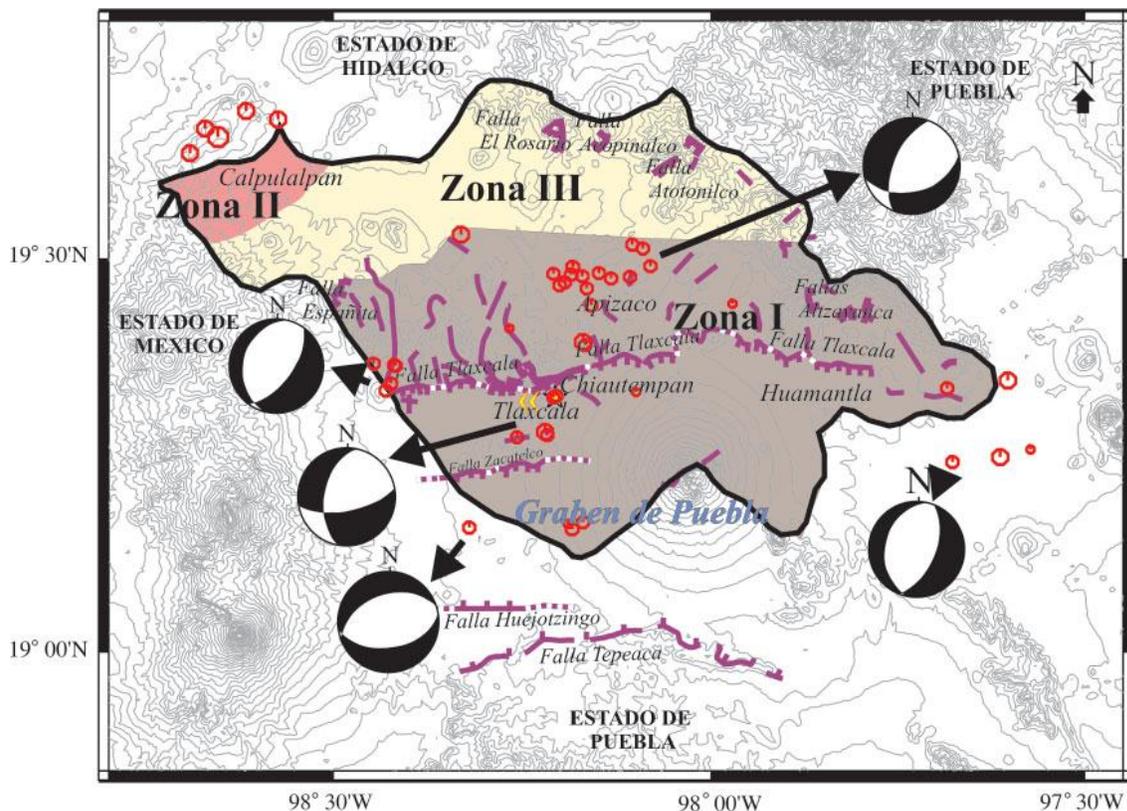


Figura 1.12. Fuentes sismogénicas del estado de Tlaxcala (Lermo y Bernal 2006)

1.5.4 Identificación de zonas con efecto de sitio

Es necesario analizar la información existente con referencia a la geomorfología, hidrología y geología del estado de Tlaxcala, proporcionando un enfoque particular a la ciudad de Apizaco y el área conurbada, con el fin de identificar las zonas que probablemente presenten efecto de sitio y contribuir en la planeación de las campañas de monitoreo sísmico.

1.5.5 Marco Geomorfológico

El relieve de la región está dominada por una diversidad de estructuras morfológicas que se caracteriza por algunas porciones de serranías alargadas formadas por pliegues orogénicos en sedimentos marinos, por otro lado, se presentan serranías alargadas pero de origen volcánico de edad reciente. Destacan también estructuras volcánicas más jóvenes, conos y domos monogenéticos, y el estratovolcán “La Malinche”.

El estado de Tlaxcala está comprendido en la provincia fisiográfica de la Faja volcánica Trásmexicana, sobre la meseta de Anáhuac, por lo consiguiente la morfología se debe a la actividad volcánica y a los procesos exógenos. Las topofomas que muestra la región de manera general, abarca: sierras, lomeríos, llanuras y mesetas. En los extremos norte y sur, se localizan los volcanes Huintetepetl y la Malinche (Martínez et., al. 2007.).

En general en la región se encuentra en una altiplanicie de naturaleza volcánica, no obstante se encuentran elementos como tobas, abanicos volcánicos, depósitos lacustres antiguos y modernos, así como también, depósitos aluviales.

Los depósitos tanto los aluviales como los lacustres se ubican en valles y planicies con elevaciones aproximadas a los 2200 msnm.

Las elevaciones volcánicas más antiguas se ubican en la sierra de Tlaxco, describen de manera general laderas rectas algo menos erosionadas que aún muestran algunas de sus estructuras originales como cráteres y calderas.

Las pequeñas elevaciones más jóvenes dispersas por toda la región se observan laderas más intactas y menor erosión, en este lugar son muy evidentes cráteres, conos, domos y emisiones de lavas de edad reciente denominadas malpaíses presentes en gran medida en la zona de Apizaco.

En términos de la geomorfología se considera a esta región como una de las más recientes con relieves sobrepuestos, formando parte de dos cuencas; Al SE, se localiza una de las cabeceras del río Balsas y al este, la zona elevada de la cuenca de Oriental (Figura 1.13).



Figura 1.13. Geomorfología del municipio de Apizaco

1.5.6 Hidrología

1.5.6.1 Análisis Unidimensional de “HEC-RAS” y la Delimitación de Zonas de Inundación y Sedimentación

El análisis considera el empleo de una metodología que se basa en la determinación de áreas de inundación, creando modelos digitales de elevación de la zona de estudio, con la ayuda de programas computacionales tales como SIG, MapInfo y Arc View, este último permite realizar redes de drenaje, utilizando únicamente la topografía de la región, omitiendo rasgos característicos como son; los cambios antropogénicos, parteaguas, y subcuencas que drenan a la zona conurbada del municipio de Apizaco.

La metodología de este análisis se puede describir de forma general, partiendo de la hipótesis de que en las zonas de lomeríos, se lleva a cabo el proceso de erosión hídrica significativa del material, debido a la energía cinética del flujo, el cual aumenta en zonas de pendientes de mayor inclinación. Por consiguiente la sedimentación de los diversos materiales transportados por este proceso, ocurre cuando la velocidad del flujo disminuye y ya no tiene el aforo de superar el peso propio de los materiales en zonas de pendientes de menor inclinación, formando lo que la Geotecnia denomina terrenos blandos

Es importante conocer el gasto líquido, para ello se emplean mapas de isoyetas para periodos de retorno de 10, 100 y 1000 años, con base en eventos hidrometeorológicos históricos (Espinoza, 2012).

Es preciso realizar un modelo hidrológico de la cuenca para obtener los parámetros que

definen el nivel de escurrimiento y de erosión. Lo siguiente es efectuar un estudio hidráulico a cada sección transversal de las corrientes que atraviesan la región y municipios vecinos. Los datos arrojados de este estudio son la velocidad del flujo, así como también el tirante de la sección transversal. En la figura 1.14 se muestra el sistema de drenaje natural del municipio de Apizaco.

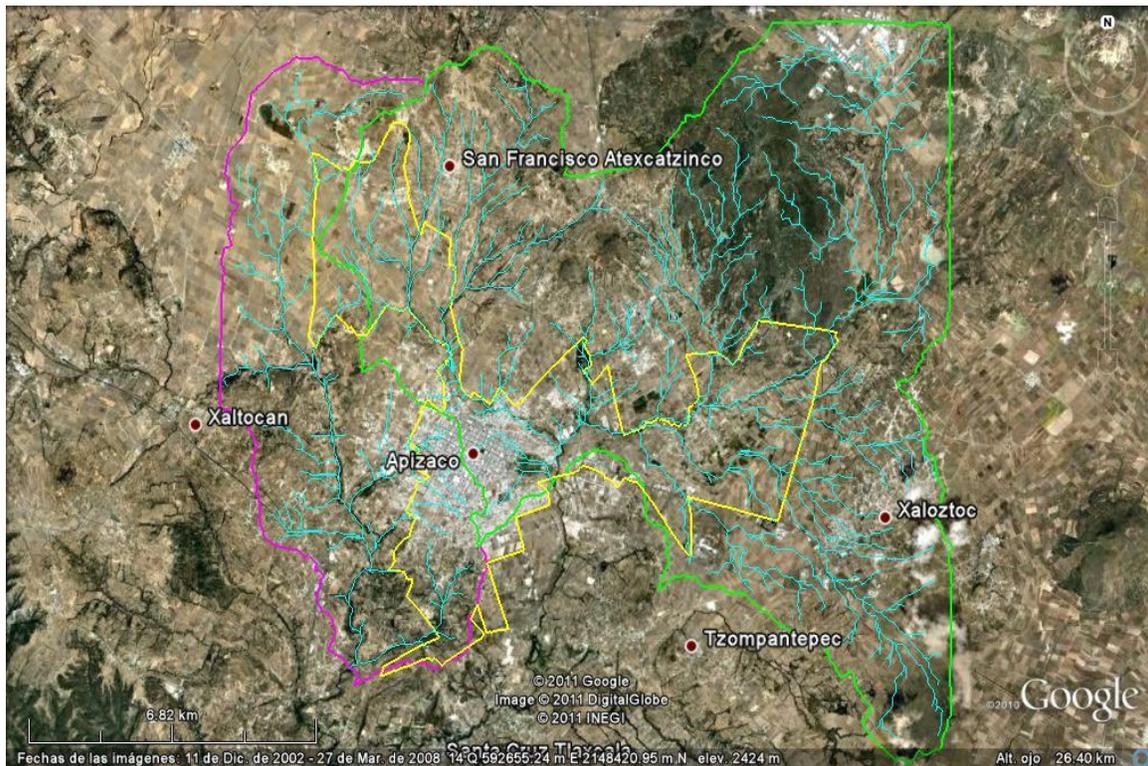


Figura 1.14 Análisis hidrológico e hidráulico del municipio de Apizaco

Por último se delimitan y determinan las zonas de inundación o también conocidas como áreas de sedimentación, realizando el análisis hidráulico unidimensional del flujo agua-sedimentos, calibrando variables de escurrimiento para diferentes gastos y considerando el gasto sólido que se sedimenta, todo esto es posible empleando el programa computacional “HEC-RAS”, del cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos de Norte América.

De lo anterior, es posible obtener mapas de inundación o sedimentación, que en un principio puede ser una herramienta poderosa; en la optimización de la adquisición de datos geofísicos, es decir, que es viable efectuar una mejor distribución espacial de los puntos de vibración ambiental y poder obtener los límites de las microzonas con mayor veracidad.

Por otro lado, estos mapas pueden compararse al final con mapas de microzonificación de zonas urbanas y en ellos deben observarse similitudes adecuadas, donde se puedan correlacionar los datos sísmicos con los datos de inundación o sedimentación.

Consecuentemente, podemos mencionar que el uso de herramientas SIG y modelación hidráulica e hidrológica puede servir como complemento en los estudios de peligro sísmico; 1) como incorporación de información en el caso cuando se desconoce la geología de la zona de estudio y es útil para la delimitación de las microzonas; 2) programar campañas de registro sísmico (sismos y microtemores) y 3) Realizar una microzonificación, a partir de zonas propensas a inundación bajo los efectos de fenómenos meteorológicos de magnitud considerable que puedan correlacionarse fuertemente con el efecto de sitio en la zona de estudio.

A continuación se muestra el modelo donde se muestran las zonas de inundación y sedimentación que se obtuvieron para el municipio de Apizaco, este tipo de información permite planear la logística del levantamiento de los datos, además, es posible determinar dónde debe haber mayor densidad de registros de acuerdo a este análisis (Figura 1.15).

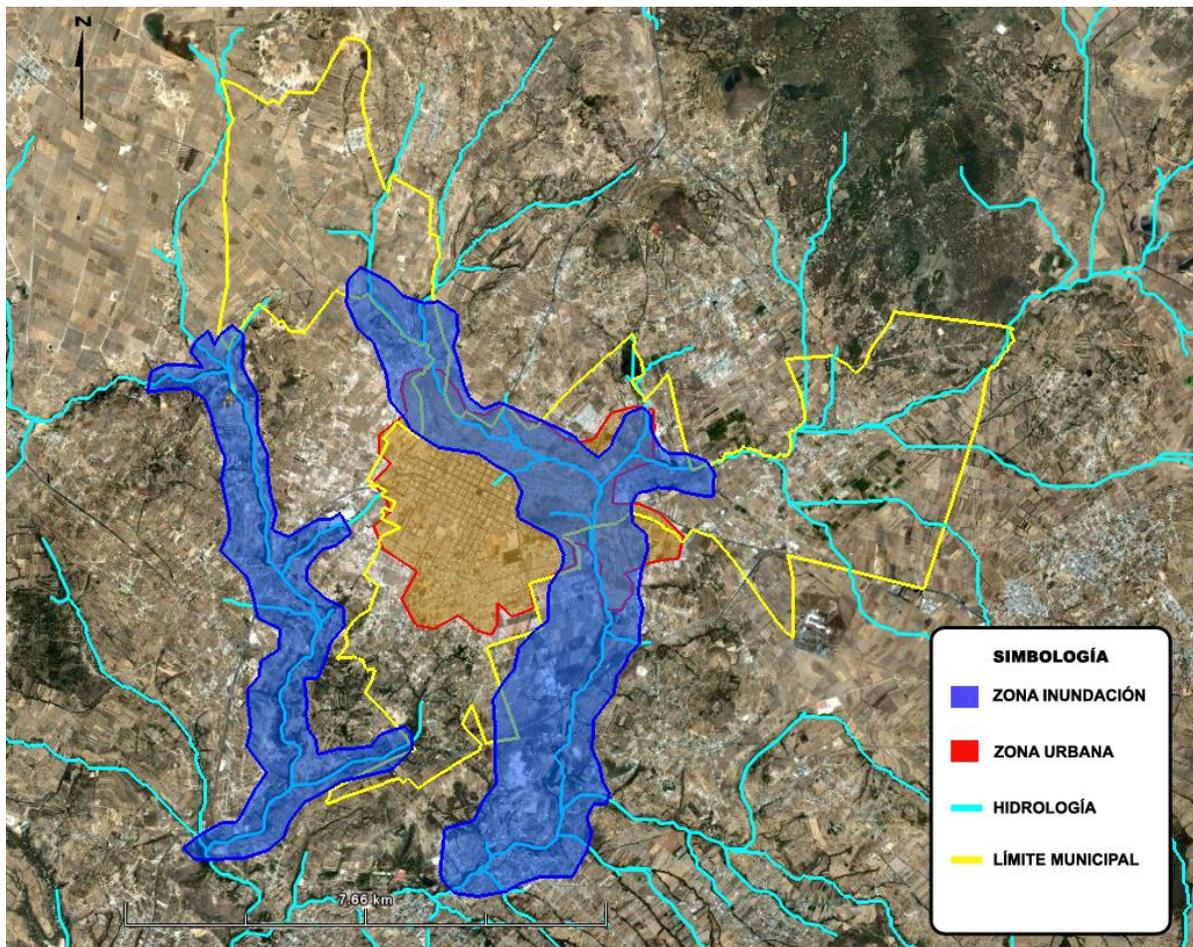


Figura 1.15 Mapa de inundación o sedimentación para el municipio de Apizaco, Tlaxcala, (Espinosa 2012)

De acuerdo con este análisis, se realizó una la distribución de los puntos de registro

sísmico, poniendo mayor atención en las zonas de inundación y en zonas de depósitos aluviales, descritos por Mooser et al. (1996) y Zúñiga (2012), como se observa en la Figura 1.15. De esta manera se da paso a las campañas de registro sísmico.

1.5.7 Marco Geológico

El estado de Tlaxcala se ubica en la parte centro de la República Mexicana, y se localiza dentro de la Faja Volcánica Trásmexicana (FVTM), que se caracteriza por el gran interés científico, económico y social; debido a los recursos naturales que esta ofrece. Esta región describe un vulcanismo que está conformado principalmente de estratovolcanes, calderas y domos de composición andesítica (Mooser et al. 1996).

El estratovolcán La Malinche se ubica en el límite entre la FVTM y la Sierra Madre del sur, al norte y noroeste de este gran estratovolcán, se observa un campo volcánico reciente que rodea la zona urbana del municipio de Apizaco, compuesto de conos monogenéticos de composición basáltico-andesítica, emitiendo corrientes moderadas de lava, cubriendo parcialmente a rocas correspondientes al Plioceno, al noreste se encuentra la sierra de Tlaxco, dónde sus elementos principales son un conjunto de volcanes erosionados alineados en la dirección NW a SE, algunos de estos muestran grandes cráteres y calderas cuyas emisiones lávicas y piroclásticas contribuyeron al relleno de esta región .

La ciudad de Apizaco se localiza en el flanco occidental de la fosa Pachuca-Cuapiaxtla, uno de los márgenes meridionales de la FVTM, al poniente de este flanco se halla la secuencia “lacustres del plioceno” y al oriente del mismo el dominio pertenece a rocas basálticas de edad reciente, las cuales rellenaron esta fosa. A una distancia no muy lejana del municipio se encuentra una falla que alinea una cadena conos volcánicos con la Malinche.

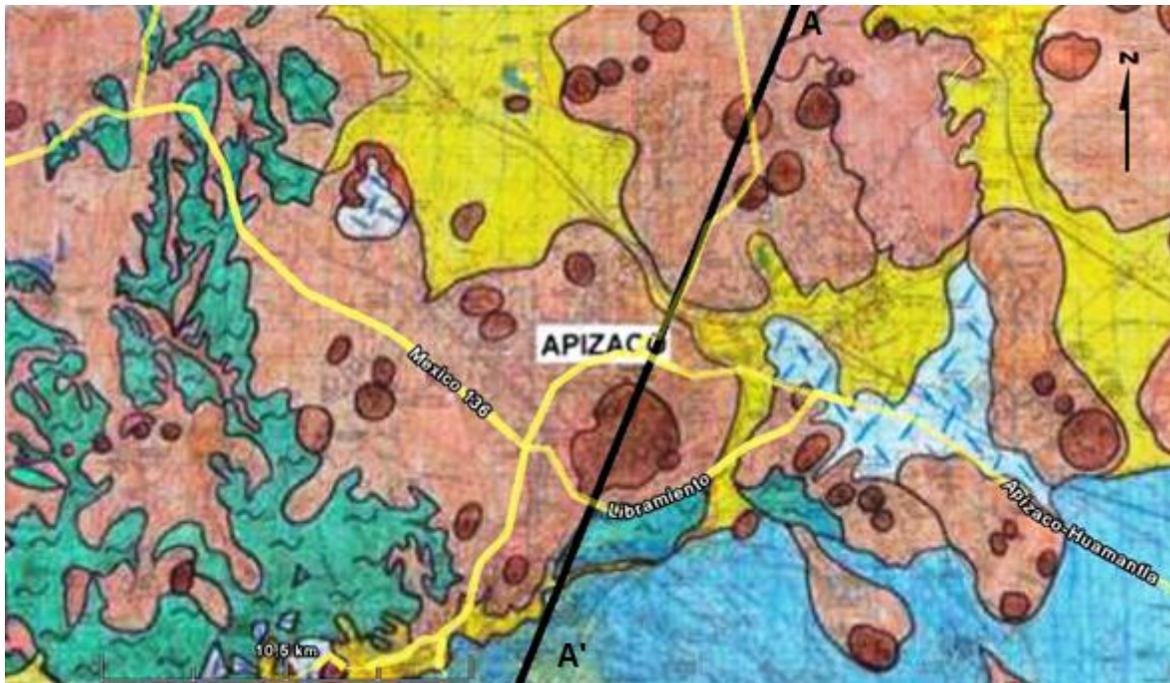


Figura 1.15. Mapa geológico de la región de Apizaco en él se observan las principales unidades que afloran en el municipio; Vulcanitas Intermedias Básicas se muestra de color pardo; Lavas y tobas del cuaternario se representa de color pardo claro; Depósitos Aluviales del Cuaternario de color amarillo (Zúñiga 2012).

1.5.7.1 Estratigrafía

La secuencia litológica descrita comprende tan solo los alrededores del municipio de Apizaco, que se compone por una variedad de rocas, que se restringe a los periodos entre el terciario y el cuaternario.

El fin del periodo Cretácico es un parámetro importante, los mares terminan retirándose de la superficie actual del territorio mexicano e inician depósitos de materiales rocosos continentales incluyendo vulcanitas, depósitos lacustres y aluviales.

Posteriormente a la orogenia Laramide ocurrida a finales del Terciario, se dio origen a una serie de depósitos continentales compuestos por areniscas, conglomerados, limolitas, paleosuelos, tobas y algunas capas de lavas aisladas, todos estos depósitos se asocian a la formación Balsas del Eoceno-Oligoceno.

De tal manera la columna estratigráfica se describe a continuación de lo más antiguo hasta lo más reciente:

Vulcanitas del Mioceno (Tomv)

En el Oligoceno-Mioceno se confirma un vulcanismo intenso en una franja paralela a la subducción de la placa del Farallón; en la Malinche y hasta la cuenca de oriental se depositan vulcanitas (lavas y tobas) y se puede correlacionar con el vulcanismo de la sierra Madre Occidental

El Mioceno da paso a un cambio en el vulcanismo, concluyendo así el vulcanismo ligado a la sierra Madre Occidental e inicia el asociado con la zona de subducción de la placa de cocos, a la cual, se le asume la responsabilidad del origen del eje neovolcánico.

Vulcanitas Ácidas del Plioceno (Tpiv y Tpsv)

Observados en la sierra de Tlaxco, al noroeste de la Malinche donde hay evidencias de grandes cuerpos volcánicos que formaron eventualmente estructuras de calderas por las que fueron emitidos volúmenes importantes de lavas andesíticas oscuras y en algunos casos corresponde a masas de basaltos, según Mooser (1996) estas litologías están intercaladas con los Depósitos Lacustres del Plioceno.

Depósitos Lacustres del Plioceno (Tpl)

Esta intercalación entre las secuencias volcánicas del Plioceno se desarrollaron numerosas cuencas endorreicas someras, que dieron origen a grandes depósitos lacustres incluyendo arcillas, diatomitas, tobas arcillosas, travertinos y hasta algunas lavas aisladas localizadas en las cercanías con San Martín Texmelucan en el poniente hasta la zona del Carmen Tequesquitla en el oriente, (Mooser et al. 1996, Zúñiga, 2012).

Complejo Volcánico La Malinche (QVM)

Es un estratovolcán cuyo origen está ligado al vulcanismo ocasionado por la subducción de la placa de Cocos sobre la placa Norteamericana, en esta estructura se observan dos elementos importantes, una caldera debajo del enorme cono volcánico más reciente, esta estructura está conformada por basalto, toba lítica, andesitas, y dacitas del pleistoceno. Al pie del volcán se ubican extensos abanicos volcánicos que se extienden hasta las planicies aluvio-lacustres circundantes a la Malinche. (Zúñiga, 2012), (Martínez et al, 2007).

Formación Tarango (T)

La Formación Tarango aflora en las Faldas del Complejo Volcánico la Malinche, constituida por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, capas de pómez, depósitos fluviales y paleosuelos.

Vulcanitas Intermedias Básicas del Cuaternario (Qiv)

Esta unidad está presente en la zona de lomeríos y se compone por abanicos volcánicos, los cuales muestran rasgos morfológicos relativamente jóvenes, la litología corresponde a andesitas y basaltos, así como por rocas más ácidas.

Lavas y Tobas del Cuaternario (Qv)

En esta unidad se observan numerosos volcanes monogenéticos de composición basáltica ligados con magmas profundos que formaron pequeños conos y domos por los cuales se emitieron lavas formando campos volcánicos como el que sobreyace en los alrededores de la ciudad de Apizaco.

Depósitos Aluviales del Cuaternario (Qal y Ql)

La unidad más joven de la columna estratigráfica se compone por depósitos aluviales, fluviales y lacustres, que rellenaron parcialmente regiones bajas como fosas tectónicas y valles.

1.5.7.1 Columna Estratigráfica

De esta manera es posible señalar la secuencia estratigráfica de la zona de estudio propuesta Zúñiga (2012) se describe de la siguiente manera:

ERA	PERIODO	EPOCA	UNIDAD ESTRATIGRÁFICA	DESCRIPCIÓN	
CENOZOICO	CUATERNARIO			Qal: depósitos aluviales del Cuaternario	
				Qvc: cono volcánico	
				Qiv: vulcanitas del Cuaternario	
				T; Tarango de la Malinche	
				QVM; Vulcanitas de la Malinche	
	TERCIARIO	PLIOCENO			Tpsv; Vulcanitas del Plioceno superior
					Depósitos lacustres del Plioceno
					Tpiv; Vulcanitas del Plioceno inferior

Zúñiga (2012) propuso algunas secciones geológicas para la región de la Malinche, entre ellas elaboró una sección geológica en la dirección N-S del mapa geológico (figura 1.16) donde es posible observar la secuencia litológica y las estructuras que se presentan en el municipio de Apizaco en el perfil A-A' que se muestra en el mapa geológico de la figura 1.15.

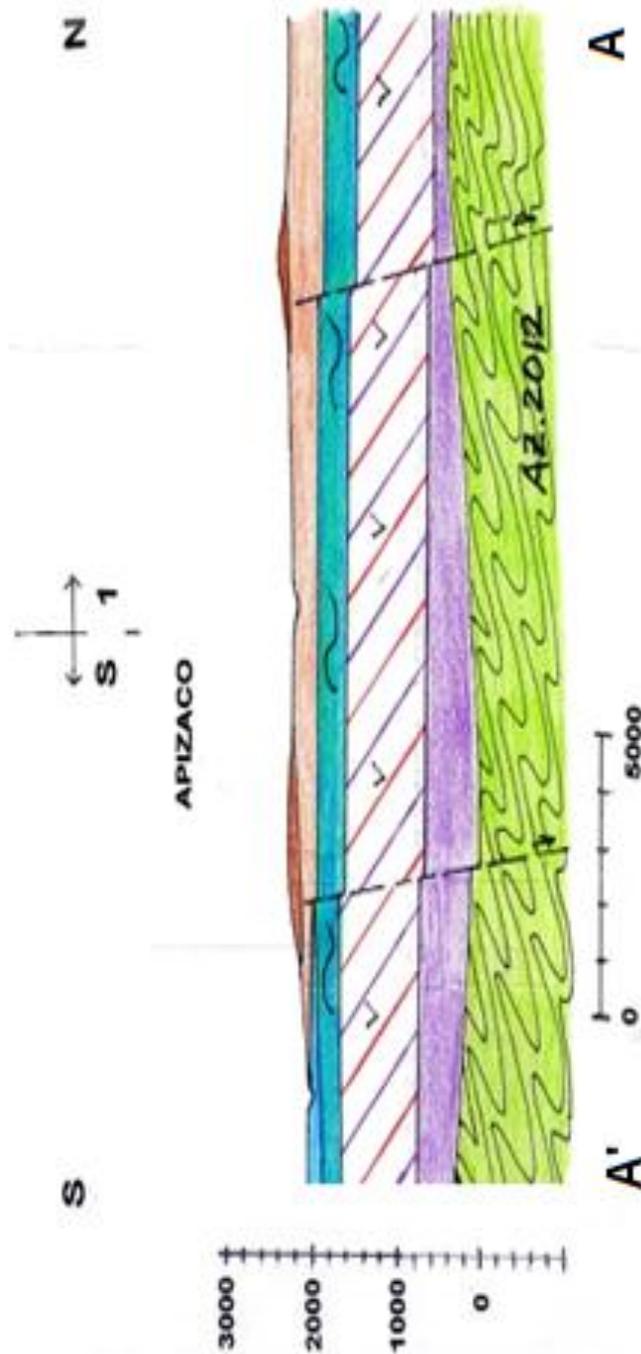


Figura 1.16. Sección geológica donde se observa la secuencia litológica y algunas estructuras presentes en el municipio de Apizaco, Tlaxcala (Zúñiga 2012).

CAPÍTULO 2

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

2.1 Registro Sísmico

El monitoreo sísmico, que consiste en la instrumentación de las zonas urbanas, con una distribución de puntos de medición de acuerdo con la identificación de suelos con efecto de sitio principalmente las zonas de sedimentación. El monitoreo sísmico tiene como base el registro de sismos y microtemores.

2.1.1 Equipo y distribución de puntos de medición

Para el monitoreo sísmico se utilizó en primera instancia un acelerógrafo K2 de la marca kinematics de periodo corto para la primera campaña para el registro de microtemores en segunda instancia se utilizaron sismógrafos de banda ancha de la marca Guralp Systems para el registro de sismos y después del análisis de las funciones de transferencia empírica se determinó hacer vibración ambiental con estos equipos ya que se garantiza observar el ancho de banda de 0.1 a 1 [Hz].

Las campañas de vibración ambiental inician con la distribución espacial de los puntos estratégicos sobre los mapas de sedimentación, geológicos y topográficos. La ubicación de los puntos debe ser en áreas donde se presente el menor nivel de ruido ambiental.

El criterio de tal distribución es colocar una mayor densidad de puntos en las zonas que corresponden a zonas de depósitos sedimentarios con características de terrenos geotécnicamente blandos, infiriendo que en esta zona en particular se presentará una amplificación de ondas sísmicas y así, evaluar el efecto de sitio.

En zonas que corresponde a mesetas y zonas de lomeríos se asigna una menor densidad de puntos distribuidos uniformemente a lo largo de la superficie, infiriendo que estas estructuras tendrán un efecto de sitio menor, en función de sus características litológicas, por otro lado, es cierto que la zona de lomeríos en general puede ó no presentar efecto de sitio, esto depende fuertemente de las características geológicas de la región.

2.1.3 Registro de Microtremores

El desarrollo de la campaña de registro de microtremores, consistió en dos etapas:

Etapa 1. Se propusieron 226 puntos distribuidos de acuerdo al análisis geológico y al modelo hidrológico. Se utilizó un acelerografo K2 de periodo corto, el cual se configuro para registrar señales con una duración de 180s con un intervalo de muestreo de 0.01. Para cada punto de registro, el equipo se niveló y se orientó en dirección N-S (Figura 2.1).

Etapa 2 se propuso un conjunto de puntos, los cuales fueron para complementar y cubrir la mayor extensión del municipio, lo que implicó efectuar registros en lugares y comunidades fuera del municipio de Apizaco. El equipo para el registro sísmico en esta etapa fue un sismómetro de banda ancha registrando señales con duración de una hora con un intervalo de muestreo de 0.01s (Figura 2.1).

2.1.4 Red temporal Apizaco y el registro de sismos

La colocación de una red temporal con 11 estaciones, 8 de ellas registraron en tiempo. La red temporal tuvo la tarea de registrar sismos a lo largo de 5 meses aproximadamente, donde se obtuvieron eventos importantes como por ejemplo: el sismo del 25 de febrero de 2011 que tuvo su epicentro cerca del poblado de Sayula de Alemán, Veracruz, este tipo de sismos, permiten observar el comportamiento del suelo en los diferentes puntos de registro, y además proporcionan información valiosa ya que se pueden obtener los modos de vibración en ese lugar y también es posible correlacionar la respuesta dinámica del terreno entre sismos y microtremores utilizando los métodos HVSR, SSR y HVNR. La distribución de la red temporal se muestra en la figura 2.1 y sus características principales se muestran en la tabla 2.1.

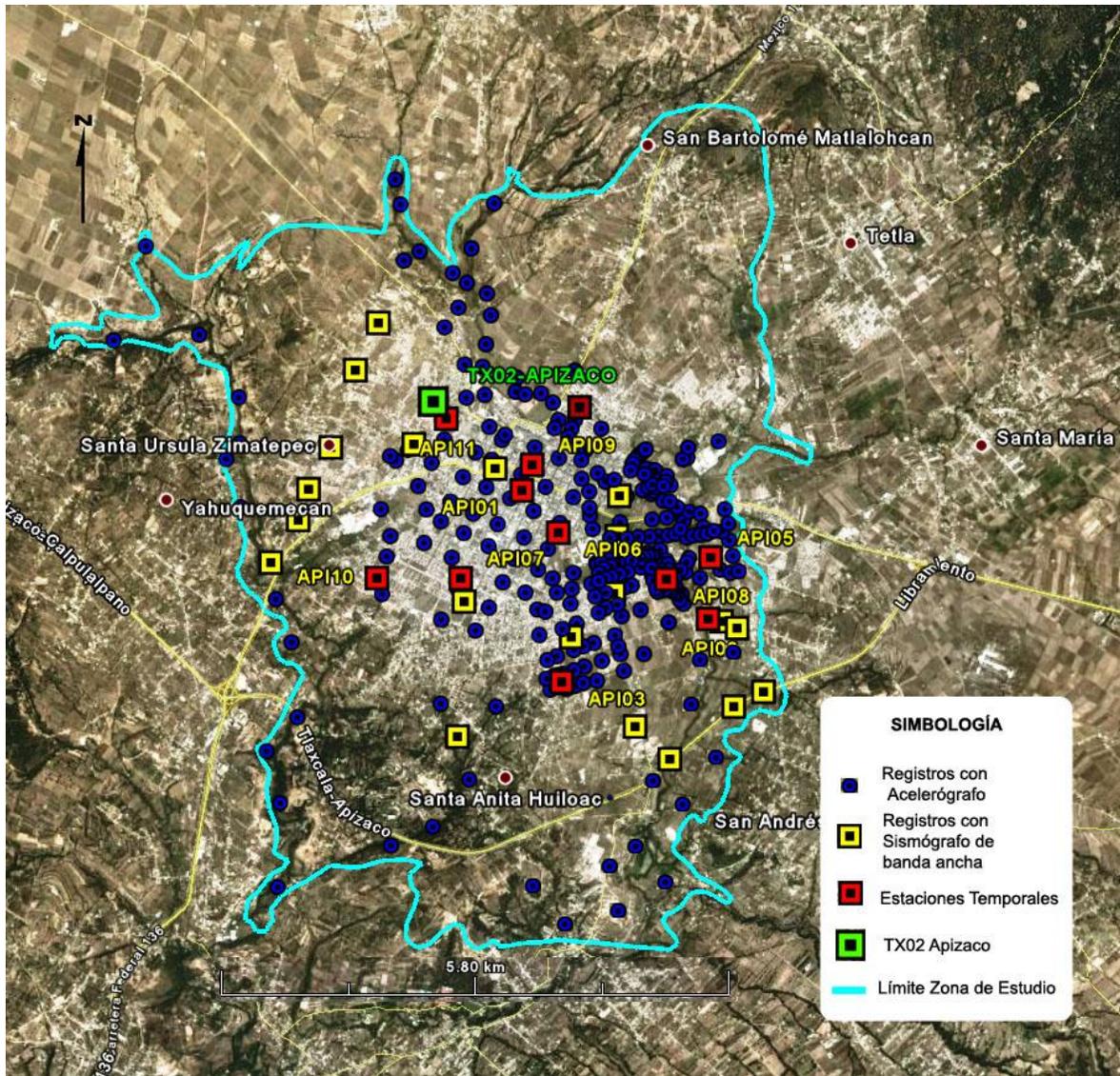


Figura 2.1. En cuadros rojos se observa la red temporal de Apizaco, y los puntos en color azul muestran los puntos de medición de microtremores.

ESTACIÓN	SISMÓGRAFO	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (METROS)
API01	Marca GuralP Sensor: CMG-6TD Serie: T6517	N19.415150°	W98.142400°	2432
API02	Equipo: GURALP Sensor: CMG-T40 Serie: T4CZ9	N19.401280°	W98.121000°	2396
API03	EquipoGuralP Sensor: CMG-40TD Serie: T4R03 A1690	N19.394517°	W98.137900°	2449
API04	Equipo Guralp Sensor:	N19.424130°	W98.135800°	2445

API05	Equipo Guralp Sensor: CMG-6TD Serie: T6707	N19.407937°	W98.120715°	2398
API06	Equipo Guralp Sensor: CMG-6TD Serie: T6517	N19.410600°	W98.138250°	2423
API07	Equipo: Guralp CMG-D42453 Serie: 2771/A2492	N19.405670°	W98.149400°	2410
API08	Equipo:GURALP Sensor: CMG-T40 Serie: DM24-A757	N19.405583°	W98.125833°	2405
API09	Equipo: Guralp CMG-D72453 Sensor:CMG-T40 Serie: 2765/A2490	N19.417917°	W98.141233°	2424
API10	Equipo: Guralp Sensor:CMG-T40 Serie:	N19.4057	W98.15897	2444
API11	Equipo: Guralp Sensor:CMG-T40 Serie:	N19.42283	W98.15103	2444

2.2 Procesamiento de los Registros Sísmicos

2.2.1 Estimación del Cociente HVNR

La función de transferencia empírica, se obtiene como resultado de aplicar la técnica de Nakamura, el cociente de las componentes horizontales con la componente vertical, esta función describe el nivel de amplificación del movimiento del suelo (Ar) en términos de la frecuencia de vibración (f).

Si se toma en consideración la estructura de un depósito sedimentario se considera que el tremor registrado en superficie traerá con él ondas de cuerpo y ondas superficiales, tales ondas serán modificadas por las características dinámicas del estrato de suelo blando, “Se considera que únicamente las componentes horizontales del registro de microtremores, son afectados por la estructura local” (Lermo y Chávez-García 1994). En los últimos años se ha propuesto una teoría donde apuntan que el cociente HVNR, es un estimador adecuado del nivel de amplificación del sitio, por lo tanto, tal cociente es el adecuado para describir las propiedades dinámicas del suelo, para determinar la respuesta de sitio (Sánchez-Sesma et al., 2011).

El procesamiento de los registros de microtremores consistió en obtener los cocientes espectrales, para ello, se utilizaron los registros, en los 226 puntos de las campañas de vibración ambiental, estos fueron transferidos en los formatos ASCII, GCF o SAC para su

compatibilidad con el software Geopsy (Figura 2.2).

El tratamiento de señales para estimar el cociente espectral HVNR se basó en filtrar la señal de 0.1 a 50 [Hz] utilizando un filtro Butterworth con cuatro polos, seguidamente se generan ventanas de 40 segundos a lo largo de la señal. Para cada una de estas ventanas se obtiene el espectro de Fourier para las tres componentes de la señal y se realiza el cociente de los espectros de Fourier de las componentes horizontales con la vertical. En cada cociente se consideró un suavizado del 40% finalmente se obtiene el promedio de todos los cocientes de ambas componentes horizontales para así generar la función de transferencia empírica

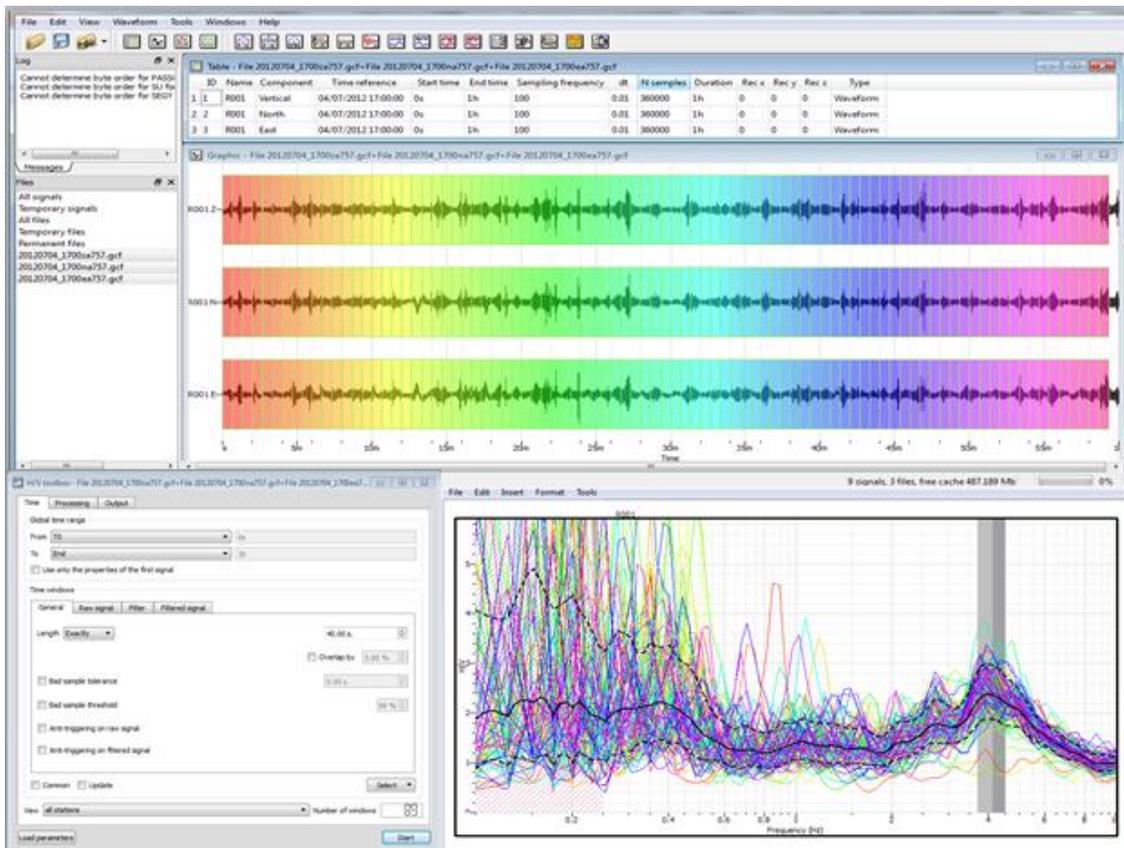


Figura 2.2. Procesamiento de los microtremores con el software Geopsy (2006)

2.2.2 Función de transferencia empírica a partir del registro de sismos

Otra forma de estimar la función de transferencia empírica, consiste en el análisis de movimientos fuertes y débiles o moderados, gracias a los registros obtenidos de la red temporal. Esta red registró algunos sismos, así como también algunas explosiones provenientes de las canteras ubicadas al NE del municipio de Yauquemecan.

La estimación de la respuesta de sitio se realizó empleando dos técnicas reconocidas. En principio para todos los sismos registrados en las 11 estaciones se utilizó la Técnica de Nakamura para sismos HVSR propuesta por Lermo y Chávez-García (1993). El procesamiento de los sismos consistió en generar ventanas de 80 segundos considerando la parte intensa del sismo, es decir el arribo de la onda S, sin traslape, considerando un filtrado de 0.1 a 50 Hz, con esto se evaluó el cociente espectral obteniendo la función de transferencia empírica para cada una de las estaciones con el algoritmo DegtraA4 (Ordáz y Montoya, 2000) como se muestra en la figura 2.3.

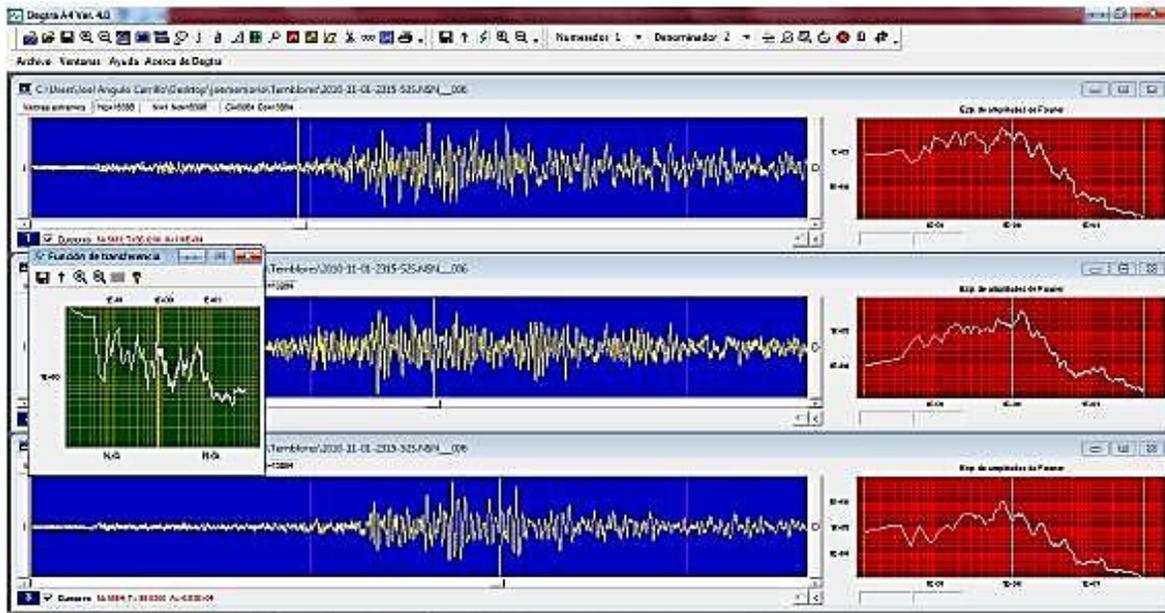


Figura 2.3 Análisis de los sismos con la Técnica de Nakamura para cada una de sus componentes horizontales. En el recuadro se observa la función de transferencia empírica del sismo en cuestión en el lado derecho se observa el espectro de Fourier para cada señal, y en el centro se observa el registro del sismo en cuestión.

También se obtuvo la función de transferencia empírica al contar con el registro del sismo del 25 de febrero de 2011 que tuvo epicentro en Sayula de Alemán, Veracruz con magnitud de $M_w=6.0$, este evento fue registrado por 8 de las estaciones de la red temporal con lo que se pudo estimar la respuesta de sitio con la técnica estándar.

Para llevar a cabo este método es necesario colocar una estación de referencia en roca y el resto de las estaciones se distribuye a lo largo de la zona de estudio, todas registran el evento simultáneamente. Por lo tanto se consideró la estación Ap11 cuyas componentes horizontales son el denominador de este cociente y el denominador son las componentes horizontales de la estación en superficie figura 2.4.

Su procesamiento es similar a la técnica HVSR, se consideraron ventanas de 80 segundos a

partir del arribo de la onda S, en cada ventana se obtuvo su espectro Fourier y se realizó el cociente de las componentes N-S de la estación en roca con la estación en superficie y el correspondiente para las componentes E-W y se obtiene el promedio de ambas para obtener la función de transferencia para ese sitio de interés. El haber registrado este sismo resulta ser de gran importancia ya que dan paso a la validación de las FTE, obtenidas en las campañas de vibración ambiental. Los registros del sismo se presentan en la figura 2.5, en 8 de 11 estaciones, incluyendo la estación CTVE localizada en el estado de Veracruz.

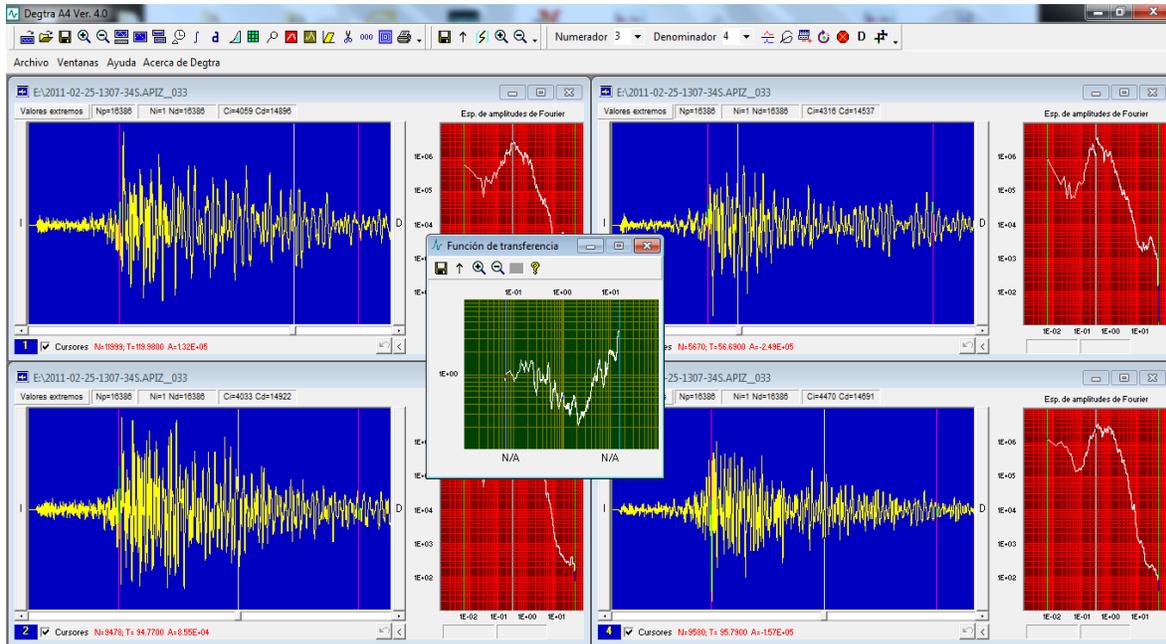


Figura 2.4 Obtención de la función de transferencia a partir de la Técnica Estándar, en la imagen se observa el registro del sismo del 25 de febrero de 2011 que tuvo epicentro muy cercano a la población de Sayula de Alemán, Veracruz. En el lado derecho están las componentes E-W y en el lado izquierdo las componentes N-S. los recuadros en rojo describen el espectro de Fourier para obtener el cociente espectral y el cuadro en verde corresponde a la función de transferencia resultante.

2011-02-25-1307-34S.APIZ_033

Plot start time: 2011 2 25 13: 7 34.780

2011 225 13 7 34.8 L

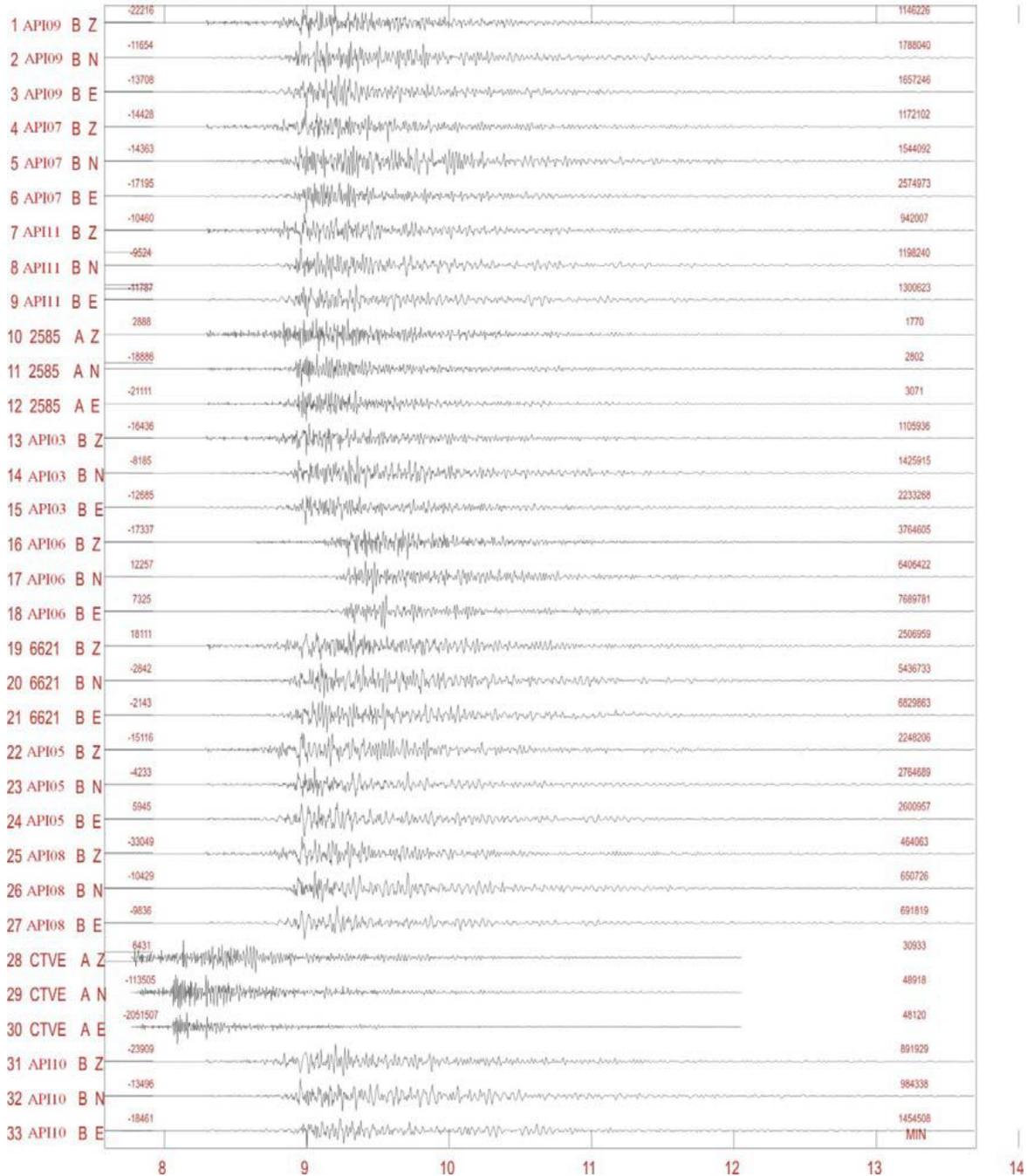


Figura 2.5. Registros del sismo del 25 de febrero de 2011 (Mw6.0) en ocho estaciones de la red temporal Apizaco.

2.3 Análisis e Interpretación de las Frecuencias Fundamentales

2.3.1 Función de Transferencia Empírica a partir de Microtremores

El análisis para obtener la función de transferencia empírica, consistió en estimar la frecuencia fundamental asociado a la máxima amplitud relativa en las componentes horizontales, de las 226 funciones de transferencia empírica, que corresponden a la etapa 1, de la campaña de vibración ambiental, y 36 funciones que corresponden a los registros de la etapa 2. El criterio de microzonificación en un principio antes de considerar los registros de la red temporal fue encontrar modos de vibración en la banda de 1.0 a 10 Hz, de acuerdo a la respuesta del acelerógrafo K2 y a las características geológicas y geomorfológicas, del municipio, tomando en consideración una amplitud relativa mayor a 2.0 veces.

En una primera parte del trabajo se analizaron el total de señales obtenidas por el acelerógrafo, se encontraron frecuencias entre 3.0 y 8 Hz (Figura 2.6a), en este rango de frecuencias, cabe mencionar que también comprende las funciones donde no se encontró frecuencia fundamental (Figura 2.6b) lo que en principio fue un resultado preliminar, hasta este punto se habían identificado 2 zonas sísmicas.

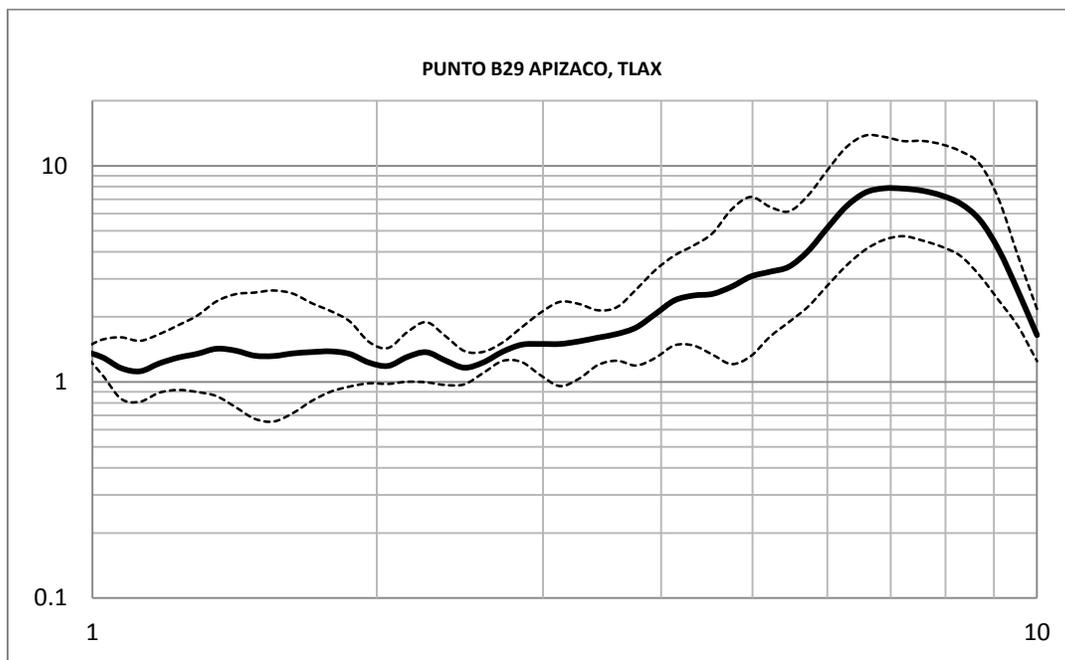


Figura 2.6a Gráfica representativa donde se observa la frecuencia fundamental en 7.5 [Hz] que corresponde a la zona baja de depósitos aluviales las líneas punteadas indican la desviación estándar de a función de Transferencia. Resultado preliminar ya que hasta aquí no se habían considerado las señales de los sismógrafos.

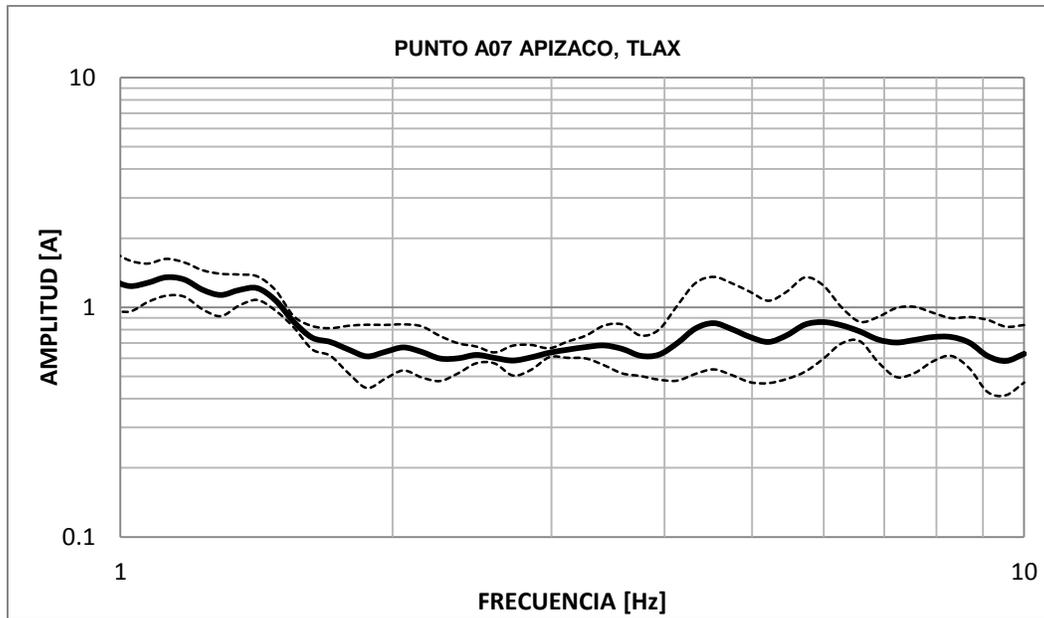


Figura 2.6b Se muestra el gráfico que en principio se consideraron dos zonas sísmicas en esta imagen no se observa efecto de sitio, las líneas punteadas es la desviación

A partir de los registros de ruido sísmico descritos para la etapa 2 se analizaron cada una de las estaciones de la red temporal donde se obtuvieron las funciones de transferencia empírica y se observan modos de vibrar que muestran la existencia de dos modos en el ancho de banda de 0.1 a 1 [Hz] infiriendo que se puede describir una tercera zona que responde a frecuencias entre 0.6 y 1 [Hz].

Con el objetivo de validar los modos de vibrar en este ancho de banda se estimaron las funciones de transferencia empírica, de los registros del sismo del 25 de febrero de 2011 (Mw6.0). La estimación se llevó a cabo con la aplicación del método de Nakamura HVSR (Lermo y Chávez 1993), y la técnica de la Razón Espectral Estándar (SSR). De lo anterior se efectuó la comparación de las tres funciones de transferencia empírica obtenidas con los distintos métodos obteniendo lo siguiente (Figura 2.7a y 2.7b):

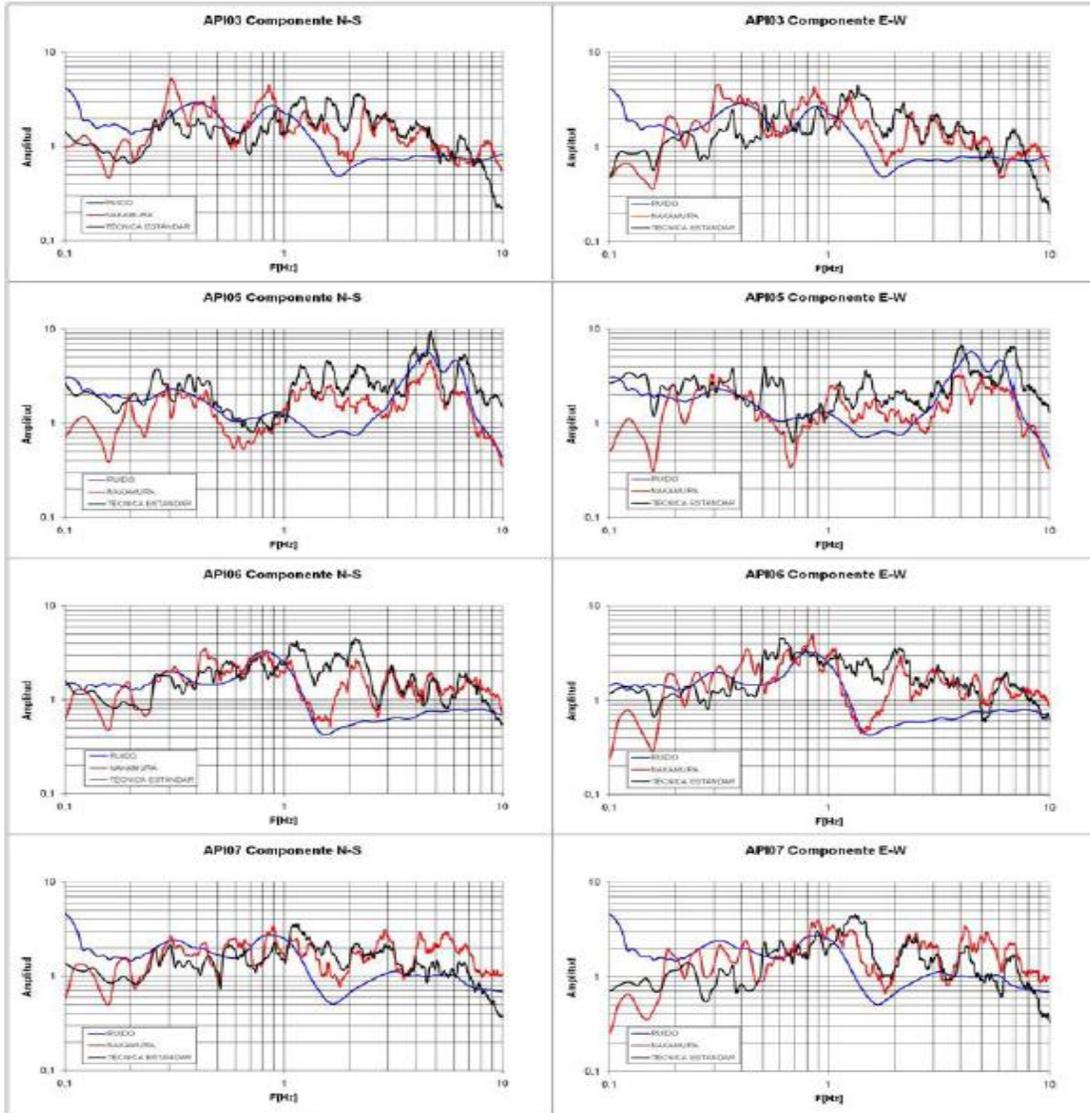


Figura 2.7a. Comparación de las funciones de transferencia de los métodos de Nakamura, Razón espectral estándar, y el cociente espectral HVNR, para la obtención de la respuesta de sitio, en las estaciones API03, API05, API06, API07.

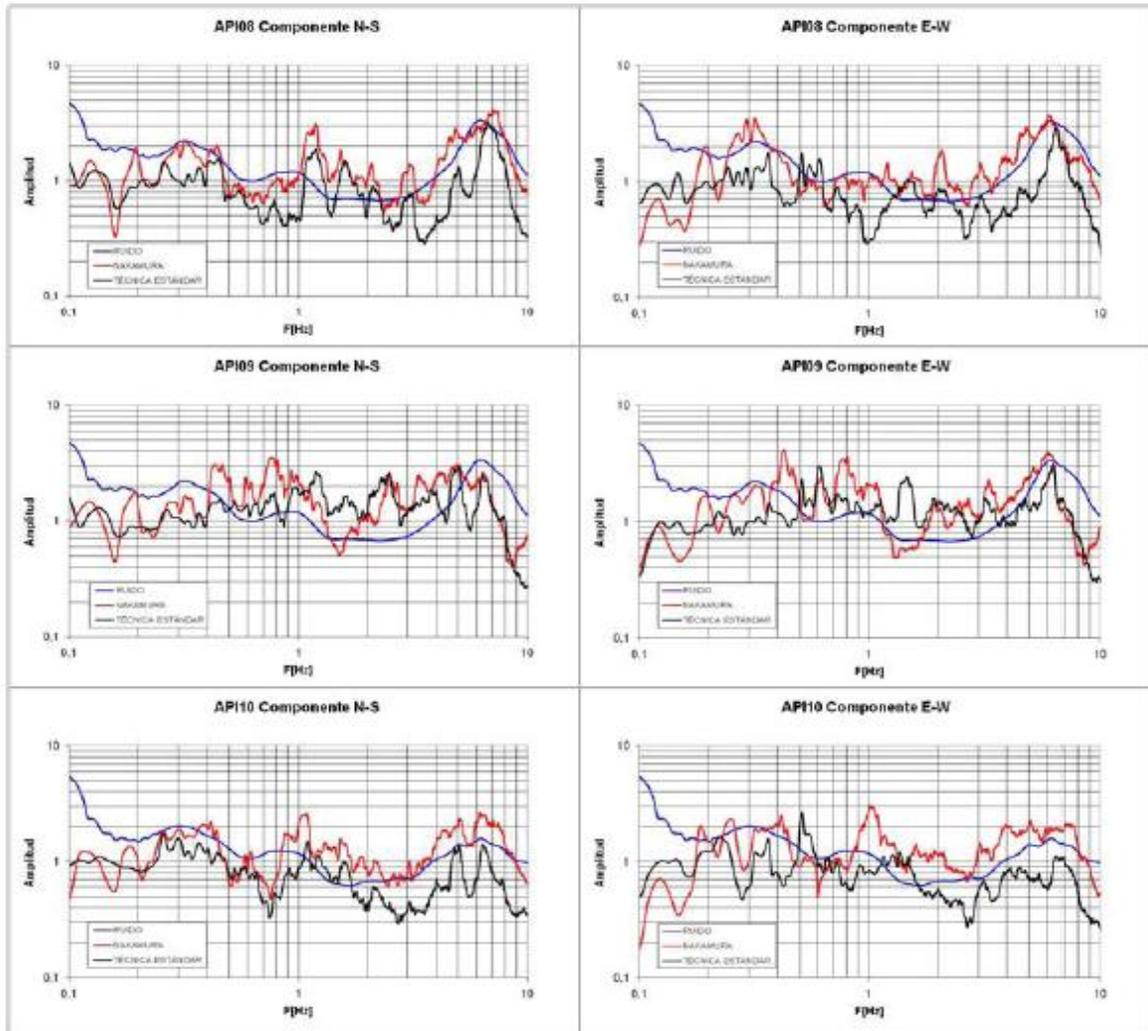


Figura 2.7b. Comparación de las funciones de transferencia empírica de las estaciones API08, API09, API10.

Del análisis de las funciones de transferencia empírica, se observa, una aproximación de la técnica HVNR, en sus modos de vibración, sin embargo las estaciones API03, API06 Y API07, subestiman el nivel de amplitud en el ancho de banda de 1 a 10 Hz, esto se debe principalmente al nivel de energía que representa el sismo sobre el registro de microtemores y también es probable que se deba al suavizado al que se sometió el procesamiento de las señales del ruido sísmico.

Con respecto a la técnica estándar también presenta una aproximación importante, principalmente con la función de transferencia empírica obtenida con la HVNR con el sismo en cuestión, sin embargo, esta también en algunos casos presenta diferencias con respecto la amplitud en la mayoría de las estaciones, esto se debe a que la estación API11, de referencia, presenta efecto de sitio, no obstante, las tres funciones de transferencia

empírica de cada estación, convergen en las frecuencias fundamentales de manera evidente.

2.3 Elementos de zonificación sísmica

Un primer elemento de zonificación fue el análisis de acuerdo a la información geológica, geomorfológica pero principalmente a los estudios de inundación y sedimentación, sin embargo este no es un criterio que define a detalle las zonas para fines de este estudio solo resulta ser una herramienta poderosa para identificación de depósitos sedimentarios y dar paso a una mejor planeación y optimización de las campañas de registro sísmico

El segundo elemento es la estimación y distribución espacial de los periodos dominantes sobre la zona de estudio, obtenidos a partir del análisis de las funciones de transferencia empírica obtenidas de los cocientes espectrales.

Otro criterio es similar al que propuso Lermo y Limaymanta (2007), donde se forman familias espectrales a partir de sus características, forma espectral.

2.4.1 Familias Espectrales

Las familias espectrales se forman clasificando las funciones de transferencia empíricas de acuerdo a su forma espectral, dejando de lado los depósitos geológicos, este método solo considera los rasgos predominantes de las formas espectrales, con el fin de definir un número razonable de microzonas.

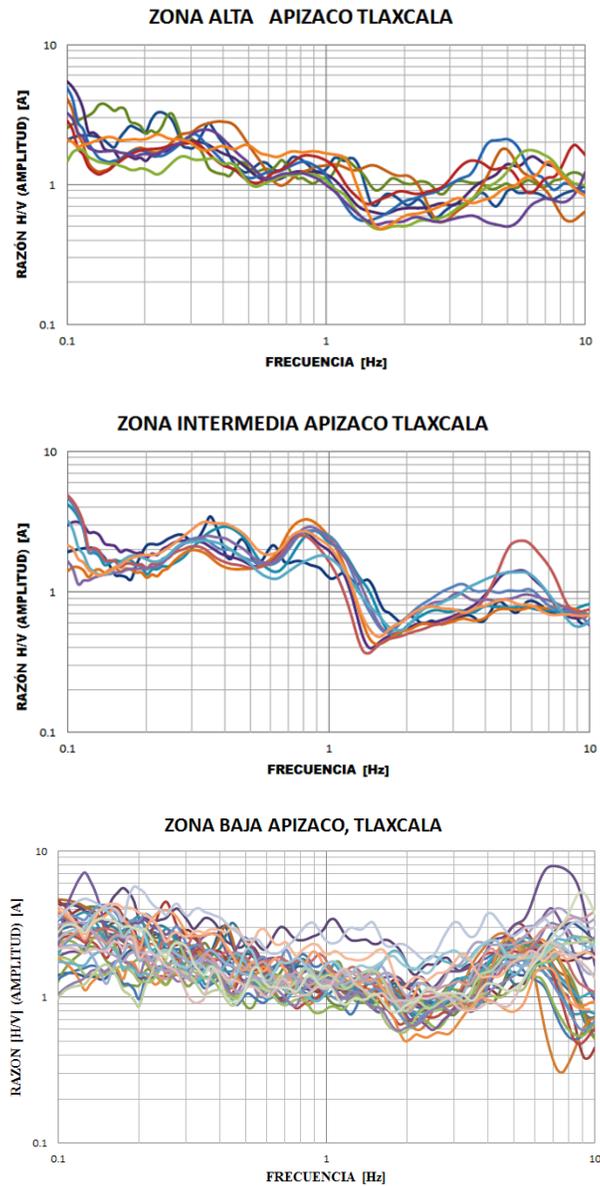
Consecuentemente, se puede decir que la forma espectral de las familias obtenidas, describen el comportamiento dinámico según el tipo de terreno al que corresponde en términos de los periodos de vibración, por lo que es posible realizar una clasificación de acuerdo a las propiedades dinámicas del terreno y presenta ciertas ventajas, puesto que uno de los parámetros del diseño sísmico de las construcciones es precisamente el periodo fundamental de la construcción.

De acuerdo a esto, se encontraron 3 familias; Cumpliendo con características individuales que hacen posible su clasificación:

Familia 1 Zona Alta. Se consideraron las frecuencias fundamentales en el ancho de banda que comprende de 0.1 a 0.5 Hz que corresponde a la zona alta Figura 2.8.

Familia 2 Zona Intermedia. En ella se obtuvieron frecuencias predominantes entre 0.6 y 1.6 Hz lo que corresponde a la zona intermedia, la cual está compuesta por tobas y lavas basálticas (Figura 2.8).

Familia 3 Zona Baja. Se evidencian las frecuencias fundamentales que corresponden a los depósitos aluviales (Zona Baja) las cuales se encontraron en el ancho de banda de 1.5 a 10 Hz como se muestra en la (Figura 2.8).



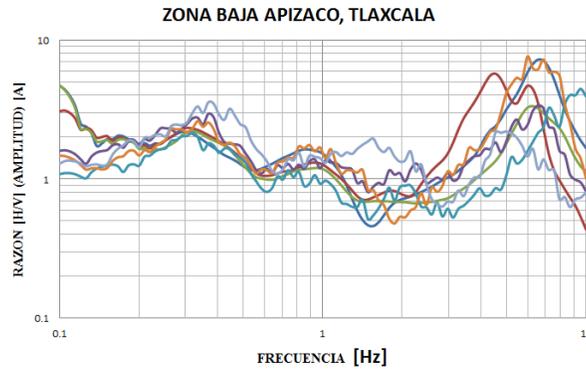


Figura 2.8. Familias espectrales de la zona urbana de Apizaco criterio que define las microzonas sísmicas a partir de su forma espectral y depende de la frecuencia fundamental. En la Familia 1, se observan señales que no pasan de dos veces la amplitud y en algunos casos muestran un modo de vibrar entre 0.3 y 0.4 Hz. Para la Familia 2, el rango de frecuencias dominante se encuentra entre 0.5 y 1.0 Hz, y en la zona baja que corresponde a la Familia 3, corresponde a frecuencias entre 1.5 y 10 Hz.

2.4.2 Mapa de isoperiodos

Con base en el análisis de las Funciones de Transferencia Empírica obtenidas en la ciudad de Apizaco, se encontraron los valores de periodo dominante (T_0), este parámetro permite una distribución espacial sobre la mancha urbana del municipio y es posible realizar una distribución espacial utilizando el método Kriging, este método se basa en la geoestadística, que como su nombre lo indica tienen fundamentos estadísticos que incluyen la autocorrelación (relación estadística entre los valores medidos). Estos métodos no sólo tienen la capacidad de producir una superficie de predicción, pueden también generar mallas para medir certeza o precisión de los valores con que se trabajan.

El método Kriging asume 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.

La elaboración del mapa de isoperiodos y microzonificación, depende de los valores característicos de periodo fundamental. Para tener una mejor distribución de las curvas de igual periodo, se utiliza el límite en coordenadas geográficas de las microzonas y se le asigna un valor numérico que no altere los valores de periodo fundamental, obtenidos del análisis de las funciones de transferencia empírica.

2.4.3 Clasificación de Terrenos

Se propone un mapa de microzonificación para fines de diseño sísmico con base en la integración de las familias espectrales, la estimación de los periodos dominantes resultado

del análisis de las Funciones de Transferencia Empírica, del ruido ambiental y los sismos registrados en la Red Temporal Apizaco, así como también, del análisis en conjunto con la información geológica, geomorfología e hidrológica se delimitan 3 microzonas con base en los parámetros que se muestran en la tabla 2.2 y en la Figura 2.9:

Tabla 2.2 Se muestran los periodos y amplitudes relativas que se obtuvieron en cada uno de los puntos de monitoreo sísmico, asimismo se indica a que familia o microzona pertenece cada punto de monitoreo.

ESTACIÓN	LONGITUD	LATITUD	FAMILIA ESPECTRAL	FRECUENCIA f [Hz]	PERIODO T [s]	AMPLITUD RELATIVA
A05	-98.1365397	19.3957185	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	2
A06	-98.1378428	19.3953363	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	4
A07	-98.1383635	19.3951862	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	2
A19	-98.1318392	19.3994637	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	7
A20	-98.1342672	19.398631	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	2
A26	-98.1378516	19.4001591	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	2
A32	-98.1365755	19.4061944	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	2
A33	-98.136775	19.40446	ZONA INTERMEDIA	0.85	2	3
B02	-98.1253469	19.4046321	ZONA BAJA	6	0.15	2
B03	-98.1238769	19.4028645	ZONA BAJA	8	0.1	3
B05	-98.124876	19.4040986	ZONA BAJA	6	0.15	2
B06	-98.1252124	19.4043082	ZONA BAJA	6	0.15	2
B09	-98.1256787	19.4071424	ZONA BAJA	6	0.15	2
B10	-98.1259577	19.4076203	ZONA BAJA	7	0.15	2
B11	-98.1267482	19.4072919	ZONA BAJA	7	0.15	2
B12	-98.1267119	19.4070071	ZONA BAJA	6	0.15	2
B15	-98.1264902	19.4058477	ZONA BAJA	7	0.15	3
B16	-98.1262414	19.4050159	ZONA BAJA	7	0.15	3
B17	-98.1261145	19.4043569	ZONA BAJA	7	0.15	2
B20	-98.127415	19.405407	ZONA BAJA	6	0.15	2
B21	-98.1274709	19.4058192	ZONA BAJA	5	0.2	2
B23	-98.1276111	19.406725	ZONA BAJA	6	0.15	2
B24	-98.1276226	19.4067352	ZONA BAJA	5	0.2	2
B25	-98.127693	19.4070515	ZONA BAJA	5	0.2	2
B26	-98.1279294	19.4080187	ZONA BAJA	5	0.2	3
B27	-98.1279742	19.4083583	ZONA BAJA	5	0.2	2
B29	-98.1235059	19.4073604	ZONA BAJA	7	0.15	8
B30	-98.1219958	19.4056589	ZONA BAJA	4	0.3	4
B33	-98.124242	19.4065211	ZONA BAJA	6	0.15	2
B34	-98.1249092	19.4057386	ZONA BAJA	7	0.15	3
B35	-98.1248397	19.4047137	ZONA BAJA	7	0.15	2
B37	-98.1240813	19.4038913	ZONA BAJA	5	0.2	2

CAPÍTULO 2 MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

B39	-98.1283681	19.407024	ZONA BAJA	4	0.25	3
B40	-98.1288012	19.4067967	ZONA BAJA	4	0.25	2
B41	-98.1290842	19.4077667	ZONA BAJA	5	0.2	2
B42	-98.1298615	19.4075216	ZONA BAJA	5	0.2	2
B43	-98.1304761	19.407361	ZONA BAJA	7	0.15	4
B44	-98.1305465	19.4078621	ZONA BAJA	5	0.2	2
B45	-98.1313351	19.4070497	ZONA BAJA	4	0.25	2
B46	-98.1315303	19.4077524	ZONA BAJA	5	0.2	2
B47	-98.1322898	19.4069272	ZONA BAJA	6	0.15	2
B48	-98.1324523	19.4076276	ZONA BAJA	6	0.15	2
B49	-98.1330971	19.4066861	ZONA BAJA	8	0.1	2
B50	-98.1333381	19.4073059	ZONA BAJA	7	0.15	3
B55	-98.1303368	19.4063203	ZONA INTERMEDIA	0.9	1	2
C02	-98.1265983	19.408699	ZONA BAJA	6	0.15	2
C05	-98.117586	19.406388	ZONA BAJA	8	0.1	2
C13	-98.1227879	19.4102674	ZONA BAJA	7	0.15	2
C14	-98.1235032	19.4100267	ZONA BAJA	3	0.3	3
C15	-98.1219454	19.4126321	ZONA BAJA	4	0.15	2
C18	-98.1232464	19.4128405	ZONA BAJA	9	0.1	5
C19	-98.1237389	19.4122883	ZONA BAJA	6	0.15	6
C20	-98.1238899	19.4117724	ZONA BAJA	5	0.2	2
C21	-98.1242611	19.4109505	ZONA BAJA	4	0.3	2
C22	-98.1248222	19.4104428	ZONA BAJA	6	0.15	2
C26	-98.1290947	19.4100878	ZONA BAJA	5	0.2	2
C27	-98.1303639	19.409936	ZONA BAJA	7	0.15	3
C28	-98.1323065	19.4100133	ZONA BAJA	7	0.15	2
C31	-98.1347064	19.4132458	ZONA BAJA	5	0.2	2
C32	-98.1311731	19.4116936	ZONA BAJA	4	0.3	6
C33	-98.1274685	19.4119925	ZONA BAJA	1.5	0.6	5
C34	-98.1258028	19.4121965	ZONA BAJA	3	0.3	5
C35	-98.1241094	19.4124772	ZONA BAJA	5	0.2	4
C38	-98.127477	19.4157792	ZONA BAJA	8	0.1	2
C39	-98.1279582	19.4154914	ZONA BAJA	4	0.3	2
C40	-98.12857	19.4151762	ZONA BAJA	5	0.2	2
C41	-98.1275389	19.4147583	ZONA BAJA	7	0.15	4
C42	-98.1273408	19.4150587	ZONA BAJA	5	0.2	2
C46	-98.1259737	19.4160684	ZONA BAJA	4	0.3	2
C47	-98.1253915	19.415682	ZONA BAJA	3	0.3	2
C50	-98.1245985	19.4133083	ZONA BAJA	5	0.2	2
C52	-98.1258308	19.4167071	ZONA BAJA	7	0.15	4
C54	-98.1273767	19.4166733	ZONA BAJA	4	0.25	4
C65	-98.1288606	19.4190554	ZONA BAJA	6	0.15	2

CAPÍTULO 2 MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

C67	-98.1282466	19.4195529	ZONA BAJA	6	0.15	5
D01	-98.1356186	19.4163612	ZONA INTERMEDIA	0.9	1	2
D03	-98.1381156	19.4115843	ZONA INTERMEDIA	0.9	1	2
D05	-98.1406276	19.4065615	ZONA INTERMEDIA	0.9	1	2
D06	-98.142084	19.4040672	ZONA INTERMEDIA	0.9	1	2
D08	-98.1433742	19.4077193	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	3
D09	-98.1422291	19.4100308	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	2
D11	-98.1397471	19.4154832	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	2
D14	-98.1425145	19.4168168	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	3
D16	-98.1452244	19.4114534	ZONA INTERMEDIA	0.8	1.25	2
D17	-98.1462795	19.4090943	ZONA INTERMEDIA	0.8	1.25	5
D18	-98.1465214	19.4154425	ZONA INTERMEDIA	0.8	1.25	2
D23	-98.15171	19.4117801	ZONA INTERMEDIA	0.7	1.4	2
D26	-98.1477497	19.4191887	ZONA INTERMEDIA	0.7	1.4	2
D27	-98.1461764	19.4219652	ZONA INTERMEDIA	0.7	1.4	2
D29	-98.144724	19.4205507	ZONA INTERMEDIA	0.7	1.4	2
D30	-98.1554573	19.4194832	ZONA INTERMEDIA	0.6	1.6	2
D31	-98.1568409	19.4183405	ZONA INTERMEDIA	0.6	1.6	3
D33	-98.154299	19.4155974	ZONA INTERMEDIA	0.6	1.6	2
E05	-98.1304057	19.4145206	ZONA INTERMEDIA	7	1.6	3
E06	-98.1328657	19.4160772	ZONA INTERMEDIA	1	1	2
E07	-98.1356464	19.4183976	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	3
E10	-98.133338	19.4218172	ZONA BAJA	5	0.2	2
E12	-98.1367507	19.4218232	ZONA INTERMEDIA	0.7	1.4	2
E14	-98.1386914	19.4218391	ZONA BAJA	8	0.1	2
E16	-98.1388831	19.4246258	ZONA BAJA	6	0.15	3
E17	-98.1402519	19.4256114	ZONA BAJA	7	0.15	3
E18	-98.1420763	19.425495	ZONA BAJA	6	0.15	2
E25	-98.1516729	19.4011544	ZONA INTERMEDIA	0.8	1.25	2
E26	-98.1584332	19.4039265	ZONA INTERMEDIA	0.3	3	2
Api01	-98.1424	19.41515	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	2
Api03	-98.1379	19.394517	ZONA INTERMEDIA	0.8	1.3	2
Api04	-98.1358	19.42413	ZONA BAJA	3	0.3	7
Api05	-98.1207146	19.4079366	ZONA BAJA	4	0.3	5
Api06	-98.13825	19.4106	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	2
Api07	-98.1494	19.40567	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	3
Api08	-98.125833	19.405583	ZONA BAJA	5	0.2	3
Api09	-98.141233	19.417917	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	2
Api12	-98.14545	19.4175166	ZONA INTERMEDIA	0.75	1.3	2
Api13	-98.1194833	19.4010167	ZONA BAJA	5	0.2	3
Api14	-98.149	19.4031666	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	3
Api15	-98.1177	19.4002834	ZONA BAJA	8	0.1	3

Api16	-98.1314833	19.41025	ZONA BAJA	6	0.15	7
Api17	-98.12945	19.3896667	ZONA BAJA	5	0.2	2
Api18	-98.1319	19.4040333	ZONA INTERMEDIA	0.9	1	2
Api21	-98.1368	19.39935	ZONA INTERMEDIA	0.85	1.2	3
G18	-98.1234	19.4198	ZONA INTERMEDIA	3	0.3	4
D32	-98.1510334	19.4228334	ZONA DE LOMAS	0.4	2.5	2
E19	-98.1587333	19.4329667	ZONA DE LOMAS	0.3	3	2
E21	-98.1667667	19.4152834	ZONA DE LOMAS	0.3	3	2
Api10	-98.17115	19.4073833	ZONA DE LOMAS	0.3	3	5
Api11	-98.1199	19.4204333	ZONA DE LOMAS	0.3	3	4
Api20	-98.1547333	19.4201167	ZONA DE LOMAS	0.3	3	5
Api23	-98.1642167	19.41975	ZONA DE LOMAS	0.3	3	3
Api25	-98.1510334	19.4228334	ZONA DE LOMAS	0.3	3	0
Api26	-98.1589667	19.4057	ZONA DE LOMAS	0.3	3	4
G01	-98.1512798	19.4326031	ZONA DE LOMAS	0.2	5	6
G03	-98.1488022	19.425078	ZONA DE LOMAS	0.5	2	2
G07	-98.1575049	19.4188075	ZONA DE LOMAS	0.25	4	3

Zona 1 Alta (Lomas), se observó una frecuencia predominante en el intervalo de 0.2 a 0.5 Hz que apenas rebasan 2 veces la amplitud en las Funciones de Transferencia Empírica y por consiguiente se encontraron periodos de 2 y 5 segundos, por lo que se considera que el efecto de sitio corresponde a un efecto regional debido a depósitos lacustres subyacentes a la unidad más joven, preferentemente en la zona de lomeríos como se muestra en la figura 2.9 y se manifiesta de color azul.

Zona 2 (Intermedia) se observan periodos predominantes entre 0.6 y 1.6 [s], El comportamiento de las curvas está marcada por la geomorfología de la zona, presentando la primer curva en un periodo de 1.6 [s] al pie de los lomeríos y en la parte superior de los Depósitos Aluviales, las curvas decrecen rápidamente hasta 0.6 [s], en lo que corresponde a la parte central de esta zona presenta una extensión mayor que comprende periodos de 1.0 y 1.4 [s], esta zona resalta en color verde en la Figura 2.9.

Zona 3 Baja (Depósitos Aluviales) se estimaron periodos de 0.1, 0.2, 0.3 [s] segundos su distribución se ilustra en la Figura 2.9. Las curvas de isoperiodos tienen una dirección paralela al Río Atenco que viene desde la zona norte en las localidades de San José Tetel, y San Luis Apizaquito. Asimismo se observa un comportamiento ascendente de 0.1 0.2, 0.3, conforme se acercan las curvas al río y en otros casos en mayores concentraciones de sedimentos esta zona se localiza en el mapa de color amarillo.

ZONIFICACIÓN SÍSMICA DE CIUDAD DE APIZACO, TLAXCALA

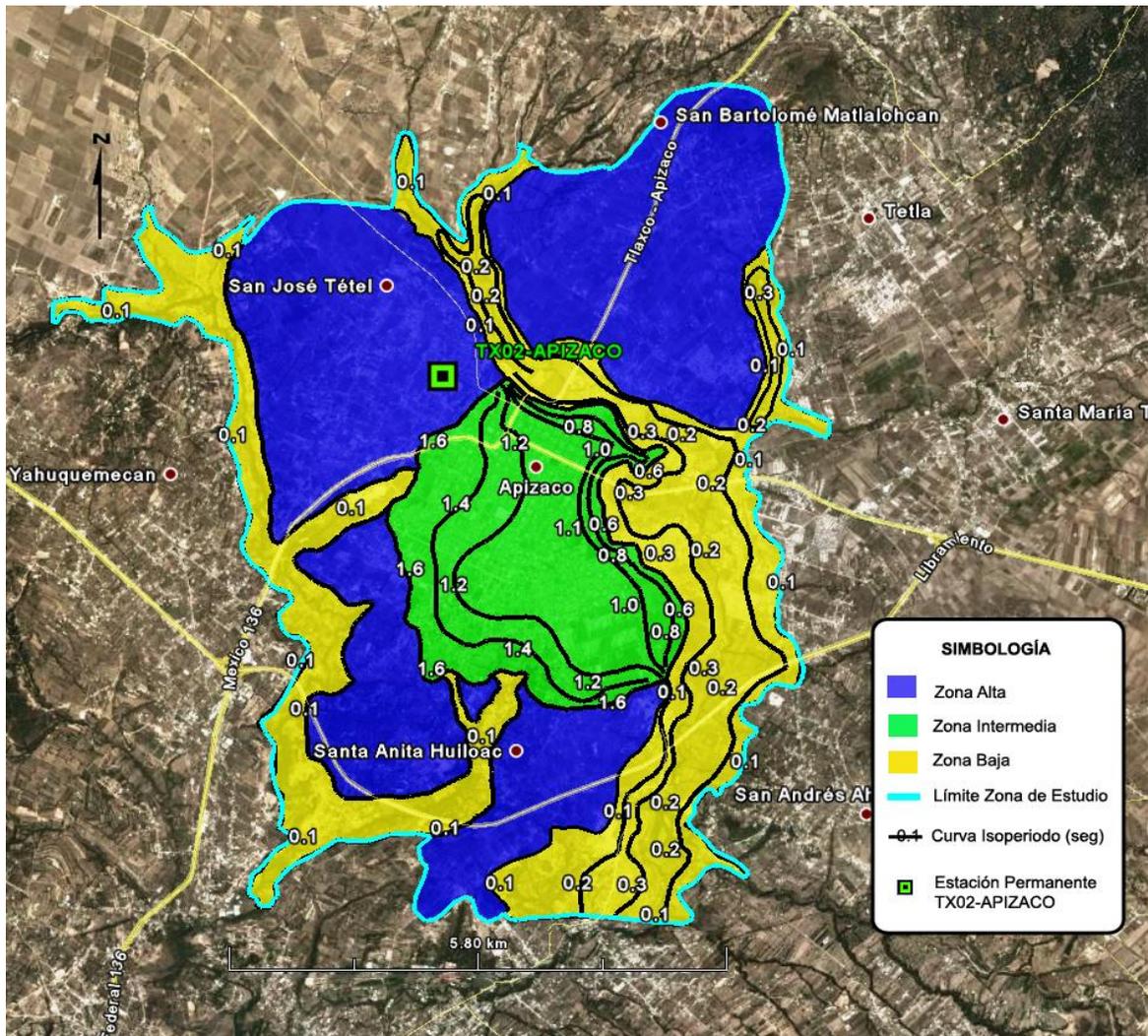


Figura 2.9 Mapa de Isoperiodos y Microzonificación sísmica propuesto para el municipio de Apizaco, se muestra la clasificación de los tipos de terreno limitados por las curvas de igual periodo, en el mapa se describen tres zonas de acuerdo a su respuesta espectral en color amarillo se tiene la zona baja asociada a depósitos aluviales de color verde se localiza la zona intermedia asociada a depósitos de tobas y la zona de lomeríos en color azul, también se ubica en un cuadro de color verde la estación permanente TX02 que está en funcionamiento desde el mes de mayo de 2012 que pertenece a la Red Sismológica del Estado de Tlaxcala RSET

CAPÍTULO 3

INTENSIDADES SÍSMICAS

Con el objetivo de introducir los estudios de peligro sísmico al diseño sísmico se establecen espectros de diseño, para ello se requiere una caracterización adecuada de las intensidades sísmicas para zonas urbanas con un alto grado de riesgo sísmico y así generar las normas técnicas para diseño por sísmico.

En los últimos años la ingeniería sísmica y la sismología, han tratado de estimar la intensidad sísmica que puede manifestarse en una región con una sismicidad considerable. Desde el punto de vista de la ingeniería sísmica este tipo de problemas se considera probabilista por ser un fenómeno aleatorio (Rosenblueth et al, 1989), sin embargo, en esta ocasión será considerado desde un enfoque determinista.

El éxito de estimar el nivel de intensidad sísmica esperado en una región, dado un evento sísmico de magnitud y localización determinada depende enormemente de la caracterización de las condiciones locales y regionales como son la geología, la estratigrafía, geomorfología, las propiedades mecánicas del suelo, etcétera (Vega, 2004). Para fines de diseño, es necesario que estos parámetros cuenten en gran medida, con una gran correlación con los que representen las propiedades mecánicas y dinámicas del diseño sísmico de las construcciones.

Los estudios de peligro sísmico incluyen una descripción de las fuentes sísmogénicas que pueden afectar considerablemente el estado de Tlaxcala y por supuesto, el municipio de Apizaco, para ello se generan muestras representativas de historias detalladas del movimiento del terreno, con amplitudes y contenido de frecuencias adecuados según la fuente sísmogénica, la trayectoria de las ondas sísmicas y las propiedades dinámicas del terreno.

De lo anterior, se implementa un algoritmo que permita calcular el acelerograma sintético en superficie, mediante un acelerograma registrado instrumentalmente en una estación base, (ubicada en roca y cercana a la fuente) y la función de transferencia empírica de cada lugar donde existió un registro sísmico, sin la necesidad de obtener en primera instancia una función de transferencia teórica.

3.1 Parámetro de Intensidad Sísmica

El parámetro de intensidad sísmica da una idea del grado de severidad del movimiento del suelo en la región de interés (Husid, 1973), asimismo, tiene una gran contribución en la generación de criterios para el diseño sísmico.

Una forma de obtener el nivel del parámetro de intensidad sísmica para el diseño de estructuras, depende no solo de la fuente, de la trayectoria, etcétera, sino también de las condiciones locales del sitio y de las propiedades de las construcciones.

Se adopta como medida de intensidad el valor de la aceleración máxima, un parámetro dinámico que puede estimarse por modelos matemáticos o ser medido instrumentalmente por acelerógrafos, sus unidades son: $[cm/s^2]$ o el Gal (en honor a Galileo Galilei quien fue el primero en estudiar la aceleración gravitacional). La aceleración manifiesta un comportamiento diferente según el tipo de terreno por el que viajan las ondas sísmicas, produciendo amplificaciones o atenuaciones de las mismas, es decir, la aceleración de las partículas del terreno, aumenta cuando las ondas sísmicas pasan de un medio de alta velocidad, a un estrato de sedimentos blandos de baja velocidad. De acuerdo con la definición de efecto de sitio en el capítulo 1, las características del suelo tienen una importante influencia sobre la amplitud del movimiento en superficie. Por lo tanto, la intensidad del movimiento del suelo y la tasa de los daños serán mayores en suelos blandos.

La importancia de estimar la aceleración máxima, es evaluar la severidad de un evento sísmico sobre la ciudad de Apizaco y sus áreas conurbadas. Entonces los espectros de respuesta describen la aceleración máxima del terreno, evaluando para un periodo de cero segundos ($T = 0.0$ [s]), para un amortiguamiento del 5% de su valor crítico. Otra medida a considerar es el valor de la ordenada espectral, asociada a valores de periodo de vibración estructural, correlacionando 0.1 [s] con un nivel de una construcción.

3.2 Elección del Escenario Sísmico

Desde el punto de vista determinista, se selecciona un evento para el cual se estima el nivel de intensidad sísmica, por lo tanto se elige las fuentes sismogénicas que aportan un gran potencial sísmico al estado de Tlaxcala.

El primer escenario se crea con el sismo que tuvo origen en las cercanías a la ciudad de Tehuacán, Puebla el 15 de junio de 1999 ($M_w 7.0$), este es el sismo máximo más reciente y que ocurrió a unos kilómetros del estado de Tlaxcala, este es un sismo denominado de intraplaca o de fallamiento normal. Para fines de este estudio, se considera este sismo por la cercanía de la fuente y por la magnitud que presenta, además, por la distancia entre la fuente y el estado de Tlaxcala. Dado que no existen registros en la región y se utilizó el

registro obtenido en la estación CHFL, ubicada en roca, a aproximadamente a 135 km de la ciudad de Apizaco, la estación se ubicó a 41 km de la zona epicentral del sismo (Singh et al., 1999).

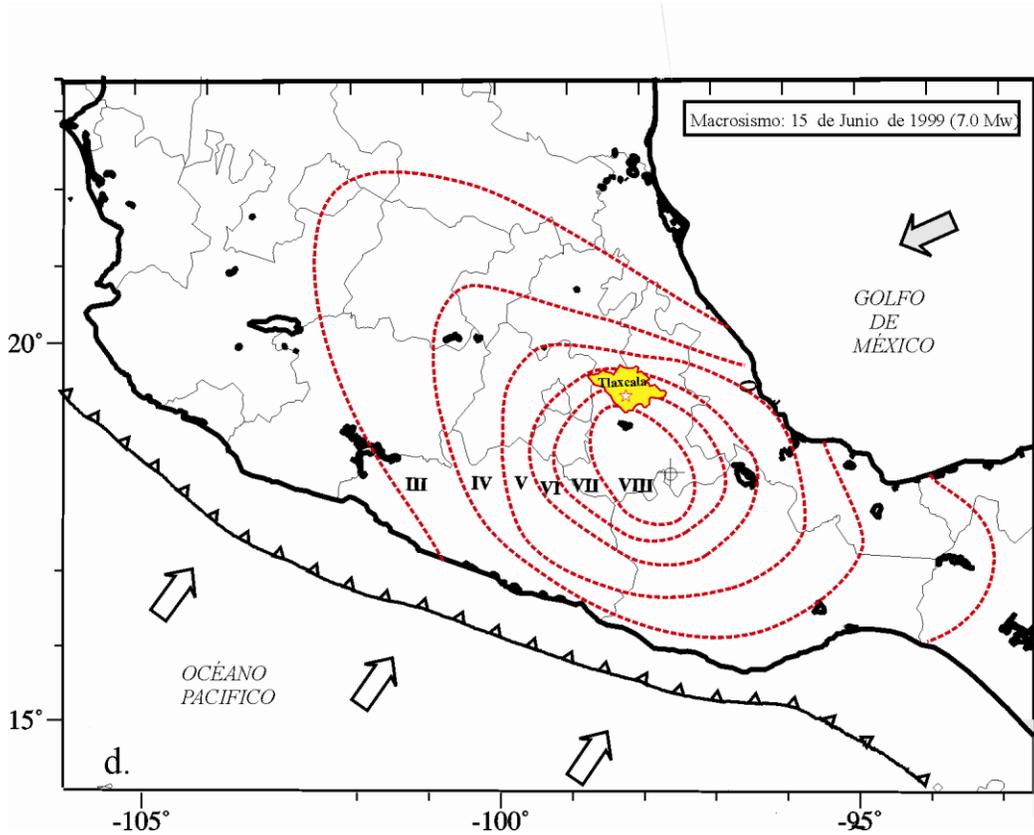


Figura 3.1 Mapa de isosistas en la escala Mercalli Modificada para el sismo del 15 de junio de 1999 ocurrido en Tehuacán, Puebla, que causó daños en el estado de Tlaxcala (Singh et al., 1999).

El segundo escenario, corresponde a un sismo cortical que ocurrió el 6 de abril de 1959 entre los poblados de Lara Grajales, Puebla y Cuapiaxtla, Tlaxcala con una magnitud $M_b=4.7$ provocando daños importantes en el segundo poblado, este sismo es considerado ya que es el más representativo del estado de Tlaxcala por su magnitud, daños provocados y la cercanía.

Debido a que este sismo fue registrado por pocas estaciones entre ellas la estación de Tacubaya se optó por elegir el sismo localizado en la sierra del Chichinautzin a 11 kilómetros de la estación sismológica de Ciudad Universitaria (CU) en la UNAM (Prince, 1974, Chavacán, 2007) que ha provocado la mayor aceleración hasta la fecha (49 gales en la componente NS) sus parámetros hipocentrales se muestran en la tabla 3.1.

Tabla 3.1 Parámetros hipocentrales del sismo registrado en la sierra Chichinutzin (Chavacán 2007)

Fecha	hh mm ss	Lat	Long	Prof	Mag
A M D		grados	grados	Km	Ml
1974-07-12	14:38:27	19.291	99.200	7.0	3.7

Se utilizó éste sismo como semilla para generar un acelerograma sintético de magnitud 4.7, por medio del método de Funciones de Green, para lo cual se consideraron los siguientes parámetros de fuente mencionados en la Tabla 3.2 (Chavacán, 2007), para una falla normal. En la figura 10 se muestra el registro y su espectro de Fourier de este acelerograma simulado.

Tabla 3.2. Parámetros para generar el acelerograma sintético de un sismo de falla normal generado para la zona de terreno firme en la estación CU de Ciudad Universitaria, de la UNAM (Chavacán, 2007).

Fuente	Ms	Función de Green	R	Duración (s)		Caida de esfuerzos	Q	densidad	Vs
			Km	Fuente	Sitio	Bares		gr/cm ³	Km/s
Local	4.7	CU , Ms=3.7	11	7	20	50-100	200	2.5	2.3

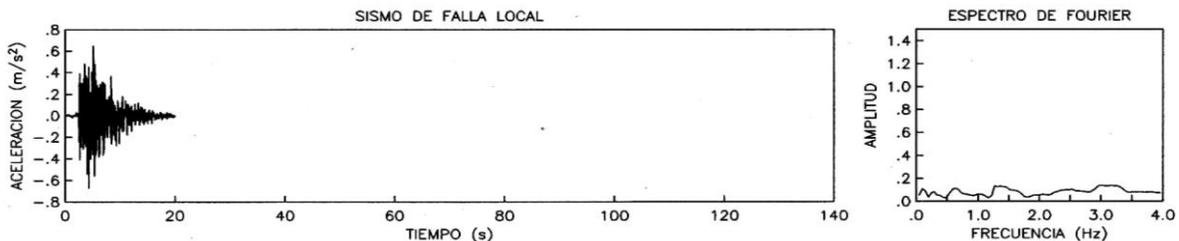


Figura 3.2. Registro y su espectro de Fourier del acelerograma sintético desarrollado para simular el sismo del 6 de abril de 1959 (Chavacán 2007).

El sismo registrado en CU, pertenece a un sismo cortical, superficial asociado al sistema de fallas normales de Milpa Alta de la Sierra del Chichinutzin, de esta manera fue posible simular un sismo de magnitud 4.7; por lo tanto se toma esta simulación como una alternativa para utilizarlo también en nuestro escenario sísmico para un sismo local, cortical y superficial, que haya ocasionado daños a las poblaciones cercanas al epicentro como el ocurrido el 06 de abril de 1959 al oriente del Estado de Tlaxcala en las cercanías de los municipios de Cuapiaxtla, Tlaxcala y el de Lara Grajales, Puebla.

Este terremoto, se muestra en la imagen del SIG proporcionado por Google (Figura 3.3) las isosistas de este terremoto con líneas azules, así como también se muestra con líneas amarillas las falla y fracturas del graben de Puebla o fosa tectónica Izta-Maliche y con un

círculo rojo la ubicación del sismos principal.

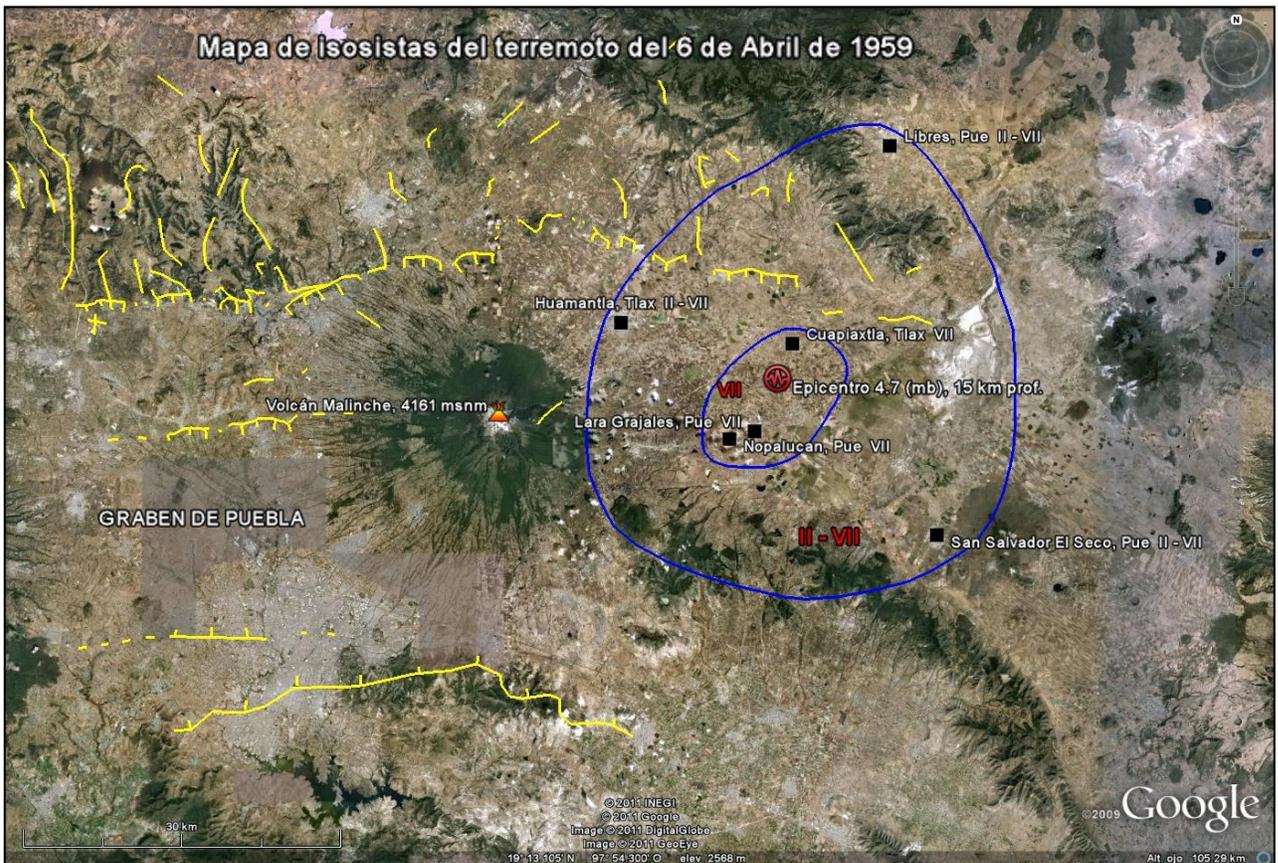


Figura 3.3. Mapa de isosistas del terremoto del 6 de Abril de 1959 (mb=4.7), con líneas azules se muestran la isosistas. Líneas amarillas, falla y fracturas. Con un círculo rojo la ubicación del sismos principal.

3.3 Cálculo de las Intensidades Sísmicas

El valor de la intensidad sísmica dentro de la microzonificación del municipio de Apizaco, se obtiene al realizar el cálculo de las historias de aceleración en la superficie, generando acelerogramas sintéticos, en donde se tenga la función de transferencia empírica correspondiente y posteriormente determinar los espectros de respuesta.

3.3.1 Acelerogramas Sintéticos

El cálculo se realizó generando un algoritmo que permite estimar el acelerograma en superficie (sintético) que consiste en el escalamiento entre la función de transferencia empírica que se obtuvo de cada punto de registro sísmico y la componente horizontal del sismo seleccionado que presenta la mayor aceleración o mayor energía. Como primer paso

se obtuvo el espectro de Fourier del sismo para realizar el producto de este con la función de transferencia empírica en el dominio de las frecuencias (Figura 3.4).

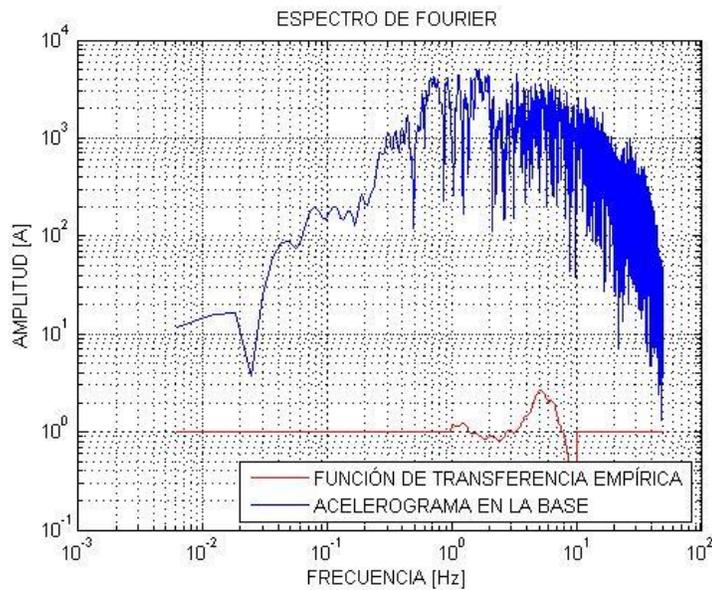


Figura 3.4. Espectro de Fourier para el sismo del 15 de junio de 1999 y la función de transferencia empírica de un registro de la ciudad de Apizaco, Tlaxcala.

Un segundo paso es aplicar la transformada inversa de Fourier a este producto para obtener el acelerograma en superficie en el dominio del tiempo para cada punto donde se tiene un registro sísmico dentro de la ciudad de Apizaco.

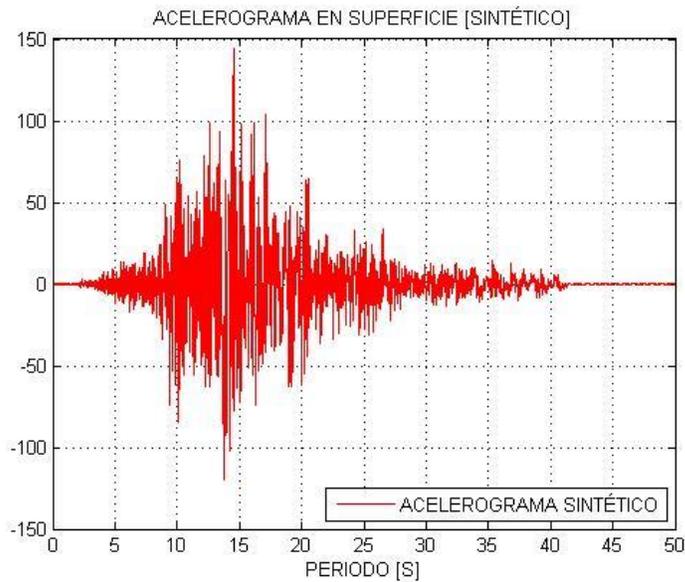


Figura 3.5 Acelerograma en Superficie para un sitio donde se obtuvo la función de transferencia empírica para un sitio de la ciudad de Apizaco

Una forma de saber que el acelerograma presenta una buena estimación se realiza una comparación de los acelerogramas, el registrado en la estación base, y el sintético donde se observa el escalamiento de la función de transferencia para un determinado sismo, en la Figura 3.6, se observa de color rojo el acelerograma en superficie y en azul la señal en roca, esta se diferencia de acuerdo con la definición de efecto de sitio, las aceleraciones en un suelo de depósitos lacustres o aluviales serán mayores debido a sus propiedades dinámicas.

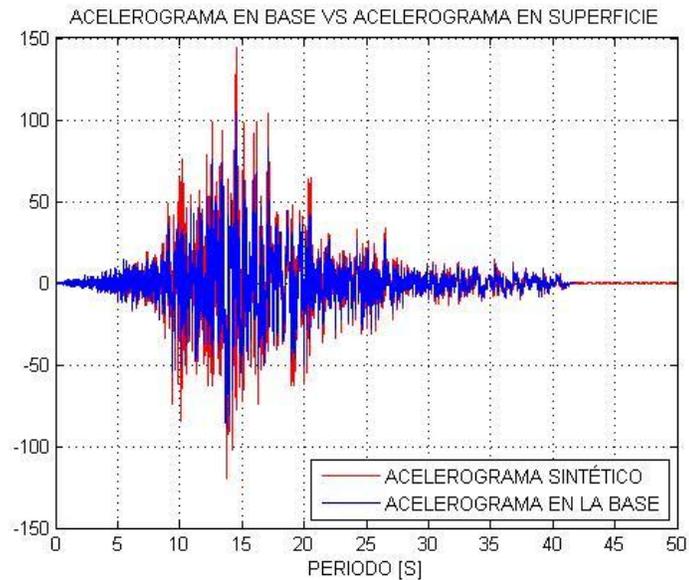


Figura 3.6 Comparación de la acelerograma en la base y el acelerograma sintético.

Este desarrollo se aplica para el sismo de intraplaca de fallamiento normal del 15 de junio de 1999 de Tehuacán, Puebla, registrado en un sitio en roca, asimismo, para el sismo cortical del 6 de abril de 1959 (sismo simulado para una magnitud de M_b , 4.7), obteniendo como resultado los siguientes acelerogramas sintéticos primero para el sismo de Tehuacán, Puebla Figura 3.8 y para el sismo de Lara Grajales, Puebla Figura 3.9.

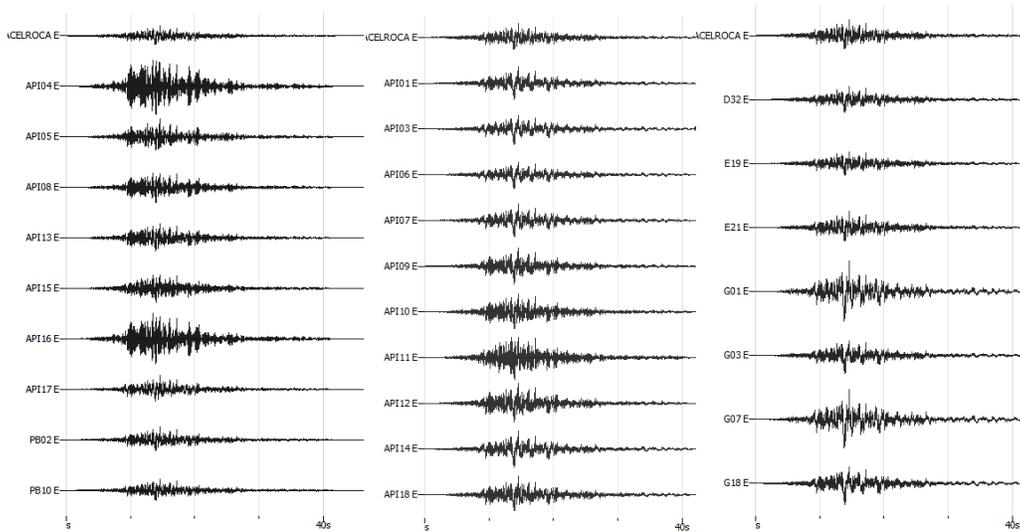


Figura 3.8. Acelerogramas sintéticos para el temblor del 15 de Junio de 1999 (Mw7.0) utilizando las FTE obtenidos en los puntos de registro sísmico de la zona urbana de Apizaco para las tres microzonas

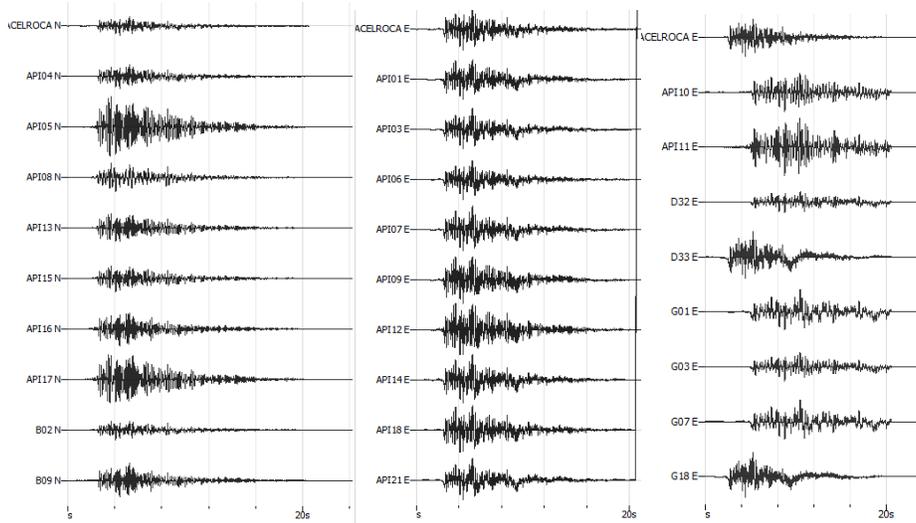


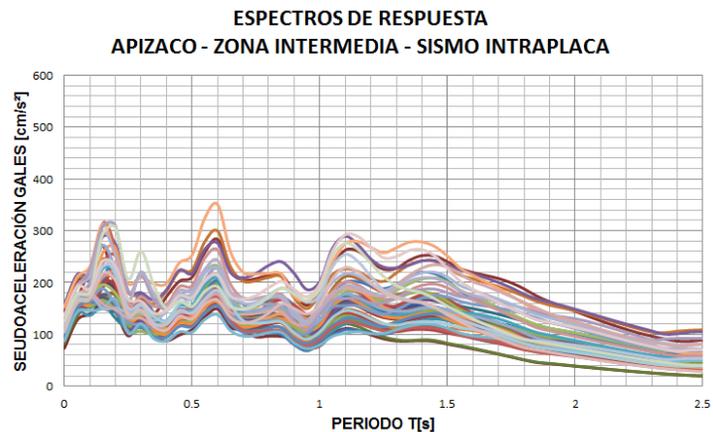
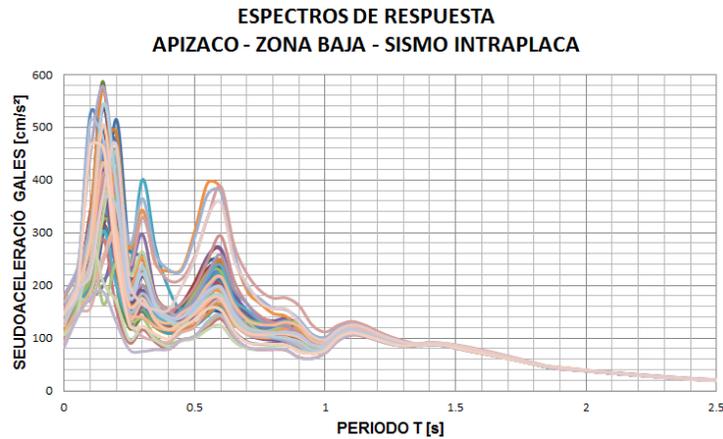
Figura 3.9. Acelerogramas sintéticos para el temblor del 06 de abril de 1959 (Mb 4.7) utilizando las FTE obtenidos en los puntos de registro sísmico de la zona urbana de Apizaco

3.3.2 Espectros de Respuesta

De cada acelerograma sintético, en cada punto de registro de microtemblores, en el cual, se obtuvo una función de transferencia empírica a lo largo de la zona urbana del municipio de Apizaco, se obtiene el espectro de respuesta los cuales, se construyen con el software Degtra A4 (Ordaz y Montoya, 2000), con los siguientes parámetros: 71 muestras, con un tiempo mínimo de 0.0001 [s], y un tiempo máximo de 3.5 [s], para un amortiguamiento del

5% de su valor crítico. En cada espectro, se realiza el análisis para distintos periodos de vibración estructural, los valores de aceleración son en función del comportamiento dinámico del suelo, para cada una de las dos fuentes propuestas, considerando que son las que mayor peligro presentan para el estado de Tlaxcala.

Espectros de respuesta para el sismo del 15 de junio de 1999, de Tehuacán, Puebla Figura 3.10 y los espectros de respuesta para el sismo del 06 de abril de 1959 de Lara Grajales, Puebla zona baja, zona intermedia y zona alta Figura 3.11.



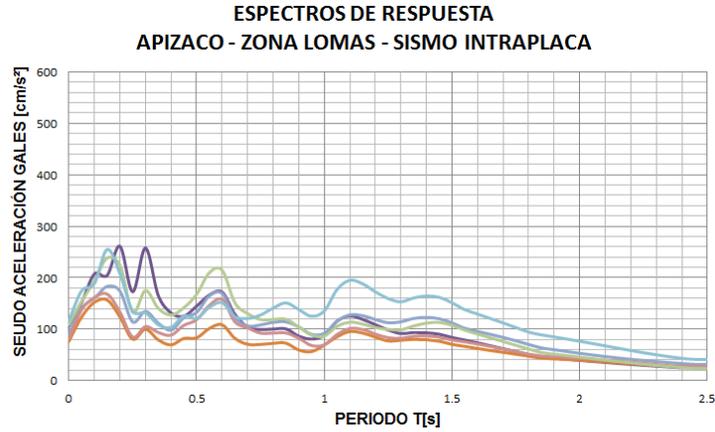
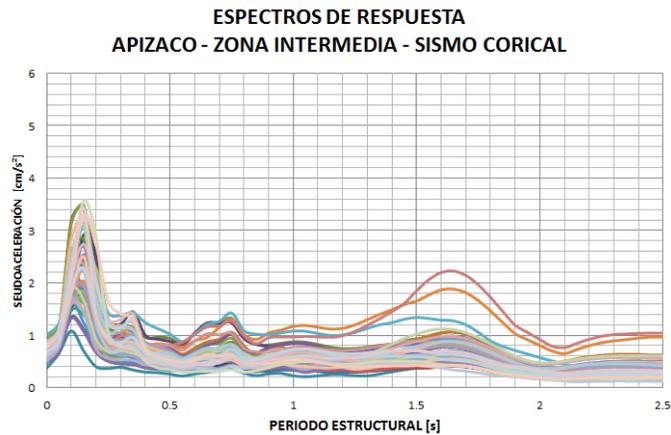
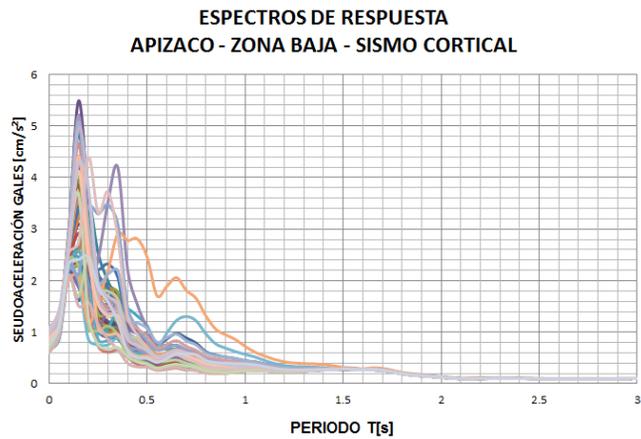


Figura 3.10. Acelerogramas sintéticos para el temblor del 15 de Junio de 1999 (Mw7.0) utilizando las FTE distribuidos en los sitios de la zona urbana de Apizaco Las gráficas superiores representan a la zona baja, las siguientes corresponden a la zona intermedia y la última corresponde a la zona .lomas.



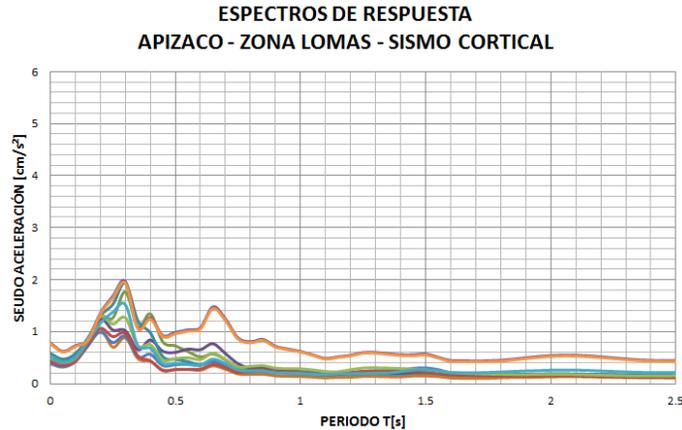


Figura 3.11. Espectros de respuesta para un amortiguamiento del 5% para los acelerogramas sintéticos estimado para el temblor del 6 de abril de 1959 (Mb 4.7) en los sitios de la zona urbana de Apizaco para las tres microzonas obtenidas en la parte superior las primeras 6 gráficas corresponden a la zona baja, las siguientes 5 corresponden a la zona media y la esquina inferior derecha pertenece a la zona de lomas.

De los espectros de respuesta se obtienen valores para dos escenarios sísmicos propuestos en el apartado 3.2 de los cuales se generan 4 mapas con periodos de 0.0, y 0.2, [s]; el primero corresponde a la aceleración máxima que se experimenta a nivel del suelo, el segundo es para aceleraciones que se sentirán en la azotea de casas convencionales de 2 pisos, asimismo se pueden considerar otras ordenadas espectrales de interés de acuerdo a los periodos de vibración del suelo o con los valores máximos de aceleración obtenidos, la distribución de aceleraciones se plasma en mapas de intensidades sísmicas para cada periodo estructural y se les denomina como:

- 1) Aceleración máxima del terreno $T=0.0$ [s]
- 2) Ordenada espectral para un periodo estructural $T =0.2$ [s] asignando un grado de libertad por piso de las edificaciones

3.4 Validación de los espectros de respuesta

Con el fin de enriquecer los argumentos el proceso anterior, se procedió a calcular los espectros de respuesta de pseudoaceleración (con un amortiguamiento del 5%), para la funciones de transferencia obtenidas del registro del ruido ambiental y el registro real que corresponde a el sismo registrado el 25 de febrero de 2011(Mw6.0), en ocho estaciones de la red temporal Apizaco (Figura 3.12a y 3.12b). El espectro de color azul corresponde a la función de transferencia obtenida de la técnica HVNR, denominada como respuesta teórica de acuerdo al factor de amplificación, la función de color magenta corresponde al espectro de respuesta obtenido directamente del sismo real registrado en cada una de las 8 estaciones

temporales y es la que ha de compararse con la de la técnica HVNR.

En los espectros se observan, ordenadas espectrales pequeñas alrededor de 2 gales [cm/s²]. En general se encuentra una aproximación razonable para la mayoría de las estaciones, sin embargo, se observa que el espectro obtenido de la técnica Estándar, presenta pseudoaceleraciones mayores, en comparación con los espectros teóricos, las diferencias son más evidentes en el rango de periodos de 0.0 a 1.0 segundos, en las estaciones API03, API05, API06, es evidente esta subestimación.

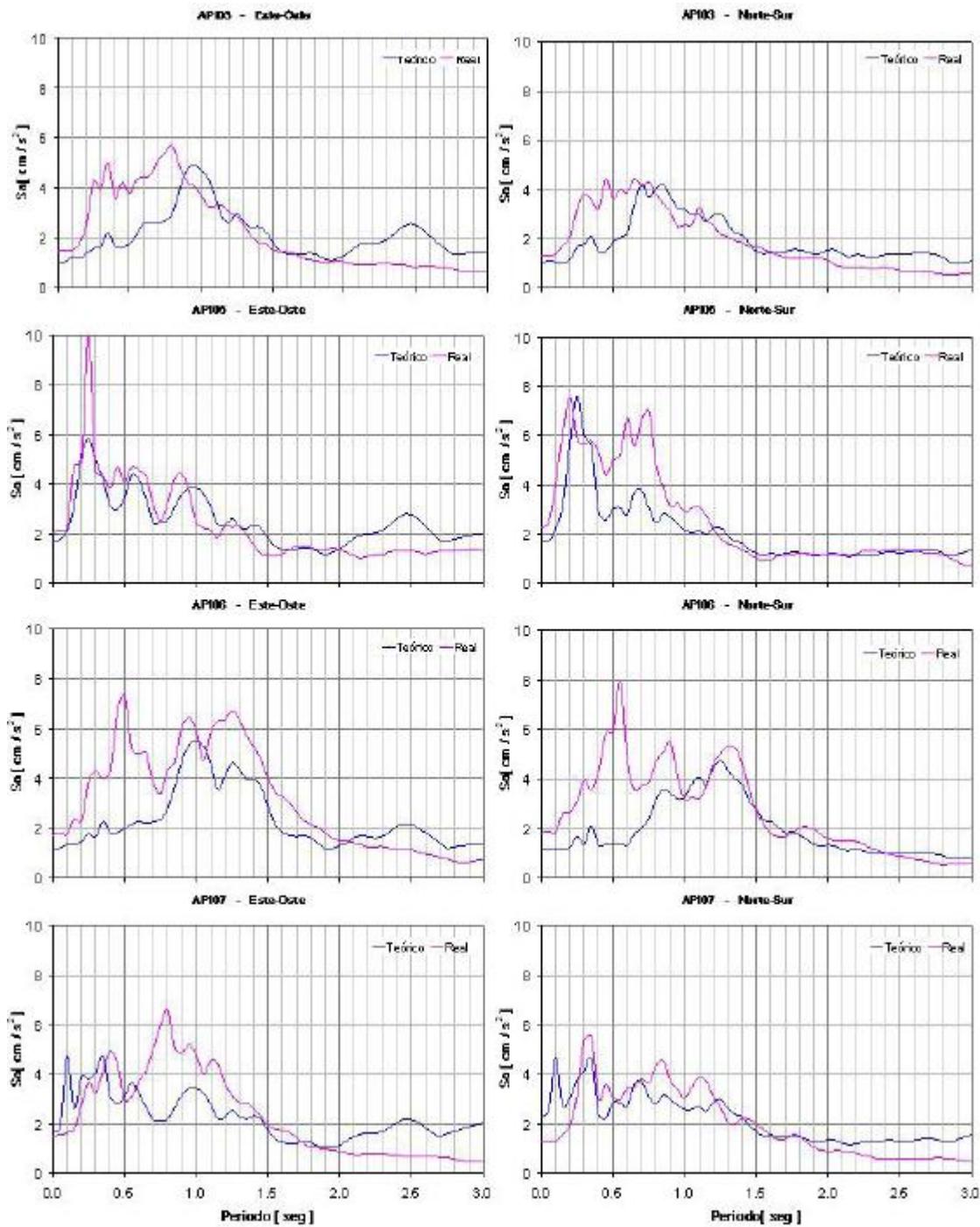


Figura 3.12a. Comparación de los espectros de respuesta; en color azul el espectro teórico producto de la técnica HVNR y en color magenta el espectro real obtenido del sismo registrado en cada estación. Estaciones API03, API05, API06 Y API07.

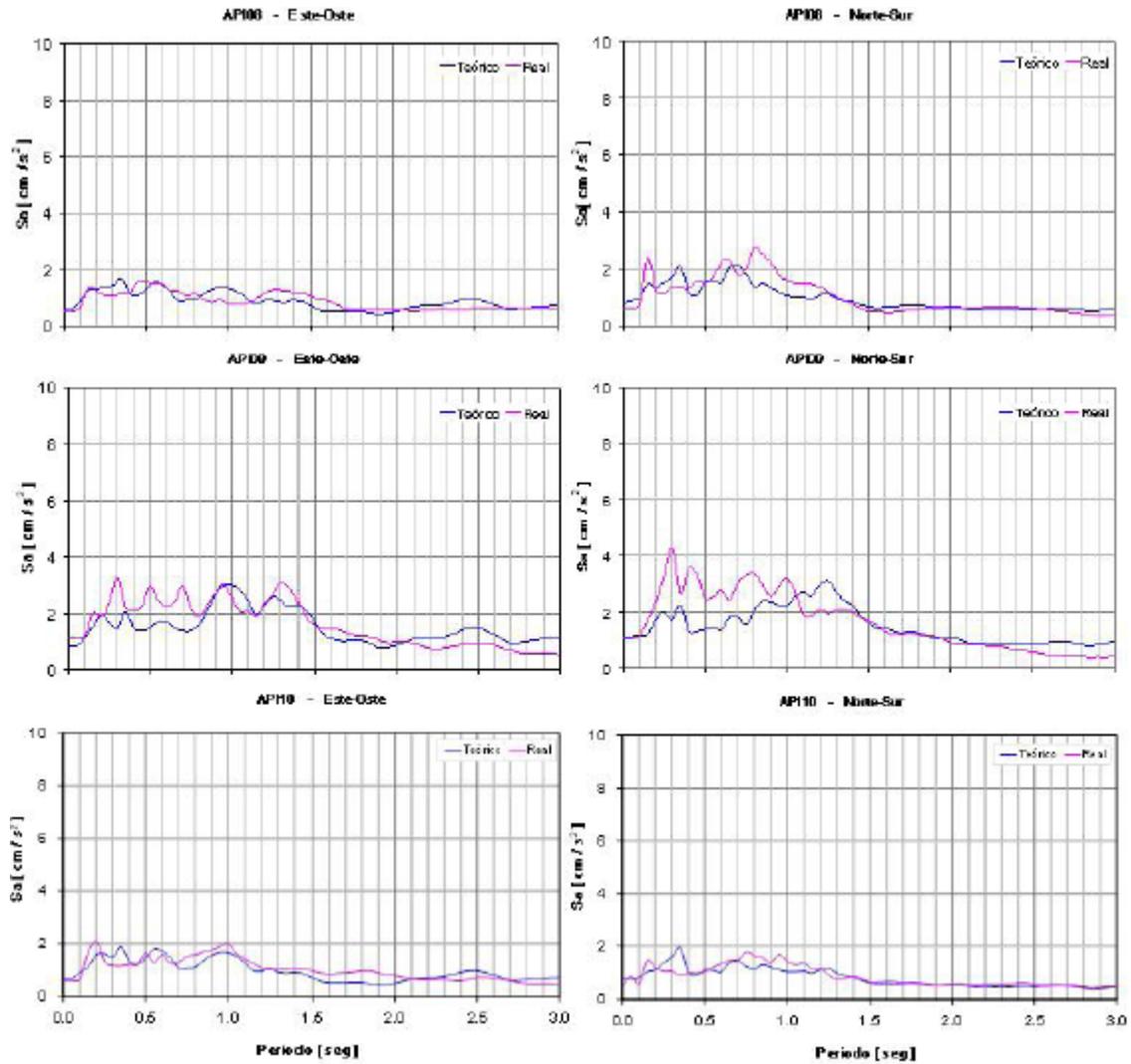


Figura 3.12b. Comparación de los espectros de respuesta para las estaciones API08, API09, API10. El espectro real de color magenta corresponde al sismo en cuestión y el espectro teórico se encuentra en color azul este corresponde al obtenido con el cociente espectral HVNR.

3.5 Mapas de intensidades sísmicas

A partir de los valores de pseudoaceleración producto de los espectros de respuesta, se representan los niveles más probables de intensidades sísmicas que se pueden presentar en la zona urbana de Apizaco, Tlaxcala, a partir de dos escenarios sísmicos deterministas: el primero es un sismo de intraplaca o fallamiento normal y el segundo un sismo cortical ó local, considerando dos condiciones importantes: a) ambas fuentes sismogénicas representan mayor peligro para la región, b) las fuentes están ubicadas lo más cerca posible a la zona de estudio.

La elaboración de los mapas, 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, en este caso se observan los espectros de respuesta para el municipio de Apizaco en las figuras 3.13, 3.14, 3.15, 3.16.

Cada periodo estructural se representa en un mapa de distribución de aceleraciones utilizando el método geoestadístico Kriging, con los valores de aceleración, además de sus coordenadas geográficas y el nombre del punto, como se muestra en la Tabla 3.2, estos valores se interpolan también con el límite de la microzonificación del municipio de Apizaco, lo que nos permite limitar solo en el área de estudio. Finalmente la distribución de aceleración se visualiza con su escala en gales [cm/s²] y es posible exportar esta interpolación a cualquier Sistema de Información Geográfica (“GIS”, por sus siglas en Ingles).

Por lo tanto, para los escenarios para el sismo del 15 de junio de 1999 [Mw 7.0] con epicentro cercano a la ciudad de Tehuacán, Puebla, se realiza el análisis para los periodos T=0.0 [s]; (periodo que representa la aceleración máxima del suelo), T=0.2 [s] en este periodo estructural se tienen los valores de pseudoaceleración que se sentirían en la azotea de una casa de dos niveles. En la Tabla 3.2 se muestran las aceleraciones que probablemente se pueden presentar en la ciudad de Apizaco partiendo de la hipótesis de que ocurra un sismo intrapaca o un sismo cortical muy cerca a esta zona Urbana

Tabla 3.3. Aceleraciones que se probablemente se presentarían ante la ocurrencia de un sismo con las características de un sismo de fallamiento normal y un evento cortical o local de magnitud importante.

ESTACIÓN	ACELEROGRAMA SINTÉTICO	ACELERACIÓN MÁXIMA DEL TERRENO SISMO DEL 15/06/99 GALES [cm/s ²]	ORDENADA ESPECTRAL EN T=0.2 [s] SISMO DEL 15/06/99 GALES [cm/s ²]	ACELERACIÓN MÁXIMA DEL TERRENO SISMO DEL 06/04/1959 GALES [cm/s ²]	ORDENADA ESPECTRAL EN T=0.2 [s] SISMO DEL 06/04/1959 GALES [cm/s ²]
A05	ACELSUP-A05	73.473	144.34	5.7076	9.3469
A06	ACELSUP-A06	83.47	175.32	6.4723	11.206
A07	ACELSUP-A07	103.86	185.42	5.7023	11.749
A19	ACELSUP-A19	85.28	425.83	13.345	26.086
A20	ACELSUP-A20	92.75	190.88	9.1442	12.829
A32	ACELSUP-A32	99.179	192.92	6.4388	12.245
A33	ACELSUP-A33	87.41	321.12	9.6843	20.671

CAPÍTULO 3 INTENSIDADES SÍSMICAS

B02	ACELSUP-B02	164.05	331.09	6.7553	24.34
B03	ACELSUP-B03	146.86	317.81	12.507	27.875
B05	ACELSUP-B05	162.54	304.94	8.6648	27.039
B06	ACELSUP-B06	160.83	303.45	7.9004	23.048
B09	ACELSUP-B09	168.88	269.15	8.9815	23.395
B10	ACELSUP-B10	167.96	249.8	8.5436	19.08
B11	ACELSUP-B11	153.68	310.42	8.1781	24.192
B12	ACELSUP-B12	164.4	378.15	7.5978	31.518
B15	ACELSUP-B15	153.35	206.54	11.675	32.048
B16	ACELSUP-B16	140.92	271.85	10.082	35.407
B17	ACELSUP-B17	154.54	287.73	8.1192	28.24
B20	ACELSUP-B20	150.55	259.28	8.1192	28.24
B21	ACELSUP-B21	193.25	525.9	10.327	32.28
B23	ACELSUP-B23	163.86	306.01	7.1855	22.773
B24	ACELSUP-B24	143.26	447.32	7.8138	32.015
B25	ACELSUP-B25	197.47	366.92	7.3775	25.965
B26	ACELSUP-B26	163.46	559.32	8.7098	35.291
B27	ACELSUP-B27	147.2	486.87	8.655	33.067
B29	ACELSUP-B29	209.95	555.13	23.43	48.817
B30	ACELSUP-B30	209.12	557.95	11.356	48.429
B33	ACELSUP-B33	185.02	282.47	7.5554	23.262
B34	ACELSUP-B34	142.94	332.12	10.507	35.077
B35	ACELSUP-B35	146.28	237.06	7.951	20.422
B37	ACELSUP-B37	148.29	486.76	7.5201	28.896
B39	ACELSUP-B39	150.29	515.18	6.7743	22.415
B40	ACELSUP-B40	169.04	384.64	6.6298	21.1
B41	ACELSUP-B41	146.42	435.17	7.6225	30.395
B42	ACELSUP-B42	141.31	448.2	7.0878	23.025
B43	ACELSUP-B43	167.24	523.91	11.371	46.775
B44	ACELSUP-B44	153.7	490.71	7.8536	32.601
B45	ACELSUP-B45	140.53	466.58	8.6924	34.101
B46	ACELSUP-B46	149.92	362.82	6.6911	23.268
B47	ACELSUP-B47	141	293.06	7.7927	21.75
B48	ACELSUP-B48	168.61	398.88	8.2785	29.647
B49	ACELSUP-B49	163.49	247.2	10.268	22.626
B50	ACELSUP-B50	159.89	308.33	11.51	34.095
B55	ACELSUP-B55	93.497	225.43	5.4619	14.191
C02	ACELSUP-C02	171.91	289.69	6.9447	22.069
C05	ACELSUP-C05	152.2	308.38	8.5821	21.644
C13	ACELSUP-C13	150.39	235.93	8.8986	22.476
C14	ACELSUP-C14	153.84	234.07	6.9572	31.391
C15	ACELSUP-C15	176.28	379.48	12.348	28.654
C18	ACELSUP-C18	159.4	256.16	14.558	23.109

CAPÍTULO 3 INTENSIDADES SÍSMICAS

C19	ACELSUP-C19	240.13	477.66	15.797	31.737
C20	ACELSUP-C20	171.75	362.04	15.797	31.737
C21	ACELSUP-C21	147.95	274.09	6.5342	13.596
C22	ACELSUP-C22	140.47	199.66	6.9704	19.301
C26	ACELSUP-C26	140.64	387.95	8.3945	23.832
C27	ACELSUP-C27	165.5	462.88	11.923	43.744
C28	ACELSUP-C28	166.72	154.06	8.1667	15.418
C31	ACELSUP-C31	144.16	240.83	7.1353	10.814
C32	ACELSUP-C32	157.25	486.99	10.118	17.955
C33	ACELSUP-C33	170.54	225.34	6.4728	8.6339
C34	ACELSUP-C34	174.96	321.63	9.9682	11.815
C35	ACELSUP-C35	209.17	753.76	9.4573	34.331
C38	ACELSUP-C38	141.42	372.78	9.7361	26.012
C39	ACELSUP-C39	185.34	456.89	13.606	38.575
C40	ACELSUP-C40	154.01	405.22	10.408	28.407
C41	ACELSUP-C41	200.16	518.61	15.051	46.106
C42	ACELSUP-C42	149.31	302.57	15.051	46.106
C46	ACELSUP-C46	181.8	438.96	10.983	30.778
C47	ACELSUP-C47	158.84	409.57	9.4269	28.316
C50	ACELSUP-C50	152.47	452.47	6.7843	24.775
C52	ACELSUP-C52	182.11	386.33	15.902	34.189
C54	ACELSUP-C54	201.65	548.54	14.792	45.612
C65	ACELSUP-C65	172.79	240.8	9.2217	26.917
C67	ACELSUP-C67	169.18	276.17	14.858	27.719
D01	ACELSUP-D01	98.003	114.25	4.7462	7.3853
D02	ACELSUP-D02	88.434	253.52	8.7753	11.582
D03	ACELSUP-D03	83.81	232.51	6.5354	13.874
D05	ACELSUP-D05	82.82	251.18	6.7653	15.506
D06	ACELSUP-D06	94.05	146.96	5.3227	9.1062
D08	ACELSUP-D08	92.43	274.7	8.1217	16.899
D09	ACELSUP-D09	98.1	220.98	6.2753	14.173
D11	ACELSUP-D11	93.87	204.49	5.6575	13.297
D14	ACELSUP-D14	98.27	179.63	6.419	11.119
D16	ACELSUP-D16	97.44	117.9	4.6751	7.6757
D17	ACELSUP-D17	79.683	348.08	10.122	21.378
D18	ACELSUP-D18	93.22	266.89	6.1969	16.908
D23	ACELSUP-D23	94.6	349.98	6.7477	22.799
D26	ACELSUP-D26	97.42	568.89	10.921	36.901
D27	ACELSUP-D27	91.15	167.96	5.0146	11.112
D28	ACELSUP-D28	87.465	251.7	8.9281	15.43
D29	ACELSUP-D29	103.38	226.37	8.5028	14.824
D30	ACELSUP-D30	119.81	218.15	8.9281	13.005
D31	ACELSUP-D31	103.38	342.14	8.5028	22.919

CAPÍTULO 3 INTENSIDADES SÍSMICAS

D33	ACELSUP-D33	119.81	309.91	8.8109	20.896
E05	ACELSUP-E05	105.38	476.37	13.476	31.311
E06	ACELSUP-E06	71.64	150.77	6.192	7.9928
E07	ACELSUP-E07	88.16	147.65	6.0803	9.2419
E10	ACELSUP-E10	189.221	286.34	6.012	15.83
E12	ACELSUP-E12	91.44	114.93	5.2133	7.3825
E14	ACELSUP-E14	186.05	168.07	8.3301	12.952
E16	ACELSUP-E16	172.646	385.3	9.8309	37.974
E17	ACELSUP-E17	176.02	300.7	10.98	30.551
E18	ACELSUP-E18	174.58	350.71	8.767	24.376
E25	ACELSUP-E25	89.77	254.12	8.7179	17.242
E26	ACELSUP-E26	95.499	215.86	6.7249	13.711
Api01	ACELSUP-API01	94.1	335.44	6.3148	21.322
Api03	ACELSUP-API03	94.56	226.27	6.7574	13.876
Api04	ACELSUP-API04	209.95	419.46	22.483	46.76
Api05	ACELSUP-API05	209.12	443.67	10.603	43.861
Api06	ACELSUP-API06	93.22	204.85	6.3127	12.298
Api07	ACELSUP-API07	96.99	306.25	7.5773	19.549
Api08	ACELSUP-API08	185.02	435.3	10.284	48.208
Api09	ACELSUP-API09	93.77	351.63	7.7006	28.821
Api12	ACELSUP-API12	94.6	398.1	8.4356	33.741
Api13	ACELSUP-API13	200.16	438.22	9.8344	38.161
Api14	ACELSUP-API14	97.42	313.17	8.1592	19.981
Api15	ACELSUP-API15	201.65	264.9	12.706	26.938
Api16	ACELSUP-API16	189.221	426.31	18.205	38.086
Api17	ACELSUP-API17	186.05	465.8	7.5093	24.622
Api18	ACELSUP-API18	88.16	321.93	7.7646	27.36
Api21	ACELSUP-API21	89.77	232.17	6.8095	13.979
G18	ACELSUP-G18	94.68	210.55	8.3267	14.016
D32	ACELSUP-D32	90.103	174.02	3.837	5.9128
E19	ACELSUP-E19	81.152	133.59	4.2536	5.632
E21	ACELSUP-E21	98.55	124.71	4.8759	5.89
Api10	ACELSUP-API10	95.49	129.02	3.864	5.357
Api11	ACELSUP-API11	96.03	189.19	3.197	5.993
Api20	ACELSUP-API20	91.98	105.98	3.1378	5.855
Api23	ACELSUP-API23	75.85	161.37	3.4077	5.384
Api25	ACELSUP-API25	72.18	169.02	3.8318	5.029
Api26	ACELSUP-API26	76.309	123.94	3.8898	5.587
G01	ACELSUP-G01	74.45	113.01	3.8697	5.562
G03	ACELSUP-G03	76.58	107.99	3.018	5.611
G07	ACELSUP-G07	78.34	164.91	3.6873	5.383

A continuación se muestran los escenarios para $T=0.0$ [s], $T=0.2$ [s], para el sismo de Tehuacán, Puebla.

Escenario Sísmico en $T = 0.0$ [s] Aceleración Máxima del Suelo

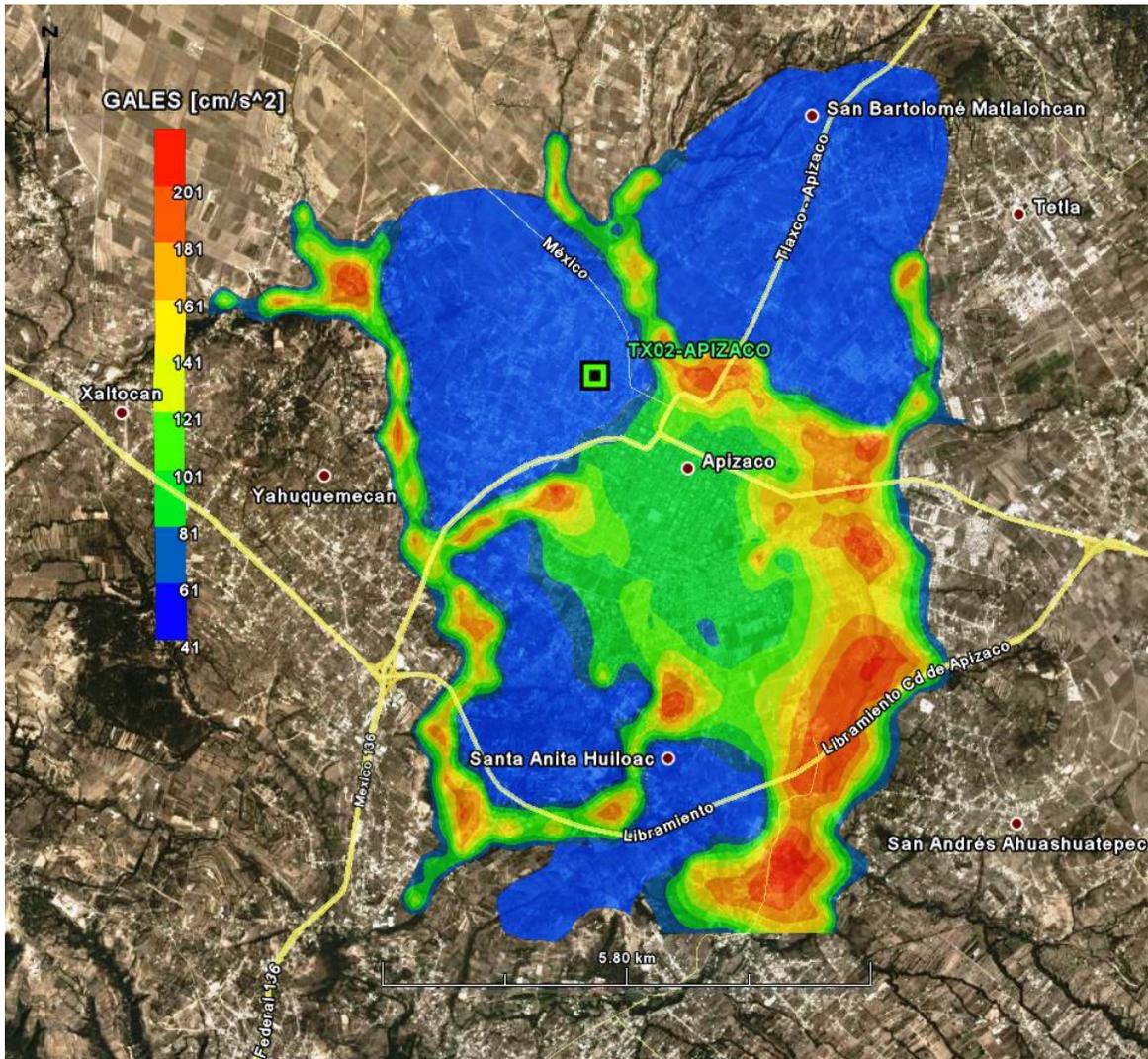


Figura 3.13. Se observan que las aceleraciones máximas van del orden de 200 gales [cm/s²] y se ubican en la zona 3 o en la zona baja.

Escenario con Case en el Sismo ocurrido el 15 de junio de 1999 $M=7.0$ Ordenada espectral en $T = 0.2$ [s]

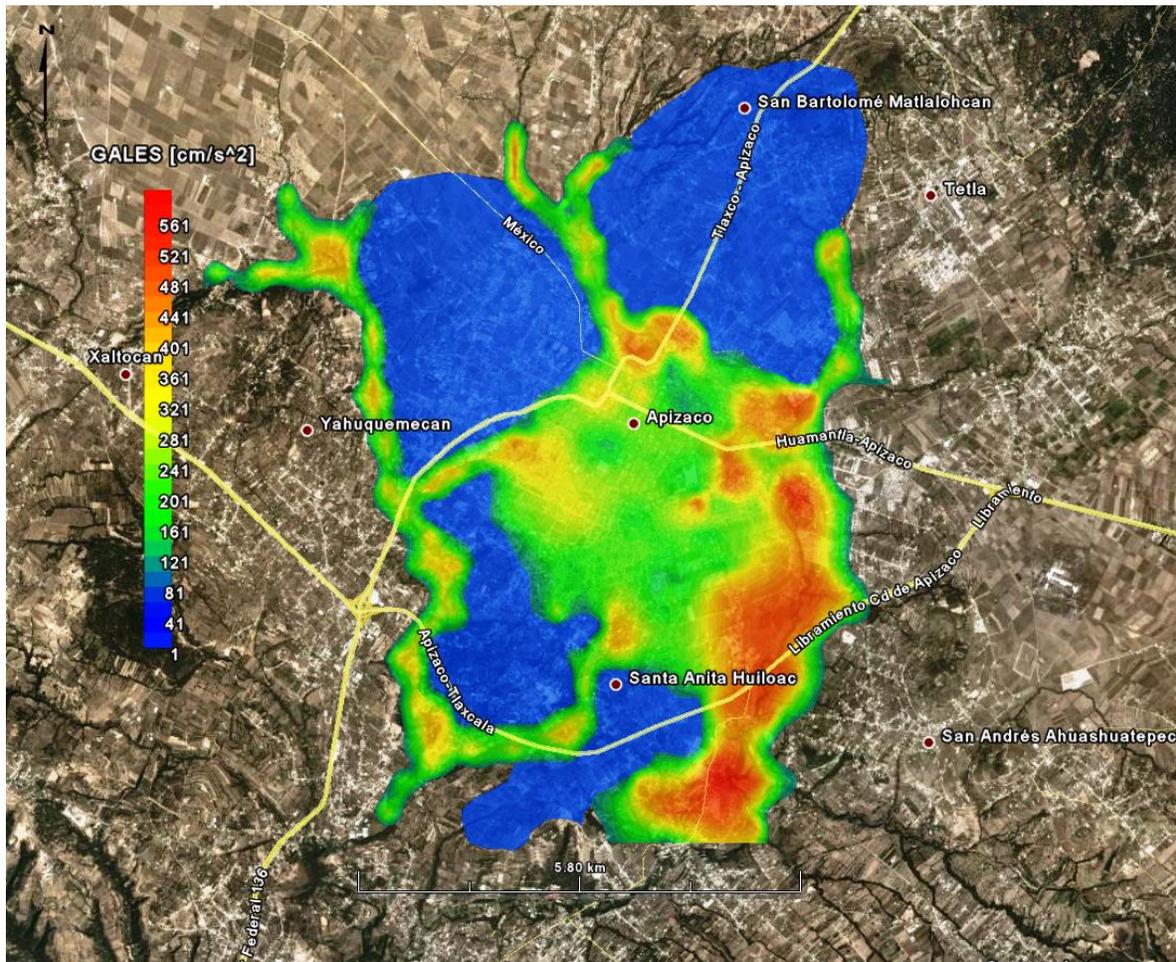


Figura 3.14. Las aceleraciones Máximas se manifiestan nuevamente dentro de la zona 3, correspondiente a los depósitos aluviales del cuaternario donde los valores máximos están en el orden de los 600 gales $[cm/s^2]$

Asimismo los escenarios correspondientes al sismo cortical del día 06 de abril de 1959 [mb 4.7] con epicentro entre los poblados de Cuapiaxtla, Tlaxcala y de Lara Grajales, Puebla, se realiza el análisis para la aceleración máxima del terreno para $T=0.0$ [s] y para los periodos estructurales $T=0.2$ [s].

**Escenario para el sismo del 06 de abril de 1959 $M=4.7$, Lara Grajales, Puebla
Aceleración Máxima del Terreno $T= 0.0$ [s]**

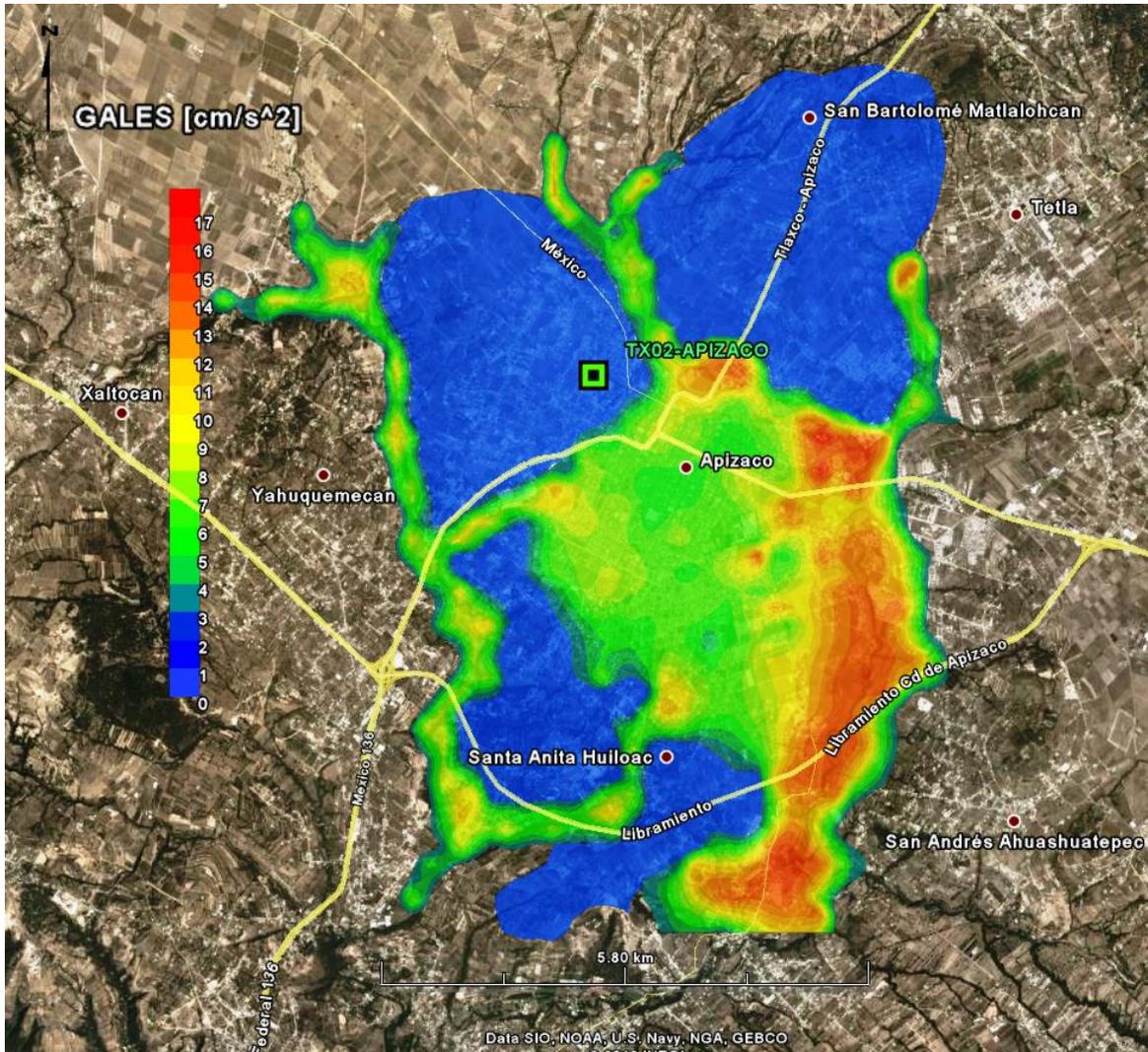


Figura 3.15. Las aceleraciones máximas del terreno ($T=0.0$ [s]) están en el orden de 17 gales y se hacen evidentes en la zona baja, afectando principalmente a casas de 2 a 3 pisos, de tal manera que si se presenta un sismo de esta característica en la ciudad de Apizaco este podría ser un buen estimador.

Escenario para el sismo del 06 de abril de 1959 M=4.7 Lara Grajales, Puebla
 Ordenada Espectral en T= 0.2 [s]

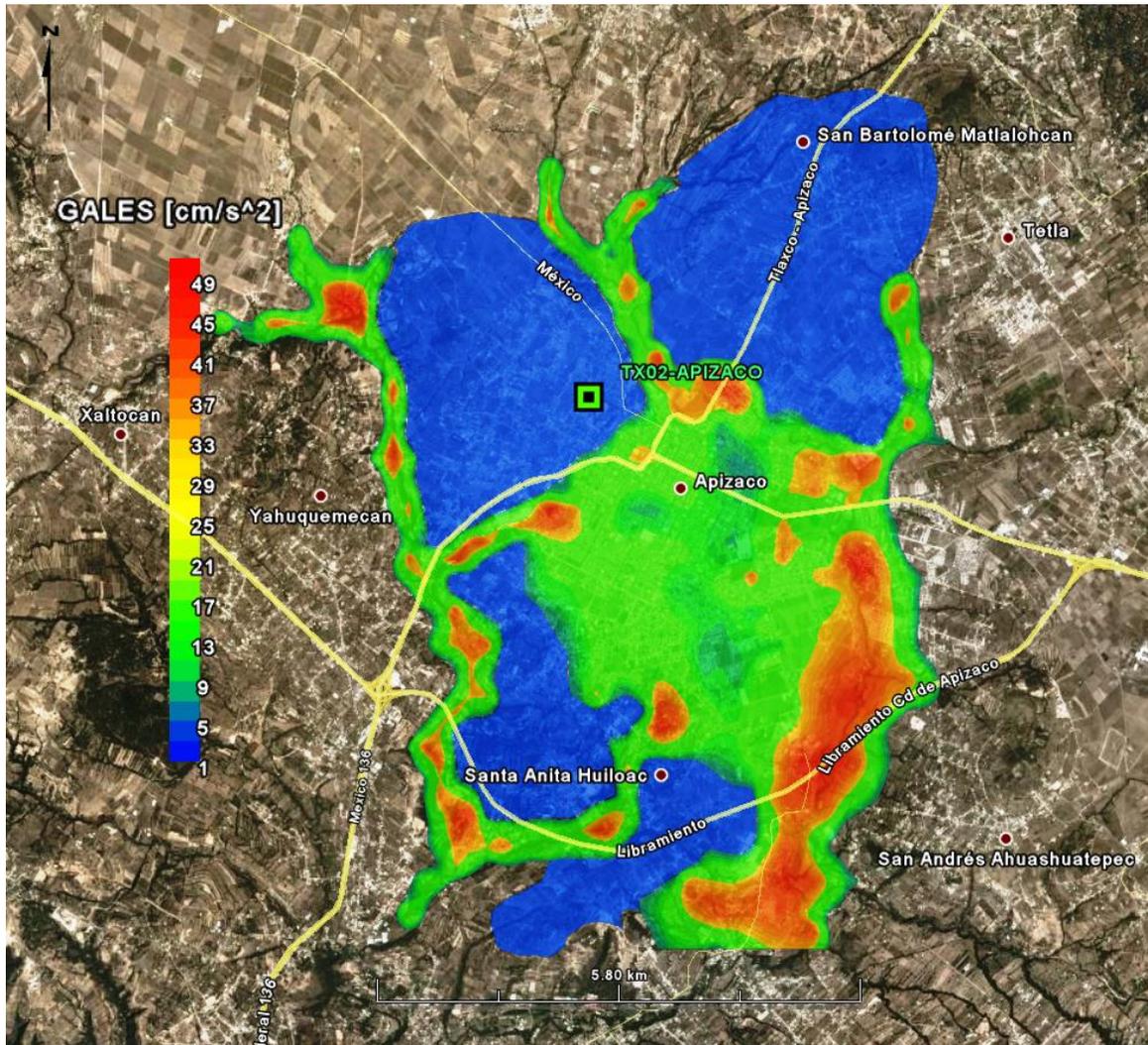


Figura 3.16. Las ordenadas espectrales para un periodo estructural de T=0.2 [s] están en el orden de 50 gales aproximadamente, considerando que la fuente está muy cerca del municipio.

CAPÍTULO 4

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

De acuerdo con la influencia sísmica presente en el estado de Tlaxcala se realizó la microzonificación sísmica de la zona urbana del municipio de Apizaco, proponiendo una metodología, que incluye criterios y comparación de métodos con el fin de determinar y validar, los periodos dominantes y en segunda instancia la clasificación de terrenos, así como también, estimar el nivel de aceleración que puede presentarse a diferentes periodos de vibrar de las construcciones.

Estudios realizados por algunos investigadores, proponen una teoría en la que sugiere que el cociente HVNR estima adecuadamente el nivel de amplificación del sitio, por lo que se considera que tal cociente describe satisfactoriamente las propiedades dinámicas del suelo para evaluar la respuesta de sitio.

Partiendo de esta hipótesis se obtuvieron las FTE, con el ruido sísmico (considerando 6 horas de grabación, considerando que este tiempo es el óptimo para una buena estimación de la FTE) registrado por las estaciones de la red temporal Apizaco, además se realizó el cociente HVSR (Lermo & Chávez-García 1994), con el sismo del 25 de febrero de 2011 (Mw 6.0), con el que se realizó una comparación entre estas dos FTE, obteniendo una muy buena aproximación, sin embargo, en algunos casos se subestima el nivel de amplificación debido a que el sismo trae consigo mayor energía que el microtremor, por lo tanto, para la caracterización de las propiedades dinámicas del suelo, una ventaja es utilizar las técnicas HVSR y SSR.

Por otro lado, se obtuvo las FTE utilizando la Razón Espectral Estándar (SSR) considerando la estación API11 como referencia y nuevamente se compararon las FTE con los cocientes HVSR y HVNR. En esta se muestran resultados satisfactorios al visualizar que ambas funciones HVSR y SSR coinciden en los modos de vibración y en el nivel de amplificación. Consecuentemente estas técnicas resultan ser muy eficientes para estimar la respuesta de sitio, asimismo, presentan una gran desventaja, es poco probable registrar un evento sísmico en un periodo corto de grabación y se necesita una buena cantidad de equipos (sismógrafos de banda ancha) para poder utilizar estas técnicas. Por lo tanto, se opta por estimar las FTE empleando el cociente HVNR.

Con el fin de enriquecer la validación de lo antes mencionado se estimaron los espectros de respuesta de pseudoaceleración para un amortiguamiento del 5% considerando un espectro teórico utilizando el cociente HVNR y el real que corresponde a el sismo del 25 de febrero de 2011, en general se tiene una aproximación bastante aceptable, sin embargo, el espectro

teórico subestima al real, sobre todo en las estaciones API03 y API06 como se mencionó en el capítulo 2, esto se debe nuevamente a que es mayor la energía que libera el sismo en comparación con la que libera un microtremor.

Después de haber efectuado el procesamiento de los registros de microtremores aplicando la Técnica de Nakamura (1989) HVNR y haber estimado las frecuencias fundamentales, se presenta la distribución de periodos dominantes de la zona de estudio, exponiendo que los periodos dominantes son muy particulares para las tres microzonas establecidas y que se la propuesta de microzonificación en esta zona urbana se diferencian en gran medida a la clasificación de terrenos hecha para la ciudad de México y para otras ciudades, aun utilizando la misma nomenclatura, la diferencia entre microzonificaciones para cualquier zona urbana depende principalmente de la geología local y de su respuesta de sitio.

El principal criterio de microzonificación, en este proyecto, es la clasificación de las FTE obtenidas en los puntos de registro sísmico distribuidos en la zona urbana de Apizaco, con la técnica HVNR. La clasificación consistió en agrupar cada una de las FTE y formar varias familias en función del periodo fundamental y de su forma espectral (Limaymanta, 2009). De lo anterior se puede decir que es posible determinar el tipo de terreno conforme a los periodos de vibración estimados, esto representa una gran ventaja ya que cada familia formada representa una microzona.

Definido lo anterior, se determinaron 3 microzonas tomando en cuenta cada una de las familias espectrales con sus correspondientes periodos de vibración, de acuerdo con el mapa de zonificación mostrado en el capítulo 2 las curvas de 0.4 y 0.5 segundos no existen debido a que los suelos de esta ciudad no vibran en estas frecuencias y se observa en las familias espectrales que las frecuencias que definen las curvas de isoperiodos saltan de 0.3 a 0.6 y de 1.5 a 3.0. De tal forma, las microzonas producto de las familias quedo de la siguiente manera:

Zona 1. (Alta o Lomas) pertenece a la zona de lomeríos que se define como *zona estable* donde las FTE convergen a 1 veces la amplitud por lo tanto están carentes de frecuencias fundamentales, no obstante, en algunos de los cocientes se observa una amplificación entre 0.2 y 0.4 Hz, esta amplificación es de carácter regional ya que no solo en esta zona se encontró, también se pudo visualizar en la mayoría de las FTE, aun, cuando pertenezcan a la zona baja e intermedia. Hipotéticamente estos modos de vibrar se deben a los depósitos lacustres del Plioceno mismos que cubren en su mayoría al estado de Tlaxcala y que subyacen a los estratos del periodo cuaternario. En esta zona es posible construir edificaciones entre 1 y 15 pisos. Los lomeríos son de origen volcánico y están compuestos por rocas acidas, basaltos y andesitas por lo tanto son indicadores que el efecto de sitio va a ser mínimo, actualmente estos lugares son explotados como canteras.

Zona 2. (Intermedia) zona estable, donde se estimaron periodos entre 0.6 y 1.5 segundos, y se asocia principalmente a la respuesta producto de las vulcanitas del cuaternario (Qv) y en particular al depósito de las tobas andesíticas que sobreyacen también al basalto, tomando en cuenta que el espesor es ascendente mientras este converge a la zona de lomeríos ubicados en la periferia del municipio de Apizaco. De forma general estos periodos afectan a edificios entre 10 y 15 pisos lo que sugiere poner mayor énfasis si se requieren en un futuro edificaciones con estas características, sin embargo, actualmente no se han realizado edificaciones de esta magnitud dentro del municipio.

Zona 3. (Baja o de depósitos aluviales) se observan periodos cortos, esto se debe principalmente a los depósitos aluviales, unidad que envuelve a los ríos presentes en el municipio, en el que se presume que el estrato tiene un espesor no mayor a los 15 m y este sobreyace al basalto generando una amplificación de las ondas sísmicas en las altas frecuencias (entre 2 y 10 Hz, es decir, periodos de vibración entre 0.4 y 0.1 segundos). En términos de periodos estructurales esta zona representa el mayor peligro sísmico del municipio, si ocurriera un sismo de fallamiento normal cerca del municipio con una magnitud de $M_w \geq 7.0$, ó un sismo cortical de magnitud $m_b \geq 4.0$ afectaría a casas convencionales entre 1 y hasta 4 pisos, que en general son este tipo de casas que se construyen en todo el municipio de Apizaco.

Acorde con las propiedades dinámicas del suelo, la aceleración del suelo en términos de la propagación de ondas sísmicas, aumenta en la superficie cuando pasa de un medio de alta velocidad a un medio de baja velocidad, por lo tanto, la intensidad del movimiento en superficie y los daños en superficie serán mayores en suelos blandos y depende fuertemente de la impedancia y del espesor del estrato.

La caracterización de las intensidades sísmicas fue a partir de escalar los sismos que representan mayor peligro para el municipio (a partir de su magnitud y la cercanía de la fuente) el factor de escala es la FTE derivación del registro sísmico a lo largo y ancho del municipio. El resultado es un acelerograma sintético o en superficie.

De lo anterior se observa en los espectros de respuesta, que las aceleraciones máximas en términos generales se encontraron en los periodos estructurales cortos entre 0.1 hasta 0.3 [s], para ambos escenarios sísmicos estos periodos de acuerdo a la microzonificación corresponde a la Zona 3 de depósitos aluviales.

De manera particular, en lo que respecta al escenario para el sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999 [M_w 7.0] considerando que la fuente está a 60 km debajo de la zona urbana de Apizaco, donde se observa que las aceleraciones máximas se encuentran en la zona 3 (ó de depósitos aluviales) y van del orden de 140 hasta 201 gales [cm/s^2] analizando un periodo estructural evaluado en cero ($T=0.0$ [s]), estas aceleraciones son las que se perciben a nivel de suelo afectando a casas que solo cuentan con planta baja, por otro lado, en la

zona 2 se observan aceleraciones entre 140 y 60 gales, y en lo que corresponde a la Zona 1 de lomeríos el valor de pseudoaceleración alcanza valores menores a 41 gales.

En la mayor parte del municipio se construyen casas convencionales entre 2 y 3 pisos, lo que el estudio sugirió que se evaluarán las aceleraciones para el periodo $T=0.2$ [s], de acuerdo a la distribución de las pseudoaceleraciones la zona más afectada es nuevamente la zona 3 de depósitos aluviales presentando aceleraciones que van en el orden de 320 hasta 561 gales lo que representa un gran peligro en esta zona, en la zona 2 (intermedia) se tienen aceleraciones entre 81 y 260 gales representando zonas de peligro moderado, acorde con el mapa de isoperiodos, donde esta zona vibra a razón de 1 y 2 segundos. En la Zona 1 de lomeríos se tienen pseudoaceleraciones menores a 81 gales representando el menor peligro.

Analizando los espectros de respuesta para este mismo escenario, se observan dos puntos máximos y corresponden a los periodos $T=0.6$ [s] y $T=1.1$ [s], entonces se decidió evaluar las aceleraciones para un periodo de $T=0.6$ [s], en este periodo estructural en particular la zona de peligro cambia de rumbo hacia la zona 2 (intermedia) presentando las aceleraciones máximas afectando principalmente a estructuras mayores a 6 pisos con aceleraciones entre 121 y 281 mostrando las aceleraciones máximas en la zona 3, a pesar de presentar un punto máximo las aceleraciones no son muy grandes. Lo mismo ocurre para el periodo evaluado en $T=1.1$ [s] afectando a edificaciones entre 10 y 11 pisos presentando pseudoaceleraciones entre 61 y 261 gales concentrando las mayores aceleraciones en la parte sur de la ciudad de Apizaco, sin embargo, aun cuando esta zona representa peligro para el tamaño de estas estructuras, debido a que actualmente no se tienen edificios mayores a 4 niveles.

Ahora bien, se desarrolló un escenario para un sismo cortical o local, segunda fuente sísmica que puede generar daños importantes considerando que la fuente está debajo del municipio a menos de 10 [km]. Este sismo es el del 06 de abril de 1959 su epicentro fue ubicado entre los municipios de Lara Grajales, Puebla y Cuapiaxtla, Tlaxcala ($M_b 4.7$). En este escenario se observa que reiteradamente las aceleraciones máximas se encuentran en la zona 3, sin embargo, conforme a las características de la fuente sísmica las aceleraciones no rebasan los 50 gales para los periodos críticos.

Consiguientemente, si se toman las intensidades para un periodo estructural para $T=0.0$ [s] las aceleraciones están en el orden de 0 a 17 Gales [cm/s^2] afectando principalmente a la zona 3, de igual manera ocurre para el periodo estructural de $T=0.2$ [s], en el cual se presentan aceleraciones entre 0 y 50 Gales en la misma zona, en ambos periodos estructurales se presume que se afectarían casas convencionales entre 1 y hasta 4 pisos debido a la intensidad que alcanza dicho parámetro.

CONCLUSIONES

Se presenta la primera propuesta de zonificación para el municipio de Apizaco, en la que se desarrolló una metodología para evaluar el peligro sísmico del municipio de Apizaco, con base en el empleo de cocientes espectrales para el análisis de sismos y microtemores con los que se estimaron el periodo dominante y la amplificación relativa que al mismo tiempo fueron esenciales para obtener el parámetro de aceleración probable con base en un escenario determinista que pudiera provocar un impacto en la infraestructura y en la sociedad.

Dentro de la zonificación se presenta la propuesta de variación de periodos en el municipio, que de forma particular los periodos cortos son el producto de los depósitos aluviales, que suena contradictorio con respecto a la teoría, sin embargo, esta respuesta de periodos corresponde a un espesor no mayor a los 20 metros provocando un amplificación de las ondas sísmicas variando entre 0.1 y 0.4 segundos afectando considerablemente a casas convencionales de 2 y 3 pisos que son las que comúnmente se habitan en el municipio.

Ahora bien los periodos entre 0.6 y 1.5 corresponden a los depósitos de tobas andesíticas donde se tiene que poner atención si en un futuro se tiene la intención de construir estructuras entre 6 y 15 pisos ya que se verían vulnerables ante un sismo de las características descritas en los escenarios sísmicos.

Los periodos que llegan a presentarse en la mayoría de las FTE y en particular en la zona 1, (que teóricamente no tendrían que estar presentes en esta zona, debido a las estructuras geológicas que las componen), que probablemente corresponden a los depósitos lacustres del plioceno provocando una vibración entre 3 y 5 segundos, sin embargo, se despreció por presentarse en gran medida en la mayoría de las FTE en la zona 2 y en la zona 3 y además su amplificación es mínima por lo tanto se considera un efecto regional.

Se toma como principal criterio de zonificación la clasificación de las FTE en familias espectrales, cada una se forma en función de la forma espectral la cual engloba la frecuencia fundamental y la amplitud relativa, dejando de lado los depósitos geológicos.

Conforme a lo previo, se determinaron tres microzonas en función del periodo dominante y a la clasificación de las FTE El mapa resultante comprende tres tipos de terreno, concluyendo que la zona 3 (Baja) de depósitos aluviales presenta el mayor peligro debido a los periodos dominantes y al tipo de casas existentes en la zona.

Asimismo se expone las intensidades sísmicas que probablemente se presenten en el municipio ante la ocurrencia de un sismo intraplaca como el que ocurrió en Tehuacán, Puebla de magnitud (Mw7.0) y ante la ocurrencia de un sismo similar al ocurrido entre los

poblados de Cuapiaxtla, Tlaxcala y Lara Grajales, Puebla con magnitud M_b 4.7, tomando como medidas de intensidad el valor de la aceleración máxima del terreno y el valor de aceleración para un periodo estructural $T \neq 0.0$ [s].

En ambos escenarios se observa que las aceleraciones máximas para periodos de $T=0.0$ y $T=0.2$ segundos se presentan dentro de la zona 3 constatando que el mayor peligro se presenta en la Zona 3 en donde nuevamente se reitera que el riesgo es latente para casas entre 1 y 3 pisos.

De acuerdo con los escenarios anteriores podríamos concluir también que se espera que para periodos $T \geq 0.6$ [s] y $T \geq 1.1$ [s] (puntos máximos en los espectros de respuesta) el peligro se presenta en la zona 2 o intermedia, mostrando que la aceleración máxima en el orden de 0 a 15 Gales y para periodos $T \geq 1.0$ [s] se infiere que las mayores aceleraciones (entre 0 y 17 gales) se localizan en la zona 2, que hipotéticamente afectaría a edificaciones entre 6 y 11 pisos, sin embargo aún no existen este tipo de edificaciones en esta zona urbana.

REFERENCIAS

Bernal Isabel. (2006), “Microzonificación sísmica de la ciudad de Tlaxcala, México”, *Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM*.

Esteve Luis, Mario Ordaz (1995). Riesgo sísmico y espectros de diseño, en la República Mexicana. Instituto de Ingeniería de la UNAM

Espinosa Villalpando Luis A. (2012). Áreas de Inundación Obtenidas Mediante Sistemas de Información Geográfica y Hec-Ras Relacionándolas con el Efecto de Sitio Presente en el Municipio de Apizaco, Tlaxcala, México, Tesis de Especialización, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Ferrari Luca (2000). Avances en el Conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana Durante la Última Década. VLIII, 84-92.

García-Palomo, A. (2002), “Vulcanismo y geología estructural de la región de Apan, Edos. de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México”. Tesis de doctorado en Ciencias, UNAM Pág. 181.

González-Pomposo, G J y C Valdés-González (1995), “Seismicity of the state of Puebla, México 1986-1989”, *Geofísica Internacional*, 34, 221-232 pp.

Husid Raúl (1973). Terremotos, Análisis Espectral y Características de Acelerogramas como Base del Diseño Sísmico. Editorial Andrés Bello. Santiago de Chile. PP.28-40

INEGI (2005). Síntesis Socio demográfica Municipal de Apizaco, Tlaxcala. México

Ismael-Hernández Eduardo, Lermo Javier, Sánchez-Sesma Francisco J., Angulo Joel, Vega Daniel, Martínez y Zúñiga Ángel. (2011). Estimación de Intensidades Sísmicas en la Ciudad de Apizaco, Tlaxcala, para Temblores Profundos de Fallamiento Normal. Memorias, XVIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica Aguascalientes México.

Lermo Javier (2011) Comunicación Personal

Lermo J. y Bernal I. (2006), “Zonificación sísmica del Estado de Tlaxcala, México” *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Número Especial de Geología Urbana, Tomo LVIII, No. 2, pp 215-221.

Lermo, J. y F.J. Chávez-García. (1993) Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios With Only One Station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, No. 5, pp. 1574-1594, October

Lermo, J. y F.J. Chávez-García. (1994) Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 5, pp. 1350-1364, October

Lermo, J. y F.J. Chávez-García. (1994) “Site effect evaluation at Mexico City. Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremors records”, *Soil. Dyn. & Earthq. Eng.* 13, 413-423 pp.

Lermo J. y Limaymanta F. M. (2007), “Uso de las funciones de transferencia empíricas (HVNR) obtenidas con microtremores para construir mapas con la clasificación de los terrenos de cimentación para diseño sísmico” *Memorias del XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Ixtapa Zihuatanejo, Gro.

Martínez Morales Manuel, Carlos Gutiérrez Ojeda, José Rafael Reyes Serrano, Ismael Mata Arellano, Luis Felipe Sánchez Díaz, Gerardo Antonio Ortiz Flores (2007). Estudio Hidrogeológico de la Porción Alfa del

Acuífero Alto Atoyac Apizaco, Tlaxcala. IMTA

Montecillo T. R., 1996, Estimación empírica de efectos de sitio en el Distrito Federal, Tesis para obtener el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México.

Mooser F., Montiel A. y Zúñiga A. (1996), “Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla” Subdirección de Construcción, Comisión Federal de Electricidad, México D.F.

Nakamura Y. (1989), “A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface”, QR of RTRI, 30, No.1,25-33 pp.

Rosenblueth E., Ordaz M., Sánchez-Sesma F.J. y Singh S.K. (1989), “The Mexico Earthquake of September 19, 1985- Design Spectra for Mexico’s Federal District”, *Earthquake Spectra*, Vol. 5, No. 1, pp 273-291.

Sánchez-Sesma F.J., Rodríguez M., Urritan-Viveros U., Luzón F., Campillo M., García-Jerez A., Suarez M., Santoyo M.A., Rodríguez-Castellanos A. (2011), “A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium”, *Geophysical Journal International*. Publicado en Abril de 2011.

Sesame (2004). Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements Processing and Interpretation. European Commission- Research General Directorate.

Singh S.K., Ordaz M., Pacheco J.F., Quaas R., Alcántara L., Alcocer S., Gutiérrez C., Meli R., and Ovando E. (1999), “A preliminary report on the Tehuacán, México earthquake of June 15, 1999 (Mw=7.0)”, *Seismological Research Letters*. Vol. 70 N°5.

Oliveira C. S. Roca A. and Goula X. (2006). Assessing and Managing Earthquake Risk, Springer. Netherlands pp. 67-89

Okada Hiroshi. (2003). The Microtremor Survey Method. SEG. GEOPHYSICAL MONOGRAPH SERIES. Number 12

Ordaz, M y C. Montoya (2000), “DEGTRA A4”, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

Tsige, García F. (2006). Propuesta de clasificación geotécnica del “Efecto de Sitio” (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia. Departamento Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. *Geogaceta*, 40, 2006, pp. 39-42.

UNESCO (1980). Terremotos. Blume. Barcelona. pag.50-65

Vega Rocha Daniel. (2004). Revisión de estudios de efectos de sitio para zonas urbanas de México. Facultad de Ingeniería. Tesis UNAM.

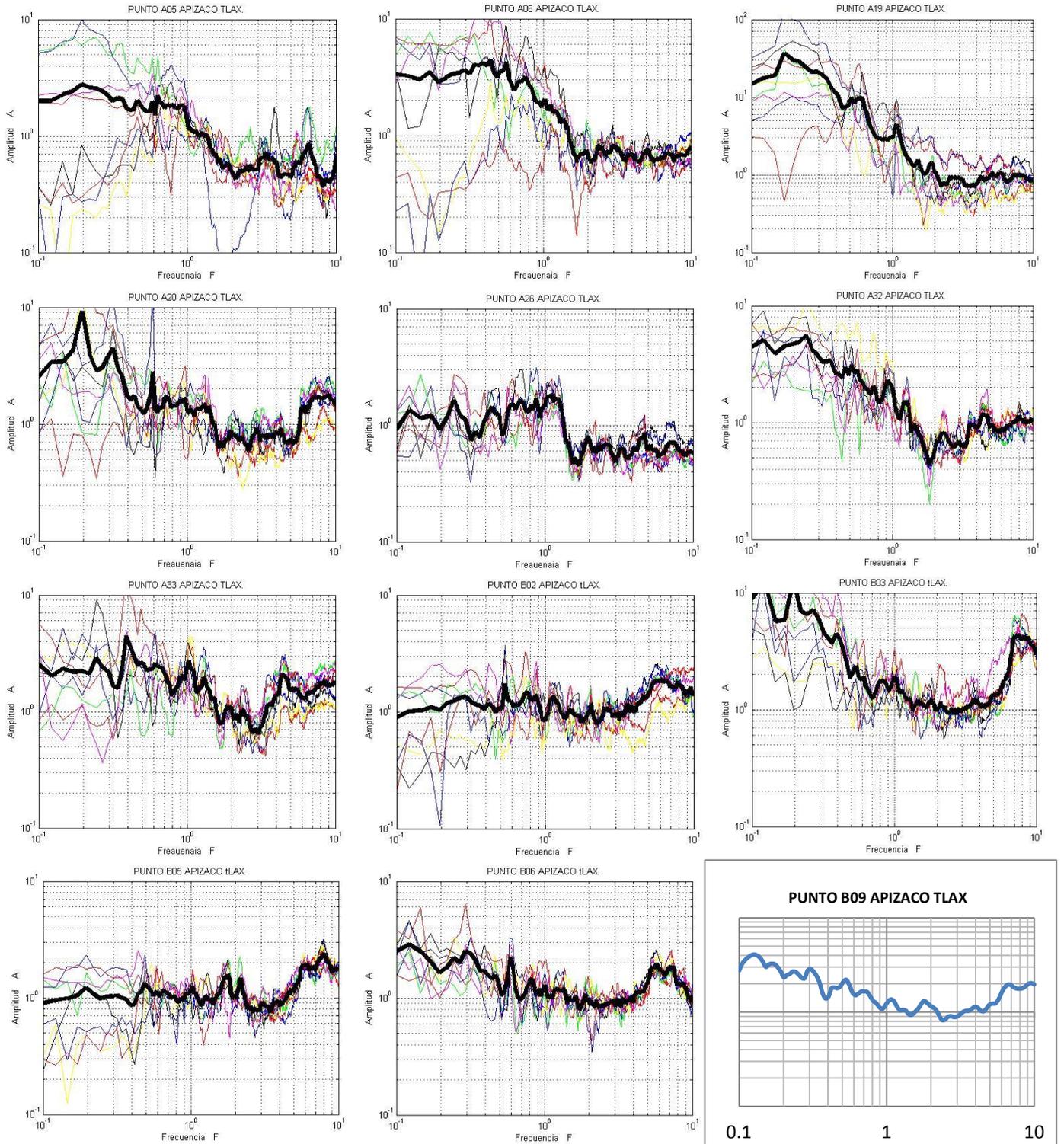
Wathelet Marc (2005). Geopsy Project. European project NERIES

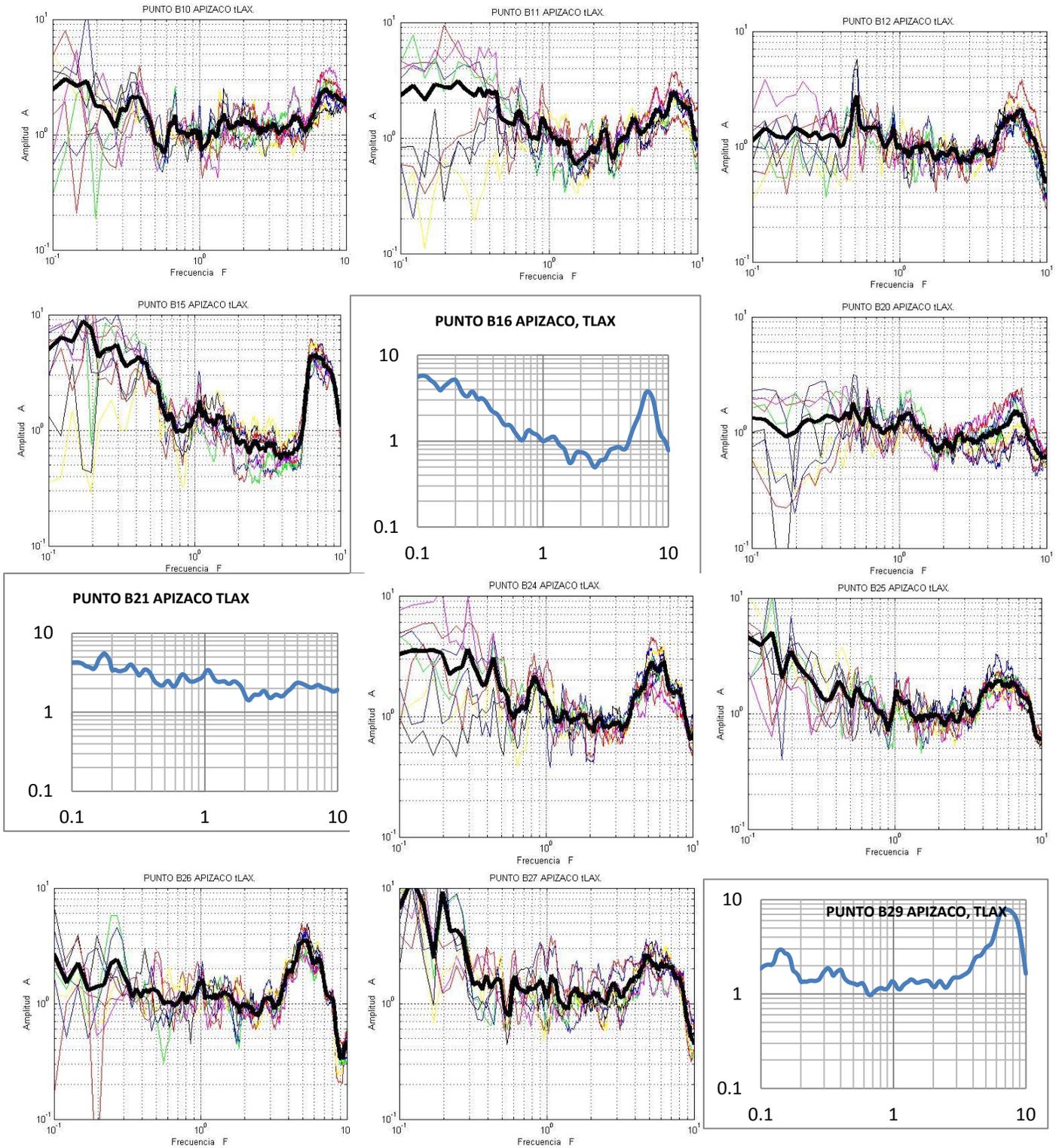
Yauri Condo, Sheila Alodia. (2006) Microtremores. Compendio de Trabajos de Investigación. CNDG-Biblioteca Instituto Geofísica del Perú, V7. Pag. 43-56.

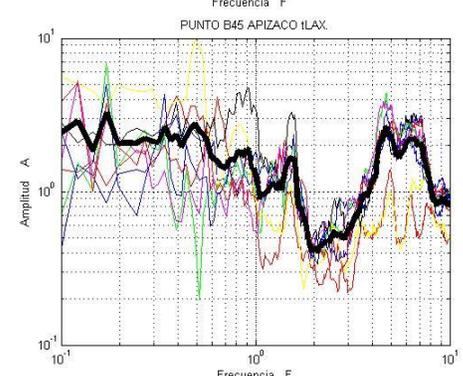
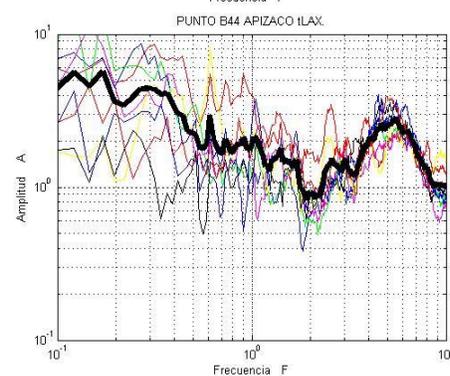
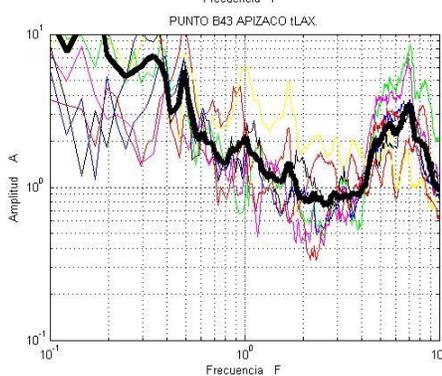
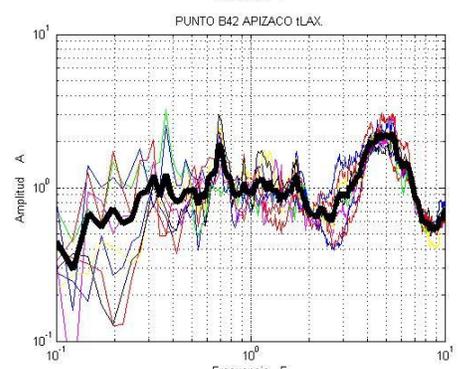
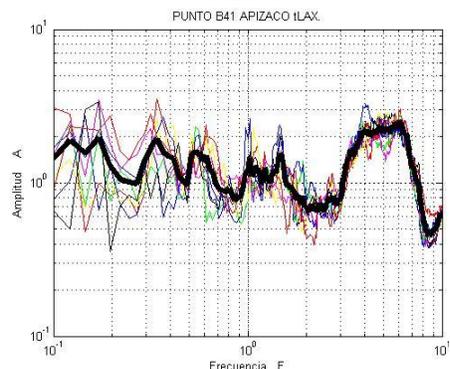
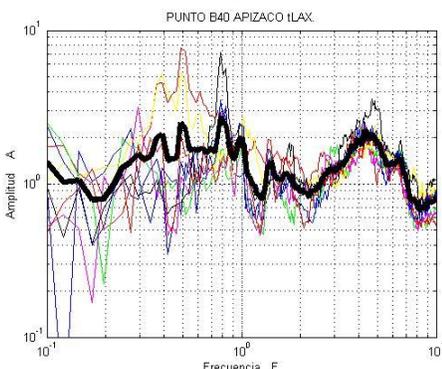
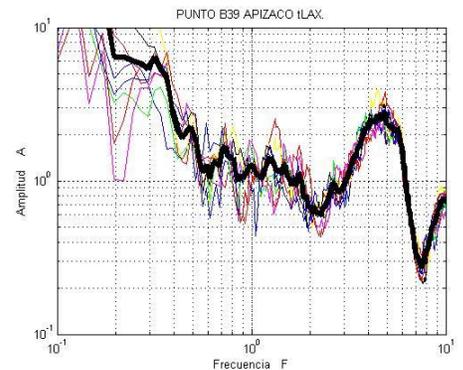
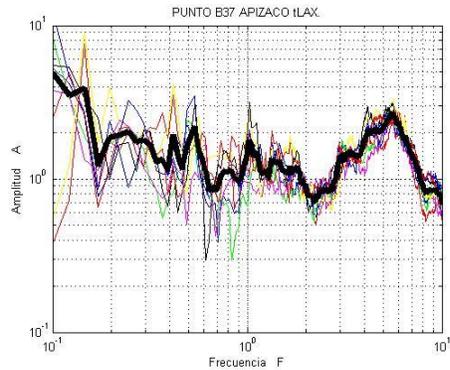
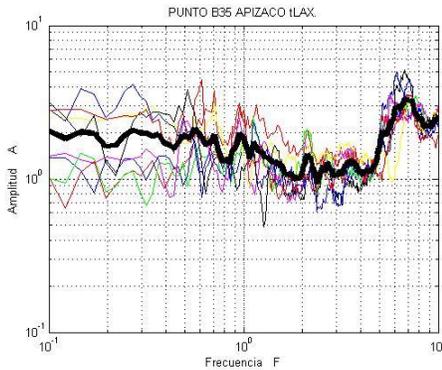
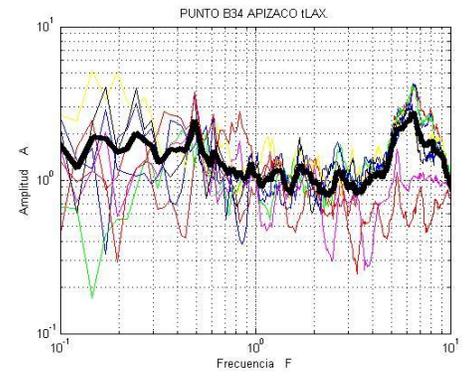
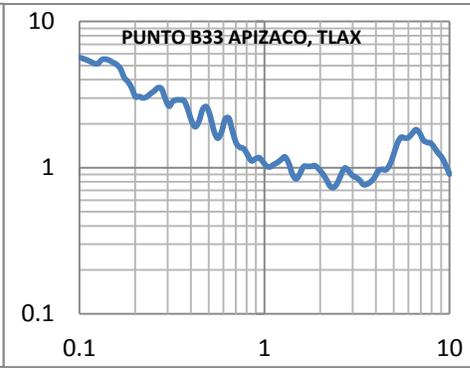
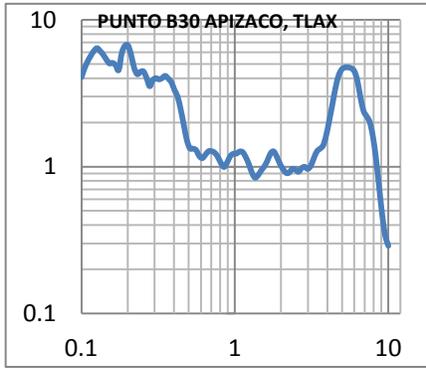
Zúñiga Angel (2012). Comunicación personal

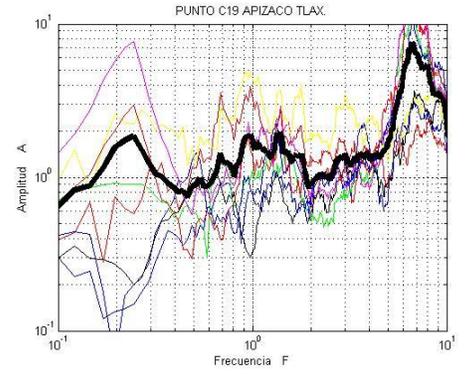
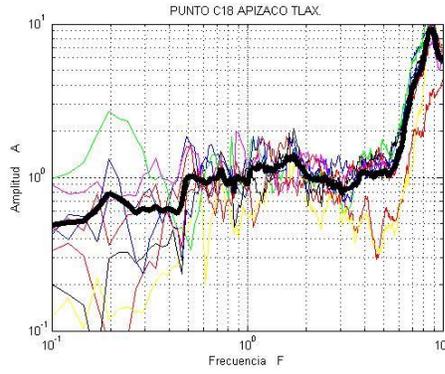
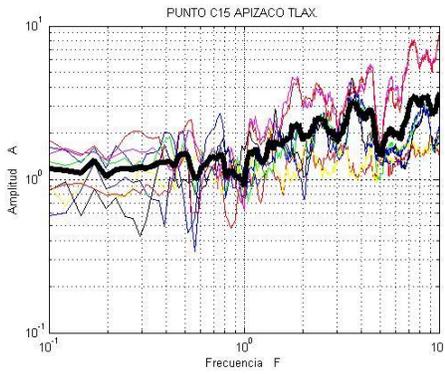
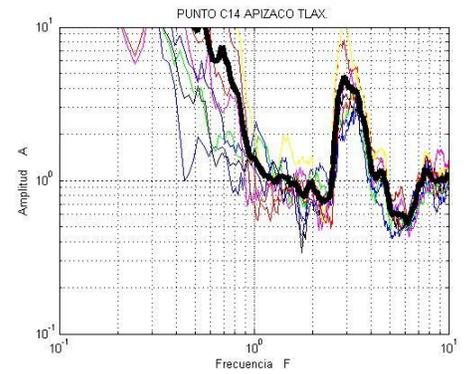
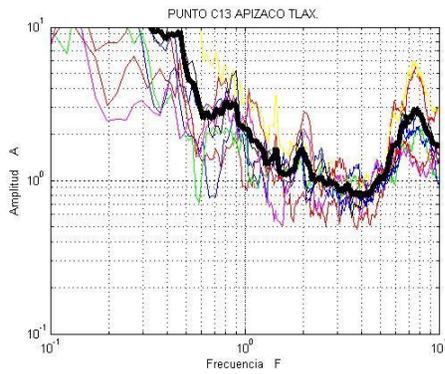
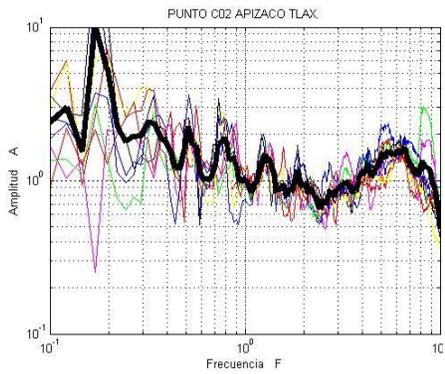
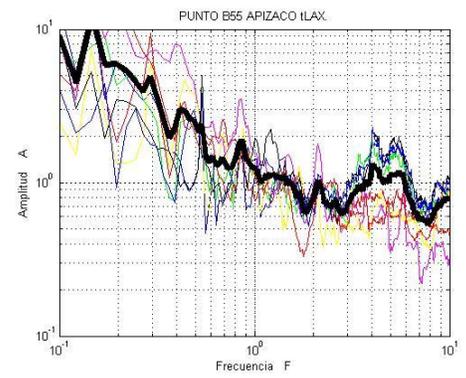
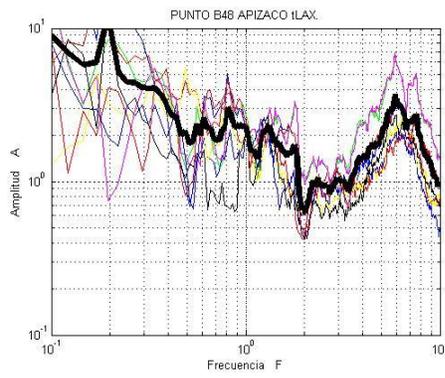
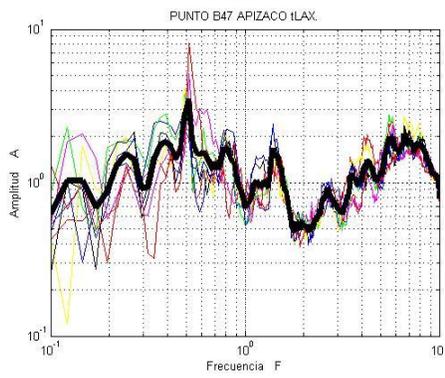
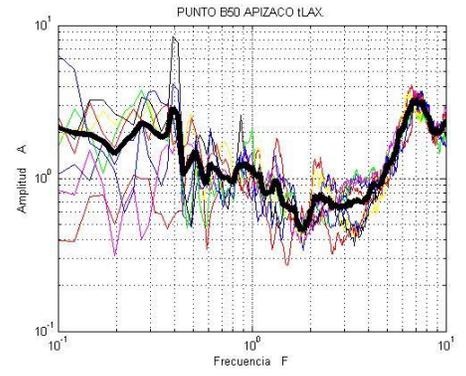
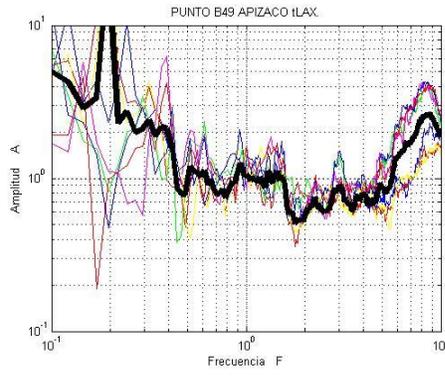
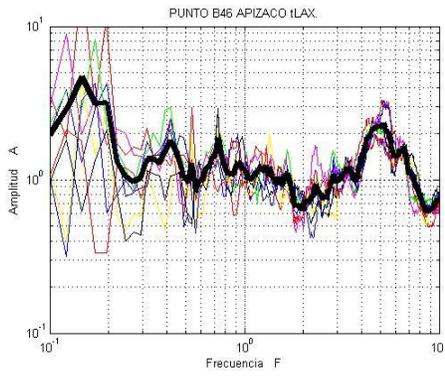
ANEXOS

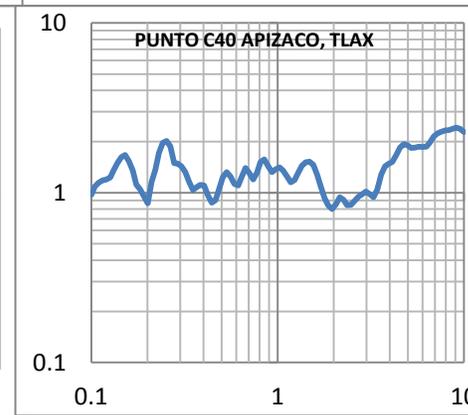
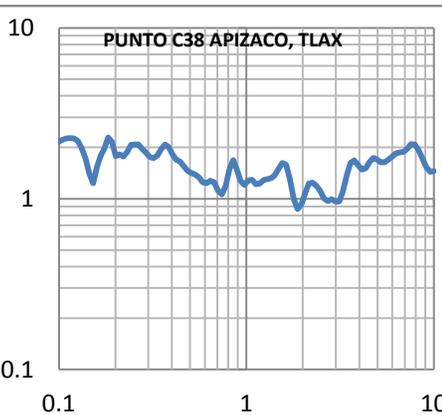
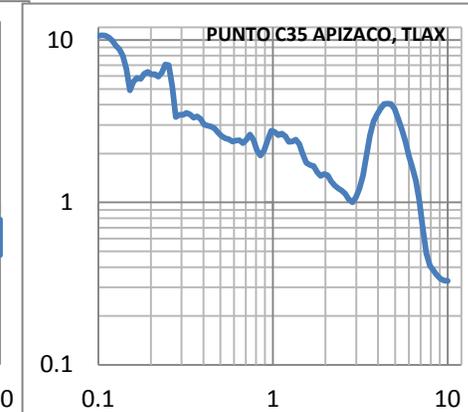
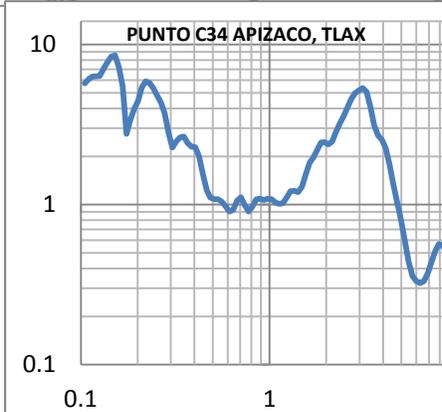
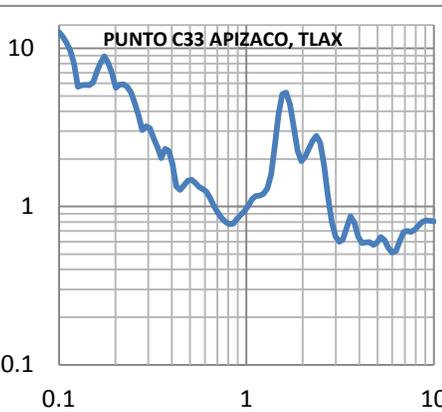
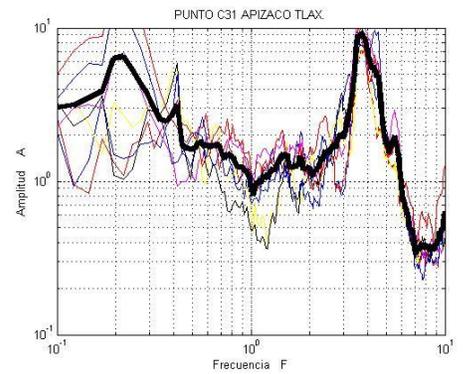
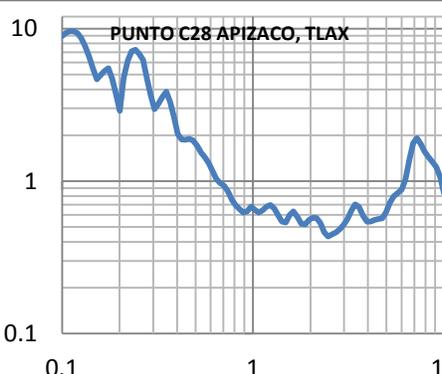
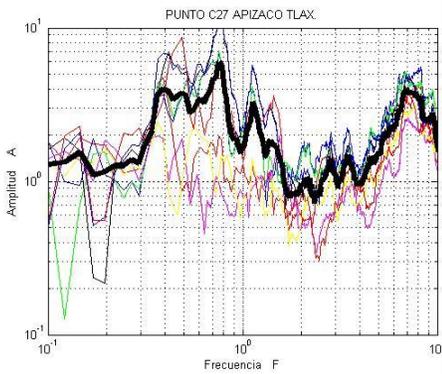
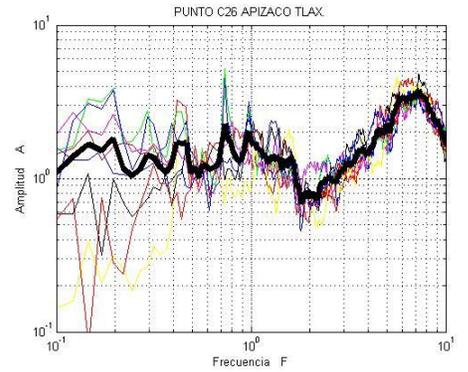
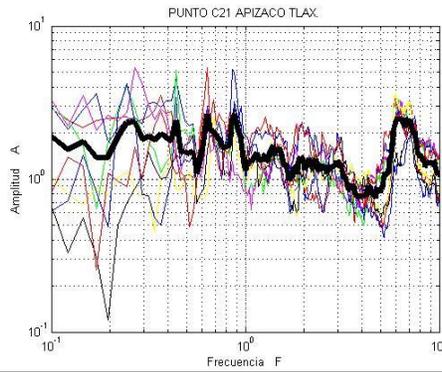
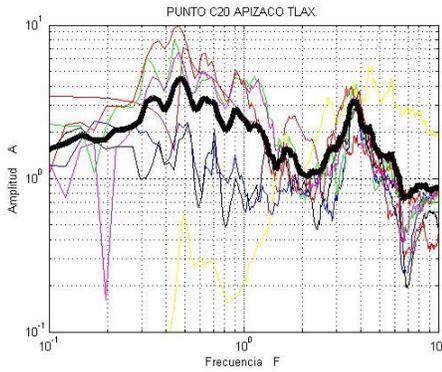
ANEXO 1. Funciones de Transferencia Empírica

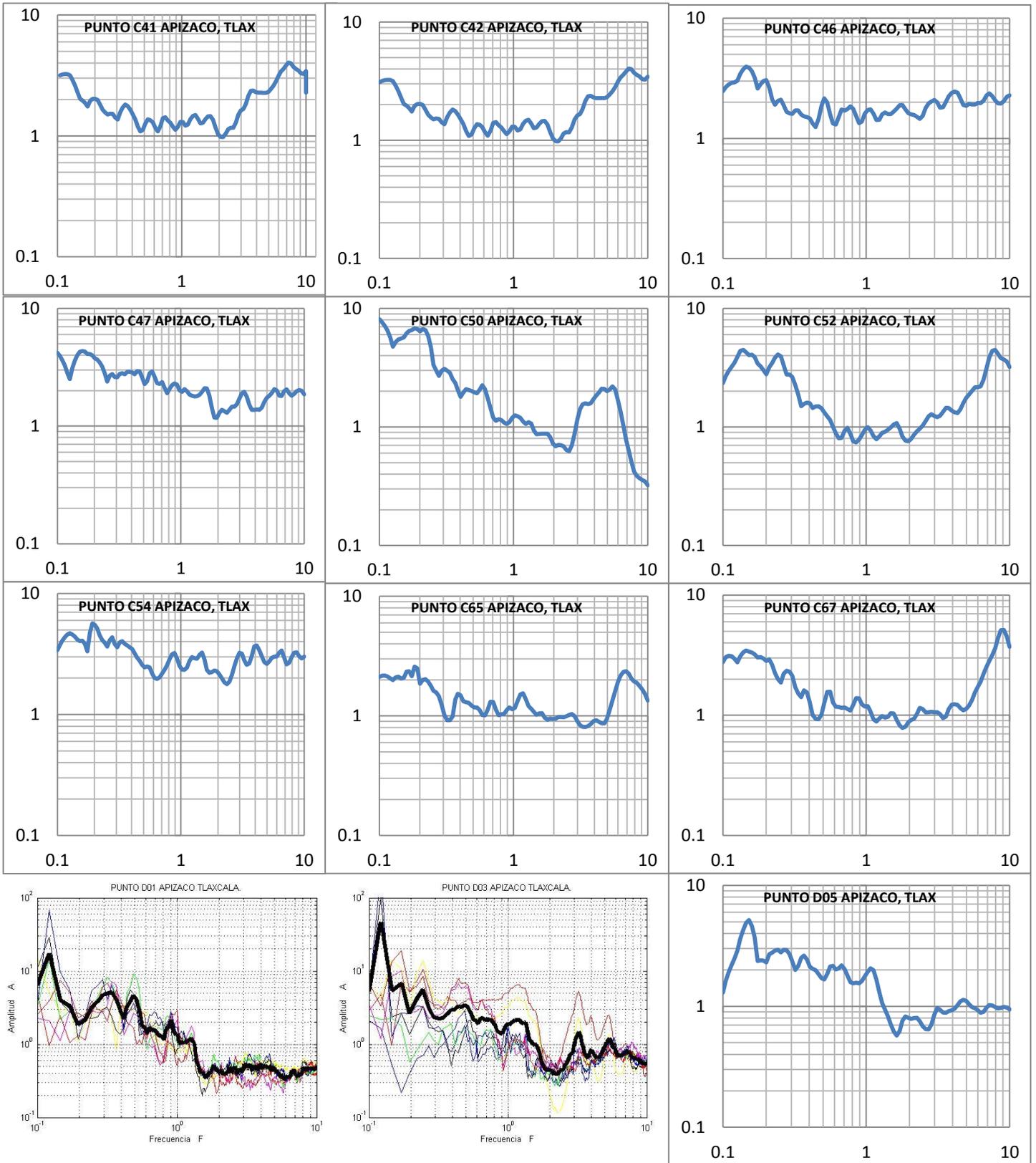


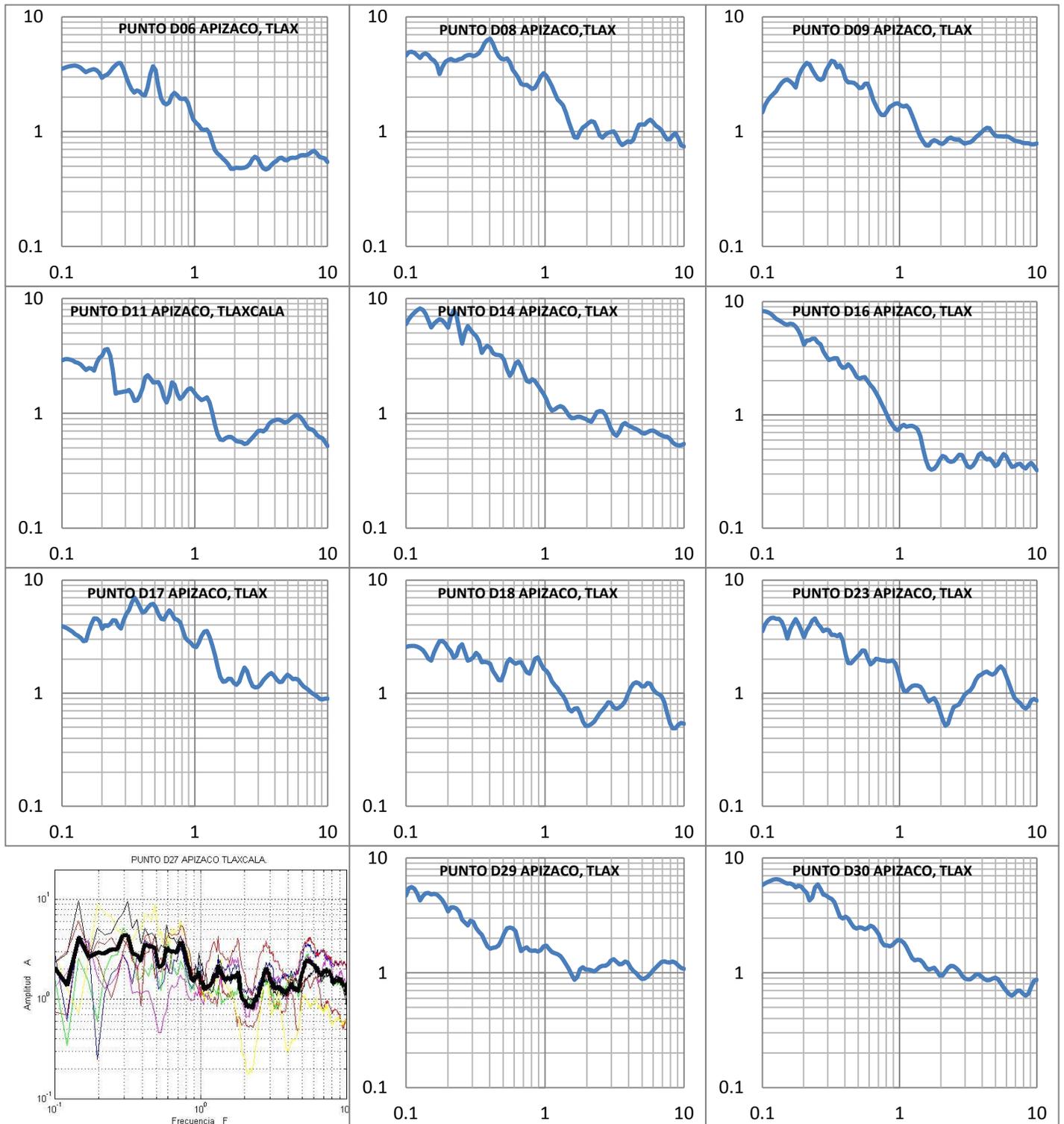


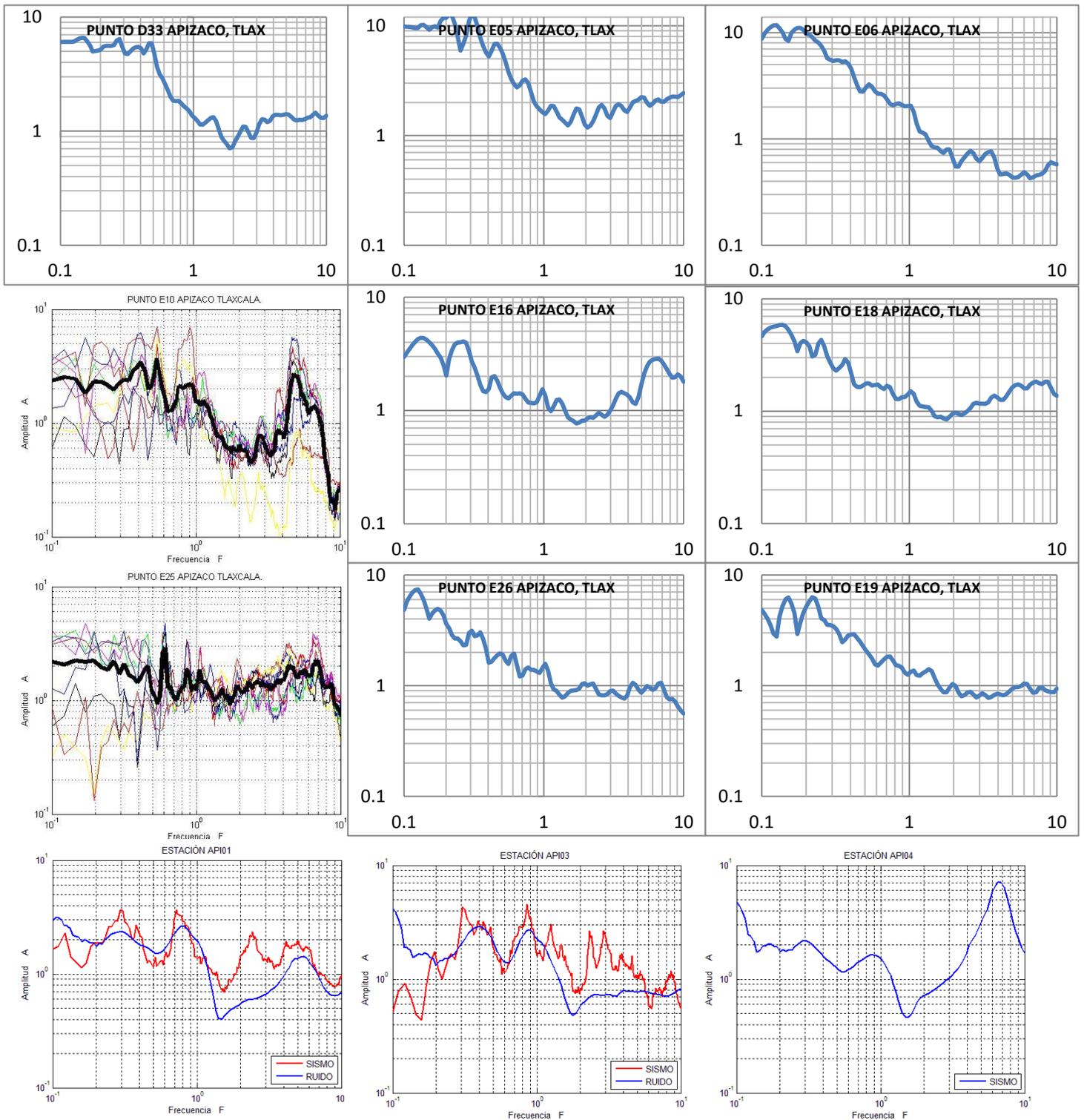


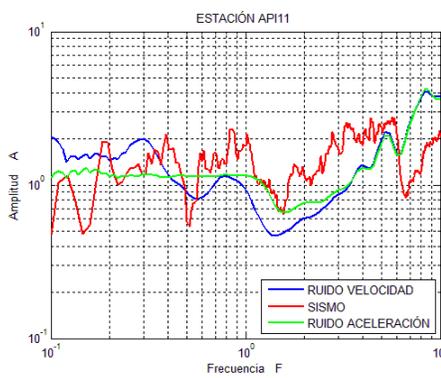
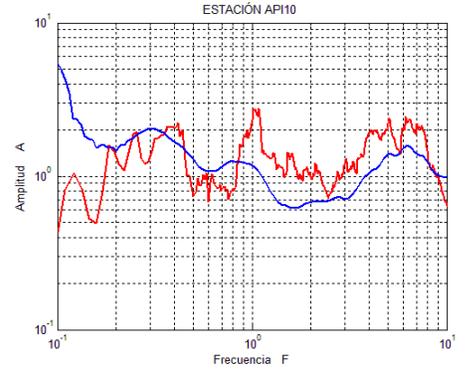
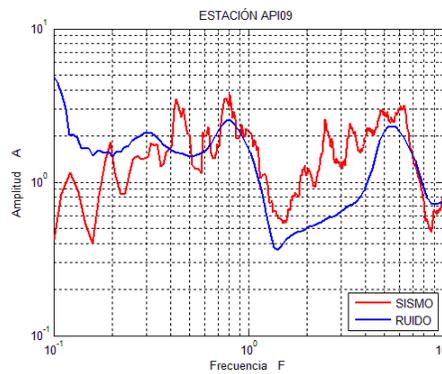
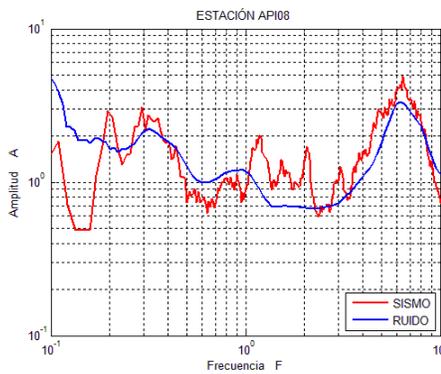
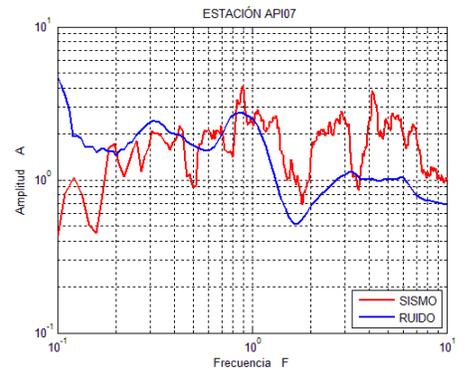
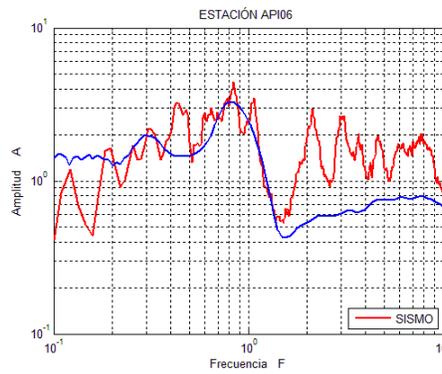
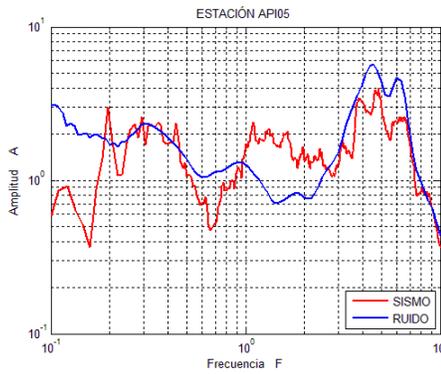






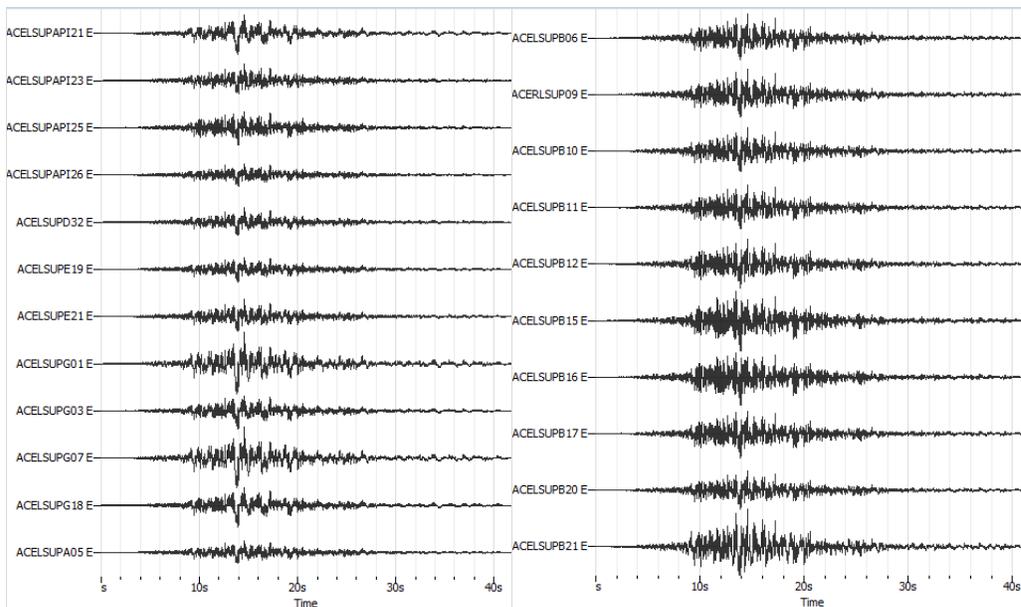
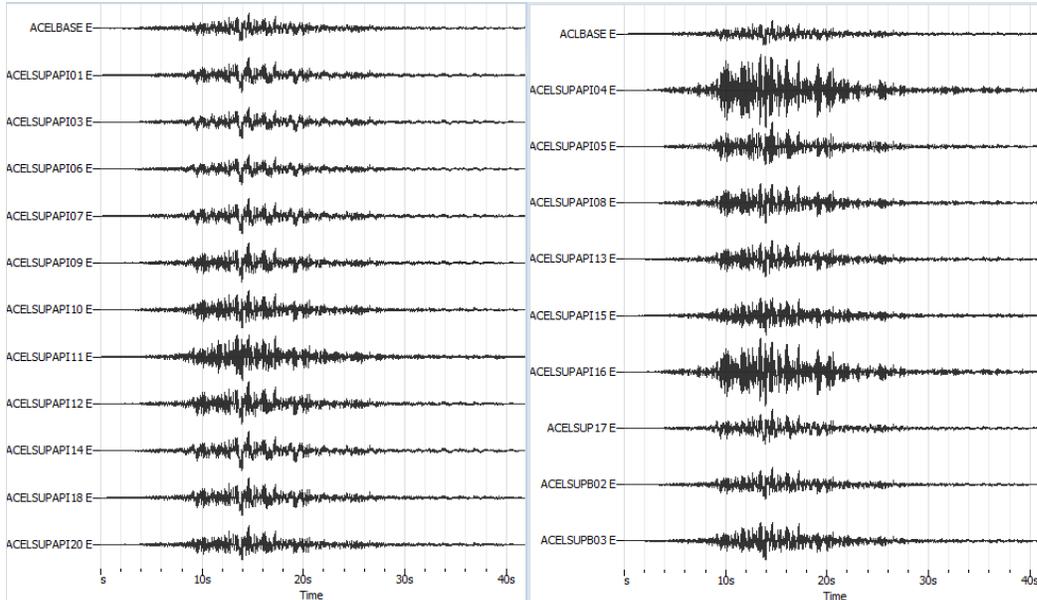


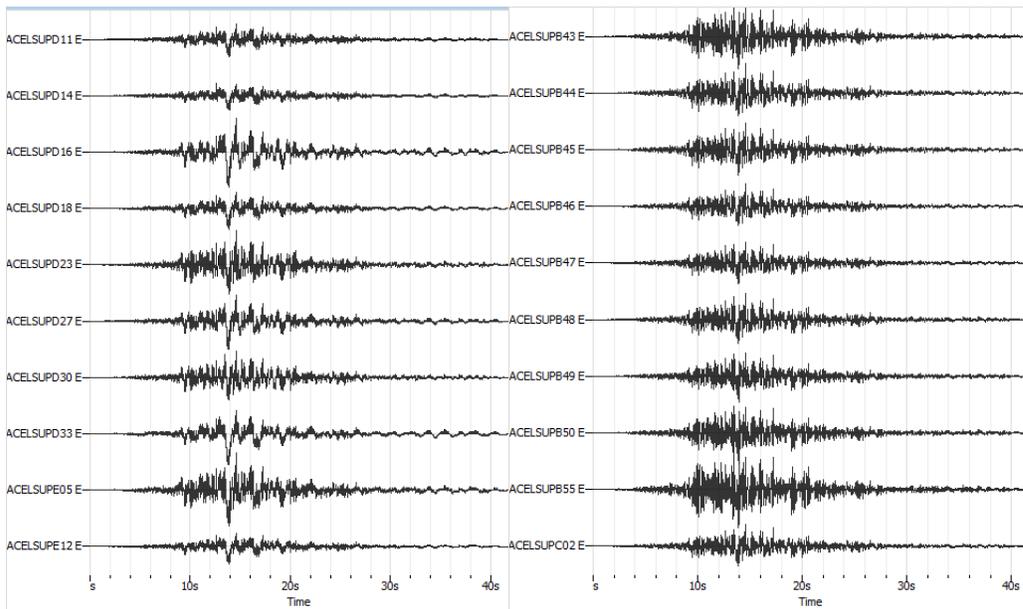
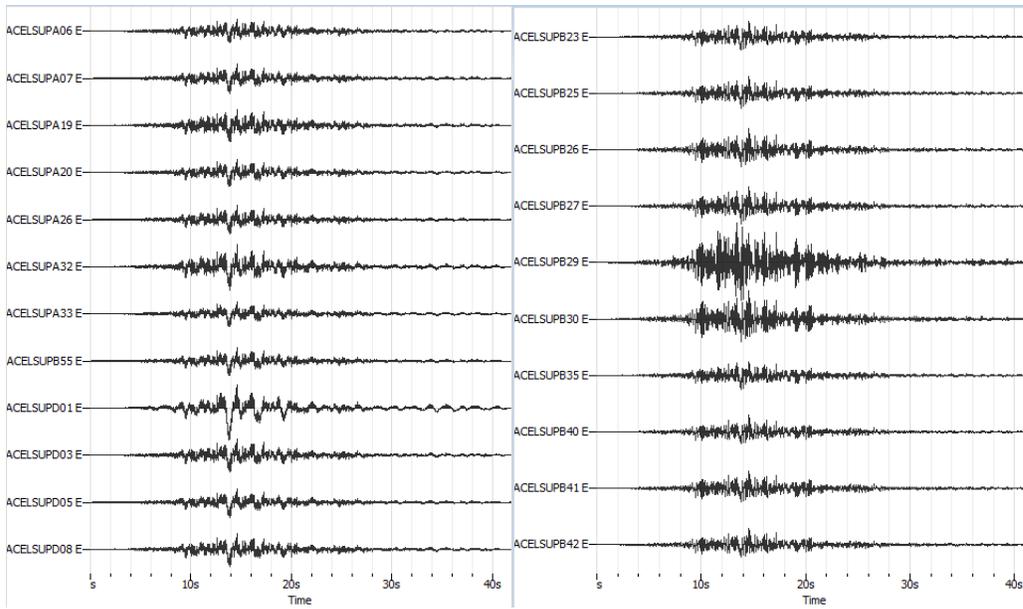


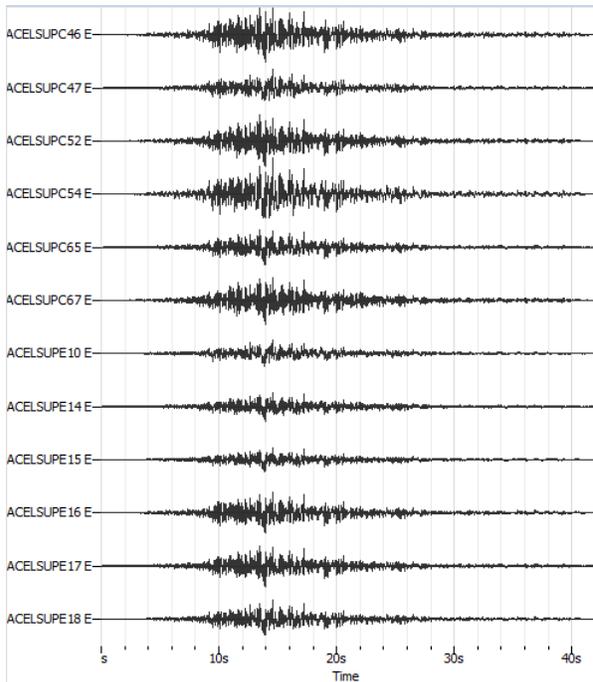
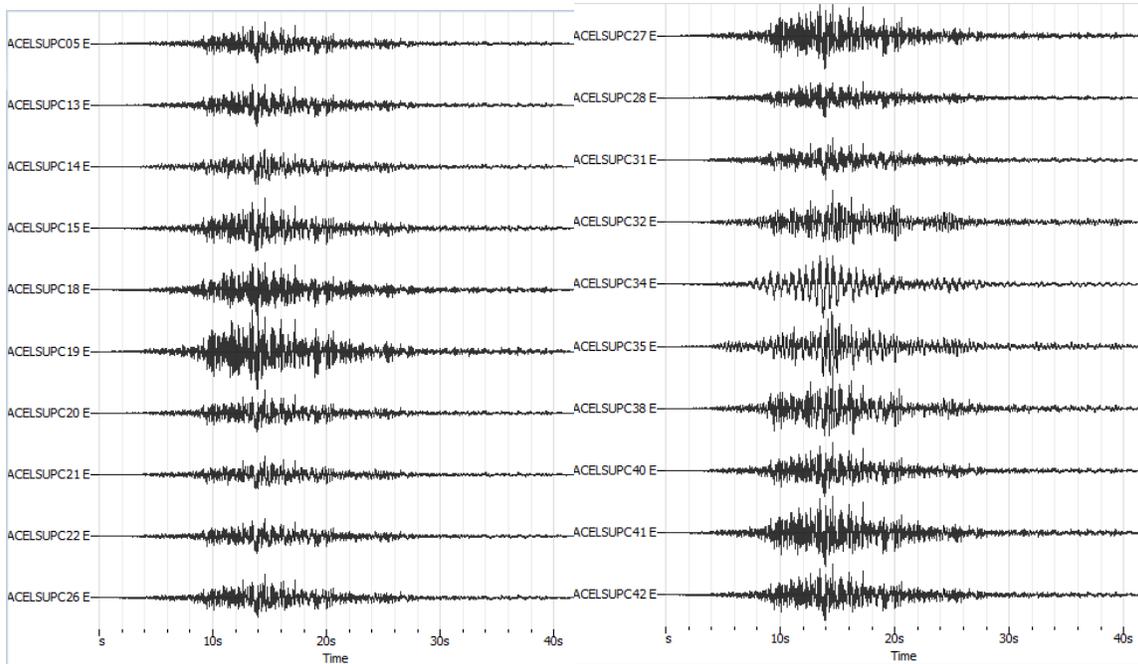


ANEXO2. Acelerogramas Sintéticos

Acelerogramas para el sismo del 15 de junio de 1999 que tuvo epicentro en Tehuacán, Puebla.







Acelerogramas para el sismo del 06 de abril de 1959 que tuvo epicentro entre los poblados de Cuapiaxtla, Tlaxcala y Lara Grajales, Puebla.

