



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Corrección del efecto de sitio
utilizando la técnica HVSR para un
modelo de atenuación del
movimiento fuerte para el sureste
de México**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Cristian Miguel Campuzano Sánchez

DIRECTOR DE TESIS

M. en C. Javier Francisco Lermo Samaniego



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

«Porque de tal manera amó Dios al mundo, que ha dado a su Hijo unigénito, para que todo aquel que en él cree, no se pierda, más tenga vida eterna»

Juan 3:16

«El hombre encuentra a Dios detrás de cada puerta que la ciencia logra abrir»

Albert Einstein

«Una carrera no te va a dar más dinero, te va a dar oportunidades»

Ing. Jaime Ibarra Reyes

Dedicatoria

Esta investigación la dedicó especialmente a estas dos grandes mujeres, no existen palabras para agradecer su infinito apoyo.

Quiero dedicar este trabajo a mi mamá por haberme guiado hasta nuestro logro en este camino donde te tocó ser madre y padre terrenal a la vez. Una Madre en la extensión de la palabra: mi consejera espiritual - una hija de Dios ejemplar-, consejera emocional, analista financiera, mi correctora de estilo – yo sé lo que implica la ayuda en este tema-, mi apoyo, mi manager, la impulsora de mis ideas locas y fundamentalmente por ser uno de los pilares de mi vida. Gracias por la confianza al empezar este camino y apoyarme a llegar a la isla, lo logramos.

Dedico a mi hermana este trabajo, esa personita que como le pone empeño a la vida, gracias por abrirme los ojos con amor cuando más lo necesité. Como prescindir de ese toque sutil que pones en cada detalle, tú mi diseñadora favorita. Gracias por extenderme la mano cuando tenía que retomar este camino dándome palabras de aliento y no dejarme hasta verme arriba.

Agradecimientos

Dios gracias por regalarme esta inmensa felicidad y fidelidad, guardé tu camino y tu voluntad. Veo reflejada tu perfección en este logro, tú sabes cómo comenzó este camino y gracias a ti estoy aquí estudiando. Te agradezco por permitirme compartir este camino con mi familia, con mis profesores, con mis amigos y principalmente contigo a mi lado. Te agradezco este logro en nombre de tu Hijo amado Cristo Jesús.

Mi más profundo agradecimiento a la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, mi *alma mater*.

Gracias al Instituto de Ingeniería de la UNAM por las facilidades y el apoyo brindado en este trabajo de tesis, en especial al M. C. Javier Francisco Lermo Samaniego, quien ha apoyado mi creatividad profesional y académica.

Agradezco el apoyo brindado del Dr., Miguel Ángel Jaimes Téllez por la colaboración en la construcción del modelo y corrección de esta tesis.

Quiero dar gracias a los sinodales el tiempo dedicado en la revisión de esta tesis.

Quiero hacer un reconocimiento a cada uno de mis profesores, por su entrega y dedicación a su profesión. En especial al Dr. Josué Tago Pacheco que gracias a su clase de física de las ondas me permitió desarrollar este trabajo, a la M. en I. Isabel Dominguez por su apoyo incondicional, al Ing. Pedro Jaimes Lopez que me permitió participar en sus clases como su ayudante y al Ing. Genaro Muñoz Hernandez que me ayudo a descubrir capacidades necesarias como ingeniero para mi desarrollo profesional.

A mis amigos que estuvieron conmigo en este camino, que compartimos infinidad de experiencias.

A mis amigos y compañeros del Instituto de Ingeniería; Rogelio Torres y Joel Angulo que me brindaron su apoyo y recomendaciones.

Contenido

Resumen	- 6 -
1. INTRODUCCIÓN	- 8 -
1.1. Antecedentes.....	- 8 -
1.2. Objetivo	- 9 -
1.3. Marco Geológico	- 10 -
1.4. Fuentes sismogénicas del Sureste de México.....	- 11 -
2. MODELO DE ATENUACIÓN PARA EL MOVIMIENTO FUERTE	- 14 -
2.1. Atenuación intrínseca	- 15 -
2.2. Atenuación extrínseca o scattering.....	- 16 -
2.3. Dispersión geométrica del frente de onda plano	- 17 -
2.4. Regresión bayesiana del espectro de respuesta	- 17 -
3. EFECTO DE SITIO	- 21 -
3.1. Técnica de HVSr	- 22 -
4. METODOLOGÍA	- 25 -
4.1. Datos.....	- 25 -
4.2. Procesamiento de los datos y análisis.....	- 25 -
4.3. Análisis de la regresión.....	- 27 -
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	- 30 -
5.1. Corrección de la respuesta del sitio	- 30 -
5.2. Coeficientes de regresión y residual.....	- 30 -
5.3. Discusión	- 35 -
5.3.1. Revisión del terremoto de Tehuantepec del 7 de septiembre del 2017 (M_w 8.2)	- 38 -
6. CONCLUSIONES	- 42 -
7. REFERENCIAS	- 44 -
8. APÉNDICES	- 48 -
8.1. Apéndice A – Atenuación intrínseca.....	- 48 -
8.2. Apéndice B – Dispersión geométrica	- 52 -
8.3. Apéndice C	- 55 -

Resumen

La investigación tiene como objetivo principal, proponer y actualizar el modelo de atenuación del movimiento fuerte para el sureste de México, considerando la supresión de la respuesta del sitio a partir de los cocientes espectrales, con la utilización de la técnica de Nakamura. Para ello se ocupan 85 sismos de magnitudes $5.0 \leq M_w \leq 8.2$, registrados por nueve estaciones de la red acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM), instaladas en los estados de Chiapas, Oaxaca, Tabasco y Veracruz, robustecida, para su localización, con la información proporcionada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN).

Con el apoyo de los cocientes espectrales, se evalúa la existencia de la respuesta del sitio en cada una de las nueve estaciones, así pues, se procede a la sustracción de éste en cada una de las componentes horizontales. Para la estimación del modelo de atenuación del movimiento fuerte se utilizan ambos registros: el original y suprimiendo la respuesta del sitio.

Los resultados obtenidos incluyen la evaluación del modelo propuesto con sismos fuera de la muestra y la comparación de este con trabajos anteriores de sismos en la costa del Pacífico, dando como resultado un pronóstico adecuado para los espectros de respuesta observados en campo lejano.

Capítulo 1

Introducción



1. INTRODUCCIÓN

El Sureste de México se encuentra situado en una zona tectónicamente activa provocada por el contacto de tres placas principales: Norteamericana, Cocos y Caribe, este tipo de convergencias tectónicas en la zona, lo coloca en un estado de alto riesgo sísmico.

Esta región se define básicamente por tres fuentes sismogénicas: la primera, se encuentra localizada en la zona de subducción de la placa de Cocos y Norteamérica, la segunda está constituida por la deformación interna de la placa subducida, la cual produce sismos profundos desde 80 hasta 200 km y la tercera que corresponde a la deformación cortical que conforma el sistema de fallas superficiales a menos de 50 km, originando sismos de magnitud moderada, los cuales causan fuertes daños locales.

Por lo que es necesario reconsiderar un nuevo modelo de atenuación del movimiento fuerte (GMPE, por sus siglas en inglés) sin respuesta del sitio, más aún que los modelos de atenuación son el punto de partida de un análisis estructural por el que se define la seguridad de las estructuras. Para llegar al objetivo se utilizarán 85 sismos de magnitudes $5.0 \leq M_w \leq 8.2$ registrados por nueve estaciones pertenecientes a la red acelerográfica II-UNAM, instaladas en los estados de Chiapas, Oaxaca, Tabasco y Veracruz, aunado con información sobre su localización dada por el SSN.

Para la formulación del nuevo GMPE se evaluará la respuesta del sitio Lermo *et. al.*, (1993) a partir de la técnica de HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio, HVSR) propuesta por Nakamura (1989), este método consiste en calcular el cociente de los espectros de amplitud de Fourier de cada una de las componentes horizontales y verticales del registro, para posteriormente realizar el promedio de los espectros de amplitud horizontales y dividirlos entre el espectro vertical.

Además, en este estudio se considerará la evaluación del GMPE para el Sureste de México partiendo de la regresión bayesiana del espectro de respuesta propuesta por Jaimes *et. al.*, (2006) tomando en cuenta coeficientes y distribuciones de probabilidad a priori y a posteriori.

1.1. Antecedentes

Los modelos de atenuación del movimiento fuerte (GMPE), son el punto de partida de un análisis estructural, donde se define la seguridad de la estructura a diseñar.

El comienzo de la estimación del GMPE en México fue propuesta por Esteva *et. al.* (1973) con el apoyo de datos de la red del Instituto de Tecnología de California, en donde por primera vez se ocupó un modelo probabilístico de atenuación; subsecuentemente Singh *et. al.*, (1987) presentaron un modelo distinto donde seleccionaron 16 eventos registrados en la estación instalada en Ciudad Universitaria de la UNAM (CUIP), ubicada en la zona de lomas de la Ciudad de México, en este trabajo, para la regresión del modelo, solo se ocuparon tres parámetros de los 16 eventos, sin considerar la respuesta del sitio de la estación. Posteriormente el mismo Singh *et. al.* (1989) propone un modelo de atenuación para campo lejano, con respecto a la zona de subducción en el estado de Guerrero, basada en la técnica de Joyner y Boore (1981), que consiste en la regresión de parámetros

como son: magnitud de momento (M), la proyección de la distancia más cercana de la ruptura en km (d) con la que se calcula la distancia hipocentral (R) para sismos de $5 \leq M_w \leq 7.4$, para el caso del modelo de velocidades pico, consideraron además de las variables anteriores, la variable S , donde si la estación está en roca la variable vale 0 y si se encuentra en suelo la variable vale 1. Por otro lado, Ordaz *et. al.*, (1994) presentó la técnica de regresión bayesiana con aplicación a las relaciones de atenuación con información a priori y a posteriori.

Atkinson y Boore (2003) propusieron un modelo de atenuación que incluyó tipos de suelo para cada sitio dependiendo de las velocidades de corte, considerándolas con una variable binaria o ficticia, también llamada dummy (Joyner y Boore, 1981), asignándole el valor 1 a los suelos de tipo C, DyE.

Partiendo del modelo propuesto por Joyner y Boore (1981) se presentaron trabajos más recientes en la zona de Guerrero, como es el de García (2007) quien empleó la explicación simplificada de Atkinson y Boore (2003) contrastando con modelos previos para sismos en México, García propuso un modelo de atenuación para sismo intraplaca, ocupando 268 registros generados por 17 terremotos con profundidades entre 35 y 118 km, según el autor, los sismos intraplaca presentan un decaimiento más rápido de la energía, con respecto a los sismos interplaca, por efecto de la dispersión geométrica.

Jaimes *et. al.*, (2006) comparo cuatro metodologías basadas en regresiones bayesianas para obtener el pronóstico del espectro de respuesta para sitios instrumentados en la Ciudad de México, localizados en la zona de lomas y la zona del lago. La primera metodología consistió, en realizar la regresión de los espectros de respuesta observados; en la segunda, planteó la regresión de los espectros de amplitud de Fourier y realizó la construcción de los espectros de respuesta a partir de la teoría de la vibración aleatoria; en la tercera, obtuvo la regresión de los espectros de respuesta en Ciudad Universitaria (CU), aunado a esta, calculó a partir de la técnica estándar, aplicada en tiempo, la función de transferencia multiplicando está por el pronóstico del espectro de respuesta -proponiendo por primera vez la inclusión de la respuesta del sitio en los GMPE-, y por último en la cuarta metodología propone nuevamente la inclusión de la respuesta del sitio para el espectro de amplitud de Fourier donde obtuvo los espectros de respuesta a partir de la teoría de la vibración aleatoria.

El último trabajo de modelos de atenuación para el Sureste de México fue en el municipio de Tapachula, realizado por Vidal *et. al.*, (2014), donde se consideraron los parámetros de magnitud de momento y la atenuación relacionada a la distancia hipocentral para sismos de magnitudes $M_w \leq 3$.

1.2. Objetivo

El objetivo de esta investigación es obtener un modelo de atenuación del movimiento fuerte suprimiendo la respuesta del sitio, para el Sureste de México, ocupando los cocientes espectrales promedio de cada estación.

1.3. Marco Geológico

El Sureste de México se encuentra situado tectónicamente dentro de la placa de Norteamérica, misma que está en contacto lateral con la placa del Caribe a lo largo de la falla Polochic-Motagua, esta se encuentra constituida por el sistema de fallas con dirección E-W, que incluyen la de Jocotán-Chamelecón, San Agustín- Motagua-Cabañas y Cuilco-Chixoy-Polochic; estas dos placas a su vez se encuentran en contacto, por subducción, con la corteza oceánica de la placa de Cocos, esta relación ocurre en la intersección de la cordillera de Tehuantepec y la Trinchera de Centro América, Rebollar *et. al.*, (1998). Asimismo, en esta región se encuentra una zona de falla lateral conocida como falla de Veracruz, que atraviesa los volcanes de Los Tuxtlas hasta el volcán activo El Chichón. Es una de las zonas más complejas de Norteamérica, debido a que los movimientos de las placas convergen en esta región desde el Oligoceno Tardío; la Placa Norteamericana tiene un movimiento relativo hacia el oeste respecto a la Placa del Caribe, mientras que la de Cocos se mueve hacia el noroeste en dirección hacia las dos primeras. Las estructuras resultantes de esta actividad tectónica durante el Mesozoico y Cenozoico presentan tendencias estructurales diversas, así como también edades de deformación diferentes.

El contacto entre las placas de Norteamérica y el Caribe con la subducción de la placa de Cocos genera el Arco Volcánico de Centroamérica (AVAC) (ver Fig. 1.a); este arco se extiende por más de 1,300 km desde el volcán activo de Tacaná, en la frontera de México y Guatemala, hasta el volcán Turrialba, en la parte oriental de Costa Rica. En México, dicho proceso de subducción ha generado el Arco Volcánico Chiapaneco (AVC), que se presenta de manera irregular en el estado de Chiapas hasta llegar al volcán activo El Chichón.

En el estado de Chiapas, hasta los países de Guatemala, Belice y Honduras, se localizan las rocas del basamento pre-mesozoico en América Central; éstas solo afloran en el sur del bloque de Yucatán-Chiapas, denominado este como macizo Chiapaneco que data del Precámbrico Superior al Paleozoico Inferior, se extiende sobre un área de más de 20,000 km² de forma paralela a la costa del estado (ver Fig. 1.a), es el más voluminoso complejo cristalino del Pérmico en México, y se compone principalmente de deformaciones plutónicas y metamórficas Weber *et. al.*, (2006).

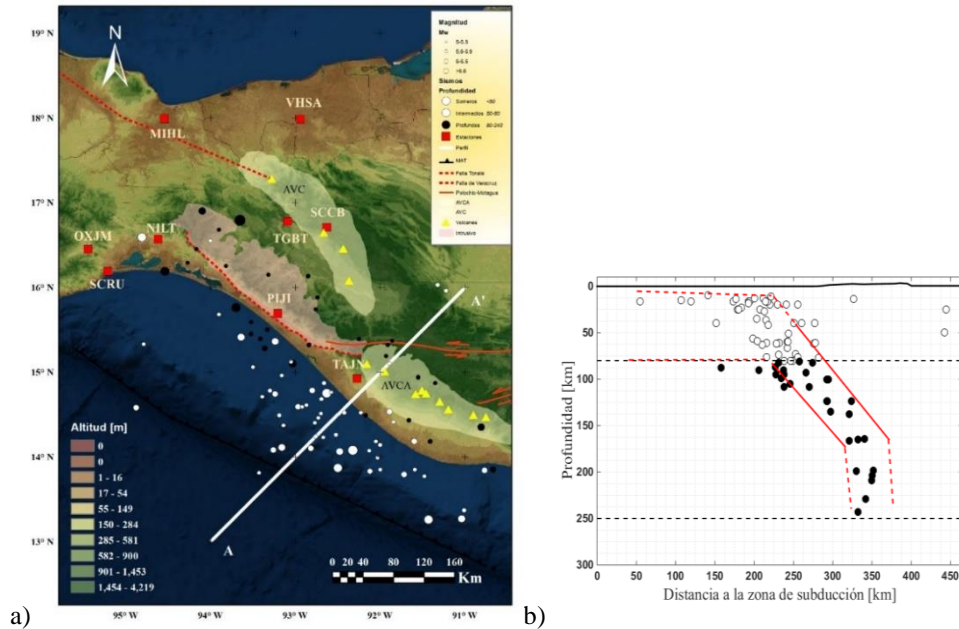


Figura 1. a) Las circunferencias de color blanco y negro muestran la sismicidad del Sureste de México. Los cuadrados de color rojo representan las estaciones evaluadas. Los triángulos de color amarillo simbolizan los volcanes de Chiapas y Guatemala (AVC y AVCA). En color rosa pálido se figura el Macizo Chiapaneco. Las líneas de color rojo incorporan las fallas: Polochic-Motagua (sólida), Tonalá (discontinua) paralela al Macizo y Tuxtla (discontinua) colocada sobre el volcán El Chichón. La línea sólida de color blanco denota el perfil A-A' muestra la distribución de la sismicidad en profundidad. b) Perfil A-A' de la sismicidad del estado de Chiapas en profundidad.

1.4. Fuentes sismogénicas del Sureste de México

Esta región está constituida principalmente por 3 fuentes sismogénicas:

(1) La primera, se encuentra localizada en la zona de subducción de la placa de Cocos y Norteamérica (ver Fig. 1. a y 1. b) por tanto se propone en esta investigación, que el contacto entre estas dos placas tiene un espesor de aproximadamente 80 km (ver Fig. 1.b). En el trabajo de Kostoglodov y Pacheco (1999) se reportaron siete sismos pertenecientes a esta fuente con sus respectivas réplicas, para esta investigación se discutieron los siguientes: el del 19 de abril de 1902 (M 7.5), 23 de septiembre de 1902 (M 7.7), el 14 de enero de 1903 (M 7.6) y el del 29 de abril de 1970 (M 7.3). Por otro lado, Figueroa (1976) reportó que el sismo del 23 de septiembre de 1902 tuvo una magnitud de 7.8 y fue localizado a 100 km de profundidad focal, ubicado debajo de la depresión chiapaneca, el del 29 de abril de 1970 (M 7.3) con la misma profundidad y localización del anterior. En concreto se puede distinguir que los dos trabajos anteriores son discutibles, debido a que en esas fechas existía una nula instrumentación, sin embargo, es de considerar que Figueroa (1976) utilizó para la localización de los sismos de 1902 y 1970, la estimación de la intensidad de Mercalli (Modificada 1931).

(2) La segunda fuente sismogénica está constituida por la deformación interna de la placa subducida, la cual produce sismos profundos desde 80 hasta 200 km, como el sismo de Villaflores del 21 de octubre de 1995 (M 7.2), a una profundidad focal de 165 km y un área de ruptura de 30 x10 km;

otro evento registrado por todas las estaciones consultadas, es el sismo del 6 de julio del 2007 (M 6.2), ubicado a 47 km al noreste del municipio de Cintalapa, con una profundidad focal de 100 km.

(3) La tercera y última fuente corresponde a la deformación cortical que conforma el sistema de fallas superficiales a menos de 50 km de profundidad, con sismos de magnitud moderada que producen fuertes daños locales, como lo reporta Figueroa (1973) con 15 fallas en la zona, un ejemplo de esta fuente son los enjambres de los sismos de $M=5.5$, originados en Chiapas de Corzo en el periodo de julio-octubre de 1975.

Es importante considerar adecuadamente las fuentes sismogénicas, ya que tomar cualquier fuente en la zona de subducción de la placa de cocos, ocasionaría que no se pronosticara el GMPE correctamente. Esto se puede ejemplificar con la sismicidad localizada en las costas de los estados de Michoacán y Guerrero, que no rebasan la profundidad de 80 km, mostrando una variación de la tectónica respecto del sureste de México.

Capítulo 2

Modelo de atenuación del movimiento fuerte

808

2. MODELO DE ATENUACIÓN PARA EL MOVIMIENTO FUERTE

La forma más común de caracterizar el movimiento fuerte, en aquellas regiones en las que la abundancia de acelerogramas lo permite, es mediante el ajuste por regresión de los datos- empírico o semiempírico- a una o varias expresiones paramétricas denominadas ecuaciones o relaciones de movimiento fuerte. (García, 2007).

El movimiento fuerte encierra diversos factores no lineales, pero para el caso de simplificación del problema se parte de las siguientes premisas:

- ∞ El movimiento fuerte se puede descomponer en tres efectos que lo producen: fuente, trayectoria y sitio.
- ∞ Al observar fenómenos localizados a distancias regionales el movimiento se encuentra dominado por frecuencias en una banda de 0.1-10 Hz

Para poder parametrizar los modelos del movimiento fuerte se ocupa, de manera general, la siguiente ecuación:

$$Y_{sm} = f(x_1, x_2, \dots, x_k, c_1, c_2, \dots, c_k) \quad \text{Ec.2-1}$$

En donde, Y_{sm} es la variable dependiente que hace referencia al movimiento fuerte -strong motion, por sus siglas en inglés-, (x_1, x_2, \dots, x_k) se consideran los parámetros o variables independientes y (c_1, c_2, \dots, c_k) son los coeficientes por determinar.

El modelo de Atkinson y Boore (2003) con sus consideraciones particulares, se presenta de la siguiente forma:

$$Y_{sm} = e^{c_1} \cdot e^{(c_2 M + c_2' M^2)} \cdot R^{-(c_3 + f_g(M))} \cdot e^{c_4 R} \cdot e^{c_5 H} \cdot e^{c_6 S} \cdot e^\varepsilon \quad \text{Ec.2-2}$$

Aplicando el logaritmo natural a la ecuación 2-2 se cumplen los requerimientos de un modelo lineal:

$$\ln(Y_{sm}) = c_1 + c_2 M + c_2' M^2 - (c_3 + f_g(M)) \ln R + c_4 R + c_5 H + c_6 S + \varepsilon \quad \text{Ec.2-3}$$

En donde M representa la magnitud de momento, R la distancia hipocentral, H la profundidad, S el efecto de sitio, f_g la expansión geométrica con respecto a la magnitud y ε los errores aleatorios.

La razón principal de la disminución de las amplitudes de ondas se debe a los procesos de atenuación anelásticos -atenuación intrínseca y extrínseca o scattering- y elásticos -dispersión geométrica del frente de onda plano-. En donde, el campo de onda es conservado en los procesos elásticos, a diferencia de los anelásticos que involucran en algunas ocasiones, la conversión de energía en calor y en otras en multitrajectos.

2.1. Atenuación intrínseca

La atenuación intrínseca es un proceso que afecta el decaimiento de las amplitudes sísmicas relacionadas con la energía de la fuente. Está se pierde debido a una transformación anelástica o fricción inercial durante la propagación de la onda. La cuantificación de la atenuación intrínseca está dada en términos del factor de calidad (ver Ec.2-4). Ver demostración del factor. (Apéndice A)

$$Q = 2\pi \frac{E}{-\Delta E} \quad \text{Ec.2-4}$$

De manera que la Ec.2-4 está asociada a fenómenos de conversión de energía en calor, por lo tanto, la ecuación se reescribiría de la siguiente manera:

$$\frac{1}{Q_i(f)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad \text{Ec.2-5}$$

En la Ec.2-3 encontramos el coeficiente C_4 que es inversamente proporcional al factor de calidad Q -también llamado coeficiente o función de disipación de la energía-, expresada de la forma siguiente: (García, 2007).

$$c_4 = -\frac{\pi \cdot f}{v \cdot Q(f)} \quad \text{Ec. 2-6}$$

Donde, v representa la velocidad de las ondas sísmicas generadas en la región focal.

En estudios de sismología local, considerar el coeficiente Q como constante es una simplificación, debido a que se ha observado una gran atenuación en las capas cercanas a la superficie, es decir, de pequeñas profundidades -i.e. las capas de 1 a 3 km de profundidad presentan un valor Q mucho más bajo que el resto del trayecto- por lo que tienden a filtrar la energía de alta frecuencia ($f > 10-20$ Hz) (Chavacan, 2007). Para nuestro caso en estudio, se llevó a cabo con sismos de mayores profundidades proyectando esta investigación a nivel regional. Por lo que, a este nivel, el factor de calidad (Q) tiene una variación con respecto a la frecuencia y es común describir esta dependencia de la siguiente forma: (García, 2007).

$$Q = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^\mu \quad \text{Ec. 2-7}$$

Donde f_0 es una frecuencia de referencia y por lo regular se ocupa 1 Hz, y $Q_0 = Q(f_0)$. De manera tal, que es conveniente reescribir la ecuación 2-7, para describir el comportamiento del coeficiente C_4 del modelo (Ec. 2-8).

$$c_4 = \frac{\pi \cdot f}{v \cdot Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^\mu} \quad \text{Ec. 2-8}$$

El factor de calidad se puede descomponer en dos: atenuación intrínseca y atenuación extrínseca (scattering), la atenuación previa se expresa de la siguiente forma (Ec. 2-9).

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)} \quad \text{Ec. 2-9}$$

En donde, $Q_i(f)$ se considera el factor de calidad asociado a una atenuación intrínseca y $Q_s(f)$ el factor que evalúa la atenuación extrínseca.

2.2. Atenuación extrínseca o scattering

La atenuación extrínseca también conocida como scattering, es un fenómeno que se presenta en un medio elástico, debido a variaciones laterales de velocidad en las estructuras internas de la Tierra, mismas que pueden enfocar o desenfocar los rayos sísmicos partiendo que el frente de onda es plano y la fuente es puntual. La energía de la onda se comporta de manera elástica al ser reflejada, transmitida y difractada por un gran número de pequeñas discontinuidades y heterogeneidades dentro de la Tierra (ver Fig. 2.a).

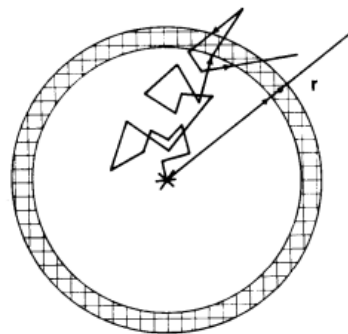


Figura 2.a Esquema de la multirayectoria de un rayo comparado con la trayectoria directa. Tomada de Wu, 1985.

2.3. Dispersión geométrica del frente de onda plano

La dispersión geométrica es un proceso de atenuación elástica que está relacionada con la pérdida de energía respecto a la distancia de la fuente. En un medio homogéneo, se demuestra que la densidad de energía decae proporcionalmente a $1/R^2$, donde R es el radio del frente de onda (Apéndice B).

En la ecuación 2-3 encontramos el coeficiente c_3 del modelo propuesto por Atkinson y Boore (2003) que está relacionado con la dispersión geométrica (Ec. 2-10).

$$G(R) = R^{c_3} \quad \text{Ec. 2-10}$$

Por lo tanto, este coeficiente controla la caída de las amplitudes con respecto a la separación de la fuente. Si aplicamos el logaritmo natural en ambos lados de la expresión anterior se obtiene la siguiente ecuación:

$$\ln(G(R)) = c_3 \ln(R) \quad \text{Ec. 2-11}$$

2.4. Regresión bayesiana del espectro de respuesta

Un espectro de respuesta es la gráfica que representa la solución máxima de la respuesta para diferentes osciladores simples con un grado de libertad y cierto amortiguamiento constante ante una excitación sísmica, éste se encuentra en función del periodo propio de cada oscilador. Dicha solución puede expresarse en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento para los distintos periodos del oscilador en cuestión (ver Fig. 2.b).

La construcción de los espectros de respuesta parte de la ecuación de movimiento (Apéndice A) en términos de los diferentes desplazamientos (Ec. 2-12), en donde u_g indica el desplazamiento del terreno, u' el desplazamiento total de la masa y u el desplazamiento relativo entre la masa y el terreno.

$$\frac{m\ddot{u}}{m} + \frac{c\dot{u}}{m} + \frac{ku}{m} = \frac{-m\ddot{u}_g(t)}{m} \quad \text{Ec. 2-12}$$

La ecuación 2-12 se puede reexpresar en términos de la frecuencia angular natural de la vibración ω_n , rigidez lateral del sistema k , la relación de amortiguamiento o fracción de amortiguamiento crítico ζ , el coeficiente de amortiguamiento viscoso c y el coeficiente crítico viscoso c_r , denominado este último como el valor mínimo que impide que el sistema oscile al regresar a su posición original (Ecs. 2-13 y 2-14).

$$\omega_n^2 = \frac{k}{m}$$

$$T_n = \frac{2\pi}{\omega_n} \quad \text{Ec. 2-13}$$

$$\zeta = \frac{c}{c_r} = \frac{c}{2m\omega_n}$$

$$\ddot{u} + 2\zeta\omega_n\dot{u} + \omega_n^2u = -u_g(t) \quad \text{Ec. 2-14}$$

Existen diferentes metodologías para evaluar los espectros de respuesta, tales como: el método de la integral de Duhamel, el método de Newmark, el método de las 8 constantes y el método de la teoría vibracional aleatoria entre otros

Un análisis bayesiano consiste en identificar el modelo $Y = X\theta + e$, especificando una distribución de probabilidad a priori para parámetros θ y τ , donde $\sigma^2 = \tau^{-1} > 0$, para el caso de esta investigación se ocupa la distribución normal-gamma. Los parámetros se estiman con puntos observados, estos puntos son características particulares de la distribución a posteriori, también se pueden estimar con regresiones de intervalos construidas por regiones de mayor densidad, a su vez proporcionan una forma de probar la hipótesis sobre los mismos. De la misma manera, las regiones de mayor densidad predictiva dan un pronóstico simultáneo de los valores futuros.

Un análisis predictivo es la metodología que desarrolla el orden de los pronósticos de futuras observaciones. Desde luego, estos pronósticos se vuelven relevantes para la evaluación del riesgo sísmico, el cual incluye tanto la vulnerabilidad como el peligro.

La predicción bayesiana usa la densidad predictiva bayesiana para pronosticar observaciones futuras, el enfoque bayesiano es natural, porque basa la predicción en una distribución condicional del futuro dado el pasado. Para lo anterior, se deben tratar los parámetros del modelo como aleatorios, es decir, la distribución conjunta de las futuras observaciones y los parámetros del modelo, dadas las observaciones anteriores se promedian sobre la distribución posterior de los parámetros.

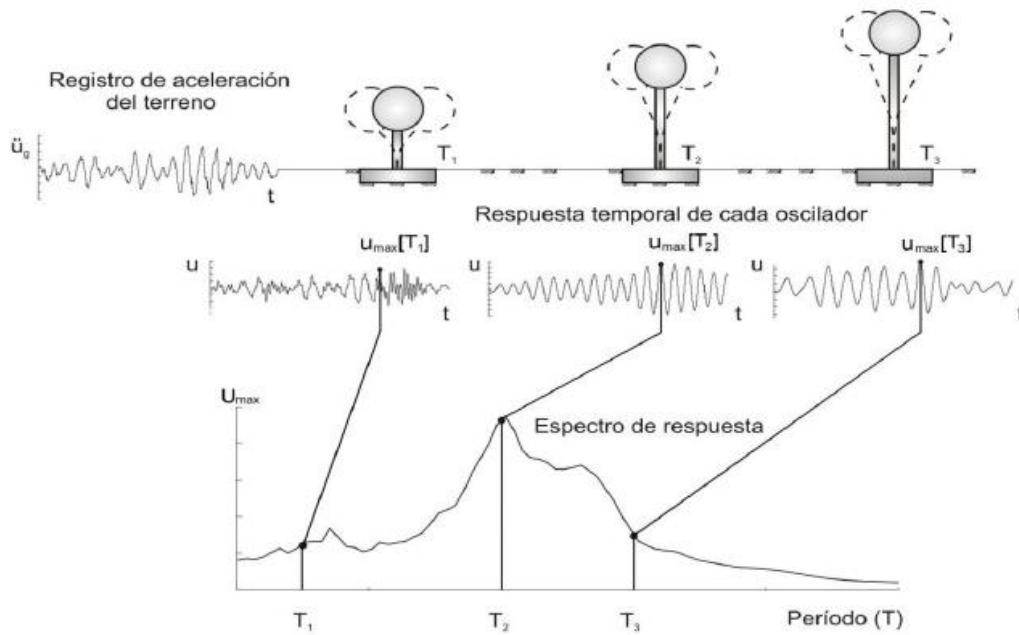


Figura 2.b Determinación del espectro de respuesta a partir de los desplazamientos. Se puede observar que la construcción toma en cuenta los desplazamientos máximos u_{\max} ejercidos por una fuerza impulsiva \ddot{u}_g sobre el oscilador que depende de diferentes periodos T_n .

Capítulo 3

Efecto de sitio

808

3. EFECTO DE SITIO

Las condiciones locales de un sitio pueden generar una gran amplificación y una importante variación espacial debido a un movimiento del terreno provocado por ondas sísmicas. Estos efectos son relevantes para la evaluación del riesgo sísmico (Sánchez-Sesma, 1987). Teóricamente Sánchez-Sesma, *et. al*, (1991) considero la propagación de ondas P, SV y Rayleigh en 2 y 3 dimensiones para explicar las irregularidades observada en el sitio.

El efecto de sitio se define, como los cambios en la propagación del movimiento fuerte cerca del sitio, modificando: la amplitud, el contenido de energía en las diferentes frecuencias y la duración del registro, todo lo anterior en relación con la capa inferior (capa dura). Estas modificaciones son consecuencia de las características geométricas y mecánicas de las capas superficiales que rodean el sitio, especialmente para casos de capa suave y geometrías complejas (Sousa, *et. al*, 2006).

Las ondas sísmicas generadas por un movimiento fuerte viajan a través de diferentes formaciones geológicas hasta arribar a un sitio; conforme las ondas se propagan en el medio, es claro que se van modificando tanto sus características geométricas como sus características mecánicas. En general, la capa más somera o también conocida como capa blanda, constituida por depósitos no consolidados, permite selectivamente amplificar diferentes frecuencias de onda. El conjunto de características mecánicas y geométricas de cierto sitio, como los efectos topográficos y el suelo, son necesarias para la definición general del efecto de sitio local (ver Fig. 3.a).

Para definir la amplificación sísmica del suelo, es obligatorio establecer un sitio de referencia ideal que permita obtener estimaciones confiables del movimiento de entrada que afecta al suelo de lugares cercanos, generalmente las estaciones de referencia deben estar localizadas sobre terreno firme libre de efecto de sitio.

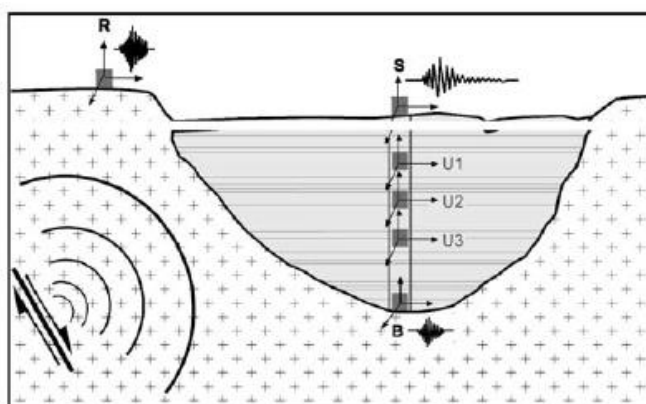


Figura 3.a Esquema general de efecto de sitio. Tomado de Sousa (2006)

El grado de amplificación depende de algunas variables como: la distancia del estrato rocoso a la superficie (H), la densidad del suelo y del estrato rocoso (ρ), la frecuencia angular (ω), las velocidades de corte de la roca ($v_{s,r}$) y el suelo ($v_{s,s}$).

Para describir la amplificación del sitio se puede calcular el cociente de las amplitudes de los desplazamientos horizontales en la superficie, en donde: los desplazamientos de la capa dura se representan como u_0 , en la superficie del suelo se representan como u_s y en la interfaz de alto contraste de impedancia como u_b (Ec. 3-1).

$$\left| \frac{u_s}{u_0} \right| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\Omega) + \gamma^2 \cdot \sin^2(\Omega)}} \quad \text{Ec.3-1}$$

$$\left| \frac{u_b}{u_0} \right| = \frac{|\cos(\Omega)|}{\sqrt{\cos^2(\Omega) + \gamma^2 \cdot \sin^2(\Omega)}}$$

Donde Ω es una frecuencia adimensional y γ es el cociente entre las impedancias específicas de dos materiales (Ecs. 3-2 y 3-3).

$$\Omega = \frac{\omega \cdot v_{s,s}}{H} \quad \text{Ec.3-2}$$

$$\gamma = \frac{\rho_s \cdot v_{s,s}}{\rho_b \cdot v_{s,b}} \quad \text{Ec.3-3}$$

El valor máximo del cociente entre u_s y u_0 se representa en la ecuación 3-4.

$$\left| \frac{u_s}{u_0} \right|_{\max} = \frac{1}{\gamma} \quad \text{Ec.3-4}$$

3.1. Técnica de HVSR

La técnica HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) (Nakamura, 1989) consiste en el cálculo de cociente espectral entre espectro horizontal y el espectro vertical partiendo de la ventana de ondas S para el sitio de interés (Sousa, *et. al*, 2006). Para la evaluación de la respuesta del sitio utilizando la técnica, basta con disponer de una sola estación en el sitio de interés, independientemente del tipo de suelo. Esta técnica fue aplicada por primera vez por Lermo y Chávez-García (1993) dando buenos resultados.

Para el cálculo de los cocientes espectrales con esta técnica, se parte de que existen cuatro componentes en el movimiento del suelo: una componente horizontal y vertical en el semi-espacio, y una componente horizontal y vertical en la superficie. Al estimar la amplitud de la fuente, solo es necesario hacer el cociente de las dos componentes verticales.

$$A_s = \frac{V_s}{V_B} \quad \text{Ec. 3-5}$$

Donde, V_s es el espectro de amplitud de la componente vertical en superficie y V_B es el espectro de amplitud de la componente vertical en el semi-espacio. En este punto se procede a definir el efecto de sitio de la siguiente forma.

$$S_E = \frac{H_s}{H_B} \quad \text{Ec.3-6}$$

Donde, H_s es el espectro de amplitud de la componente horizontal en superficie y H_B es el espectro de amplitud de la componente horizontal en el semi-espacio. Ahora para obtener la función del efecto de sitio, se aplica lo siguiente.

$$S_M = \frac{S_E}{A_S} \quad \text{Ec. 3-7}$$

Por lo tanto,

$$S_M = \frac{\left(\frac{H_s}{V_s} \right)}{\left(\frac{H_B}{V_B} \right)} \quad \text{Ec. 3-8}$$

Ahora si consideramos que el cociente H_B/V_B es igual a uno, la función del efecto de sitio se considerará como:

$$S_M = \frac{H_s}{V_s} \quad \text{Ec. 3-9}$$

Dentro de las ventajas de esta técnica encontramos:

- ∞ No se requiere obtener registros de sismos simultáneos en las estaciones de suelo blando y en el sitio de referencia.
- ∞ No se requiere de una estación de referencia.
- ∞ Con el registro de sismos de mediana intensidad, $3.5 \leq M_w \leq 5.0$, es posible inferir el periodo dominante y el factor de amplificación de un sitio.

Capítulo 4

Metodología

808

4. METODOLOGÍA

La metodología es propuesta por Jaimes *et. al.* (2006) partiendo del trabajo realizado por Ordaz *et. al.*, (1994) donde se propone calcular un GMPE para el Sureste de México estimando las aceleraciones espectrales, esto implica realizar un método de regresión de un conjunto de coeficientes para cada periodo estructural (Ec. 4-1).

$$\ln Y(T) = \alpha_1(T) + \alpha_2(T) \cdot M_w + \alpha_3(T) \cdot \ln R + \alpha_4(T) \cdot R + \varepsilon_1(T) \quad \text{Ec. 4-1}$$

Donde Y es el modelo de ordenadas espectrales horizontales basado en la media cuadrática de las componentes horizontales; T es el periodo con un grado de libertad en segundos; M_w es la magnitud de momento; R es la distancia más cercana a la ruptura ($M_w > 6.5$) o la distancia hipocentral para el resto, ambas en km; α_i son los coeficientes estimados por la regresión para los casos horizontales, respectivamente; ε_1 es la estimación del error asumiendo que hay una distribución normal para los casos horizontales y verticales, respectivamente. Es importante recalcar que en este modelo no se considera la profundidad focal, toda vez que en trabajos anteriores se ha demostrado que en campo lejano no es representativa (*e. g.* García y Jaimes, 2017).

4.1. Datos

Para este estudio, se seleccionaron 254 registros de estaciones localizadas dentro del Sureste de México, entre los años 2000 y 2015 (Apéndice C), con la finalidad de obtener un modelo de atenuación del movimiento fuerte. Hacia la obtención del modelo se seleccionaron 84 sismos con magnitud $5.0 \leq M_w \leq 7.3$ los cuales fueron registrados en las estaciones de la base acelerográfica del II-UNAM Perez-Yañez, *et. al.*, (2010) identificadas con las siguientes claves y la cantidad de los registros utilizados: OXJM-29, SCRUI-19, NILT-43, MIHL-8, PIJI-57, TGBT-20, VHSA-11, SCCB-44 y TAJN-23.

Las distancias hipocentrales, obtenidas a partir de la localización proporcionada por el SSN, se encuentran entre $52 \leq R \leq 618$ km, resultado que sirve para visualizar la distribución de la magnitud con respecto a la distancia (ver Fig. 4.a), además del propósito intrínseco para la regresión del GMPE.

4.2. Procesamiento de los datos y análisis

Partiendo de un proceso estadístico para evaluar la respuesta del sitio en cada una de las estaciones, se procede a realizar el promedio de los cocientes espectrales (ver Fig. 4.a) para la confirmación de la respuesta del sitio, para la obtención de estos, como ya se mencionó, se ocupa la técnica de Nakamura. De manera teórica, la repartición de la energía de las componentes se presentó en el trabajo de Sánchez-Sesma, *et. al.*, (2011), donde refirió que el sitio se encuentra sobre una capa dura cuando el módulo de Poisson se aproxima a 0.25 y por tanto la amplitud del cociente espectral (H/V) es de 1.332. (Ec. 4-1).

$$H / V \approx 1.245 + 0.348v$$

Ec.4-1

Para el procesamiento de los registros, se iguala el muestro a 0.01 segundos, diezmando las señales necesarias; posteriormente se realiza el cálculo de los cocientes espectrales de cada uno de los mismos, a través de la selección de la ventana compuesta por las ondas de corte y las ondas superficiales también llamadas coda, la salida seleccionada de los cocientes se encuentra dominado en una banda de frecuencia de 0.1 a 10 Hz (ver Fig. 4.b).

Posteriormente se procede a realizar la deconvolución empírica, que consiste en la división del espectro de amplitud de Fourier del acelerograma en cuestión entre el cociente espectral promedio de cada estación, obteniendo como resultado la supresión de la respuesta del sitio.

Para la construcción del modelo, primeramente se emplean los registros sin respuesta del sitio, y se clasifican, inicialmente con diferentes profundidades, tales como: 0 a 50 km, 51 a 80 km y 81 a 243 km, posteriormente, a partir del registro, se extraen los valores de aceleración pico del suelo (PGA, por sus siglas en inglés), y se calculan los espectros de respuesta para el 5% de la amortiguación crítica en 24 períodos estructurales entre 0.1 y 10 s. Las velocidades pico del suelo (PGV, por sus siglas en inglés), se obtienen integrando los registros, después de aplicar una corrección de línea de base (Boore, 2005) y un filtro pasa-banda (Oppenheim y Schafer, 1975), entre las frecuencias de 0.3 a 40 Hz.

Cada valor de PGA, PGV u ordenadas espectrales se calcula por separado para los dos componentes horizontales con los datos obtenidos de la deconvolución empírica; entonces, se procede a obtener la media cuadrática para ambas componentes ortogonales, como lo muestra Boore, (2006), se utiliza este proceso estadístico debido a una práctica común de uso para el desarrollo de GMPE, ya que este proceso es más racional, desde un punto de vista físico, que otros. Otro punto que se considera es que el uso directo de la media geométrica en el desarrollo de la relación de atenuación probablemente sea menos conservativo que el uso de la media cuadrática para la evaluación del riesgo sísmico (*i.e.* Hong y Goda, 2007). Distinta alternativa de cálculo, no menos importante, sería la no geométrica (Boore, 2010).

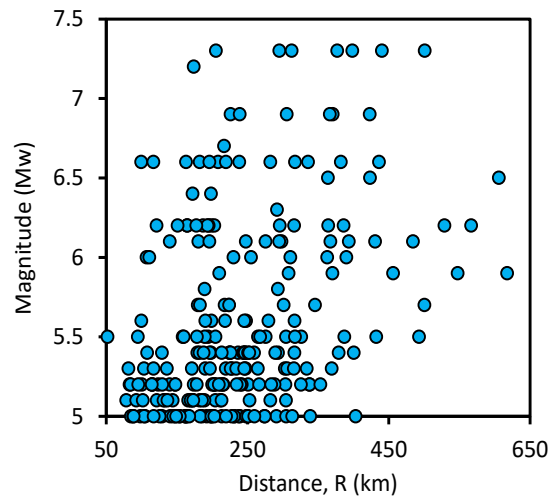


Figura 4.a Distribución de la magnitud versus distancia hipocentral para la zona de estudio.

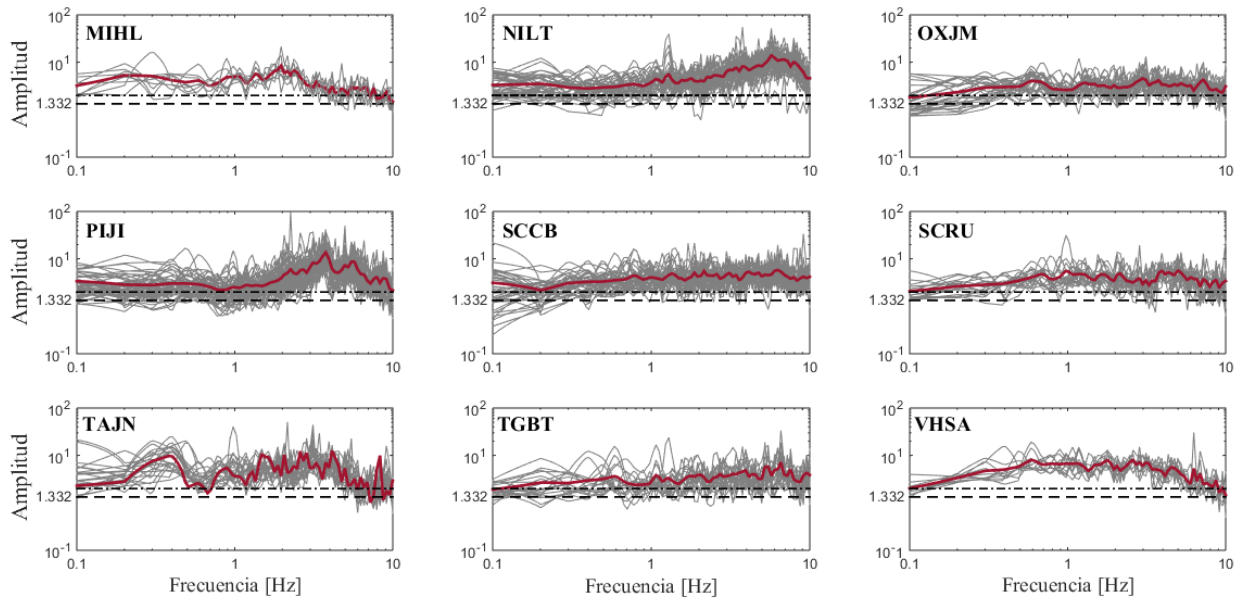


Figura 4.b Evaluación de la respuesta del sitio a partir de los cocientes espectrales promedio para cada una de las estaciones (línea color rojo) con referencia a las propuestas de Sánchez-Sesma (2011) (línea punteada) y SESAME (2015) (línea discontinua), 1.332 y 2 veces la amplitud de H/V, respectivamente.

4.3. Análisis de la regresión

El análisis de la regresión para estimar PGA, PGV y ordenadas espectrales con 5% de amortiguamiento, obtenidas del conjunto de datos, se realiza utilizando la técnica de máxima verosimilitud de un paso, propuesta por Joyner y Boore (1993); esta es la forma más directa de

predecir los espectros de respuesta utilizando datos observados, debido a que la contrastación de la hipótesis nula afirma la predicción de estos.

Para la inclusión de la información a priori, el coeficiente $\alpha_3(T)$ podría restringirse para observaciones con datos mexicanos en sismos intraplaca [*i.e.* Ordaz *et. al.*, (1994); Reyes, (1999); Jaimes *et. al.*, (2006); García y Jaimes, (2017)] fijando el valor del coeficiente de dispersión geométrica igual a -0.5, para todas las ordenadas en ambas componentes [*i.e.* Ordaz *et. al.*, (1994); Reyes, (1999); Jaimes *et. al.*, (2006)], evitando con esto la obtención de valores fuera de la realidad (*i.e.*, valores no negativos de $\alpha_3(T)$ son insostenibles por razones físicas del suelo, Ordaz *et. al.*, 1994).

Se considera también que en estudios previos [*i.e.* Arroyo *et. al.*, (2010), García y Jaimes, (2017)] no se encontró una dependencia importante de la profundidad focal, por lo que se excluye del presente análisis.

Capítulo 5

Resultados

y Discusión

en

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Corrección de la respuesta del sitio

En la figura 5.a observamos 9 registros de la componente norte-sur del sismo del 6 de Julio del 2007 (M_w 6.2), en su sección izquierda se puede visualizar los registros sin procesar, con sus respectivas distancias hipocentrales (R) y la PGA asociada; se han colocado los registros en orden con respecto a la lejanía de la fuente, con la intención de observar el retraso de los primeros arribos de la onda; en la sección derecha, de la misma figura, se observan los registros con la supresión de la respuesta del sitio mostrando una disminución de las PGA. De esta forma, se demuestra la aplicación de la técnica HVSR para la corrección de la respuesta del sitio aplicada al modelo de atenuación del movimiento fuerte propuesto para el Sureste de México.

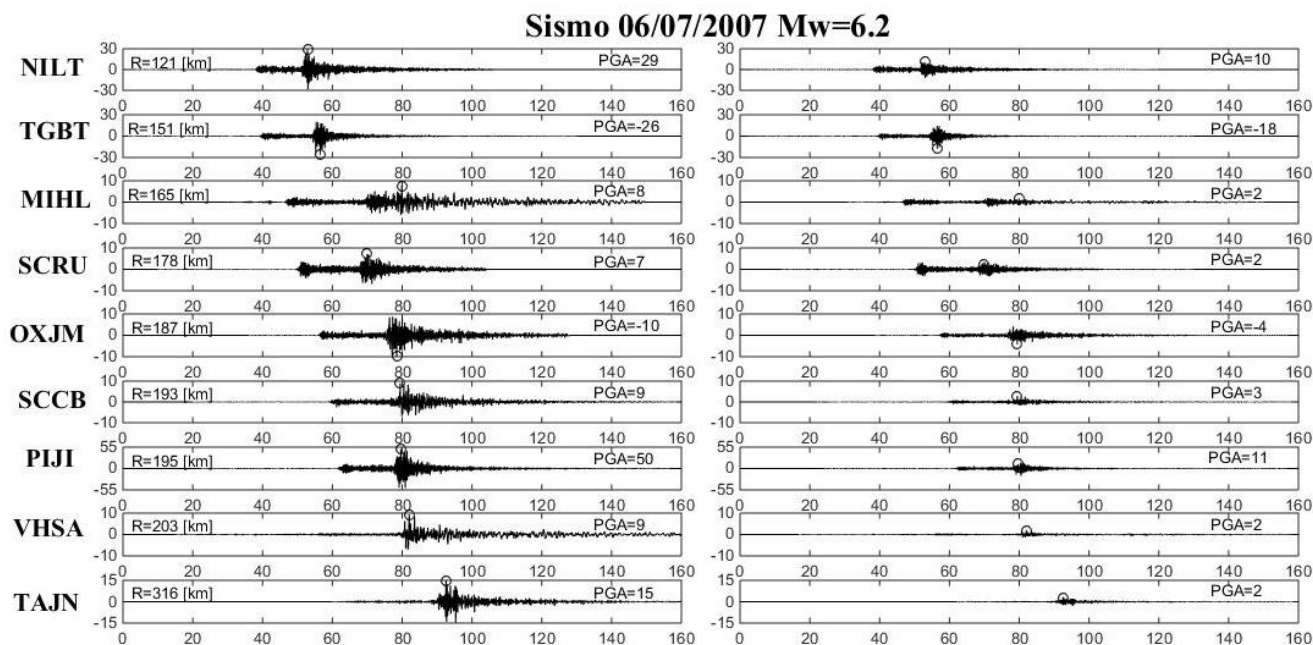


Figura 5.a Obtención y procesamiento de los registros del sismo del 6 de julio del 2007 (M_w 6.2). En la sección izquierda se puede visualizar los registros originales. La sección derecha muestra los registros del sismo con la supresión de la respuesta del sitio.

5.2. Coeficientes de regresión y residual

La regresión de los coeficientes de 0.1 a 5 segundos en escala logarítmica (ver Fig. 5.b), muestran que los coeficientes α_2 y α_4 no son dependientes de la respuesta del sitio; a diferencia del coeficiente α_1 que indica una evidente diferencia con la respuesta del sitio y sin la misma, afectando directamente a la disminución de los valores del coeficiente. Para la confiabilidad del modelo de

atenuación se muestra la desviación estándar obtenida para los casos con y sin respuesta del sitio mostrando una misma tendencia.

En la tabla 1 se puede observar los coeficientes de regresión y la desviación estándar obtenida para los registros observados, considerando la media cuadrática de las componentes horizontales; el residual se calcula con la ecuación 5-1.

$$\delta_i = \ln(V/H_i) - \ln(\overline{V/H_i}) \quad \text{Ec.5-1}$$

Donde $\ln(V/H_i)$ es el logaritmo natural de la observación i -ésima de V/H y $\ln(\overline{V/H_i})$ es correspondiente al valor pronosticado. Para que el modelo sea imparcial, el residuo debe tener una media cero y no estar correlacionado con respecto a los parámetros del modelo de regresión. Las gráficas residuales de V/H como función de la distancia para las coordenadas espectrales de respuesta seleccionadas se muestran en la figura 5.c.

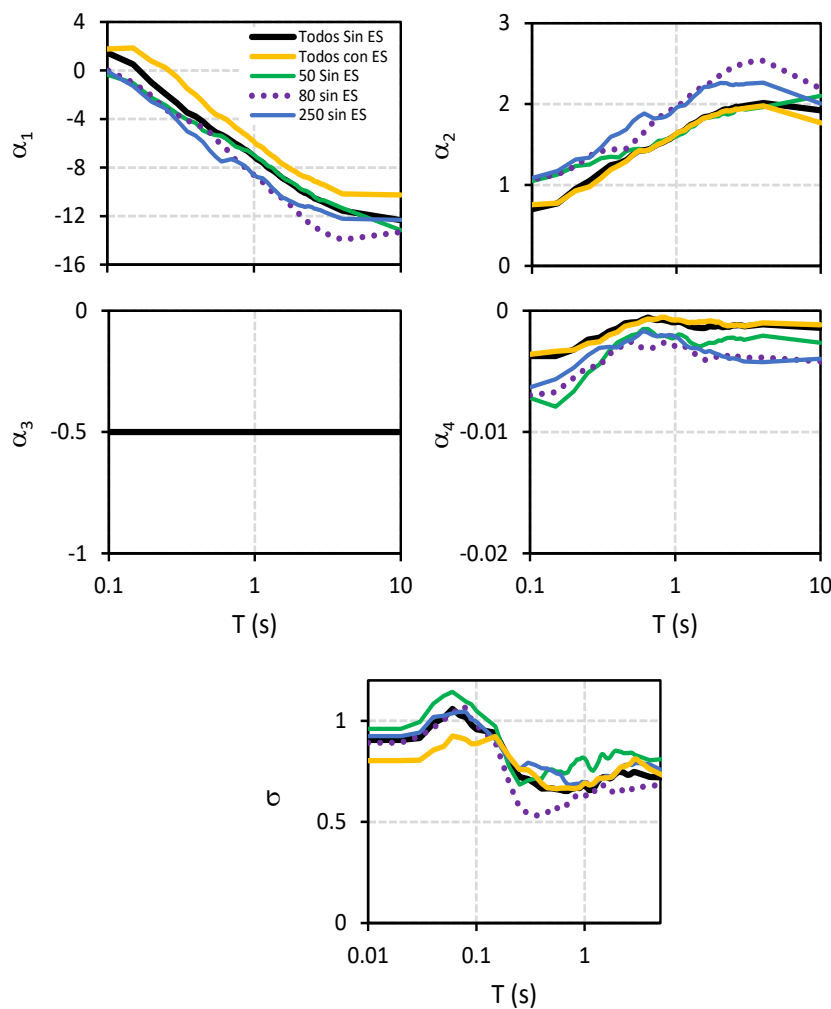


Figura 5.b Variación de los coeficientes de la regresión con respecto al periodo y logaritmo natural de la desviación estándar para la componente horizontal en sitios para el Sureste de México, con y sin respuesta del sitio.

	Todos los registros sin efecto de sitio				Todos los registros con efecto de sitio				Profundidad menor a 50km			
T (s)	α_1	α_2	α_3	σ	α_1	α_2	α_3	σ	α_1	α_2	α_3	σ
0.1	1.4681	0.7003	-0.0038	0.96	1.7798	0.7579	-0.0036	0.89	-0.3496	1.0481	-0.0072	1.05
0.2	-0.9715	0.9523	-0.0032	0.81	0.7832	0.9284	-0.0033	0.82	-2.2283	1.2341	-0.0067	0.77
0.3	-2.6922	1.1558	-0.0022	0.71	-0.5504	1.0843	-0.0026	0.76	-3.5618	1.3304	-0.0044	0.70
0.4	-3.7755	1.2667	-0.0015	0.66	-2.0126	1.2401	-0.0018	0.69	-4.3160	1.3417	-0.0026	0.71
0.5	-4.7202	1.3775	-0.0010	0.67	-3.1975	1.3729	-0.0011	0.67	-5.2003	1.4385	-0.0020	0.76
0.6	-5.2983	1.4314	-0.0007	0.66	-3.8171	1.4223	-0.0008	0.67	-5.3663	1.4163	-0.0015	0.75
0.7	-5.7871	1.4782	-0.0007	0.65	-4.3736	1.4717	-0.0007	0.67	-5.9765	1.4987	-0.0018	0.74
0.8	-6.2387	1.5224	-0.0008	0.67	-4.9405	1.5221	-0.0005	0.66	-6.3790	1.5495	-0.0021	0.79
0.9	-6.6236	1.5683	-0.0009	0.67	-5.3798	1.5718	-0.0007	0.67	-6.5896	1.5673	-0.0022	0.81
1	-7.0830	1.6249	-0.0010	0.68	-5.8837	1.6345	-0.0008	0.69	-6.9693	1.6028	-0.0022	0.82
1.1	-7.4441	1.6628	-0.0010	0.66	-6.2400	1.6666	-0.0008	0.68	-7.3228	1.6331	-0.0020	0.77
1.2	-7.8275	1.7160	-0.0012	0.66	-6.6083	1.7114	-0.0010	0.69	-7.7002	1.6852	-0.0023	0.75
1.3	-8.1344	1.7538	-0.0013	0.69	-6.9367	1.7463	-0.0010	0.71	-7.9482	1.7225	-0.0027	0.78
1.4	-8.3836	1.7838	-0.0014	0.72	-7.2152	1.7756	-0.0010	0.72	-8.2745	1.7707	-0.0029	0.83
1.5	-8.7008	1.8230	-0.0014	0.72	-7.5455	1.8130	-0.0009	0.72	-8.6136	1.8167	-0.0029	0.83
1.6	-8.9429	1.8433	-0.0014	0.72	-7.7735	1.8327	-0.0009	0.72	-8.8691	1.8308	-0.0028	0.81
1.7	-9.1302	1.8504	-0.0013	0.71	-7.9519	1.8418	-0.0008	0.72	-9.0657	1.8370	-0.0027	0.82
1.8	-9.3253	1.8675	-0.0013	0.72	-8.1554	1.8610	-0.0009	0.72	-9.2078	1.8429	-0.0027	0.84
1.9	-9.5102	1.8823	-0.0013	0.73	-8.3080	1.8725	-0.0009	0.74	-9.3755	1.8492	-0.0026	0.85
2	-9.7415	1.9064	-0.0013	0.74	-8.4994	1.8907	-0.0009	0.75	-9.5784	1.8609	-0.0025	0.85
2.1	-9.9277	1.9277	-0.0014	0.75	-8.6436	1.9079	-0.0011	0.77	-9.7854	1.8817	-0.0025	0.85
2.2	-10.0570	1.9349	-0.0013	0.75	-8.7464	1.9166	-0.0012	0.77	-9.8942	1.8803	-0.0023	0.84
2.3	-10.1410	1.9356	-0.0013	0.74	-8.7972	1.9159	-0.0013	0.77	-9.9533	1.8723	-0.0022	0.84
2.4	-10.2800	1.9460	-0.0013	0.74	-8.8903	1.9199	-0.0012	0.78	-10.0940	1.8846	-0.0022	0.84
2.5	-10.4090	1.9537	-0.0012	0.73	-9.0028	1.9277	-0.0012	0.78	-10.2310	1.8982	-0.0022	0.84
2.6	-10.5550	1.9676	-0.0012	0.73	-9.1357	1.9392	-0.0012	0.79	-10.4640	1.9311	-0.0023	0.84
2.7	-10.6190	1.9645	-0.0012	0.74	-9.1883	1.9350	-0.0012	0.79	-10.5680	1.9366	-0.0023	0.84
2.8	-10.7110	1.9694	-0.0012	0.74	-9.2864	1.9407	-0.0012	0.80	-10.6880	1.9441	-0.0023	0.84
2.9	-10.7780	1.9722	-0.0012	0.75	-9.3646	1.9448	-0.0012	0.81	-10.7010	1.9388	-0.0024	0.83
3	-10.8550	1.9779	-0.0013	0.74	-9.4316	1.9486	-0.0013	0.81	-10.6910	1.9306	-0.0024	0.83
4	-11.5510	2.0141	-0.0011	0.72	-10.1640	1.9789	-0.0010	0.76	-11.3350	1.9637	-0.0021	0.80
5	-11.9000	2.0167	-0.0011	0.75	-10.4170	1.9597	-0.0010	0.75	-11.6510	1.9717	-0.0022	0.82
PGA	0.0274	0.7655	-0.0034	0.91	0.1616	0.8794	-0.0030	0.80	-1.8075	1.0883	-0.0061	0.96
PGV	-7.0545	1.3413	-0.0023	0.70	-4.4365	1.1212	-0.0003	0.63	-7.8976	1.4632	-0.0035	0.70

* El coeficiente α_3 es ajustado a -0.50 para las componentes horizontales

Tabla 1 Continuación

T (s)	Profundidad entre 51 y 80km				Profundidad entre 81 y 243km			
	α_1	α_2	α_4	σ	α_1	α_2	α_4	σ
0.1	0.0268	1.0681	-0.0070	0.98	-0.0631	1.0857	-0.0063	1.00
0.2	-2.0531	1.2304	-0.0055	0.70	-2.5740	1.3156	-0.0047	0.81
0.3	-3.6660	1.4199	-0.0046	0.54	-4.1157	1.4641	-0.0031	0.79
0.4	-4.4347	1.4523	-0.0033	0.54	-5.3780	1.6363	-0.0030	0.77
0.5	-5.0973	1.5068	-0.0026	0.57	-6.5937	1.7887	-0.0024	0.75
0.6	-6.0262	1.6509	-0.0030	0.56	-7.5061	1.8848	-0.0017	0.74
0.7	-7.0212	1.7965	-0.0031	0.59	-7.3022	1.8203	-0.0020	0.68
0.8	-7.6796	1.8644	-0.0027	0.62	-7.6303	1.8339	-0.0020	0.69
0.9	-8.0949	1.9091	-0.0027	0.64	-8.0526	1.8763	-0.0020	0.69
1	-8.6256	1.9888	-0.0029	0.63	-8.6232	1.9556	-0.0022	0.70
1.1	-8.9899	2.0227	-0.0029	0.62	-8.8231	1.9791	-0.0025	0.68
1.2	-9.4595	2.0826	-0.0031	0.64	-9.0779	2.0191	-0.0029	0.68
1.3	-9.8975	2.1469	-0.0033	0.67	-9.5205	2.0829	-0.0031	0.70
1.4	-10.1810	2.1866	-0.0037	0.69	-9.9170	2.1353	-0.0031	0.71
1.5	-10.3950	2.2121	-0.0039	0.68	-10.2900	2.1864	-0.0032	0.72
1.6	-10.6390	2.2406	-0.0041	0.66	-10.5100	2.2135	-0.0034	0.73
1.7	-10.8720	2.2580	-0.0040	0.65	-10.6650	2.2176	-0.0033	0.72
1.8	-11.1650	2.2880	-0.0038	0.65	-10.7980	2.2291	-0.0034	0.72
1.9	-11.4970	2.3276	-0.0038	0.65	-10.9360	2.2425	-0.0035	0.73
2	-11.7530	2.3519	-0.0037	0.66	-11.0860	2.2584	-0.0036	0.75
2.1	-12.0170	2.3816	-0.0037	0.66	-11.1500	2.2605	-0.0038	0.76
2.2	-12.1630	2.3927	-0.0037	0.66	-11.2240	2.2602	-0.0038	0.77
2.3	-12.4300	2.4254	-0.0037	0.65	-11.1970	2.2471	-0.0039	0.78
2.4	-12.6850	2.4505	-0.0036	0.66	-11.2090	2.2374	-0.0040	0.78
2.5	-12.8320	2.4609	-0.0036	0.67	-11.2860	2.2362	-0.0039	0.78
2.6	-12.9240	2.4666	-0.0036	0.66	-11.4010	2.2464	-0.0040	0.78
2.7	-13.0310	2.4783	-0.0038	0.66	-11.4370	2.2417	-0.0040	0.78
2.8	-13.1460	2.4908	-0.0039	0.67	-11.4910	2.2424	-0.0041	0.78
2.9	-13.2970	2.5102	-0.0039	0.67	-11.5570	2.2445	-0.0042	0.79
3	-13.3850	2.5164	-0.0039	0.67	-11.6490	2.2505	-0.0042	0.79
4	-13.9500	2.5369	-0.0039	0.68	-12.2180	2.2641	-0.0043	0.78
5	-14.2370	2.5309	-0.0039	0.70	-12.5820	2.2643	-0.0042	0.78
PGA	-1.8524	1.2101	-0.0064	0.89	-1.1962	1.1086	-0.0062	0.92
PGV	-8.9033	1.7962	-0.0054	0.59	-8.0203	1.6228	-0.0044	0.64

*El coeficiente α_3 es ajustado a -0.50 para las componentes horizontales

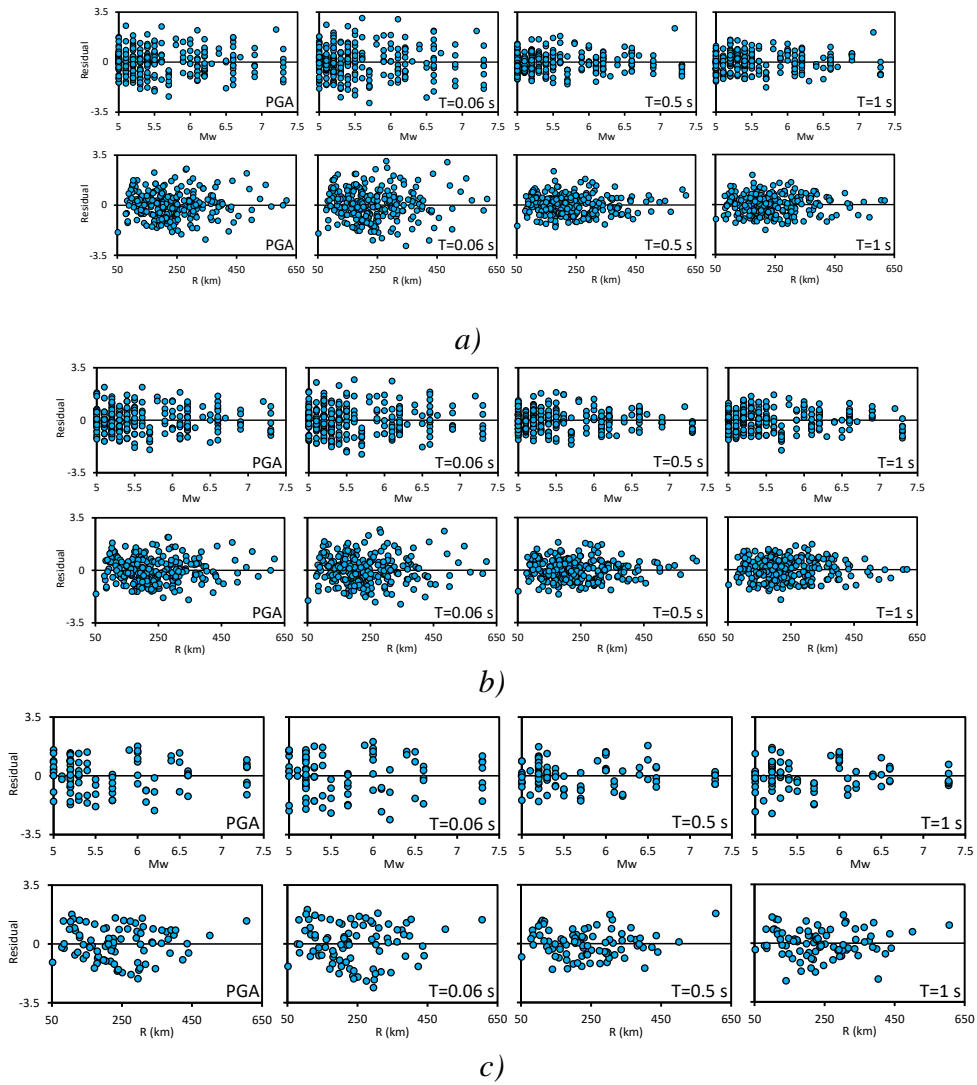
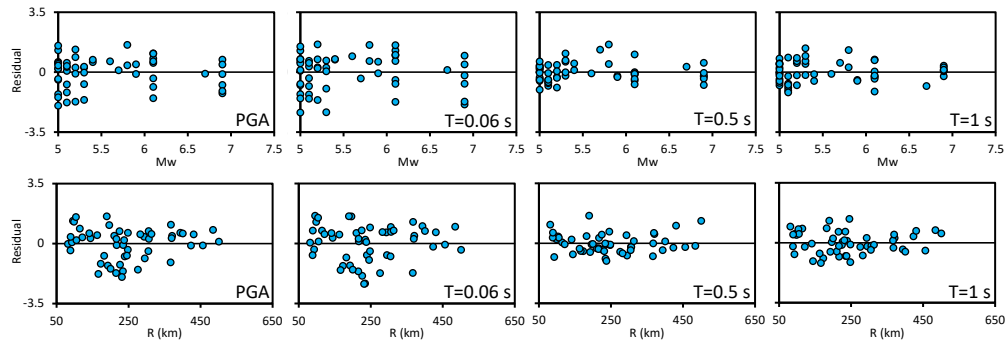
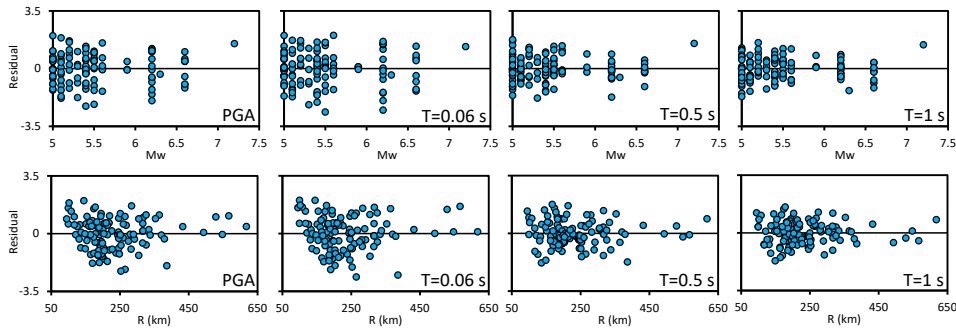


Figura 5.c Residuales obtenidos de la regresión para las componentes horizontal y vertical y un cociente de V/H agrupados en magnitud (arriba) y distancia (abajo) para espectro de respuesta PGA y pseudo aceleraciones en periodos de $T=0.07$, 0.5 y 1 s. (a) Residuales de todos los registros sin efecto de sitio, (b) Residuales de todos los registros con efecto de sitio, (c) Registro de profundidades menor a 50 km sin efecto de sitio, (d) Registro con profundidad entre 51 y 80 km sin efecto de sitio, (e) Registros con profundidad entre 81 y 243 km sin efecto de sitio



d)



e)

Figura 5.c (Continuación) Residuales obtenidos de la regresión para las componentes horizontal y vertical y un cociente de V/H agrupados en magnitud (arriba) y distancia (abajo) para espectro de respuesta PGA y pseudo aceleraciones en periodos de $T=0.07$, 0.5 y 1 s. (a) Residuales de todos los registros sin efecto de sitio, (b) Residuales de todos los registros con efecto de sitio, (c) Registro de profundidades menor a 50 km sin efecto de sitio, (d) Registro con profundidad entre 51 y 80 km sin efecto de sitio, (e) Registros con profundidad entre 81 y 243 km sin efecto de sitio (continuación).

5.3. Discusión

En la figura 5.e se puede observar la comparación del modelo de atenuación en estudio con los trabajos anteriores realizados con sismos localizados en las costas del Pacífico [*i.e.* García *et al.*, (2005); Arroyo *et al.*, (2010); García y Jaimes, (2017)]. Se consideró evaluar un GMPE con los registros originales sobre las estaciones, con la intención de comparar las tendencias de las curvas de atenuación entre los originales y sin la respuesta del sitio. Como se observa en la figura, los GMPE's de trabajos anteriores muestran una clara diferencia con respecto al GMPE del Sureste de México, ya que las profundidades llegan a alcanzar hasta 243 km (Apendice C), a diferencia de las costas del Pacífico que alcanzan profundidades no mayores a los 80 km. Es importante observar la disminución del modelo sin respuesta del sitio, ya que el original muestra una sobrevaloración del GMPE si no es considerada la respuesta del sitio. El coeficiente que

La ecuación 5-2 muestra el modelo de atenuación del movimiento fuerte para los valores de PGA con y sin respuesta del sitio, es importante recalcar que el coeficiente α_1 es el que más se afecta por la disminución de estos valores.

$$PGA = 0.0274 + 0.7655M_w - 0.5 \ln R - 0.0034R \quad \text{Sin respuesta del sitio}$$

$$PGA = 0.1616 + 0.8794M_w - 0.5 \ln R - 0.0030R \quad \text{Con respuesta del sitio}$$

Ec.5-2

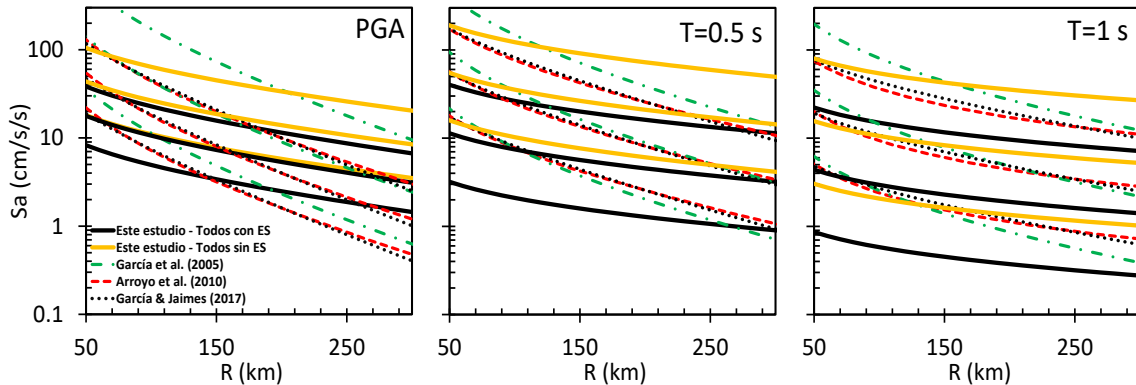


Figura 5.e Comparación grafica entre el GMPE para el Sureste de México y los trabajos anteriores realizados para sismos intraplaca de las costas del Pacífico en México. A su vez se evalúa para PGA y periodos de 0.5 y 1s. Las curvas obtenidas de la regresión para el promedio de las componentes horizontales se ajustan para sismos con magnitudes M_w 5.5, 6.5 y 7.5.

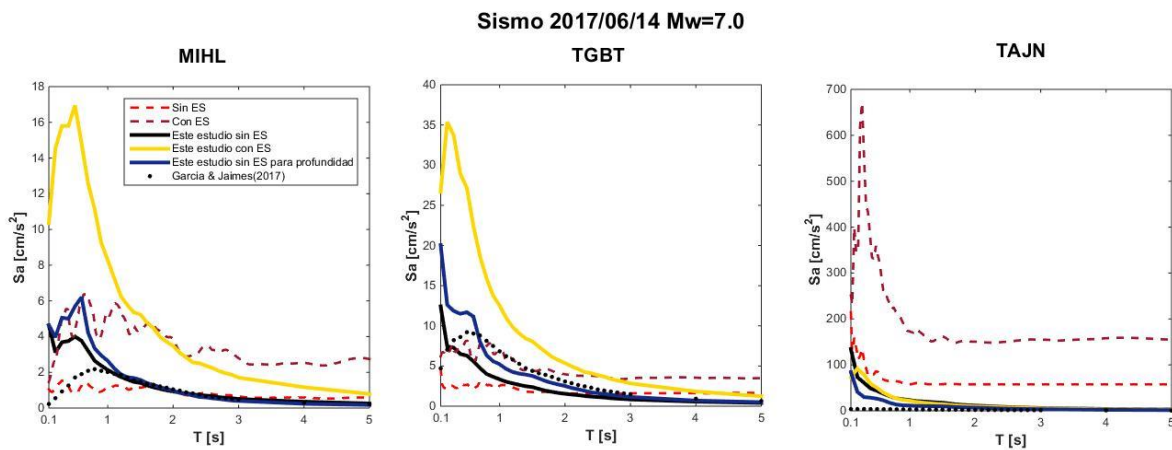


Figura 5.f Comparación de los espectros de respuesta observada y el GMPE propuesto para las estaciones de Minatitlán, Tuxtla Gutiérrez y Tapachula. La línea color negro muestra el GMPE sin respuesta del sitio, la línea color amarillo muestra el GMPE con respuesta del sitio y las líneas discontinuas muestran los espectros de respuesta observados.

5.3.1. Revisión del terremoto de Tehuantepec del 7 de septiembre del 2017 (M_w 8.2)

El terremoto del 7 de septiembre del 2017 ocurrido a 137 km al sureste de Pijijiapan en el golfo de Tehuantepec, con M_w 8.2, a una profundidad de 69 km y con un mecanismo focal que muestra una falla de tipo normal característica de un sismo intraplaca, el cual fue percibido en el centro y sureste de México, está considerado como uno de los más fuertes desde 1932. Antes del evento en esta ubicación geográfica, había ausencia de sismicidad durante el periodo comprendido por esta investigación, posteriormente al terremoto se han registrado 64 réplicas con $M_w > 5.0$. (ver Fig. 5.f)

Por la relevancia del sismo se realizó en la estación MIHL la evaluación del modelo de atenuación propuesto para una estación considerada de campo lejano, ya que como se comentó en la sección anterior el modelo muestra una mejor aproximación para el campo lejano en contraste con el campo cercano (ver Fig. 5.h).

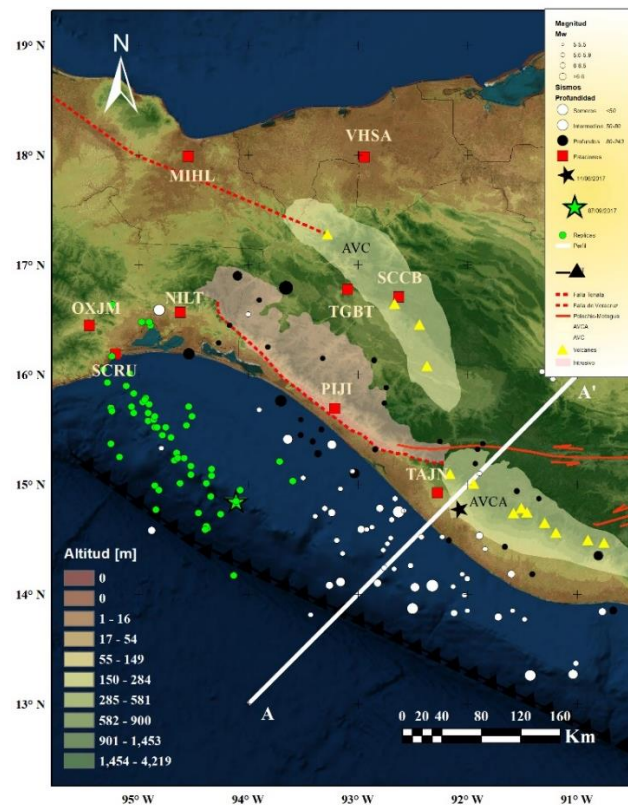


Figura 5.g Localización del sismo del 7 de septiembre del 2017 con una marca en estrella de color verde junto con algunas réplicas de magnitud mayor a 5. De igual forma se muestra el sismo registrado el 14 de junio del 2017 a 10 km de la estación de Tapachula con un símbolo de estrella en color negro.

Sismo 2017/09/07 Mw=8.2

MIHL

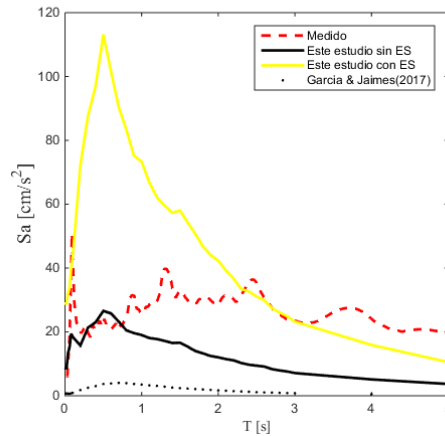


Figura 5.h Comparación del GMPE sin respuesta del sitio (línea color negro) entre el modelo con respuesta del sitio (línea color amarillo). El espectro de respuesta observado se muestra en línea discontinua color rojo.

Algunas de las estaciones que registraron el terremoto de Tehuantepec fueron: SCRU, NILT y SCCB. En la sección izquierda de la figura 5.i, se muestra el acelerograma y en la derecha el espectro de respuesta con 5% de amortiguamiento. La estación SCCB, localizada detrás del macizo chiapaneco, muestra un menor valor de PGA en comparación con las estaciones como NILT y SCRU localizadas en las costas de Oaxaca.

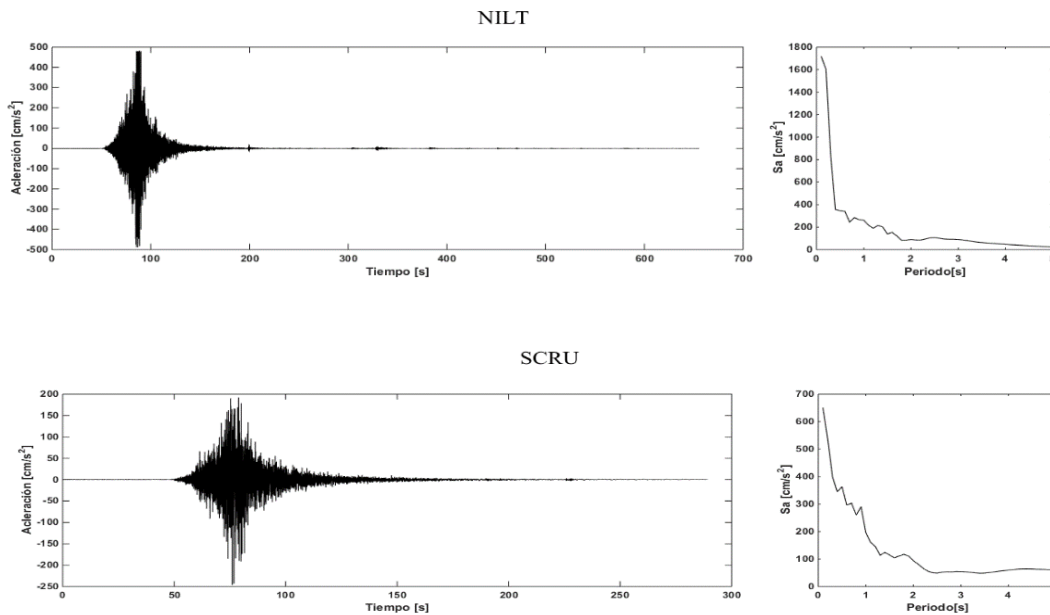


Fig. 5.i Comparación de los registros de las diferentes estaciones que registraron el sismo de Tehuantepec, con sus respectivos espectros de respuesta.

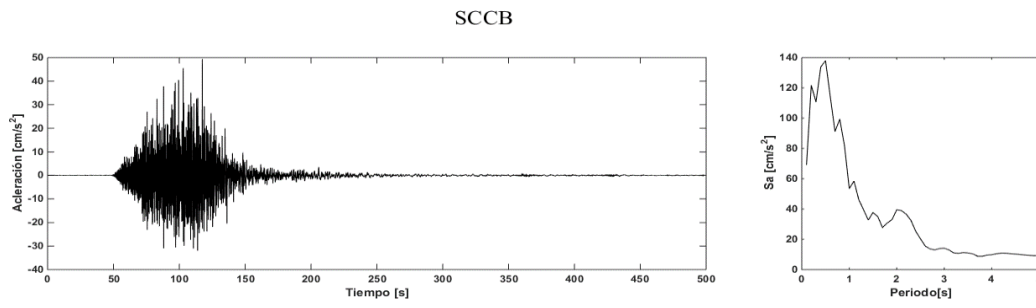


Fig. 5.i (Continuación) Comparación de los registros de las diferentes estaciones que registraron el sismo de Tehuantepec, con sus respectivos espectros de respuesta.

Capítulo 6

Conclusiones

en. ca

6. CONCLUSIONES

Ante las observaciones hechas en las investigaciones previas, se manifestó la necesidad de obtener un modelo de atenuación del movimiento fuerte para el Sureste de México, toda vez que los modelos existentes solo ocupan sismos localizados en las costas de Guerrero y zonas aledañas extrapolando la información a toda la costa del Pacífico, aunado a lo anterior, se observó también que los modelos actuales sobrevaloran las respuestas de los pronósticos de PGA, PGV y ordenadas espectrales con 5% de amortiguamiento, lo que incitó a una investigación más profunda para el Sureste de México calculando un nuevo modelo de atenuación para el movimiento fuerte suprimiendo la respuesta del sitio en la zona. Para evaluar la respuesta del sitio, se partió del cálculo de los cocientes espectrales promedio en las nueve estaciones pertenecientes al II-UNAM, posteriormente se suprimió la respuesta en los componentes horizontales obteniendo un GMPE nuevo sin respuesta del sitio.

Este modelo se probó con los sismos ocurridos el 17 de junio y 7 de septiembre del 2017, dando como resultado un pronóstico adecuado para los espectros de respuesta observados en campo lejano. Por otro lado, es importante precisar que el modelo de atenuación propuesto no considera campo cercano, ya que no toma en cuenta parámetros de fuente, así como la tectónica de la zona, como lo es en la evaluación del sismo de Tehuantepec, las estaciones que se encuentran detrás del macizo chiapaneco tienen valores de PGA considerablemente menores con respecto a las estaciones localizadas cerca de las costas de Oaxaca.

Como ya se precisó en el párrafo anterior, este modelo debe considerarse de manera particular para cada una de las zonas vulnerables por riesgo sísmico, evaluando la tectónica, las fuentes sismogénicas y la regresión de un modelo que incluya parámetros para campo cercano.

Referencias

800

7. REFERENCIAS

- Arroyo, D. D. (2010). Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes. *Journal Seismology*, 769–785.
- Atkinson, G. M., Boore, D. M. (2003). Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1703–1729.
- Boore, D. M. (2006). Orientations-independent measures of ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 327-341.
- Bufaliza, P. (1984). Atenuación de intensidades sísmicas con la distancia en sismos mexicanos. *Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería*.
- Chavacan, M. R. (2007). Catalogo de sismicidad local para la cuenca de México. *Tesis para el grado de maestro* .
- Chopra, A. K. (2014). *Dinamica de estructuras*. California: Pearson.
- Esteva, L., Villaverde, R. (1973). Seismic risk, design spectra and structural reliability. *Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng.*, 2586-2597.
- Gaduño-Monroy, V. H., Macías, J. L., Molina Garza, R. S. (2015). Geodynamic Setting and Pre-volcanic Geology of Active Volcanism in Chiapas. En T. Scolamacchia, J. L. Macías, *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná* (págs. 1-23). Morelia: Springer.
- García, D. (2007). Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos intraplaca e instraslab en México central. *Tesis doctoral, Universidad Complutense*.
- García-Soto, A. D., Jaimes, M. A. (2017). Ground-Motion Prediction Model for Vertical Response Spectra from Mexican Interplate Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 887-900.
- Jaimes, M. A., Reinoso, E., Ordaz, M. (2006). Comparasion of methods to predict response spectra at instrumented sites given the magnitude and distance of an earthquake. *Journal of Earthquake Engineering*, 887-902.
- Joyner , W. B., Boore, D. M. (Diciembre de 1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records from 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6), 2011-2038.

- Joyner, W. B., Boore, D. M. (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2011-2038.
- Kostoglodov, V., Pacheco, J. (1999). *Cien años de sismicidad en México*. Ciudad de México: Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Lermo, J., Chavez-Garcia, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1574-1594.
- Martinez, J. A. (2014). Validación del factor de amplificación de los cocientes espectrales a partir de microtremores, para fines de mapas sísmicos de intensidad. *Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Nakamura, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on ground surface*. Japón: Railway technical research institute.
- Ordaz, M., Singh, S. K., Arciniega, A. (1994). Bayesian attenuation regressions: an application to Mexico City. *Geophysical Journal International*, 335-344.
- Perez, A., Jaimes, M. A., Ordaz, M. (2009). Spectral Attenuation Relations at Soft Sites Based on Existing Attenuation. *Journal of Earthquake Engineering*, 236-251.
- Perez-Yanez, C., Ramirez-Guzman, L., Ruiz G, A. L., Delgado D, R., Macias C, M. A., Sandoval G, H., Quiroz R, A. (2014). *Strong Ground Motion Database System for the Mexican Seismic Network*. San Francisco, CA: AGU Fall Meeting.
- Rebollar, C. J., Quintanar, L., Yamamoto, J., y Uribe, A. (1999). Source Process of the Chiapas, Mexico, Intermediate-Depth Earthquake (Mw=7.2) of 21 October 1995. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 348-358.
- Sanchez-Sesma, F. J. (1987). Site effects on strong ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 124-132.
- Sánchez-Sesma, F. J. (1991). Diffraction of P, SV, and Rayleigh waves by topographic features: A boundary integral formulation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2234-2253.
- Sanchez-Sesma, F. J., Weaver, R. L., Kawase, H., Matsushima, S., Luzón, F., Campillo, M. (2011). Energy partitions among elastic waves for dynamic surface loads in a semi-infinite solid. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1-4.
- Singh, S. K., Mena, E., Castro, R., Carmona, C. (1987). Empirical Prediction of Ground Motion in Mexico City from Coastal Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1862-1867.

- Singh, S. K., Ordaz, M., Anderson, J. G., Rodriguez, M., Quaas, R., Mena, E., . . . Almora, D. (1989). Analysis of near-source strong-motion recordings along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1697-1717.
- Sousa, C., Roca, A., Goula, X. (2006). Assessing and managing earthquake risk. An introduction. En C. Sousa, A. Roca, y X. Goula, *Assesing and managing eathquake risk*. Springer.
- Stein, S., Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Blackwell.
- Vidal, F., Alguacil, G., Rodriguez-González, L. A., Navarro, M., Aguirre, J., Ruíz-Sibaja, A. (2014). *Empirical estimation of earthquake ground motion parameters across the urban area of Tapachula (Mexico)*. Évora: 8ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V. A., Iriondo, A., Ortega Gutierrez, F. (2006). Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya Block, SE México: implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 262-276.
- Wu, R.-S. (1985). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves- separation of scattering effect from intrinsic attenuation- I. Theoretical modelling. *Geophysical Journal International*, 57-80.

Capítulo 8

Apéndices

8.0

8. APÉNDICES

8.1. Apéndice A – Atenuación intrínseca

Partiendo de un oscilador armónico amortiguado compuesto de un resorte y un amortiguador, propuesto por Kelvin-Voight, primeramente, se debe descomponer el análisis del sistema como un oscilador armónico compuesto únicamente del resorte, para describir el comportamiento de la masa m (Fig. 8.b), partiendo de la segunda ley de Newton (Ec. 8-1).

$$m \frac{d^2 u(t)}{dt^2} + ku(t) = 0 \quad \text{Ec.8-1}$$

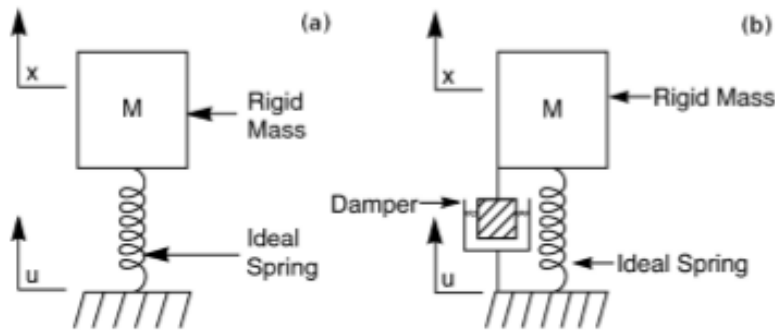


Figura 8.a (a) Oscilador armónico (b) Oscilador armónico amortiguado

Para el caso de que no exista fricción en el resorte y la respuesta sea puramente elástica se dice que existe una oscilación armónica perpetua, con un movimiento impulsivo (Ec. 8-2).

$$u(t) = Ae^{i\omega_0 t} + Be^{-i\omega_0 t} \quad \text{Ec.8-2}$$

Donde A y B se consideran constantes, y la masa se mueve hacia atrás y hacia adelante con una frecuencia natural (Ec. 8-3).

$$\omega_0 = \left(\frac{k}{m} \right)^{1/2} \quad \text{Ec.8-3}$$

La solución del sistema como un oscilador sin amortiguamiento está dada en la ecuación 8-4.

$$u(t) = A_0 \cos(\omega_0 t) \quad \text{Ec.8-4}$$

Agregando al sistema un amortiguador dentro de la ecuación 8-1 se adicionará el término del coeficiente de amortiguamiento crítico (Ec. 8-5).

$$m \frac{d^2 u(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{du(t)}{dt} + ku(t) = 0 \quad \text{Ec.8-5}$$

El factor de amortiguamiento (γ) es proporcional a la velocidad de la masa actuando en dirección opuesta a ella, resultando el sistema de resorte amortiguado.

El factor de calidad es inversamente proporcional al factor de amortiguamiento (Ec. 8-6).

$$Q = \frac{\omega_0}{\gamma} \quad \text{Ec.8-6}$$

Reexpresando la ecuación 8-5 en términos del factor de calidad Q (Ec.8-7)

$$\frac{d^2 u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{du(t)}{dt} + \omega_0^2 u(t) = 0 \quad \text{Ec.8-7}$$

Partiendo del desplazamiento, donde p es un número complejo (Ec. 8-8).

$$u(t) = A_0 e^{ipt} \quad \text{Ec.8-8}$$

Al sustituir la ecuación 8-8 en 8-7, se obtiene la Ec. 8-9.

$$(-p^2 + ip\omega_0 / Q + \omega_0^2) A_0 e^{i(pt)} = 0 \quad \text{Ec.8-9}$$

Para cumplir con cualquier valor de t (Ec. 8-10).

$$-p^2 + ip\omega_0 / Q + \omega_0^2 = 0 \quad \text{Ec.8-10}$$

Como se planteó p es un número complejo, donde su forma binomial está representada por la Ec. 8-11.

$$p = a + ib \quad \text{Ec.8-11}$$

Se desarrolla el cuadrado de p (Ec. 8-12) y se procede a sustituirlo en la Ec. 8-10 (Ec. 8-13).

$$p^2 = a^2 + 2iab - b^2 \quad \text{Ec.8-12}$$

$$-a^2 - 2iab + b^2 + ia\omega_0 / Q - b\omega_0 / Q + \omega_0^2 = 0 \quad \text{Ec.8-13}$$

Separando la Ec.8-13 en su parte real y en su parte imaginaria (Ec. 8-14).

$$\begin{aligned} \text{Real} \quad & -a^2 + b^2 - \frac{b\omega_0}{Q} + \omega_0^2 = 0 \\ \text{Imaginaria} \quad & -2ab + \frac{a\omega_0}{Q} = 0 \end{aligned} \quad \text{Ec.8-14}$$

Resolviendo la parte imaginaria b (Ec. 8-15).

$$b = \frac{\omega_0}{2Q} \quad \text{Ec.8-15}$$

Sustituyendo la Ec.8-15 y despejando a de la parte real de la Ec.8-14 (Ec. 8-16).

$$\omega = a = \omega_0 \left(1 - \frac{1}{4Q^2} \right)^{1/2} \quad \text{Ec.8-16}$$

Reescribiendo la Ec.8-8 en términos de a y b (Ec. 8-17).

$$u(t) = A_0 e^{-bt} e^{i\omega t} \quad \text{Ec.8-17}$$

Por lo tanto, la parte real es la solución para el desplazamiento armónico amortiguado (Ec. 8-18).

$$u(t) = A_0 e^{-\frac{\omega_0 t}{2Q}} \cos(\omega t) \quad \text{Ec.8-18}$$

El decaimiento de la amplitud está determinado por la envolvente del exponencial definido por el factor de calidad Q (Ec. 8-19).

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{\omega_0 t}{2Q}} \quad \text{Ec.8-19}$$

Por lo que se demuestra que la frecuencia ya no solo es una simple constante ω_0 , sino una función que varía con la proporción de amortiguamiento (Ec. 8-20).

$$\omega = \omega_0 \left(1 - \frac{1}{4Q^2} \right)^{1/2} \quad \text{Ec.8-20}$$

A lo que de manera general la Ec.8-19 se reexpresa en términos de la Ec. 8-20 (Ec. 8-21) (ver Fig. 8.b).

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{\omega t}{2Q}} \quad \text{Ec.8-21}$$

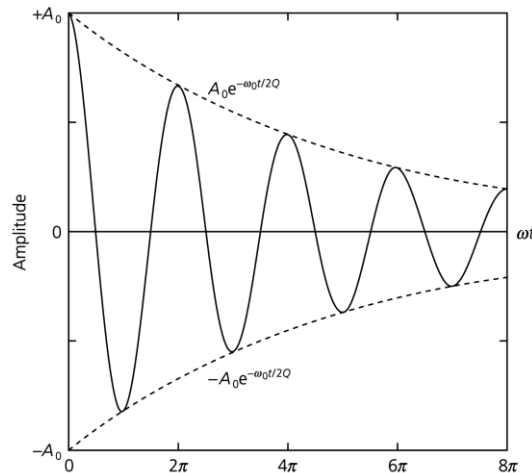


Figura 8.b Decaimiento de la señal en el tiempo determinada por el factor de calidad Q . Imagen tomada Stein & Wysession

Para el tiempo de relajación del sistema, la amplitud decae e^{-1} de su valor original por tanto de la Ec. 8-21 se estima el tiempo de decaimiento.

$$t_{1/e} = \frac{2Q}{\omega_0} \quad \text{Ec.8-22}$$

La explicación de la atenuación intrínseca generada por un sistema de resorte amortiguado obteniendo una propiedad llamada factor de calidad se ocupa en algunas ocasiones para describir la conversión de la energía en calor de las ondas superficiales y ondas de cuerpo. En la Ec.8-6 se demuestra la proporcionalidad que tiene el factor de calidad con la frecuencia natural ω_0 y el recíproco del factor de amortiguamiento γ . Mientras Q decrece, la amplitud de la señal decae más rápido y si la frecuencia se dobla entonces se debe doblar el valor del amortiguamiento para mantener el mismo valor de Q .

De manera general Q se define como, 2π veces la cantidad de energía en el sistema oscilatorio dividida entre la cantidad de energía perdida durante el ciclo de oscilación (Ec. 8-23).

$$Q = 2\pi \frac{E}{-\Delta E} \quad \text{Ec.8-23}$$

En el caso de $-\Delta E$, se denota la pérdida de energía, por tanto, siempre es negativo y el factor de calidad Q es positivo.

8.2. Apéndice B – Dispersión geométrica

La dispersión geométrica es considerada como un fenómeno de atenuación elástica, este tipo de atenuación es claramente entendida como la caída de energía con respecto a la distancia que existe entre la fuente y el receptor. Para entender mejor este fenómeno, se parte de que los desplazamientos solo son generados por una fuerza de cuerpo, ecuación homogénea de movimiento (Ec. 8-24), esto quiere decir que el medio se considera homogéneo y además no se agrega un término de fuente sísmica.

$$\frac{\partial \sigma_{i,j}(x,t)}{\partial x_i} = \rho \frac{\partial^2 u_i(x,t)}{\partial t_i^2} \quad \text{Ec. 8-24}$$

Donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzos; x_j la dirección j -ésima del sistema coordenado para este caso solo se considera $j=1,2,3$; ρ es la densidad del medio; u es el campo de desplazamientos; x el vector de posición y t el tiempo.

Considerando un sistema en coordenadas cartesianas, y si el medio es elástico e isótropo, se parte de la ley de Hooke (Ec.8-25).

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \mu \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad \text{Ec. 8-25}$$

Donde λ y μ son los módulos elásticos conocidos como *módulos de Lamé*; δ_{ij} es una *delta de Kronocker*; θ la dilatación y e_{ij} es el tensor de deformaciones. Sustituyendo los esfuerzos en la Ec.8-24, derivando la ecuación, aplicando los operadores correspondientes sobre la ecuación homogénea de movimiento y ocupando el *teorema de Helmholtz* se llega a la Ec. 8-26.

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u) - \nabla \times (\nabla \times u) = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad \text{Ec.8-26}$$

Aplicando la *descomposición de Helmholtz* a los desplazamientos encontramos un potencial vectorial y un potencial escalar. Donde ϕ está relacionado al potencial escalar y Υ se encuentra relacionado al potencial vectorial.

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla^2 \phi) - \mu \nabla \times \nabla \times (\nabla \times \Upsilon) = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \phi + \nabla \times \Upsilon) \quad \text{Ec.8-27}$$

Desarrollando el *teorema de Helmholtz* la Ec.8-27 se simplifica y queda en términos del *Laplaciano*. Reagrupando términos la ecuación se reescribiría de la siguiente forma (Ec.8-28).

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu)(\nabla^2 \phi(\underline{x}, t)) - \rho \frac{\partial^2 \phi(\underline{x}, t)}{\partial t^2} \right] = \nabla \times \left[\mu \nabla^2 \underline{\Upsilon}(\underline{x}, t) - \rho \frac{\partial^2 \underline{\Upsilon}(\underline{x}, t)}{\partial t^2} \right] \quad \text{Ec.8-28}$$

De esta forma si se quiere obtener la ecuación de onda escalar se iguala el potencial vectorial a cero (Ec. 8-29).

$$\nabla^2 \phi(\underline{x}, t) = \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \nabla \phi(\underline{x}, t) \quad \text{Ec.8-29}$$

Si consideramos a la velocidad de onda compresional (Ec. 8-30).

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{Ec.8-30}$$

Sustituyendo la velocidad de onda compresional sobre la ecuación de onda escalar (Ec. 8-31)

$$\nabla^2 \phi(\underline{x}, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi(\underline{x}, t)}{\partial t^2} \quad \text{Ec.8-31}$$

Por simplicidad en las ecuaciones se había considerado el uso de sistema cartesiano, pero para considerar un frente de onda esférico es necesario el sistema de coordenadas esféricas (Ec. 8-32).

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \phi(r, t)}{\partial r} \right) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi(r, t)}{\partial t^2} \quad \text{Ec.8-32}$$

La solución de la ecuación de onda se expresa de la siguiente forma (*Solución de Dirichlet*) (Ec-8-33). En este caso la variable espacial r representa la distancia.

$$\phi(r, t) = \frac{f(t \pm r/\alpha)}{r} \quad \text{Ec.8-33}$$

Esta solución describe frentes de onda esféricos centrados en el origen ($r=0$), cuyas amplitudes dependen de la distancia a la fuente.

Específicamente la solución que se ocupa es la negativa, ya que el frente de onda se propaga hacia la superficie con amplitud que decae como r^{-1} .

Al considerar el área del frente de onda esférico como $4\pi r^2$ esta tendera a incrementarse conforme se propaga. Por otro lado, la energía por unidad de área de un frente de onda es proporcional al

cuadrado de la amplitud. Ocupando el principio de conservación de la energía, la energía del frente de onda debe decaer como r^{-2} , este decaimiento es derivado de la preservación de la energía en un medio elástico, a este proceso se le conoce como *dispersión geométrica*. De esta forma, para una onda de cuerpo con frentes de ondas esféricos en una Tierra homogénea, elástica y esférica, la energía por unidad de área del frente de onda decae como r^{-2} y las amplitudes como r^{-1} .

Es importante señalar que la dispersión geométrica es diferente para ondas de cuerpo y ondas superficiales. Para una Tierra plana, las ondas superficiales se propagarían en forma de un anillo creciente, con circunferencia $2\pi r$ donde r es la distancia de la fuente. La conservación de la energía requiere que la energía por unidad de área del frente de onda disminuya en r^{-1} y las amplitudes –proporcionales a la raíz de la energía– disminuyan en \sqrt{r} . Si consideramos a la Tierra como una esfera el decaimiento de las amplitudes quedaría expresado como $\sqrt{a \operatorname{sen}\Delta}$, donde Δ es la distancia angular a la fuente.

8.3. Apéndice C

Fecha (dd/mm/aa)	Mw	Latitud °N	Longitud °W	H(km)	MIHL	NILT	OXJM	PIJI	SCCB	SCRU	TAJN	TGBT	VHSA
21/10/95	7.2	16.92	93.64	165								•	
03/06/00	6.6	14.87	-93.84	88		•				•			
12/03/00	5.9	14.59	-92.97	35		•				•			
09/01/01	6.1	15.36	-93.24	66						•			
19/01/01	6.3	15.1	-93.03	108						•			
28/11/01	6.4	15.41	-93.64	36		•				•			
16/01/02	6.7	16.59	-94.81	76		•				•			
14/02/02	5.8	14.78	-92.8	74		•							
06/06/06	5	15.37	-91.86	209				•			•		
13/06/07	6.6	13.26	-91.43	20				•			•		
06/07/07	6.2	16.9	-94.1	100	•	•	•	•	•	•	•	•	•
23/07/07	5.4	14.18	-91.41	124				•					
30/08/07	5	15.68	-93.9	61		•		•	•				
26/11/07	5.6	15.28	-93.36	87		•	•	•	•	•		•	•
05/01/08	5.6	13.83	-92.12	63				•					
06/01/08	5	13.99	-92.03	20				•					
12/02/08	6.6	16.19	-94.54	90	•	•		•	•	•		•	•
04/04/08	5.1	13.85	-91.59	73				•					
15/04/08	6.5	13.27	-91.04	40			•	•	•				
17/04/08	5.4	15.45	-93.52	95		•	•		•	•		•	
16/10/08	6.6	13.87	-92.5	23		•	•		•				
22/01/09	5	15.19	-91.93	199				•					
03/05/09	5.9	14.53	-91.89	77			•	•					
07/06/09	5	16.15	-93.32	135		•	•	•	•	•		•	•
18/01/10	5.9	13.85	-90.67	124		•	•	•					
23/02/10	5.4	15.96	-91.22	25				•	•				
20/03/10	5.3	16.03	-91.32	50				•	•				
19/08/10	5.2	14.41	-91.84	40				•			•		
15/09/10	5.1	15.59	-93.52	95		•	•	•	•			•	
01/11/10	5	16.68	-93.9	124		•	•	•		•		•	
20/01/11	5.1	16.55	-94	62	•	•	•	•	•			•	
27/03/11	5.5	14.24	-92.76	16			•		•				
26/04/11	5	15.88	-92.74	138				•					
07/06/11	5.2	15.06	-93.5	56		•		•	•	•			
13/08/11	5.7	14.58	-94.88	16		•	•	•	•				
06/09/11	5.1	16.25	-93.82	93		•	•	•	•			•	
19/10/11	5	15.12	-93.05	80		•	•	•	•				
17/11/11	5.5	14.52	-92.42	20				•			•		
10/12/11	5.2	15.33	-94.79	16		•							
20/12/11	5.1	13.81	-93.43	15				•					
21/01/12	6	14.74	-93.24	16	•	•	•	•	•		•		•
16/02/12	5	14.59	-92.92	25		•		•	•		•		
20/02/12	5.1	14.37	-93.14	16				•			•		
13/03/12	5.2	14.96	-93.16	16		•	•	•	•	•	•	•	•
01/05/12	6.1	14.11	-93.16	40				•	•		•		
26/06/12	5.2	15.39	-92.25	166		•		•			•		
29/06/12	5.3	14.78	-93.3	18			•	•	•		•		
12/07/12	5.1	14.87	-91.35	204				•					
29/07/12	5.7	14.1	-92.82	14				•					
1/09/12	5.4	16.13	-92.85	243		•	•	•	•				
14/10/12	5.2	14.46	-92.73	13				•	•				

Fecha (dd/mm/aa)	Mw	Latitud °N	Longitud °W	H(km)	MIHL	NILT	OXJM	PIJI	SCCB	SCRU	TAJN	TGBT	VHSA
15/10/12	5.2	13.77	-91.48	20				•					
27/10/12	5	14.4	-92.77	59				•					
7/11/12	7.3	14.08	-92.32	16	•	•		•	•	•		•	•
11/11/12	6.2	14.06	-92.48	13				•	•				
16/12/12	5.4	14.43	-91.66	100				•					
30/12/12	5.3	14.49	-93.19	25				•					
31/12/12	5.2	15.21	-92.67	82				•					
11/01/13	5	14.61	-92.87	27		•		•	•				
11/01/13	5	15.32	-91.91	229		•		•					
25/03/13	6.2	14.35	-90.81	198		•		•	•	•			
10/05/13	5.3	14.87	-92.66	80				•					
30/07/13	5.4	15.5	-93.33	105		•		•	•	•		•	•
6/08/13	5.7	14.18	-91.6	61			•						
7/09/13	6.1	14.14	-92	51	•	•	•	•	•	•		•	
7/09/13	5.4	14.14	-92	51		•		•					
10/01/14	5	14.52	-92.23	76							•		
11/01/14	5.5	14.49	-92.17	81			•	•	•		•		
2/03/14	5.7	14.08	-93.26	10				•	•				
16/06/14	5	15.1	-91.89	14				•	•				
7/07/14	6.9	14.75	-92.63	60	•	•	•		•			•	•
20/07/14	5	14.76	-92.58	80		•			•		•		
29/07/14	5.3	14.68	-92.69	61		•	•		•		•	•	
28/08/14	5	14.18	-92.05	60							•		
15/10/14	5.1	14.51	-92.7	42							•		
19/11/14	5.2	14.71	-93.39	25					•		•		
4/01/15	5.1	16.29	-94.27	99					•			•	
12/01/15	5.5	15.39	-93.41	82	•	•	•		•		•	•	•
20/01/15	5.5	14.94	-91.55	164			•						
1/03/15	5.3	13.37	-91.01	40							•		
15/05/15	5.2	13.85	-92	11							•		
18/05/15	5.2	14.07	-92.13	62							•		
1/09/15	5.3	15.32	-92.84	108		•	•		•			•	•
17/12/15	6.6	15.76	-93.7	90		•							

ନିଃ