



Universidad Autónoma de Querétaro
 Facultad de Ingeniería
 Maestría en Ciencias (Estructuras)



**“ANÁLISIS BAYESIANO DE LEYES DE ATENUACIÓN SÍSMICA PARA LA
 REGIÓN DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA”**

Tesis

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
 Maestro en Ciencias (Estructuras)

Presenta:

Ing. Luis Francisco Pérez Moreno

Dirigido por:

Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras

Codirigido por:

Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid

Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras
 Presidente

Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid
 Secretario


Dr. Miguel Ángel Pérez Lara y Hernández
 Vocal

Dr. Jaime Moisés Horta Rangel
 Suplente


Dr. Carlos Santiago López Cajún
 Suplente




 Dr. Manuel Toledano Ayala
 Director de la Facultad




 Firma



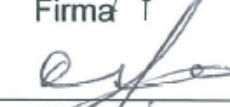
 Firma




 Firma



 Firma



 Firma



 Dra. Ma. Guadalupe Flavia Loarca Piña
 Secretaria de Posgrado, Investigación e
 Innovación

RESUMEN

Cuando se trata el aspecto del diseño sísmico en ingeniería civil, es importante realizar una estimación de la intensidad de los sismos que tienen mayor probabilidad de ocurrir durante la vida útil de la estructura y sus posibles efectos sobre la misma. A este respecto, para el cálculo de la peligrosidad sísmica en el centro de México, a la fecha no se ha deducido una relación de atenuación particular para la zona, en vista de la escasez de registros instrumentales, por lo que el Manual de Diseño de Obras Civiles de la CFE considera leyes de atenuación utilizadas en Estados Unidos, deducidas a partir de datos de California. Este campo de investigación en México se ha enfocado principalmente en la atenuación sísmica de la región comprendida entre la costa del Pacífico y la capital del país. En este trabajo se presenta un análisis bayesiano de regresión lineal aplicado a la deducción de leyes de atenuación de la aceleración espectral (SA) y aceleración máxima del terreno (PGA) con base en acelerogramas registrados en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) de sismos ocurridos dentro de la misma región. Los registros acelerográficos se obtuvieron mediante una búsqueda exhaustiva en las bases de datos del II-UNAM, CENAPRED y CIRES. La información previa respecto al vector de parámetros desconocidos del modelo se estableció a partir de datos sobre las características de la zona y valores teóricos esperados acorde con fundamentos de sismología. Los vectores de parámetros calculados en el análisis de la SA se utilizaron como información previa para la deducción de una ley de atenuación de la PGA para la misma región. Los resultados obtenidos muestran una amplificación en la aceleración del terreno con la distancia, pero no una atenuación de esta, por lo que se concluye que, hasta el momento, no es factible representar el comportamiento de la zona de estudio a través de una ley de atenuación única. Con base en estas conclusiones, se propone investigar la atenuación sísmica de la FVTM considerando una subdivisión de esta región.

(Palabras clave: atenuación sísmica, Faja Volcánica Transmexicana, análisis bayesiano)

SUMMARY

When dealing with seismic design in civil engineering, it is important to estimate the intensity of earthquakes that are most likely to occur during the useful life of the structure and its possible effects on it. In this respect, nowadays, a specific attenuation relationship has not been deduced for this area because of the scarcity of instrumental records, so, the Manual of Civil Work Design of the CFE considers attenuation laws used in the United States, deduced from California data. This field of research in Mexico has been mainly focused on the seismic attenuation of the region between the Pacific coast and the capital of the country. In this thesis, a Bayesian linear regression analysis applied to the deduction of attenuation relations for spectral acceleration (SA) and peak ground acceleration (PGA) is presented, based on accelerograms recorded in the Mexican Volcanic Belt (MVB) of earthquakes occurred within the same region. Acceleration records were gathered through an exhaustive search in the databases of II-UNAM, CENAPRED and CIRES. The prior information regarding the vector of unknown parameters of the model was established from data on the characteristics of the zone and expected theoretical values according to seismology fundamentals. The parameter vectors calculated in the SA analysis were used as prior information for the deduction of a PGA attenuation law for the same region. The obtained results show an amplification in the ground acceleration but not an attenuation, so it is concluded that, to date, it is not feasible to represent the behaviour of the study area through a single attenuation law. From these conclusions, it is proposed to investigate the seismic attenuation of the FVTM considering a subdivision of this region.

(Keywords: seismic attenuation, Mexican Volcanic Belt, Bayesian analysis)

A mi hermana Pamela:

*Te agradezco por estar siempre conmigo,
estoy seguro de que seguirás adelante
y lograrás todo lo que te propongas.*

AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Querétaro, por mi formación desde mis estudios de licenciatura.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo que recibí durante mis estudios de maestría.

Al Dr. Moisés Arroyo Contreras, por haberme orientado desde el inicio con la elección del tema de tesis, por su dirección durante la realización de esta y por contribuir a ampliar mi visión y criterio en el campo de la investigación al haber compartido conmigo su vasta experiencia en proyectos multidisciplinarios.

Al Dr. Ramón Zúñiga del Centro de Geociencias de la UNAM, por aceptar ser el codirector de mi tesis de maestría, por su valiosa orientación en la definición del rumbo que tomó la investigación, sus sugerencias en la búsqueda de referencias y por sus atinados comentarios y recomendaciones, que fueron determinantes para poder desarrollar este trabajo.

A los Dres. Miguel Ángel Pérez Lara y Hernández, Jaime Horta Rangel y Carlos Santiago López Cajún, por sus críticas y sugerencias, que fueron de gran ayuda para mejorar esta tesis.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), por haberme proporcionado los acelerogramas registrados por sus estaciones durante los eventos sísmicos analizados en este trabajo, en especial a los Dres. Carlos Miguel Valdés González y Óscar López Bátiz.

Al Dr. Víctor H. Márquez Ramírez, por la ayuda que me brindó para la obtención y tratamiento de la señal registrada en la estación del Centro de Geociencias de la UNAM durante el sismo del 19 de septiembre de 2017.

A mis compañeros, Ings. Sergio Martínez de Jesús, Jesús Iván Valenzuela Delgado y Miguel Anaya Díaz, por todo lo que pude aprender de ellos y por las experiencias que compartimos durante los dos años de amena convivencia que tuvimos.

*“Esencialmente todos los modelos son erróneos,
pero algunos son útiles.”*

George E. P. Box (1919 – 2013)

*“No son los títulos los que honran a los hombres,
sino que los hombres honran a sus títulos.”*

Nicolás Maquiavelo (1469 – 1527)

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Hipótesis	3
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos particulares	3
2. ANTECEDENTES.....	5
2.1. Riesgo sísmico.....	5
2.2. Sismicidad en la Faja Volcánica Transmexicana	6
2.3. Atenuación sísmica.....	12
2.3.1. Expansión geométrica (<i>geometric spreading</i>).....	13
2.3.2. Esparcimiento (<i>scattering</i>) o atenuación extrínseca	15
2.3.3. Anelasticidad del medio (atenuación intrínseca).....	15
2.3.4. Factor de calidad Q	21
2.4. Parametrización del movimiento fuerte del suelo	23
2.4.1. Parámetros en dominio del tiempo.....	24
2.4.2. Parámetros en dominio de la frecuencia.....	25
2.5. Leyes de atenuación.....	26
2.5.1. Estudios previos	28
2.6. Estadística bayesiana	33
3. METODOLOGÍA	36
3.1. Obtención de registros acelerográficos disponibles	36
3.2. Análisis de regresión lineal	43
3.2.1. Regresión por mínimos cuadrados	45
3.2.2. Análisis bayesiano de regresión lineal	45
3.3. Modelo de atenuación.....	51
3.3.1. Estimación de la aceleración espectral (SA).....	51
3.3.2. Estimación de la aceleración máxima del terreno (PGA).....	55

4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	57
4.1.	Análisis de la aceleración espectral (SA)	59
4.1.1.	Información previa	59
4.1.2.	Análisis posterior	62
4.2.	Análisis de la aceleración máxima del terreno (PGA)	69
4.3.	Validación de la metodología.....	69
5.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	71
	REFERENCIAS	72
	ANEXO A. SISMICIDAD DURANTE 2017.....	82
	ANEXO B. FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD.....	86
	ANEXO C. ACELEROGRAMAS (COMPONENTES HORIZONTALES)	89
	ANEXO D. ESPECTROS DE ACELERACIÓN DE FOURIER.....	100

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).....	7
Figura 2. Sismicidad en la Faja Volcánica Transmexicana entre 1922 y 2016.	7
Figura 3. Sismicidad en México durante 2016.	8
Figura 4. Sismos de importancia ocurridos en la FVTM (Zúñiga, 2010).....	10
Figura 5. Expansión geométrica del frente de ondas de superficie (adaptado de Stein y Wysession, 2003).....	14
Figura 6. Oscilador armónico amortiguado.	17
Figura 7. Decaimiento de la amplitud en el movimiento del oscilador amortiguado.	21
Figura 8. Localización epicentral de los sismos mostrados en el Cuadro 2.	39
Figura 9. Localización de las estaciones mostradas en el Cuadro 3.....	40
Figura 10. Profundidad de la corteza bajo la FVTM y al sur de la misma (Ferrari et al., 2012).	41
Figura 11. Comparación entre escalas de magnitud y su relación con la magnitud de momento sísmico (Campbell, 2003).	42
Figura 12. Definiciones de la distancia entre la fuente y el sitio S (Betbeder-Matibet, 2008).	42
Figura 13. Localización de los sismos con registros completos obtenidos (círculos) y estaciones (triángulos).....	59
Figura 14. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_0(f)$ del modelo.	63
Figura 15. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_1(f)$ del modelo.....	64
Figura 16. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_2(f)$ del modelo.	64
Figura 17. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_3(f)$ del modelo.	65
Figura 18. Historia temporal de estaciones sismológicas del Servicio Sismológico Nacional (Zúñiga, comunicación personal).....	66
Figura 19. Espectros de aceleración observados (azul) y calculados (rojo).	67
Figura 20. Subprovincias fisiográficas de la FVTM.....	68
Figura 21. Curvas de atenuación PGA para cuatro magnitudes.	70

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Antecedentes históricos importantes en la región de la FVTM.....	11
Cuadro 2. Características de los sismos analizados.	37
Cuadro 3. Cantidad de registros obtenidos por institución.	38
Cuadro 4. Límites y profundidad de la corteza en la FVTM (Ferrari et al., 2012).....	40
Cuadro 5. Registros acelerográficos obtenidos.	57
Cuadro 6. Valores del modelo de espectro de fuente.....	60
Cuadro 7. Información previa sobre los parámetros $\theta_0(f)$ y $\theta_1(f)$	61
Cuadro 8. Información previa sobre el parámetro $\theta_3(f)$	62
Cuadro 9. Nombres de las subprovincias fisiográficas de la FVTM.	68
Cuadro 10. Datos de los eventos utilizados en el segundo análisis.	70

1. INTRODUCCIÓN

Al tratar el tema de la sismicidad en las ciudades ubicadas en el centro de México, es frecuente que se considere un riesgo sísmico bajo, dada la distancia a la zona sismogénica de la costa del Pacífico, aunado a la escasez de registros de gran magnitud y reportes sobre daños significativos debido a sismos en el área.

Actualmente, el procedimiento marcado por la reglamentación vigente para la determinación del peligro sísmico en la zona se fundamenta en una extrapolación de los estudios realizados en otras regiones, sin tomar en cuenta las características geotécnicas locales.

Respecto al punto anterior, el capítulo de diseño por sismo del Manual de Diseño de Obras Civiles (2008) de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) considera tres leyes de atenuación que dependen de la trayectoria entre la fuente y el sitio de observación. Para sismos costeros y de profundidad intermedia se utilizan los modelos propuestos por Ordaz et al. (1989) y García et al. (2005), respectivamente, siendo el segundo deducido a partir de sismos y registros de la región comprendida entre la costa del Pacífico y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

Para los sismos que ocurren en la FVTM, así como en el noroeste de México y en el sistema de fallas Polochic-Motagua (al sureste), se utilizan las leyes de atenuación presentadas en Estados Unidos por Abrahamson y Silva (1997) deducidas con datos registrados en California.

Sin embargo, al evaluar el riesgo sísmico de las poblaciones del centro del país, debe considerarse que éstas se encuentran localizadas en una parte de la FVTM en la que se tienen varios sistemas de fallas geológicas (Suter et al., 1991; Zúñiga, 2010; Ferrari et al., 2012). Si bien, el potencial de actividad de estos sistemas es bajo, considerando la frecuencia de eventos, no debe descartarse la posibilidad de daños por algún sismo de magnitud considerable a corta distancia de las zonas pobladas, ya que se cuenta con antecedentes de eventos de importancia ocurridos en la región.

Por los motivos anteriores, es necesario un estudio del riesgo sísmico de la zona considerando sus características geotécnicas particulares, siendo el primer paso realizar una estimación del movimiento del terreno esperado a través de leyes de atenuación con base en los registros disponibles de los sismos originados en regiones dentro de la FVTM.

El planteamiento convencional de un problema de esta naturaleza implicaría la realización de una regresión lineal múltiple a través de un ajuste por mínimos cuadrados, sin embargo, la principal desventaja de este enfoque está en la imposibilidad de considerar además de los datos observados, información respecto al conocimiento previo acerca del fenómeno en estudio (Ordaz et al., 1994). Para el objetivo principal de esta investigación, dicha desventaja se ve reflejada en la incongruencia de los parámetros obtenidos con los esperados al tomar en cuenta aspectos fundamentales de la sismología.

Adicionalmente, se tiene que los registros de mediciones instrumentales disponibles respecto a la sismicidad de la zona son pocos, por tanto, la presente investigación está sustentada en el uso de modelos probabilísticos basados en teoría bayesiana. Este tratamiento es especialmente útil cuando hay información escasa o se tiene mucha incertidumbre en ella, además de que permite incluir en el análisis información adicional acerca del conocimiento previo del fenómeno en estudio que no necesariamente pudiera estar incluida en los datos observados.

En este trabajo se presenta una aplicación del análisis bayesiano de regresión lineal en la deducción de leyes de atenuación sísmica para la región central de México, mediante registros acelerográficos e información previa adicional a los datos históricos disponibles.

En el capítulo 2 se resumen algunos antecedentes respecto a la sismicidad en la FVTM y se tratan aspectos de la teoría sismológica relevantes para esta investigación, haciendo énfasis en su aplicación dentro del campo de la ingeniería sísmica por medio de las leyes de atenuación. Asimismo, se hace una breve discusión sobre las características y ventajas de la estadística bayesiana respecto a los modelos tradicionales.

En el capítulo 3 se describe la metodología seguida durante esta investigación, presentando los datos de registros acelerográficos recabados de diversas fuentes. De igual manera se hace una descripción detallada de las bases y fundamentos del análisis bayesiano de regresión lineal, tomando como base el análisis presentado por Broemeling (1985).

En el capítulo 4, como resultado final de este trabajo, se presenta una discusión sobre las leyes de atenuación obtenidas con base en los datos disponibles, haciendo una comparación de las predicciones analíticas con las mediciones instrumentales.

Finalmente, en el capítulo 5 se mencionan las conclusiones y recomendaciones derivadas de esta investigación y los posibles aspectos a tratar en futuros proyectos.

1.1. Hipótesis

Por medio de modelos probabilísticos basados en teoría bayesiana y datos históricos disponibles, se podrán deducir leyes de atenuación de la aceleración espectral (SA) y aceleración máxima del terreno (PGA) para la región de la Faja Volcánica Transmexicana.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Obtener leyes de atenuación para los sismos ocurridos en la Faja Volcánica Transmexicana mediante un análisis bayesiano de regresión lineal a partir de datos históricos disponibles, realizando una comparación de los resultados analíticos con las mediciones instrumentales.

1.2.2. Objetivos particulares

- Obtener una base de datos de los eventos sísmicos registrados en la Faja Volcánica Transmexicana por medio de la información disponible en los catálogos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) y el Centro Sismológico Internacional (ISC).

- Obtener los registros acelerográficos de los sismos ocurridos en la Faja Volcánica Transmexicana con la información de las bases de datos del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM), el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES).

- Ajustar relaciones de atenuación de la aceleración espectral (SA) mediante un análisis bayesiano de regresión lineal, comparando los espectros de aceleración calculados analíticamente con los obtenidos a partir de los acelerogramas disponibles.

- Obtener una ley de atenuación de la aceleración máxima del terreno (PGA) con base en la información previa obtenida a partir de los espectros de Fourier calculados analíticamente, haciendo una comparación con los registros de las bases de datos.

2. ANTECEDENTES

2.1. Riesgo sísmico

En la literatura se pueden encontrar varias definiciones del concepto de riesgo sísmico. La UNDRO (United Nations Disaster Relief Organization) organizó una reunión de expertos en 1979 con el objetivo de unificar y desarrollar los conceptos y metodología referentes al análisis de vulnerabilidad y prevención de desastres. En el informe de esta reunión (UNDRO, 1979) se presentan algunas definiciones, que relacionándolas con el campo de la ingeniería sísmica se pueden enunciar de la siguiente manera:

Peligro. Es la probabilidad de ocurrencia en un sitio de un sismo potencialmente desastroso en un periodo específico de tiempo.

Vulnerabilidad. Es el grado de pérdidas de un elemento o conjunto de elementos resultado de la probable ocurrencia de un sismo con una determinada intensidad. Se expresa en una escala de cero (sin daño) a uno (pérdida total).

Elementos en riesgo. Se refiere a la población, obras civiles, actividades económicas, servicios públicos, utilidades e infraestructura en riesgo en un sitio.

Riesgo específico. Es el grado esperado de pérdidas debido a un sismo con cierto valor de intensidad. Se expresa como el producto del peligro y la vulnerabilidad.

Riesgo. Es el número esperado de vidas perdidas, daños a propiedad y efectos en las actividades económicas debido a un sismo. Se expresa como el producto del riesgo específico y los elementos en riesgo.

De acuerdo con lo anterior, se puede expresar el riesgo sísmico de un sitio como:

$$\text{Riesgo sísmico} = (\text{Peligro})(\text{Vulnerabilidad})(\text{Elementos en riesgo}) \quad (1)$$

En la ecuación (1), el peligro se relaciona con el potencial sísmico del sitio y la vulnerabilidad con las características de las estructuras y su respuesta ante los sismos que pueden ocurrir durante su vida útil. El término que involucra a los elementos en riesgo está asociado al aspecto económico y no se tratará en esta investigación.

El riesgo sísmico de una zona depende de la sismicidad de las regiones circundantes, de las cuales los sismos producidos tienen consecuencias apreciables en el sitio considerado.

Si se cuenta con la información apropiada, los datos deben conducir a una evaluación adecuada del peligro sísmico, expresada por medio de los parámetros conocidos, como por ejemplo, la probabilidad de excedencia de cierta aceleración máxima en un lapso dado, lo cual puede ser utilizado para determinar el estado de riesgo (Zúñiga, 2010).

2.2. Sismicidad en la Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), también conocida como Eje Neovolcánico o Cinturón Volcánico Mexicano, es una zona sismogénica de actividad volcánica ubicada en el centro de México con una orientación E-W, extendiéndose desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Figura 1). Las partes central y oriental de esta zona se caracterizan por tener sismicidad superficial que no está relacionada directamente con la subducción en la costa del Pacífico (Suter et al., 1996).

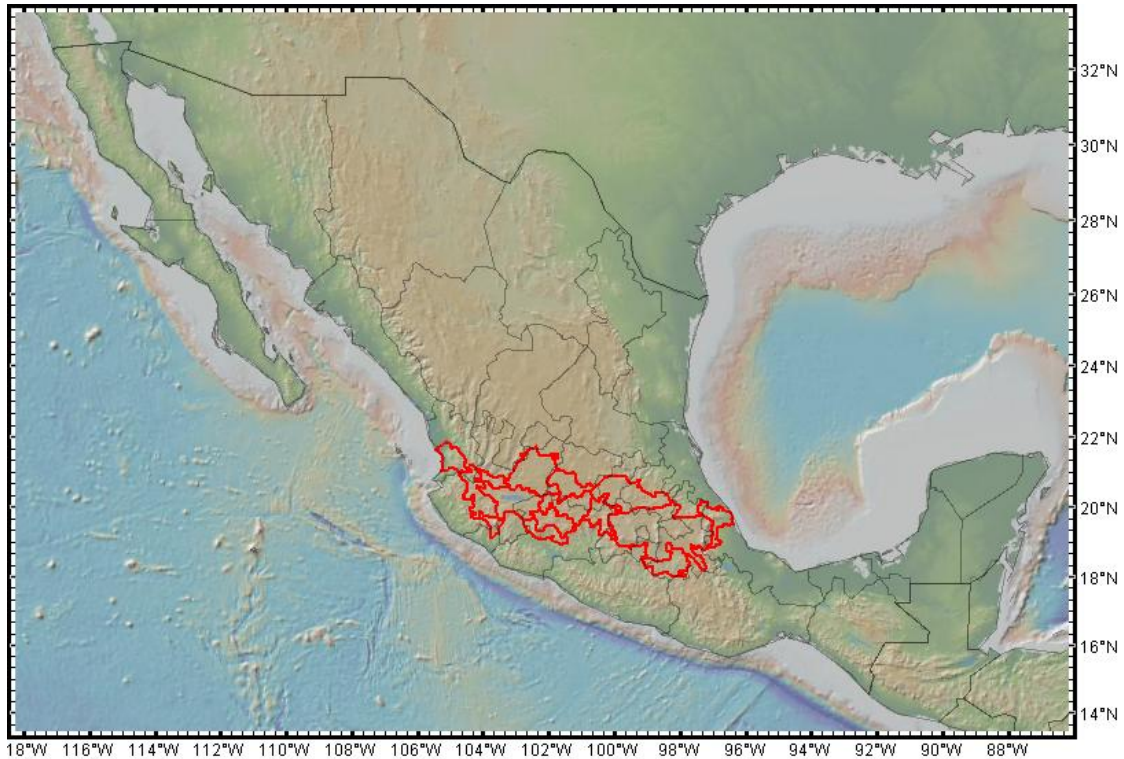


Figura 1. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

En los catálogos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, *United States Geological Survey*) y el Centro Internacional de Sismología (ISC, *International Seismological Centre*), se tienen datos de los sismos ocurridos en la región de la FVTM desde la segunda década del siglo XX (Figura 2).

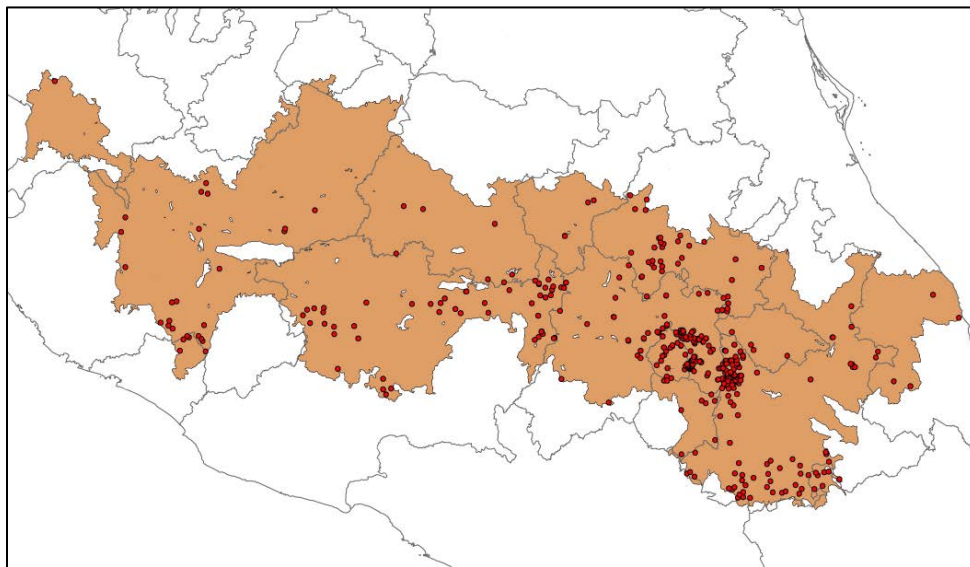


Figura 2. Sismicidad en la Faja Volcánica Transmexicana entre 1922 y 2016.

Estadísticamente, en la FVTM se tiene una baja sismicidad comparada con otras regiones del país, según datos del SSN durante el año 2016 se registró un total de 15 460 eventos sísmicos en México, de los cuales aproximadamente el 75% se presentaron en los estados de Guerrero, Oaxaca y Chiapas (Figura 3), ubicados en una zona que es frecuentemente afectada por los sismos originados por la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana en la costa del Pacífico. Sin embargo, existen antecedentes de sismos de magnitud considerable ocurridos en el área y que es importante considerar en la estimación del riesgo de las zonas pobladas.

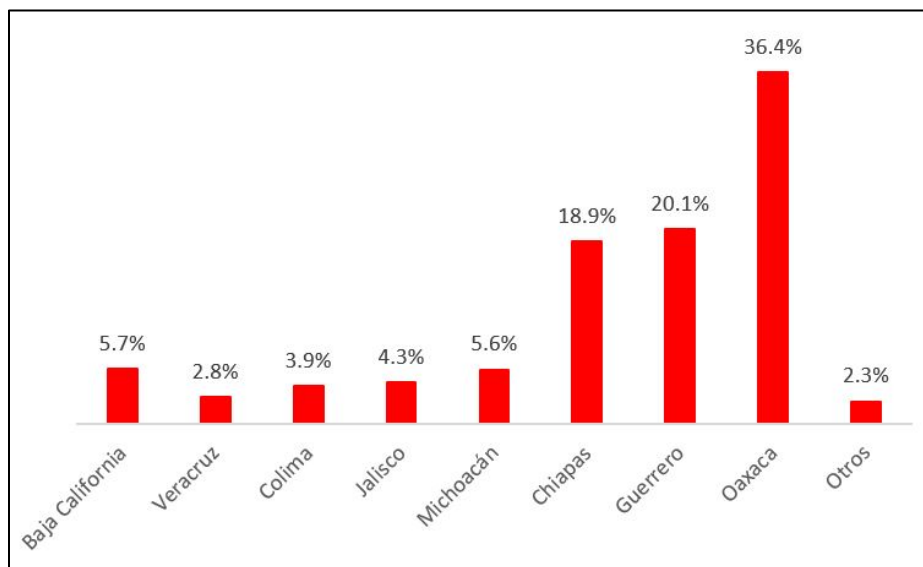


Figura 3. Sismicidad en México durante 2016.

El 27 de diciembre de 1568 ocurrió un sismo al sureste de la ciudad de Guadalajara, al cual se le ha estimado una magnitud M_w entre 7.5 y 7.8. El evento provocó el colapso de estructuras en poblaciones circundantes, siendo el mayor sismo conocido asociado a la FVTM, con reportes de intensidad máxima de VIII en la escala de Mercalli modificada (Suárez et al., 1994). Se tiene registro de otro sismo el 11 de febrero de 1875 también en Jalisco, probablemente al noroeste de Guadalajara, con magnitud M_w de 7.1 (Zúñiga, 2010).

En 1887 se presentaron dos sismos en Pinal de Amoles, Querétaro, el 8 de mayo (Zúñiga et al., 2009) y el 26 de noviembre (Suter et al., 1996; Zúñiga et al., 2009; Suter et al., 2014a). Al evento del 26 de noviembre se le ha estimado una

intensidad máxima de VIII en los alrededores de la zona epicentral, en donde algunas casas fueron dañadas. El sismo fue percibido en Guanajuato, Jalisco, Veracruz, Hidalgo, Michoacán y San Luis Potosí (Suter et al., 1996) y tuvo una magnitud m_b de 5.3 (Suter et al., 2014a).

El 19 de noviembre de 1912 tuvo lugar en Acambay, Estado de México, un sismo con magnitud m_b de 6.9, el cual fue percibido en San Luis Potosí, Guerrero, Jalisco y Puebla, alcanzando una intensidad de XI en el graben de Acambay, en donde se registró la muerte de 161 personas (Suter et al., 1996). El evento fue sentido fuertemente en la ciudad de Querétaro, provocando fracturas en algunas estructuras de mampostería (Zúñiga, 2010; Suter et al., 2014b).

El 3 de enero de 1920 ocurrió un sismo en Jalapa, Veracruz, de magnitud 6.4 (m_b), estimándose una intensidad máxima de XI. El evento causó daños en una amplia región de los estados de Puebla y Veracruz, y se tienen reportes de la muerte de entre 650 (Suárez, 1992) y 1 500 personas (Suter et al., 1996).

Posteriormente, el 22 de febrero de 1979, se presentó un sismo en la falla de Venta de Bravo en Michoacán, con magnitud M_w de 6.1 e intensidades máximas entre VII y VIII (Suter et al., 1996). Los principales efectos ocurrieron en el estado de Michoacán, pero fue sentido levemente en el municipio de Amealco y en la ciudad de Querétaro (Zúñiga et al., 2009; Suter et al., 2014c).

En el estado de Querétaro también se puede mencionar el sismo del 10 de septiembre de 1989 ($m_b = 4.6$) en Landa de Matamoros, con efectos en Querétaro, Guanajuato e Hidalgo (Suter et al., 2014d). Se ha determinado que algunas zonas cercanas a la ciudad de Querétaro alcanzaron una intensidad de VIII en la escala de Mercalli modificada, lo cual implica daños a construcciones con materiales débiles, así como agrietamiento del terreno (Zúñiga et al., 2009; Zúñiga, 2010).

Adicionalmente, están los antecedentes de los sismos ocurridos el 10 de marzo de 1950 en Ixmiquilpan ($m_b = 4.9$), el 25 de marzo de 1976 en Cardonal ($m_b = 5.3$) y el 27 de enero de 1987 ($m_b = 4.1$) en Actopan, en el estado de Hidalgo (Suter et al., 1996; Zúñiga, 2010; Suter et al., 2014e). El evento de 1976 tuvo una

intensidad máxima estimada entre VIII y IX, los daños más severos tuvieron lugar en la comunidad de Villagrán, con 70 viviendas dañadas y el 50% destruidas (Suter et al., 1996).

En fechas más recientes, se tienen los registros de los eventos sísmicos de magnitud baja en Sanfandila, Pedro Escobedo, entre enero y febrero de 1998, en Huimilpan (2001) y en Arroyo Seco, entre diciembre de 2001 y marzo de 2002 (Zúñiga et al., 2003; Aguirre-Díaz et al., 2005; Zúñiga et al., 2009; Zúñiga, 2010).

Los antecedentes históricos más importantes sobre la sismicidad en la región de la FVTM (Figura 4) se resumen en el Cuadro 1.

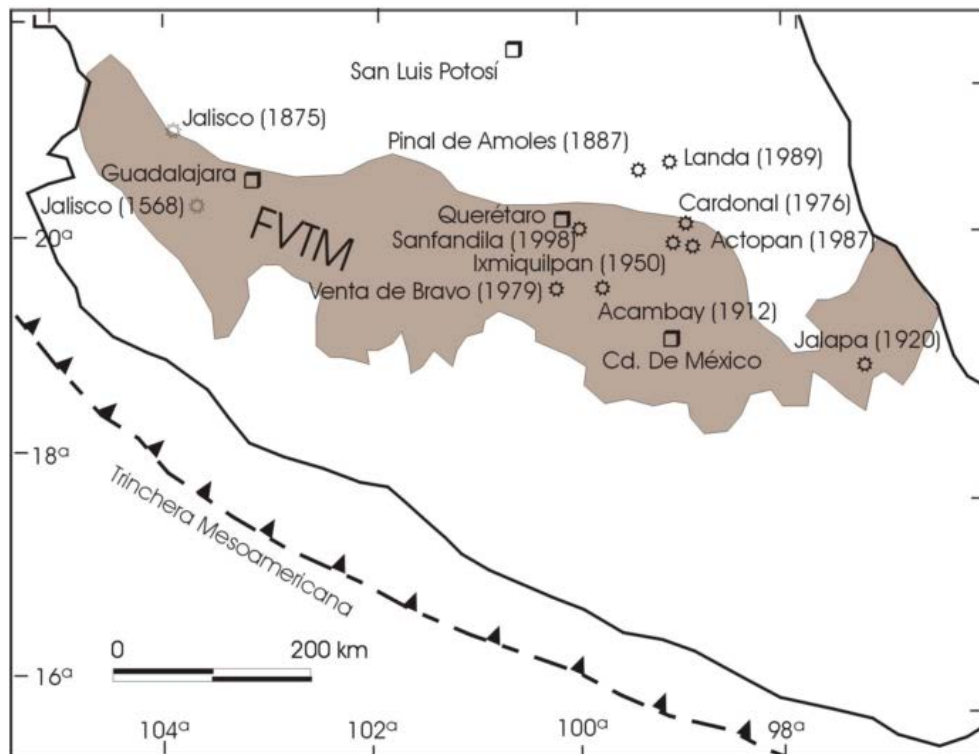


Figura 4. Sismos de importancia ocurridos en la FVTM (Zúñiga, 2010).

Cuadro 1. Antecedentes históricos importantes en la región de la FVTM.

FECHA	LOCALIZACIÓN	MAGNITUD
27 de diciembre de 1568	Jalisco	7.5 – 7.8 (M_w)
11 de febrero de 1875	Jalisco	7.1 (M_w)
26 de noviembre de 1887	Querétaro	5.3 (m_b)
19 de noviembre de 1912	Estado de México	6.9 (m_b)
3 de enero de 1920	Veracruz	6.4 (m_b)
10 de marzo de 1950	Hidalgo	4.9 (m_b)
25 de marzo de 1976	Hidalgo	5.3 (m_b)
22 de febrero de 1979	Michoacán	6.1 (M_w)
27 de enero de 1987	Hidalgo	4.1 (m_b)
10 de septiembre de 1989	Querétaro	4.6 (m_b)

A pesar de los antecedentes que se tienen sobre eventos sísmicos en la FVTM, son pocos los estudios que se han publicado al respecto (Suárez et al., 1994; Suter et al., 1996; Shapiro et al., 1997; Zúñiga et al., 2003; Singh et al., 2007; Ferrari et al., 2012; Clemente-Chávez et al., 2013; Clemente-Chávez et al., 2014; Bayona et al., 2017) debido a la escasez de datos y al bajo riesgo sísmico que suele considerarse para esta zona. Sin embargo, no debe descartarse la posibilidad de que pueda presentarse un sismo de magnitud considerable relacionado con los sistemas de fallas ubicados en la región (Demant, 1978; Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 1991; Suter et al., 1996; Suter, 2002).

El comportamiento de las ondas sísmicas en la Ciudad de México ha sido el principal objeto de estudio de las investigaciones que se han realizado sobre atenuación sísmica en la FVTM (Singh et al., 1988; Ordaz y Singh, 1992; Singh y Ordaz, 1993; Chávez-García et al., 1994; Ordaz et al., 1994; García et al., 2004; García et al., 2005; Arroyo et al., 2010; Jaimes et al., 2015; Jaimes et al., 2016), primordialmente enfocadas en la amplificación del movimiento del terreno respecto a sismos originados en la zona de subducción del Pacífico.

El estudio moderno de la FVTM es relativamente reciente y se ha desarrollado principalmente durante las últimas tres décadas (Ferrari et al., 2012). Estas investigaciones se han enfocado en las características geológicas del área (Demant, 1978; Johnson y Harrison, 1990; Ferrari et al., 2012), estudios sobre el riesgo sísmico y la atenuación de sismos locales originados dentro de la misma región (Clemente-Chávez et al., 2014; Bayona et al., 2017).

2.3. Atenuación sísmica

De acuerdo con la definición clásica, una onda es una perturbación que se propaga de un punto a otro, llevando energía y cantidad de movimiento.

A diferencia de las ondas electromagnéticas, en las ondas mecánicas se necesita un medio elástico de propagación, en el cual se produce una transmisión de la perturbación entre puntos vecinos. Esto provoca que cada parte del medio se deforme y luego vuelva a su forma original, permaneciendo las partículas oscilando alrededor de un punto fijo, de manera que la deformación viaja a través del medio sin que exista un transporte de materia.

Cuando una deformación se propaga a través de un material elástico, recibe el nombre de onda elástica. Si el medio a través del cual se desplaza es la Tierra, se conoce como onda sísmica.

Las ondas sísmicas deforman el terreno a través del cual se propagan, lo cual implica que tienen la capacidad de realizar trabajo. Esto a su vez está asociado a energía elástica que viaja a través del medio.

La amplitud de las ondas sísmicas decrece con la distancia, a este fenómeno se le conoce como atenuación sísmica y está en función de diferentes variables como las características del sismo y del medio atravesado por las ondas.

En la literatura especializada sobre sismología se puede encontrar una discusión rigurosa y detallada de los factores que intervienen en la variación de la amplitud de las ondas sísmicas (Lay y Wallace, 1995; Stein y Wysession, 2003; Betbeder-Matibet, 2008; Shearer, 2009). Para el objeto de estudio de esta

investigación, se tratarán aquí brevemente, tres de estos factores: expansión geométrica, esparcimiento y anelasticidad del medio.

Con el fin de simplificar el tratamiento del fenómeno, muchos de los conocimientos de la sismología moderna se han desarrollado partiendo de la hipótesis de que la Tierra se comporta elásticamente durante la propagación de la energía de un sismo.

En general, los métodos empleados para el cálculo de la atenuación sísmica son habitualmente empíricos, por lo que son relativamente simples tanto en su concepción y aplicación, como en el fundamento teórico y físico-matemático que conllevan (García, 2001).

2.3.1. Expansión geométrica (*geometric spreading*)

Se define un frente de onda como el lugar geométrico de todos aquellos puntos que, en un instante dado, han sido alcanzados por la perturbación y se encuentran en el mismo estado de vibración.

El fenómeno de la expansión geométrica del frente de onda se puede ver como una consecuencia directa de la primera ley de la termodinámica: la energía que se propaga en forma de ondas sísmicas a través de un medio elástico se conserva, de manera que a medida que aumenta la distancia a la fuente, disminuye la energía almacenada en el frente de onda por unidad de volumen, produciendo una variación de la densidad y la distribución espacial de la energía elástica en el medio. La expansión geométrica es diferente para ondas de superficie y de cuerpo.

Si se considera que la Tierra es plana y homogénea, se puede demostrar (Lay y Wallace, 1995; García, 2001; Stein y Wysession, 2003; Shearer, 2009) que en el caso de las ondas de superficie (o distancias al foco pequeñas), éstas se esparcirán desde la fuente como un anillo creciente con una circunferencia igual a $2\pi R$, donde R es la distancia desde la fuente. La energía por unidad de volumen en el frente de onda decrece en proporción a $\frac{1}{R}$, mientras que la amplitud, que es

proporcional a la raíz cuadrada de la energía, decrece a razón de $\frac{1}{\sqrt{R}}$. Sin embargo, ya que la Tierra es en realidad una “esfera”, el anillo se encuentra envolviéndola (Figura 5) y por lo tanto la energía por unidad de volumen en el frente de onda varía de la siguiente manera:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{a \sin \Delta} \quad (2)$$

donde Δ es la distancia angular desde la fuente. Como consecuencia de lo anterior, la amplitud de las ondas es inversamente proporcional a $\sqrt{a \sin \Delta}$, siendo mínima cuando $\Delta = 90^\circ$ y máxima cuando $\Delta = 0^\circ$ y 180° .

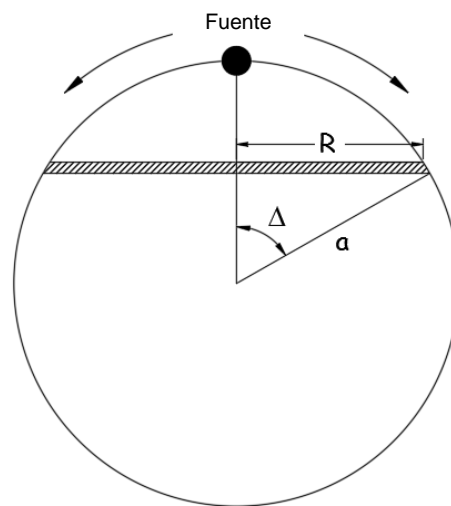


Figura 5. Expansión geométrica del frente de ondas de superficie (adaptado de Stein y Wysession, 2003).

Para las ondas de cuerpo (o distancias al foco suficientemente grandes en comparación con el tamaño de la fuente), se considera un frente de onda esférico alejándose de un foco sísmico profundo. La energía se conserva en este frente de onda, cuya área es $4\pi R^2$, donde R es el radio de la esfera. Por lo tanto, la energía por unidad de volumen en el frente de onda decrece en forma inversamente proporcional a $\frac{1}{R^2}$ y la amplitud en función de $\frac{1}{R}$.

El valor del parámetro con el que varía la amplitud de las ondas depende, entre otras variables, de la profundidad del foco y la estructura cortical considerada, el límite físico suele estimarse en torno a los 100 km. Para medios no homogéneos, la deducción se complica, si bien la idea fundamental es la misma (García, 2001).

2.3.2. Esparcimiento (*scattering*) o atenuación extrínseca

Al considerar la anisotropía y la falta de heterogeneidad del medio en el que se propagan las ondas sísmicas, se vuelve evidente que la presencia de heterogeneidades en el interior de la Tierra produce una redistribución de la energía en el tiempo y el espacio mediante variaciones en la dirección de propagación de las ondas y cambios de fase. Este fenómeno puede producir tanto amplitudes menores como mayores a las esperadas inicialmente (García, 2001).

El esparcimiento es especialmente importante en la corteza continental, ya que ésta presenta diversos estratos e irregularidades, resultado de los millones de años de la evolución geológica de la Tierra.

Aunque estas estructuras no tienen un efecto visible cuando hay longitudes de onda mayores a decenas de kilómetros, para longitudes más cortas pueden actuar como puntos dispersores (fuentes de Huygens) (Stein y Wysession, 2003). En este caso, la interacción de dichas ondas con una heterogeneidad del medio da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias, cuyo foco es la propia heterogeneidad y que en su propagación pueden interferir entre sí (García, 2001).

Debido a lo anterior, la energía es detectada por el aparato receptor en dos partes y se ve reflejado en un sismograma. Las ondas que no fueron dispersas viajan a través del camino más corto y constituyen el primer pulso. Después, se presenta un alargamiento en el sismograma (coda), producido por las ondas que fueron dispersadas y que decae pasados algunos segundos. La coda tendrá mayor amplitud y duración en función del esparcimiento provocado por el medio.

2.3.3. Anelasticidad del medio (atenuación intrínseca)

Como se mencionó previamente, muchos de los fundamentos de la sismología moderna se basan en la hipótesis de considerar a la Tierra como un

medio elástico perfecto, que obedece los principios de la mecánica de medios continuos. Partiendo de esta simplificación, se pueden explicar de manera aceptable una buena parte de las características del fenómeno sísmico, dependientes de las propiedades elásticas del medio.

No obstante, debe tenerse en cuenta que ningún material es perfectamente elástico. Aun si las deformaciones, producto de la aplicación de esfuerzos, son de carácter reversible, el proceso siempre va acompañado de otros efectos que tienden a ralentizar la recuperación de la forma original y que disipan energía (Betbeder-Matibet, 2008).

En el caso particular de la Tierra, ésta tiene en realidad un comportamiento más parecido al de un medio viscoelástico. Por lo tanto, una parte de la amplitud de las ondas sísmicas disminuye en función de la distancia a la fuente debido a efectos no elásticos (García, 2001), en los cuales la energía elástica es disipada por el medio en forma de calor (absorción anelástica).

Esta es una propiedad intrínseca del medio a través del cual se propagan las ondas, por lo que depende de sus características físicas que son, en este caso, las propiedades geotécnicas particulares de la región en estudio.

Una mejor comprensión de este fenómeno se puede lograr al considerar un oscilador armónico simple compuesto por un resorte de constante k y un amortiguador (Figura 6).

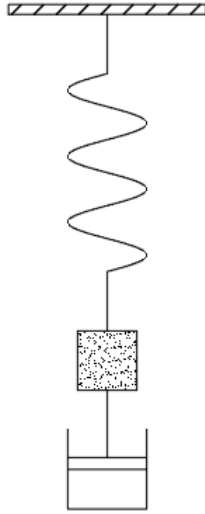


Figura 6. Oscilador armónico amortiguado.

Primeramente, usando la segunda ley de Newton ($F = ma$) para representar el desplazamiento $u(t)$ de la masa m , sin considerar el amortiguamiento, se tiene que:

$$m \frac{d^2 u(t)}{dt^2} + ku(t) = 0 \quad (3)$$

donde:

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{k}{m}} \quad (4)$$

es la frecuencia natural con la que oscila el sistema.

Si se supone una solución de la forma $u(t) = e^{mt}$, entonces $\frac{du(t)}{dt} = me^{mt}$,

$\frac{d^2 u(t)}{dt^2} = m^2 e^{mt}$; de manera que la ecuación (3) queda como:

$$\begin{aligned} m^2 e^{mt} + \omega_0^2 e^{mt} &= 0 \\ e^{mt} (m^2 + \omega_0^2) &= 0 \end{aligned} \quad (5)$$

Como e^{mt} nunca se anula para valores reales de t , la única manera de que esta función exponencial pueda satisfacer la ecuación diferencial es eligiendo m de modo que sea una raíz de la ecuación cuadrática $m^2 + \omega_0^2 = 0$.

Por lo tanto, se tiene que, al aplicar un impulso externo, el sistema tiene una respuesta elástica descrita por:

$$u(t) = Ae^{i\omega_0 t} + Be^{-i\omega_0 t} \quad (6)$$

donde A y B son constantes.

Una vez iniciado el movimiento, esta oscilación no amortiguada teóricamente continuaría en forma perpetua, ya que no habría pérdida de energía. Sin embargo, la situación cambia al considerar el amortiguador del sistema. En este caso, la fuerza de amortiguamiento es proporcional a la velocidad de la masa y opuesta al movimiento. Por lo tanto, la ecuación (3) se convierte en:

$$m \frac{d^2 u(t)}{dt^2} + \gamma m \frac{du(t)}{dt} + ku(t) = 0 \quad (7)$$

donde γ es el factor de amortiguamiento.

Para simplificar el problema, se define el factor de calidad:

$$Q = \frac{\omega_0}{\gamma} \quad (8)$$

y se reescribe la ecuación (7) como:

$$\frac{d^2 u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{du(t)}{dt} + \omega_0^2 u(t) = 0 \quad (9)$$

Se observa que el factor de calidad Q es inversamente proporcional al amortiguamiento, por lo que, entre más pequeño sea éste, más grande es Q .

La ecuación diferencial (9), que describe al oscilador armónico amortiguado, se puede resolver suponiendo que el desplazamiento es la parte real de un exponencial complejo (Stein y Wysession, 2003):

$$u(t) = A_0 e^{ipt} \quad (10)$$

donde p es un número complejo.

Sustituyendo la ecuación (10) en (9) se tiene:

$$\begin{aligned} (-p^2 A_0 e^{ipt}) + \frac{\omega_0}{Q} (ip A_0 e^{ipt}) + \omega_0^2 (A_0 e^{ipt}) &= 0 \\ \therefore \left(-p^2 + ip \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2 \right) A_0 e^{i(pt)} &= 0 \end{aligned} \quad (11)$$

Para que esta ecuación se pueda satisfacer para todos los valores de t :

$$-p^2 + ip \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2 = 0 \quad (12)$$

Ahora, ya que p es un número complejo, se puede dividir en sus partes real e imaginaria:

$$p = a + ib; \quad p^2 = a^2 + 2iab - b^2 \quad (13)$$

de manera que la ecuación (12) queda como:

$$-a^2 - 2iab + b^2 + ia \frac{\omega_0}{Q} - b \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2 = 0 \quad (14)$$

que, a su vez, se puede dividir en dos ecuaciones para las partes real e imaginaria, y resolverse por separado:

$$\text{Real: } -a^2 + b^2 - b \frac{\omega_0}{Q} + \omega_0^2 = 0 \quad (15)$$

$$\text{Imaginaria: } -2ab + a \frac{\omega_0}{Q} = 0$$

Resolviendo la parte imaginaria para b se tiene:

$$b = \frac{\omega_0}{2Q} \quad (16)$$

y, sustituyendo en la ecuación (14) para la parte real se obtiene:

$$a^2 = \omega_0^2 - \frac{\omega_0^2}{4Q^2} = \omega_0^2 \left(1 - \frac{1}{4Q^2} \right) \quad (17)$$

A partir de lo anterior, se define:

$$\omega = a = \omega_0 \left(1 - \frac{1}{4Q^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (18)$$

para reescribir la ecuación (10) con sus partes real e imaginaria por separado:

$$u(t) = A_0 e^{i(\omega t + i b t)} = A_0 e^{-b t} e^{i \omega t} \quad (19)$$

La parte real es la solución para el desplazamiento armónico amortiguado:

$$u(t) = A_0 e^{-\omega_0 t / 2Q} \cos(\omega t) \quad (20)$$

Esta solución representa la forma en la que el oscilador amortiguado se comporta después de un impulso externo aplicado en un tiempo $t=0$ (Figura 7).

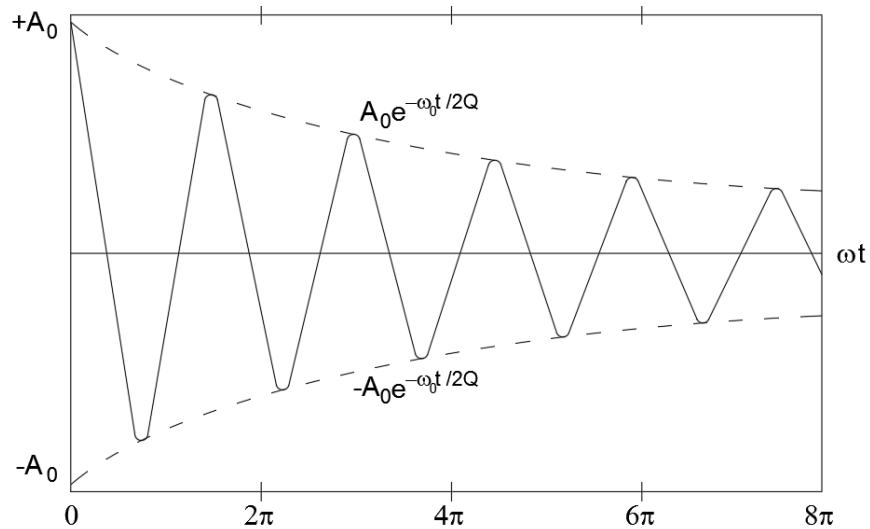


Figura 7. Decaimiento de la amplitud en el movimiento del oscilador amortiguado.

A medida que el amortiguamiento incrementa, el factor de calidad Q disminuye, por lo que la amplitud decae más rápido y la frecuencia difiere de su valor natural.

Finalmente, de la física clásica, se tiene que la energía elástica en un sistema que oscila es proporcional al cuadrado del desplazamiento:

$$E(t) = \frac{1}{2} kA(t)^2 = \frac{1}{2} kA_0^2 e^{-\omega_0 t / Q} = E_0 e^{-\omega_0 t / Q} \quad (21)$$

2.3.4. Factor de calidad Q

Tradicionalmente, el factor de calidad es el parámetro que se utiliza para evaluar la atenuación sísmica, representando la pérdida de energía por ciclo en un volumen de material sometido a un esfuerzo elástico de la siguiente manera:

$$\frac{1}{Q} = -\frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (22)$$

donde E es el máximo valor de la energía de deformación durante un ciclo, en el que se tiene una pérdida ΔE de esta energía. Se observa que Q adopta un valor adimensional y positivo, ya que ΔE tiene un valor negativo por representar una pérdida de energía.

Por lo general, se emplea el inverso del factor de calidad Q^{-1} , denominado coeficiente o función de disipación de energía (García, 2001). Lo anterior debido a que, como se ve en la ecuación (8), Q^{-1} es directamente proporcional al amortiguamiento.

Al realizar el análisis del factor de calidad, se debe considerar que, en su propagación a través del medio, cada tipo de onda se atenúa en forma distinta. De manera que se tienen valores para ondas de superficie, ondas de cuerpo y fases corticales, que no son equivalentes.

También, puede realizarse un análisis de la distribución de Q en función de la profundidad, cuya variación se debe a la inelasticidad del manto terrestre. Por lo tanto, se tienen valores de Q_α y Q_β que están relacionados con la atenuación de las ondas P y S , respectivamente.

Los fenómenos descritos anteriormente son muy importantes en el estudio del comportamiento de las ondas sísmicas y el medio en el que se propagan. Los dos primeros (expansión geométrica y esparcimiento) pueden causar un incremento o decremento en la amplitud de llegada de las ondas, debido a que son procesos de redistribución espacial y temporal de la energía.

Por otro lado, la anelasticidad del medio reduce la amplitud de estas ondas por ser un fenómeno de disipación de energía, en el que ésta se transforma en calor por fricción.

Respecto a la relación entre la anelasticidad del medio (atenuación intrínseca) y el esparcimiento (atenuación extrínseca), se tiene que frecuentemente no es posible separar los efectos de ambos, ya que el segundo contribuye en cierta manera a la pérdida de energía. Por lo cual, aunque se ha definido al factor de calidad Q como un parámetro para evaluar la atenuación intrínseca, en realidad considera en forma global las contribuciones de ambos fenómenos. La suma de éstos se conoce como atenuación anelástica o, simplemente, atenuación.

De lo anterior, resulta evidente que, en un medio homogéneo, Q dependería únicamente de la atenuación intrínseca, en este caso denotado por Q_i . Sin embargo, para el caso general, los dos mecanismos mencionados se relacionan de la siguiente forma:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad (23)$$

donde Q_s representa la atenuación por esparcimiento.

El estudio y determinación de Q es de especial importancia en el campo de la ingeniería sísmica y prevención de daños, ya que se busca caracterizar de manera práctica y global las características del terreno sin considerar a profundidad demasiados detalles sobre su naturaleza y aspectos geológicos.

No obstante, mediante métodos más complejos es posible obtener una regionalización de Q para una zona en particular y caracterizar su atenuación en forma más específica.

En consecuencia, este conocimiento permite no sólo estimar la variación de la atenuación en la región, sino también distinguir diferentes elementos tectónicos en la misma, como por ejemplo la posición de la litósfera de una placa en subducción (baja absorción, valor Q elevado) dentro del manto superior (elevada absorción, valor Q bajo) (García, 2001).

2.4. Parametrización del movimiento fuerte del suelo

De acuerdo con lo discutido anteriormente, el movimiento del terreno producido durante un sismo se puede ver como el resultado de la combinación de diversos factores. En general, los estudios sobre atenuación sísmica tienen como objetivo principal la propuesta de metodologías para predecir, con cierto margen de error, los efectos producidos por un sismo en las zonas cercanas al área epicentral, donde frecuentemente, salvo excepciones que tienen que ver con amplificaciones locales, se presentan los daños más significativos. Por lo tanto, la principal

aplicación de estas investigaciones, enfocadas en ciertos rangos de distancias y frecuencias, se encuentra en la estimación del riesgo y la prevención de daños de las poblaciones ubicadas en torno al epicentro.

El área de influencia de los efectos provocados por un sismo puede variar en función de las características propias del evento, pero generalmente no es mayor a 400-600 km de distancia radial al epicentro. Por otra parte, las frecuencias de resonancia o propias de la mayoría de las edificaciones, y por tanto de interés para la ingeniería sísmica se encuentran comprendidas en un intervalo entre 0.1 y 30 Hz (García, 2001).

2.4.1. Parámetros en dominio del tiempo

Históricamente, la aceleración máxima del terreno (PGA) y en menor medida la velocidad y el desplazamiento máximos (PGV y PDG, respectivamente), han sido los parámetros en dominio del tiempo más utilizados para describir el movimiento fuerte del suelo en la práctica de la ingeniería (Campbell, 2003).

La principal ventaja de estos parámetros es que tanto los valores de PGA como los de PGV se pueden obtener directamente de cualquier registro, por lo que generalmente son los más utilizados. No obstante, para el caso de la obtención del valor PGD la situación es distinta, ya que el proceso involucra un procesamiento especial de la señal para eliminar el ruido de baja frecuencia (García, 2007).

Los valores de la aceleración del terreno pueden ser registrados en tres direcciones ortogonales (dos horizontales y una vertical). La orientación elegida para las componentes horizontales corresponde a las direcciones norte-sur y este-oeste, principalmente cuando los aparatos se instalan en campo abierto.

Para el caso de los instrumentos ubicados en edificios, normalmente a nivel de piso o en la cimentación, la elección de los ejes corresponde a la orientación principal de la construcción.

Generalmente, la componente vertical de la aceleración del terreno es notablemente menor que las horizontales, lo cual puede observarse en la mayoría

de los sismos, excepto en aquellos registrados muy cerca del epicentro. Por este motivo, los reglamentos para diseño sísmico se enfocan principalmente en proteger a las estructuras el efecto de la aceleración horizontal, tomando en cuenta el efecto de la componente vertical solo en algunos casos específicos.

2.4.2. Parámetros en dominio de la frecuencia

El uso de los parámetros en dominio del tiempo presentados en el punto anterior (parámetros pico) tiene ciertas limitaciones, ya que cada uno de ellos aporta información correspondiente a una única frecuencia que puede variar en función de factores como la distancia a la fuente, el tipo de suelo y las características del sismo.

Dentro del estudio del fenómeno sísmico, el espectro de amplitud de Fourier (FAS) es utilizado como medio para obtener una descripción completa del movimiento del suelo para cada frecuencia, sin embargo, un análisis de esta naturaleza conlleva un tratamiento especial de los datos de manera que la información contenida en el espectro no esté distorsionada por el ruido o factores ligados a las características particulares del instrumento utilizado.

El análisis de la aceleración y velocidad espectral del terreno (SA y SV, respectivamente) tiene importantes ventajas sobre el uso de los parámetros pico, ya que es posible conocer el comportamiento de la atenuación sísmica para cada frecuencia dentro del rango de interés.

Para el estudio de las componentes horizontales de la aceleración, existen distintas propuestas sobre cómo tratarlas, de las cuales, las más utilizadas (García, 2007) son:

- 1) Cada componente por separado: $|a_1|, |a_2|$
- 2) Una componente elegida aleatoriamente: $a = |a_1|$ ó $a = |a_2|$
- 3) Máxima componente horizontal: $a = \max(|a_1|, |a_2|)$
- 4) Media aritmética: $a = \frac{|a_1| + |a_2|}{2}$
- 5) Media geométrica: $a = \sqrt{|a_1| \cdot |a_2|}$

6) Media cuadrática: $a = \sqrt{\frac{(a_1)^2 + (a_2)^2}{2}}$

De estas opciones, la media cuadrática, usualmente poco utilizada, es la única que por su definición garantiza la conservación de la energía del movimiento horizontal (García, 2007).

2.5. Leyes de atenuación

El objetivo del diseño sísmico en la ingeniería civil es proporcionar a cada estructura las características que le permitan tener un comportamiento óptimo ante los movimientos del terreno provocados por los sismos que ocurran a lo largo de su vida útil. No es posible predecir la historia y características de los sismos que afectarán a una estructura, por lo cual, lo que se busca es disminuir su probabilidad de falla ante las sollicitaciones generadas por los sismos que se presenten en un intervalo de tiempo específico.

Para la evaluación del riesgo sísmico de un sitio es necesario hacer una estimación del movimiento del terreno esperado. La forma más utilizada en la ingeniería es a través de una ley de atenuación, que es una expresión con la que se relaciona un parámetro específico del movimiento del terreno esperado con uno o más parámetros de un sismo, los cuales caracterizan cualitativamente a la fuente sísmica, el patrón de propagación de las ondas a lo largo de la trayectoria y las características geológicas del sitio (Campbell, 2003).

De manera general, el procedimiento empleado para deducir una ley de atenuación consiste en ajustar curvas a los datos del movimiento del terreno en un sitio, por lo que las relaciones obtenidas reflejan las características geotécnicas particulares de la zona de estudio. No obstante, a menudo no existe para una región determinada un número suficiente de registros, lo cual obliga a usar datos estadísticos de otras regiones con características geotécnicas similares o a buscar modelos teóricos que estimen el movimiento del suelo (Hasofer y Esteva, 1985; Rosenblueth y Ordaz, 1987; García, 2007).

La forma fundamental de una relación de atenuación (García, 2001), para la cual se calcula la regresión es:

$$\ln Y(f) = \theta_0(f) + \theta_1(f)M + \theta_2(f) \ln R + \theta_3(f)R \quad (24)$$

o, en su forma exponencial:

$$Y(f) = C(f)e^{\theta_1(f)M} R^{\theta_2(f)} e^{\theta_3(f)R} \quad (25)$$

Donde $Y(f)$ representa el parámetro del movimiento del suelo de interés en la regresión, pudiendo ser la amplitud espectral de la aceleración, de la velocidad, la amplitud del espectro de respuesta o los valores máximos de la aceleración PGA y la velocidad PGV , en cuyo caso no existe dependencia con la frecuencia; M es la magnitud de momento sísmico, R la distancia hipocentral (en ocasiones se emplea la epicentral), f la frecuencia y $\theta_i(f)$ son los parámetros desconocidos a estimar que representan la dependencia del movimiento del terreno con la magnitud y la distancia (García, 2001; Campbell, 2003).

La relación entre $Y(f)$ y los parámetros $\theta_i(f)$ se ha establecido a través de los años mediante observaciones y estudios teóricos del movimiento del terreno (Campbell, 2003):

El parámetro $\theta_0(f)$ suele ser, por lo general, una constante independiente de la frecuencia, introducida para ajustar la escala de la regresión y algunas constantes teóricas (García, 2001).

El término $Y(f) \propto e^{\theta_1(f)M}$ está relacionado con la magnitud sísmica y su influencia sobre la amplitud del movimiento del terreno esperado (Ordaz et al., 1994; Campbell, 2003).

La relación $Y(f) \propto R^{\theta_2(f)}$ representa el efecto de la expansión geométrica del frente de ondas sísmicas, en donde la amplitud del movimiento oscilatorio disminuye conforme aumenta la distancia del frente de ondas a la fuente (García, 2001;

Campbell, 2003). El parámetro $\theta_2(f)$ tiene un valor teórico de -1 o -0.5 , dependiendo de las características del frente de onda, esférico o cilíndrico.

En cuanto a la dependencia $Y(f) \propto e^{\theta_3(f)R}$, está ligada al fenómeno de atenuación anelástica, en el cual la energía elástica de las ondas sísmicas es absorbida por el medio en forma de calor por fricción (García, 2001).

2.5.1. Estudios previos

Debido a la importancia que tiene el fenómeno de la atenuación sísmica en el diseño estructural de obras civiles y en la estimación del riesgo, se ha realizado un gran número de investigaciones en todo el mundo para obtener leyes de atenuación, encontrando aproximaciones más exactas en la medida que la cantidad de información incrementa con el paso del tiempo y se desarrollan métodos de análisis cada vez más sofisticados.

Respecto a este punto, se puede observar una notable diferencia entre los primeros modelos presentados y los que se han publicado durante los últimos años: las ecuaciones propuestas por Esteva y Rosenblueth (1964) fueron deducidas a partir de 46 registros de México y Estados Unidos, mediante un ajuste por mínimos cuadrados utilizando solo la distancia y la magnitud como variables independientes; en contraste con el modelo obtenido por Abrahamson et al. (2014), empleando aproximadamente 15 000 registros de más de 300 eventos.

En la literatura se puede encontrar una gran cantidad de investigaciones realizadas para obtener leyes de atenuación, siendo la sismicidad interplaca el principal enfoque en México. A continuación se resumen algunos de estos estudios, pero se puede encontrar una recopilación exhaustiva sobre el tema en el trabajo publicado por Douglas y Edwards (2016).

2.5.1.1. *Leyes de atenuación para la aceleración máxima del terreno (PGA)*

El primer antecedente sobre el tema del cual se tiene registro, es el trabajo realizado por Esteva y Rosenblueth (1964), en el que presentaron una metodología para la predicción de la forma de los espectros de respuesta en función de la

magnitud del sismo y la distancia focal. Para distancias focales moderadas y grandes en relación con las dimensiones de la superficie de perturbación se encontraron expresiones para estimar la aceleración, velocidad y desplazamiento máximo del terreno, aplicables a estaciones que se hallaran sobre terreno de dureza media:

$$\begin{aligned} a &= 2000e^{0.8M} R^{-2} \\ v &= 16e^M R^{-1.7} \\ x &= 0.128e^{1.2M} (R^{-1.4} + 150R^{-2}) \end{aligned} \quad (26)$$

donde a , v y x son respectivamente la aceleración, velocidad y desplazamiento máximos del terreno expresados en unidades de centímetros y segundos, M es la magnitud del sismo y R la distancia focal en kilómetros.

Para la deducción de los parámetros de las expresiones (26) y para fijar los intervalos de confianza correspondientes se utilizaron datos de sismos ocurridos en México y en la costa occidental de Estados Unidos.

La cantidad de datos instrumentales era muy escasa, por lo que se complementó la información con datos subjetivos sobre intensidades utilizando una relación empírica entre la intensidad en la escala de Mercalli modificada y la velocidad máxima del terreno.

Debido a las variables que no se consideraron al establecer estas relaciones, se observó una gran dispersión en los resultados, aun después de restringir su validez a temblores registrados sobre terrenos de dureza media (Esteva, 1968).

Posteriormente, una versión modificada de las ecuaciones (26) para la aceleración y velocidad máxima del terreno fue presentada (Esteva, 1969; Esteva, 1970):

$$\begin{aligned} a &= 1230e^{0.8M} (R + 25)^{-2} \\ v &= 15e^M (R + 0.17e^{0.59M})^{-1.7} \end{aligned} \quad (27)$$

Los intervalos de confianza calculados para las ecuaciones (27) son muy amplios debido a las características de los datos empleados: para una mayor

precisión, las leyes de atenuación se deben deducir con base en información específica de la zona de estudio.

Los primeros estudios sobre atenuación en la zona de subducción mexicana del Pacífico se basaron en registros de eventos interplaca cercanos a la costa.

Singh et al. (1987) llevaron a cabo una investigación en la que se desarrollaron expresiones empíricas para estimar la aceleración y la velocidad máxima del terreno en función de la magnitud de ondas de superficie y la distancia, utilizando 16 registros de sismos costeros registrados en la Ciudad de México con distancias comprendidas entre 282 y 466 kilómetros:

$$\begin{aligned}\log a_{m\acute{a}x} &= 0.429M_s - 2.976\log R + 5.396 \\ \log v_{m\acute{a}x} &= 0.348M_s - 2.439\log R + 4.052\end{aligned}\quad (28)$$

En un estudio posterior (Ordaz et al., 1989), se dedujo una ecuación para predecir la aceleración máxima producida por sismos interplaca a distancias inferiores a los 350 km (García, 2001):

$$\log A_{m\acute{a}x} = 1.76 + 0.3M_w - \log R - 0.0031R \quad (29)$$

Más tarde, se tiene la ley de atenuación obtenida por Singh et al. (1999), a partir de los registros del sismo ocurrido en Tehuacán el 15 de junio de 1999 con magnitud M_w de 7:

$$\log A_{m\acute{a}x} = 4.51 - 1.18\log R - 0.0023R \quad (30)$$

Un año después, el 21 de julio de 2000 tuvo lugar un sismo en Copalillo con magnitud M_w de 5.9, a partir del cual se derivó un estudio (Iglesias et al., 2001) en el que se presentó una expresión para calcular la atenuación de la aceleración horizontal máxima de eventos intraplaca en función de la magnitud de momento y la distancia hipocentral:

$$\log A_{m\acute{a}x} = -0.148 + 0.623M_w - \log R - 0.0032R \quad (31)$$

Posteriormente, Gómez-Soberón et al. (2005) desarrollaron leyes de atenuación para los valores máximos de aceleración (a), velocidad (v) y

desplazamiento (d), a partir del análisis de 2 000 registros en la zona de subducción entre Oaxaca y Michoacán:

$$\begin{aligned}
 \ln a &= 2.308 + 0.780M - 0.844 \ln R - 0.004R \\
 \ln a &= 1.237 + 1.519M - 0.0313M^2 - 0.844 \ln R - 0.004R \\
 \ln v &= -2.802 + 1.117M - 0.902 \ln R - 0.001R \\
 \ln v &= -3.684 + 1.423M - 0.026M^2 - 0.902 \ln R - 0.001R \\
 \ln d &= -6.608 + 1.497M - 1.007 \ln R + 0.0013R \\
 \ln d &= -8.020 + 1.966M - 0.0396M^2 - 1.007 \ln R + 0.0013R
 \end{aligned} \tag{32}$$

En este mismo estudio se hizo una comparación con los resultados obtenidos mediante la ecuación (29), deducida para la misma zona de estudio, encontrando algunas variaciones atribuidas al incremento en la cantidad de información con el paso de los años.

García et al. (2005) realizaron un estudio en el que se presentó una expresión para predecir la aceleración máxima del terreno para sismos intraplaca de profundidad intermedia en el centro de México en sitios cercanos a la FVTM:

$$\log PGA = -0.2 + 0.59M_w - 0.0039R - \log R + 0.008H \tag{33}$$

En esta investigación se dedujeron también expresiones para predecir la velocidad máxima del terreno y las ordenadas del espectro de respuesta con un 5% de amortiguamiento.

Con respecto al estado de Querétaro, se ha propuesto una ley de atenuación para estimar la aceleración máxima del terreno (Clemente-Chávez, 2010; Clemente-Chávez et al., 2012), partiendo del análisis de seis sismos ocurridos en la zona de subducción del Pacífico en Guerrero, registrados por las estaciones ubicadas en la trayectoria hacia Querétaro:

$$\begin{aligned}
 \log PGA &= (-0.25 + 0.325M_w - 0.00608H) + (-0.0125 + 0.00126M_w - 0.000018H)R + \dots \\
 &\dots(0.00429 - 0.00672M_w + 0.00135H)\log R
 \end{aligned} \tag{34}$$

A partir de los resultados obtenidos con esta expresión (válida para la trayectoria Guerrero – Querétaro, para sismos a profundidades entre 5 y 30 km) se

observó un decaimiento lento de las ondas sísmicas durante la trayectoria, mas no una amplificación de la señal (Clemente-Chávez et al., 2012), con lo que podría concluirse, dada la poca cantidad de registros, que los eventos de la costa no tienen efectos significativos en esta zona de la FVTM.

2.5.1.2. Leyes de atenuación para la aceleración espectral (SA)

Con respecto a la deducción de leyes de atenuación de las ordenadas del espectro de aceleraciones de Fourier, se tiene el estudio publicado por Castro et al. (1988), realizado a partir de los datos utilizados por Singh et al. (1987). Además de esta, se tienen diversas investigaciones que de igual manera, se han enfocado en la atenuación de sismos originados en la zona de subducción del Pacífico en la trayectoria hacia la Ciudad de México y a lo largo de la costa (Castro et al., 1990; Ordaz y Singh, 1992; Reyes et al., 2002).

En fechas más recientes, se han deducido leyes de atenuación sísmica para eventos interplaca e intraplaca de la región comprendida entre la costa del Pacífico y la FVTM (García et al., 2005; García et al., 2009; Mora et al., 2009; Arroyo et al., 2010; Jaimes et al., 2015).

Por otro lado, la primera referencia que se tiene en México sobre la aplicación del análisis bayesiano de regresión en la deducción de leyes de atenuación es una investigación presentada por Ordaz et al. (1994), con base en registros de eventos ocurridos en la costa del Pacífico. En este estudio se hace una discusión completa sobre la forma de incorporar información previa adicional a los datos observados.

En cuanto a los efectos producidos por los sismos corticales que ocurren en la parte central de México, la escasez de registros ha dificultado la obtención de una ley de atenuación. No obstante, esta escasez no implica la ausencia de riesgo para las poblaciones ubicadas en esta zona, ya que, como se mencionó en la sección 2.2, existen antecedentes sobre sismos que han causado daños considerables en años anteriores.

La mayor cantidad de antecedentes sobre desarrollo de leyes de atenuación para sismos superficiales, se tiene en la gran cantidad de investigaciones que se

han realizado al respecto en Estados Unidos (Joyner y Boore, 1981; Anderson y Hough, 1984; Abrahamson y Silva, 1997; Toro et al., 1997; Abrahamson et al., 2008; Campbell, 2008; Abrahamson et al., 2014; Stewart et al., 2015) y Europa (Ambraseys y Bommer, 1991; Ambraseys et al., 1996; Berge-Thierry et al., 2003; Ambraseys et al., 2005; Akkar y Bommer, 2010; Akkar et al., 2014).

2.6. Estadística bayesiana

En el ámbito de la ingeniería civil existen factores de naturaleza aleatoria inherentes al fenómeno sísmico que influyen en los parámetros utilizados en el diseño estructural, esto implica que durante el proceso se requiera una estimación probabilista de la máxima intensidad que puede presentarse en el sitio de interés.

El uso de la teoría de la probabilidad y estadística es una parte fundamental en la práctica de las disciplinas científicas, ya que proporciona herramientas con las que se pueden obtener descripciones verosímiles de los fenómenos que tienen lugar en las diferentes áreas de la ciencia, cuyo comportamiento es, en su mayoría, de naturaleza impredecible.

Los fundamentos de los métodos probabilistas clásicos se basan en la información obtenida mediante repeticiones de un proceso específico, estos métodos en esencia interpretan probabilidades como frecuencias relativas de los resultados de dichas repeticiones.

Usualmente, la ocurrencia de sismos cuya intensidad en un sitio es mayor que un valor dado, ha sido representada como un proceso de Poisson, esto es, considerando a los sismos como temporalmente independientes, a pesar de que se ha visto que la cantidad de sismos que se generan en una zona de la corteza terrestre no es estrictamente un proceso de esta naturaleza (Esteva, 1970; Dong et al., 1984). Sin embargo, esta hipótesis ha sido mantenida por simplificación del problema y porque el comportamiento de las estructuras ante un sismo es más sensible a la cantidad de eventos que a su distribución en el tiempo (Esteva, 1969).

Los parámetros utilizados en esta distribución de probabilidad se desconocen, pero son considerados como fijos y se estiman a partir de frecuencias

en los registros históricos de los datos. Esto implica que dichos parámetros están basados únicamente en frecuencias observadas y que no hay posibilidad de que puedan tener otros valores, sin embargo existe incertidumbre en la estimación de ellos y por lo tanto, deben ser tratados como variables aleatorias (Dong et al., 1984).

Para tratar el aspecto de la incertidumbre involucrada en el proceso, es posible utilizar los principios de la teoría bayesiana, considerando los parámetros sísmicos no como constantes, sino como variables aleatorias (Muñoz, 1989).

La aplicación de la teoría bayesiana en el ámbito de la ingeniería sísmica ha sido tratada por varios autores (Esteva, 1968; Hasofer y Esteva, 1985; Ordaz et al., 1994; Arroyo y Ordaz, 2010a; Arroyo y Ordaz, 2010b; Jaimes et al., 2015). Este procedimiento permite obtener soluciones más racionales que los obtenidos con los métodos convencionales (Ordaz et al., 1994), su característica fundamental es que proporciona un medio para incluir información no derivada directamente de los datos, sino de otras fuentes que reflejan el estado del conocimiento sobre los parámetros por determinar (García, 2007), permitiendo incluso utilizar información de otras regiones con características geotécnicas similares (Hasofer y Esteva, 1985; Rosenblueth y Ordaz, 1987).

Más aun, desde la perspectiva bayesiana, dado que los parámetros se manejan como aleatorios, es posible especificar una distribución de probabilidad, denominada distribución previa (*a priori*), la cual refleja la creencia propia del investigador acerca del parámetro, basada en su experiencia.

Posteriormente, una vez obtenido un conjunto de observaciones, este conocimiento previo puede combinarse con la información contenida en los datos mediante el teorema de Bayes y actualizar la distribución *a priori* en forma de una distribución *a posteriori* de los parámetros desconocidos.

Dentro de la estadística bayesiana, se pueden mencionar dos formas diferentes utilizadas para el estudio de los parámetros desconocidos. La primera se conoce como inferencia y consiste en obtener la distribución de probabilidad posterior de los parámetros y calcular algunas características importantes, tales

como media, varianza, moda y mediana. Asimismo, es posible realizar un análisis de los parámetros mediante una estimación puntual o de intervalos, así como pruebas de hipótesis (Broemeling, 1985).

La segunda forma para estudiar los parámetros del modelo se conoce como teoría bayesiana de decisiones, que utiliza una función $L(d, \varphi)$ para medir el grado de pérdida cuando se toma la decisión d , considerando una función de utilidad φ . La pérdida d^* que minimiza la pérdida media $E[L(d, \varphi)]$ con respecto a la distribución de probabilidad posterior de φ se llama decisión bayesiana (Benjamin y Cornell, 1970; Broemeling, 1985).

3. METODOLOGÍA

La metodología seguida para llevar a cabo esta investigación consistió principalmente en cuatro fases:

(1) obtención de registros disponibles de la aceleración del terreno en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) durante eventos sísmicos ocurridos dentro de la misma zona;

(2) análisis bayesiano de regresión lineal para la aceleración espectral (SA), con base en los espectros de aceleración de Fourier obtenidos de los registros disponibles e información previa sobre del fenómeno y características de la región de estudio;

(3) análisis bayesiano de regresión lineal para la aceleración máxima del terreno (PGA), empleando como información previa los parámetros obtenidos del estudio de la aceleración espectral (SA) para distintas frecuencias; y

(4) comparación de los resultados analíticos con la información de los espectros de aceleración de Fourier y la base de datos de registros acelerográficos obtenida inicialmente.

3.1. Obtención de registros acelerográficos disponibles

Se realizó una búsqueda exhaustiva en las bases de datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM), el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES), obteniéndose los registros acelerográficos disponibles de algunos de los eventos sísmicos ocurridos en la FVTM.

En este punto, es importante mencionar que debido a la poca instrumentación que se tiene en algunas zonas del país y a que la mayoría de los sismos no han alcanzado la intensidad suficiente para ser registrada por los acelerógrafos, no todos los eventos reportados por el SSN han producido acelerogramas.

Las características de los sismos ocurridos en la FVTM con al menos un registro reportado por acelerógrafos ubicados dentro de la misma región se muestran en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Características de los sismos analizados.

FECHA	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	PROFUNDIDAD (km)	MAGNITUD*
18 de agosto de 1991	19.33	99.24	1	3.8
18 de marzo de 1998	20.10	99.23	5	4.3
15 de noviembre de 2001	19.55	99.16	3	3.5
1 de febrero de 2002	19.52	99.21	2	2.6
9 de mayo de 2002	19.51	99.03	26	3.7
16 de noviembre de 2002	19.16	98.68	1	3.9
16 de noviembre de 2003	19.18	98.95	5	3.8
13 de septiembre de 2004	19.37	99.11	10	3.1
16 de octubre de 2005	19.29	99.19	10	3.5
28 de septiembre de 2011	19.71	96.65	17	4.1
5 de octubre de 2012	19.44	102.25	16	4.2
8 de febrero de 2013	20.07	100.52	6	3.8
21 de junio de 2013	18.60	98.72	20	4.0
24 de diciembre de 2013	19.48	103.76	10	3.6
19 de julio de 2014	19.17	98.97	8	3.5
2 de octubre de 2014	19.83	103.35	10	3.5
3 de octubre de 2014	19.87	103.34	7	3.7
1 de diciembre de 2014	19.37	99.23	5	3.4
9 de agosto de 2015	19.25	98.24	5	3.8
24 de octubre de 2015	19.42	99.19	2	1.9
26 de diciembre de 2015	19.53	102.13	5	4.0
27 de diciembre de 2015	19.52	102.11	5	3.8

**Magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional y por la institución que registró el evento.*

En el Cuadro 3 se presenta la cantidad de reportes obtenidos por cada institución en la zona de estudio, así como el tipo de terreno sobre el cual se registraron los eventos.

Cuadro 3. Cantidad de registros obtenidos por institución.

INSTITUCIÓN	ESTACIÓN	TIPO DE TERRENO*	CANTIDAD DE REGISTROS	% BASE DE DATOS
Instituto de Ingeniería UNAM (II-UNAM)	XALA	Roca	1	21.21
	URUA	Roca	3	
	ACAM	Roca	1	
	RABO	Roca	1	
	CDGU	Roca	3	
	TXCR	Roca	1	
	CUP5	Roca	1	
	TACY	Suelo duro	2	
	SXPU	Roca	1	
Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED)	ESTS	Roca	3	33.33
	CHAS	Arena limosa	1	
	IMP1	Arcilla compresible	1	
	IMP3	Arcilla compresible	1	
	IMP4	Arcilla compresible	1	
	IMP5	Arcilla compresible	1	
	IMP6	Arcilla compresible	1	
	IMP7	Arcilla compresible	1	
	IMP8	Arcilla compresible	1	
	IMPS	Arcilla compresible	1	
	CNPJ	Roca	3	
	RMCS	Arcilla limosa	1	
	RMC1	Arcilla arenosa	1	
	RMC2	Arcilla limosa	1	
	UKK2	Arcilla	1	
	RMBS	Arcilla limosa	1	
CNBA	Roca	1		
CYK2	Arena limosa	1		
Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES)	CJ03	Lacustre	3	45.46
	CI05	Lacustre	6	
	UI21	Terreno firme	2	
	VG09	Lacustre	1	
	TL55	Lacustre	1	
	TP13	Terreno firme	1	
	TH35	Lacustre	1	
	SI53	Lacustre	2	
	DX37	Transición	1	

Cuadro 3. (Continuación)

Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES)	XO36	Lacustre	1
	ES57	Transición	2
	CJ04	Lacustre	1
	BA49	Lacustre	1
	CB43	Transición	2
	CA20	Transición	2
	CO47	Transición	1
	AU46	Transición	1
	CC55	Transición	1

**Información obtenida directamente del registro.*

En la Figura 8 se puede observar la localización epicentral de los sismos considerados en el Cuadro 2. La ubicación de las estaciones mostradas en el Cuadro 3 se muestra en la Figura 9.

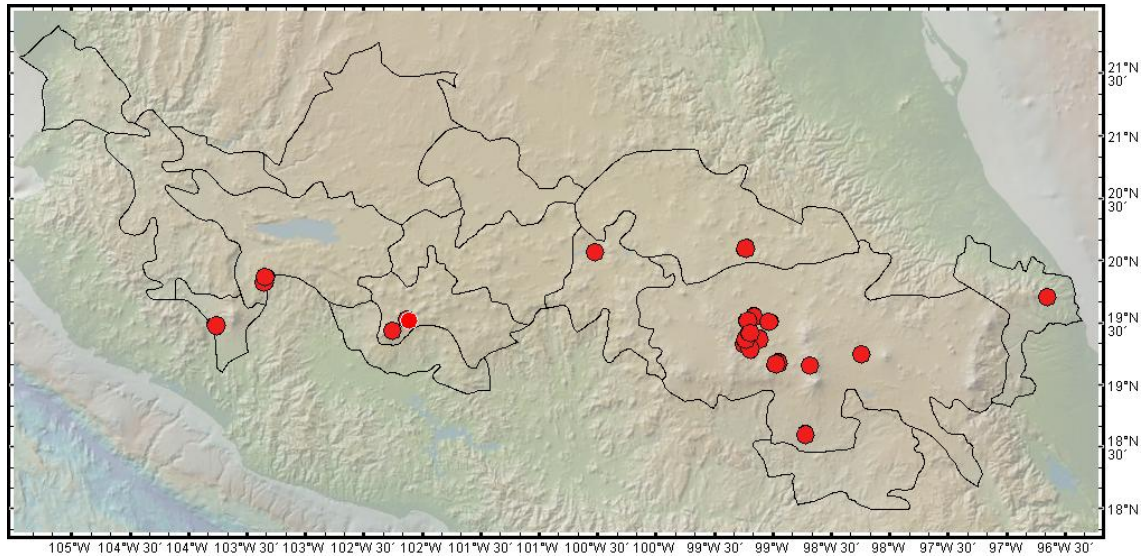


Figura 8. Localización epicentral de los sismos mostrados en el Cuadro 2.

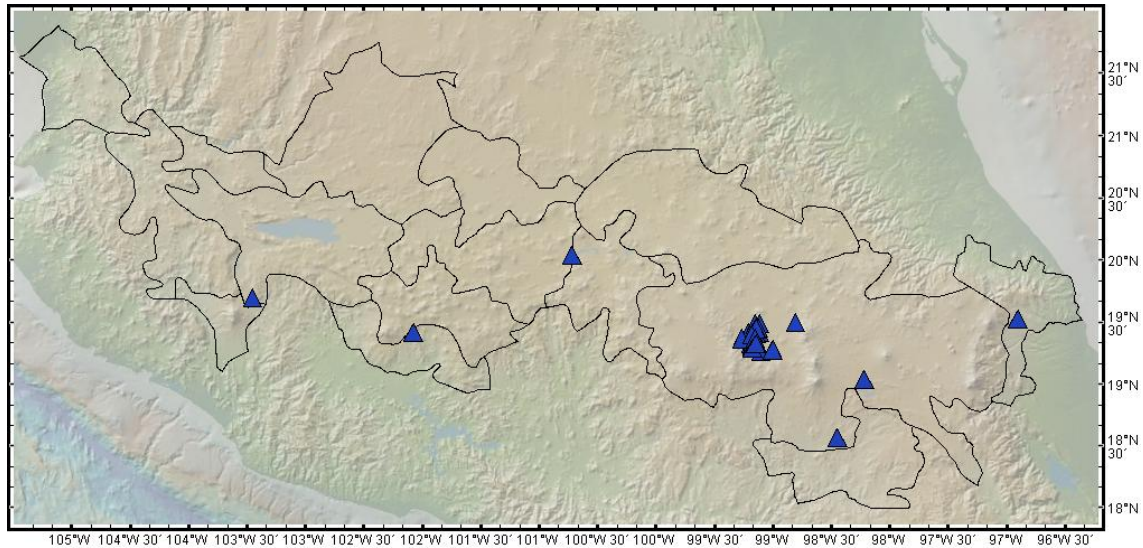


Figura 9. Localización de las estaciones mostradas en el Cuadro 3.

Como puede observarse en la Figura 8, la mayoría de los sismos reportados en la FVMT están ubicados en torno a la Ciudad de México, debido a que se tiene una gran cantidad de estaciones concentradas en esta zona en comparación con otras regiones (Figura 9).

La presente investigación se limitó al estudio de sismos corticales de profundidad somera, que son los que están asociados a las fallas geológicas activas ubicadas dentro de la FVMT y que representan un riesgo para la zona, como es el caso del sismo ocurrido en Jalisco en 1568 (Suárez et al., 1994). Por este motivo, únicamente fueron considerados los sismos con profundidad menor a 50 km, según la localización epicentral, con base en la información reportada por Ferrari et al. (2012) sobre el espesor de la corteza en la región (Cuadro 4, Figura 10).

Cuadro 4. Límites y profundidad de la corteza en la FVMT (Ferrari et al., 2012).

SECTOR	LÍMITES	ESPESOR DE LA CORTEZA
Occidental	Oeste de 103°00'W	35 – 40 km
Central	103°00'W – 100°30'W	35 – 40 km
Oriental	100°30'W – 97°30'W	45 – 50 km
Extremo oriental	Este de 97°30'W	20 – 35 km

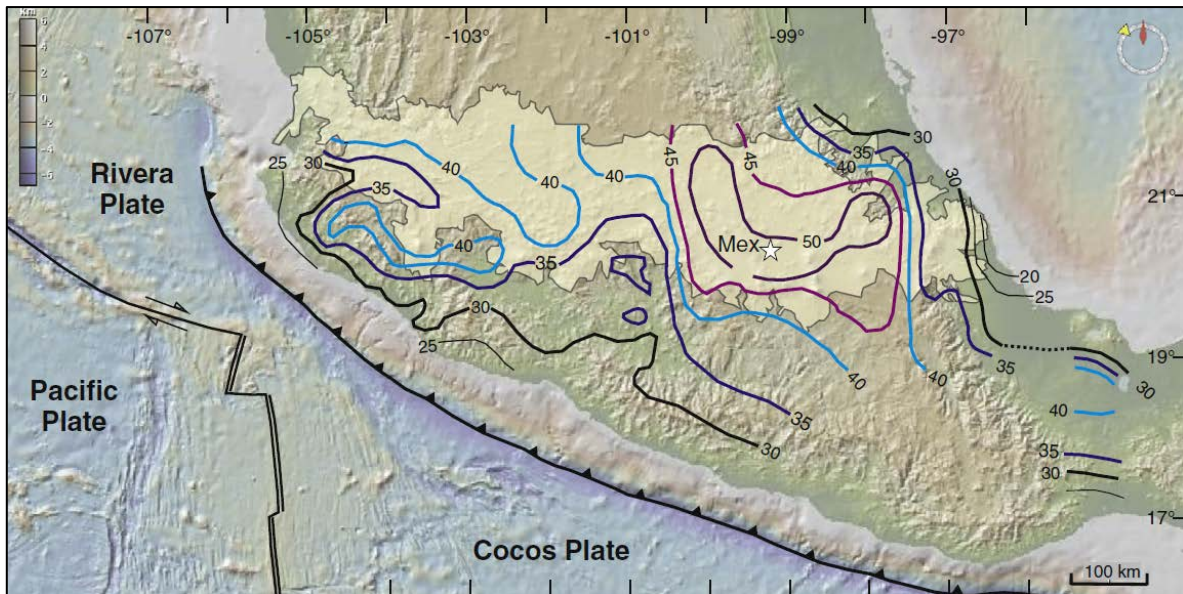


Figura 10. Profundidad de la corteza bajo la FVTM y al sur de la misma (Ferrari et al., 2012).

Para el análisis de los eventos del Cuadro 2 se utilizó la media cuadrática de las componentes horizontales de la aceleración del terreno como variable dependiente para la regresión, por ser las que mayor impacto tienen sobre el comportamiento de las estructuras civiles durante un sismo. Además, como se mencionó en la sección 2.4.2, al emplear este parámetro, se conserva la energía del movimiento en esta dirección.

Entre las variables independientes que se consideran para la deducción de leyes de atenuación, se encuentran la magnitud del sismo y algún parámetro relacionado con la distancia a la fuente, aunque también se pueden incluir factores como el tipo de falla y efectos de sitio.

Debe tenerse en cuenta que existen diferentes escalas de magnitud que se han desarrollado a través de los años para medir la cantidad de energía liberada durante un sismo, las cuales únicamente coinciden de manera aproximada en un pequeño rango alrededor de 6 (Figura 11) (Utsu, 2003; Betbeder-Matibet, 2008), por lo cual, es importante establecer la magnitud a utilizar durante el análisis de regresión y, de ser necesario, revisar las equivalencias correspondientes entre una escala y otra.

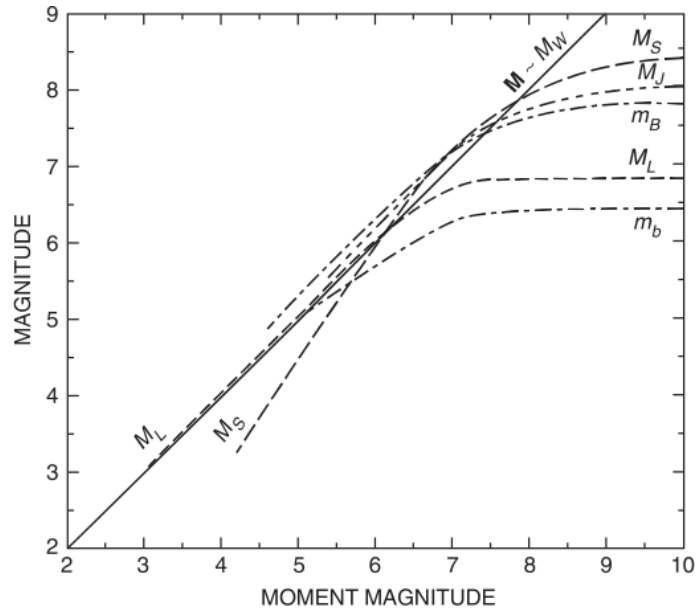


Figura 11. Comparación entre escalas de magnitud y su relación con la magnitud de momento sísmico (Campbell, 2003).

La definición de la distancia es otro factor importante en el análisis de la atenuación sísmica. De manera general, se tienen cinco definiciones diferentes para este parámetro, las cuales pueden tener variaciones considerables cuando la zona en estudio se encuentra próxima a la falla (Betbeder-Matibet, 2008).

En la Figura 12 se pueden distinguir las definiciones de distancia mencionadas anteriormente, ubicando el plano de falla como el rectángulo *IJKL*:

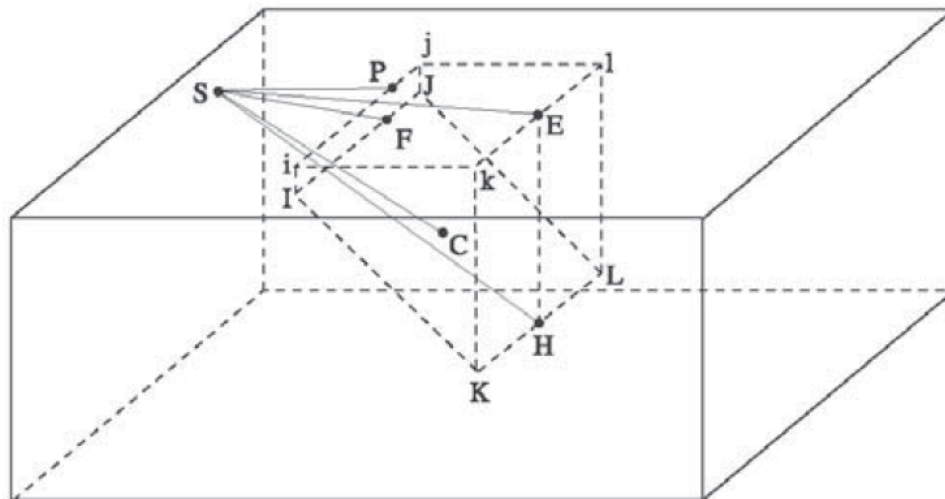


Figura 12. Definiciones de la distancia entre la fuente y el sitio S (Betbeder-Matibet, 2008).

- R_h : Distancia desde el hipocentro (SH).
- R_E : Distancia desde el epicentro (SE).
- R_C : Distancia desde el centro de liberación de energía sísmica (SC).
- R_f : Distancia más corta entre el sitio y el plano de falla (SF).
- R_p : Distancia más corta entre el sitio y la proyección superficial del plano de falla (SP).

Para el análisis de regresión realizado en esta investigación, se utilizó la distancia entre el hipocentro y el sitio de registro como una de las variables independientes en el modelo de regresión, debido a que es un parámetro que puede ser obtenido directamente de la información de los registros.

3.2. Análisis de regresión lineal

El análisis de regresión es una técnica estadística que tiene por objetivo la modelación de la relación entre una variable dependiente o de respuesta y y un conjunto de variables independientes o regresores x_1, x_2, \dots, x_p .

Esta relación entre variables se representa mediante la ecuación:

$$Y = X\theta + \varepsilon \tag{35}$$

donde:

- θ : Vector de parámetros desconocidos a estimar, de dimensión $p \times 1$.
- Y : Vector de valores observados de y , de dimensión $n \times 1$.
- X : Matriz de diseño conocida, de dimensión $n \times p$.
- ε : Error aleatorio.

Empleando una notación matricial, la ecuación (35) puede escribirse en la forma:

$$\begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{pmatrix}_{n \times 1} = \begin{pmatrix} 1 & x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1r} \\ 1 & x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2r} \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & x_{n1} & x_{n2} & \cdots & x_{nr} \end{pmatrix}_{n \times p} \begin{pmatrix} \theta_0 \\ \theta_1 \\ \vdots \\ \theta_r \end{pmatrix}_{p \times 1} + \begin{pmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_n \end{pmatrix}_{n \times 1} \quad (36)$$

Cuando el análisis involucra más de una variable independiente, se denomina regresión múltiple, en tanto que el caso en el que se tiene un solo regresor recibe el nombre de regresión simple.

Debido a la complejidad de la mayoría de los problemas de investigación en los que se aplica un análisis de regresión, para tener un buen grado de aproximación en la predicción de la respuesta es necesario considerar más de una variable independiente para el modelo. La relación inherente entre las variables en estudio no es determinista, debido que existe un componente de error aleatorio que involucra aspectos desconocidos del proceso o que no son medibles.

Para el análisis de regresión se supone $\varepsilon \sim N(0, \tau^{-1}I_n)$, donde $\tau^{-1}I_n$ es la matriz de precisión de ε , que a su vez tiene una matriz de covarianza $\sigma^2 I_n$, y la varianza $\sigma^2 = \tau^{-1} > 0$ es desconocida.

La consideración de que $E(\varepsilon) = 0$ y $Var(\varepsilon) = \sigma^2$ implica que para un conjunto de variables x_1, x_2, \dots, x_p , los valores observados de y se distribuyen alrededor de un valor verdadero. Por lo tanto, suponiendo un proceso del cual se tienen $n > p$ vectores de observaciones, se tiene que:

$$E[y | X_1, X_2, \dots, X_p] = \theta_0 + \theta_1 X_1 + \theta_2 X_2 + \dots + \theta_p X_p \quad (37)$$

Es importante considerar que, en la práctica, el vector de parámetros θ se desconoce y debe estimarse a partir de los datos disponibles. Como consecuencia nunca se observan los valores ε_i reales, por lo que no se puede encontrar un modelo verdadero y solo es posible obtener uno aproximado.

3.2.1. Regresión por mínimos cuadrados

Si se considera un modelo lineal en el cual y_i es la i -ésima respuesta observada y x_{ij} es el i -ésimo valor de la variable X_j , se tiene que y_i satisface:

$$y_i = \theta_0 + \sum_{j=1}^p \theta_j x_{ij} + \varepsilon_i, \quad i = 1, \dots, n \quad (38)$$

donde la suma de los cuadrados de los errores es:

$$S = \sum_{j=1}^p (\varepsilon_i)^2 = \sum_{j=1}^p \left(y_i - \theta_0 - \sum_{j=1}^p \theta_j x_{ij} \right)^2 \quad (39)$$

que, expresado en forma matricial, se puede poner como:

$$S = \varepsilon^T \varepsilon \quad (40)$$

$$S = (Y - X\theta)^T (Y - X\theta) \quad (41)$$

$$S = Y^T Y - 2\theta^T X^T Y + \theta^T X^T X \theta \quad (42)$$

calculando $\frac{\partial S}{\partial \theta}$:

$$\frac{\partial S}{\partial \theta} = -2X^T Y + 2X^T X \theta \quad (43)$$

si $X^T X$ es no singular (invertible), igualando a cero se tiene:

$$\theta = (X^T X)^{-1} (X^T Y) \quad (44)$$

donde θ es el vector de parámetros desconocidos de la regresión.

3.2.2. Análisis bayesiano de regresión lineal

Como se mencionó en la sección 2.6, dentro de la estadística bayesiana se tienen distintos enfoques para realizar estimaciones sobre los parámetros de interés. El análisis que a continuación se presenta fue realizado principalmente con base en el trabajo publicado por Broemeling (1985):

Si se considera que el conocimiento previo que se tiene sobre el vector de parámetros desconocidos θ del modelo de regresión lineal múltiple está representado por una función de densidad de probabilidad $\xi(\theta, \tau)$, $\theta \in \mathfrak{R}$, $\tau > 0$, es posible combinar esta información con la contenida en los datos observados s , la cual está representada por una función de densidad condicional conocida como función de verosimilitud:

$$L(\theta, \tau | s) \propto \tau^{\frac{n}{2}} e^{-\frac{\tau}{2}(Y-X\theta)^T(Y-X\theta)}, \quad \theta \in \mathfrak{R}^p, \tau > 0 \quad (45)$$

El teorema de Bayes permite determinar una función de densidad condicional posterior $\xi(\theta, \tau | s)$, que representa el conocimiento que se tiene de θ y τ después de obtener un conjunto de datos observados s :

$$\xi(\theta, \tau | s) \propto L(\theta, \tau | s)\xi(\theta, \tau), \quad \theta \in \mathfrak{R}^p, \tau > 0 \quad (46)$$

La función de densidad posterior (46), está escrita con un símbolo de proporcionalidad y ξ es usada para denotar la distribución de probabilidad previa y la posterior. Si se usa un signo de igualdad, la densidad posterior es:

$$\xi(\theta, \tau | s) = K \cdot L(\theta, \tau | s)\xi(\theta, \tau), \quad \theta \in \mathfrak{R}^p, \tau > 0 \quad (47)$$

donde K es una constante de normalización dada por:

$$K^{-1} = \int_0^{\infty} \int_{\mathfrak{R}^p} L(\theta, \tau | s)\xi(\theta, \tau)d\theta d\tau \quad (48)$$

que es la densidad de probabilidad marginal de Y .

3.2.2.1. Información previa

La información previa acerca de los parámetros θ y τ se puede representar de dos formas. La primera es cuando $\xi(\theta, \tau)$ es una función de densidad de probabilidad normal-gamma (Anexo B), expresada mediante la ecuación:

$$\xi(\theta, \tau) = \xi_1(\theta, \tau)\xi_2(\tau), \quad \theta \in \mathfrak{R}^p, \tau > 0 \quad (49)$$

donde:

$$\xi_1(\theta|\tau) \propto \tau^{\frac{p}{2}} e^{-\frac{\tau}{2}(\theta-\mu)^T P(\theta-\mu)}, \quad \theta \in \mathfrak{R}^p \quad (50)$$

ξ_1 es la función de densidad de probabilidad condicional de θ dado τ y es una distribución normal multivariada (Anexo B) con vector medio $\mu = E(\theta|\tau)$ de dimensión $p \times 1$ y matriz de precisión τP positiva definida de dimensión $p \times p$.

La función de densidad marginal previa de τ es una distribución gamma (Anexo B):

$$\xi_2(\tau) \propto \tau^{\alpha-1} e^{-\tau\beta}, \quad \tau > 0 \quad (51)$$

con parámetros $\alpha > 0$ y $\beta > 0$ tales que:

$$E(\tau) = \frac{\alpha}{\beta} \quad (52)$$

$$Var(\tau) = \frac{\alpha}{\beta^2} \quad (53)$$

Ya que (49) es la densidad conjunta previa de θ y τ , la densidad marginal de θ se obtiene integrando respecto a τ :

$$\begin{aligned} \xi(\theta) &\propto \int_0^\infty \xi(\theta, \tau) d\tau \\ &\propto \int_0^\infty \tau^{\left(\frac{p+2\alpha}{2}-1\right)} e^{-\frac{\tau}{2}[2\beta+(\theta-\mu)^T P(\theta-\mu)]} d\tau \\ &\propto \left[2\beta+(\theta-\mu)^T P(\theta-\mu)\right]^{-\frac{p+2\alpha}{2}}, \quad \theta \in \mathfrak{R}^p \end{aligned} \quad (54)$$

Le ecuación (54) es una función de densidad de probabilidad t (Anexo B) con 2α grados de libertad, vector de localización μ y matriz de precisión $(2\alpha)(2\beta)^{-1}P$.

El vector μ representa el valor esperado del vector de parámetros desconocidos θ y se asigna con base en el conocimiento previo que se tiene, mientras la opinión propia de la correlación entre las componentes de θ está dada por $P^{-1}(2\beta)(2\alpha - 2)^{-1}$, que es la matriz de dispersión marginal previa de θ . Debido a que esto involucra a los parámetros α y β , la información marginal previa sobre τ depende de la elección de la matriz de dispersión o precisión de θ .

Usando la función de densidad normal-gamma (49) como previa, se observa que no es posible estipular información previa acerca de θ separadamente de τ . Los parámetros de la distribución marginal de θ involucran a α y β , que son parámetros de la distribución previa de τ , pero la densidad marginal previa de τ no involucra parámetros de la marginal de θ .

De acuerdo con Ordaz et al. (1994), se puede demostrar que:

$$E(\sigma) = E\left(\tau^{-\frac{1}{2}}\right) = \frac{\beta^{\frac{1}{2}}\Gamma\left(\alpha - \frac{1}{2}\right)}{\Gamma(\alpha)} \quad (55)$$

$$E(\sigma^2) = E\left(\tau^{-1}\right) = \frac{\beta}{\alpha - 1} \quad (56)$$

A partir de las ecuaciones (55) y (56), se puede encontrar una expresión para la varianza de σ :

$$Var(\sigma) = \beta \left[\frac{1}{\alpha - 1} - \frac{\Gamma^2\left(\alpha - \frac{1}{2}\right)}{\Gamma^2(\alpha)} \right] \quad (57)$$

Entonces, si previamente se conocen $E(\sigma)$ y $Var(\sigma)$, resolviendo de manera simultánea las ecuaciones (55) y (57) se pueden obtener los valores correspondientes de los parámetros α y β .

3.2.2.2. Análisis posterior

Aplicando el teorema de Bayes (46) a las ecuaciones (45) y (49), la función de densidad posterior de θ y τ es:

$$\xi(\theta, \tau | s) \propto \tau^{\left(\frac{n+2\alpha+p}{2}-1\right)} e^{-\frac{\tau}{2}[2\beta+(\theta-\mu)^T P(\theta-\mu)+(Y-X\theta)^T(Y-X\theta)]} \quad (58)$$

$$\theta \in \mathfrak{R}^p, \tau > 0$$

Completando el cuadrado en θ resulta una función de densidad de probabilidad normal-gamma (Broemeling, 1985).

Por lo tanto, la densidad marginal posterior de τ es una distribución gamma con parámetros:

$$\alpha^* = \frac{n+2\alpha}{2} \quad (59)$$

$$\beta^* = \beta + \frac{Y^T Y - (X^T Y + P\mu)^T (X^T X + P)^{-1} (X^T Y + P\mu)}{2} \quad (60)$$

La densidad marginal posterior de θ se encuentra integrando (58) respecto a τ y resulta:

$$\xi(\theta | s) \propto \left\{ 2\beta + Y^T Y - (X^T Y + P\mu)^T (X^T X + P)^{-1} (X^T Y + P\mu) + \dots \right. \\ \left. \dots + \left[\theta - (X^T X + P)^{-1} (X^T Y + P\mu) \right]^T (X^T X + P) \left[\theta - (X^T X + P)^{-1} (X^T Y + P\mu) \right] \right\}^{-\frac{n+2\alpha+p}{2}} \quad (61)$$

$$\theta \in \mathfrak{R}^p$$

que es una distribución de probabilidad t de dimensión p con $n+2\alpha$ grados de libertad con vector medio:

$$\mu^* = (X^T X + P)^{-1} (X^T Y + P\mu) \quad (62)$$

3.2.2.3. Estimación puntual

Las estimaciones puntuales de θ y τ se realizan mediante su distribución posterior de probabilidad conjunta. Cuando θ es el parámetro de interés, las estimaciones se hacen a partir de su distribución marginal posterior. De la misma manera, para el caso de τ , las estimaciones se realizan con base en su distribución marginal posterior.

Considerando la distribución conjunta de θ y τ , y asumiendo una densidad de probabilidad previa normal-gamma con parámetros α , β , P y μ , se tiene que la distribución posterior de θ y τ también es normal-gamma (Broemeling, 1985) con parámetros:

$$\alpha^* = \frac{n+2\alpha}{2} \quad (63)$$

$$\beta^* = \beta + \frac{Y^T Y - (X^T Y + P\mu)^T (X^T X + P)^{-1} (X^T Y + P\mu)}{2} \quad (64)$$

$$\mu^* = (X^T X + P)^{-1} (X^T Y + P\mu) \quad (65)$$

$$P^* = (X^T X + P)\tau \quad (66)$$

Ya que θ es una variable aleatoria con media μ^* que no depende de τ , y a su vez α^* y β^* no dependen de θ , se considera que $[\mu^*, \beta^*(\alpha^*-1)^{-1}]$ es una solución razonable al realizar la estimación de (θ, τ^{-1}) .

3.3. Modelo de atenuación

3.3.1. Estimación de la aceleración espectral (SA)

Tomando como base el modelo presentado por Aki (1967) y considerando que $\omega = 2\pi f$, se tiene que el espectro de desplazamientos de Fourier puede expresarse como:

$$U(f) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \frac{1}{R} \quad (67)$$

donde $R_{\theta\phi}$ representa el patrón de radiación, ρ es la densidad del material, β es la velocidad de ondas de corte, M_0 es el momento sísmico, R la distancia focal.

La curva del espectro de desplazamientos es plana cuando $f < f_c$ y para $f > f_c$ tiene una asíntota que decae como f^{-2} . Estos dos tramos se intersectan cuando $f = f_c$ por lo que a esta frecuencia se le conoce como frecuencia de esquina (Ordaz, 1992).

El espectro de aceleraciones se obtiene multiplicando el de desplazamientos por el cuadrado de la frecuencia ω :

$$A(f) = \left[\frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \frac{1}{R} \right] [2\pi f]^2 \quad (68)$$

que se puede escribir como:

$$A(f) = CR_{\theta\phi}S(f)\frac{1}{R} \quad (69)$$

donde:

$$C = \frac{(2\pi)^2}{4\pi\rho\beta^3} \quad (70)$$

$$S(f) = \frac{M_0 f^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (71)$$

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3} \quad (72)$$

La ecuación (71) se conoce como modelo de espectro de fuente de Brune (1970).

El espectro de aceleraciones de Fourier, denotado con la ecuación (69), representa el comportamiento teórico que se esperaría en un medio homogéneo e infinito, por lo que, para que el análisis sea más apegado a lo que pasa en la realidad, se consideran algunas modificaciones:

- Anelasticidad del medio. Como se mencionó en la sección 2.3.3, la energía elástica que se propaga durante un sismo es disipada por el medio que atraviesa en forma de calor por fricción. Este fenómeno se evalúa a través de un factor de calidad regional Q y se puede representar con el término $e^{-\frac{\pi f R}{\beta Q(f)}}$ (Aki y Chouet, 1975; Ordaz, 1992).

- Partición de la energía en dos componentes horizontales. En el campo de la ingeniería sísmica, interesa principalmente conocer el efecto de las dos componentes horizontales del movimiento sobre las estructuras. De manera que se puede considerar un factor $P = \frac{1}{\sqrt{2}}$ para descomponer la energía del movimiento en dos partes.

- Amplificación por superficie libre. Se incluye un factor de corrección por efecto de superficie libre, el cual, haciendo una simplificación se puede suponer con un valor de $F_s = 2$ (Ordaz, 1992; Ordaz et al., 1994).

- Expansión geométrica del frente de onda. A medida que se propagan las ondas sísmicas a través del medio, se produce una redistribución de la energía como se mencionó en la sección 2.3.1. Este efecto se puede considerar por medio de un factor $G(R)$ definido de la siguiente forma:

$$G(R) = \frac{1}{R_x} \left(\frac{R}{R_x} \right)^{\theta_2} \quad (73)$$

En función de las características del frente de onda, se toma un valor de $\theta_2 = -1$ cuando se trata de ondas de cuerpo y $\theta_2 = -\frac{1}{2}$ para ondas de superficie. El parámetro R_x es una distancia que se toma como referencia y acuerdo a lo mencionado en la sección 2.3.1 suele tomarse igual a 100 km.

Considerando los aspectos anteriores, el espectro de aceleraciones de Fourier se puede representar de la siguiente manera:

$$A(f) = \frac{(2\pi)^2 R_{\theta\phi} F_s P}{4\pi\rho\beta^3} S(f) e^{\left[\frac{-\pi R}{\beta Q(f)} \right]} G(R) \quad (74)$$

En cuanto al patrón de radiación, se consideró para este estudio un valor de $R_{\theta\phi} = 0.55$ (Boore y Boatwright, 1984). La caída de esfuerzos se supuso como $\Delta\sigma = 100 \text{ bar}$ (Ordaz et al., 1994).

Tomando logaritmos naturales en ambos lados de la ecuación (74) y considerando la relación entre M_0 y M (Kanamori, 1977):

$$M = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (75)$$

se obtiene la siguiente expresión:

$$\ln A(f) = \theta_0(f) + \theta_1(f)M + \theta_2(f) \ln R + \theta_3(f)R \quad (76)$$

La ecuación (76) ha sido utilizada con éxito para estimar los espectros de aceleración de Fourier en diversas regiones del mundo, a distancias focales menores a 100 km (Ordaz, 1992) y fue el modelo utilizado como base para la presente investigación. Las variables M y R representan la magnitud de momento sísmico y la distancia focal, respectivamente, en tanto que los parámetros $\theta_i(f)$ son los valores por determinar en el análisis de regresión.

Con respecto a la incorporación de la información previa necesaria para el análisis bayesiano de regresión, se hizo una linealización del modelo de espectro de fuente, sustituyendo la ecuación (72) en la (71) y tomando logaritmos naturales en ambos lados de la expresión resultante, quedando de la siguiente manera:

$$\ln S(f) = \theta_0(f) + \theta_1(f)M \quad (77)$$

Los parámetros $\theta_0(f)$ y $\theta_1(f)$ de la ecuación (77) se determinaron mediante una regresión por mínimos cuadrados con base en las características de cada evento, considerando frecuencias en un intervalo entre 0.1 y 30 Hz, de acuerdo con lo mencionado en la sección 2.4.

A partir de este análisis, se tomaron como parte de la información previa los valores $E[\theta_0(f)]$ y $E[\theta_1(f)]$ obtenidos de la regresión para cada frecuencia.

La distancia a la fuente que se tiene en los registros obtenidos es en promedio menor a 100 km, por lo que se asumió la expansión geométrica de un frente de ondas de cuerpo, suponiendo un valor previo de $E[\theta_2(f)] = -1$.

Respecto al valor de $\theta_3(f)$ se consideró la relación entre este parámetro y el factor de calidad $Q(f)$:

$$\theta_3(f) = -\frac{\pi f}{\beta Q(f)} \quad (78)$$

tomando en cuenta que para la región de estudio se han encontrado valores $\beta = 1.7 \text{ km/s}$ y $Q(f) = 98f^{0.72}$ (Shapiro et al., 1997; Singh et al., 2007), que difiere del obtenido por Ordaz y Singh (1992) de $Q(f) = 273f^{0.66}$ para la región entre la FVTM y la costa del Pacífico, de manera que se asignó un valor esperado para $E[\theta_3(f)]$ igual a $-18.86 \times 10^{-3} f^{0.28}$.

Debido a que los parámetros del modelo se toman como variables aleatorias en el análisis bayesiano, es necesario considerar la incertidumbre asociada a cada uno de ellos. Para este punto, se asignaron las desviaciones esperadas con

respecto a la media propuestas por Ordaz et al. (1994), suponiendo una distribución normal para cada parámetro y tomando la variable estandarizada como $z = 1.7$:

$$\sigma[\theta_0(f)] = \frac{3}{1.7} \quad (79)$$

$$\sigma[\theta_1(f)] = \frac{0.3}{1.7} \quad (80)$$

$$\sigma[\theta_2(f)] = \frac{E[\theta_2(f)]}{1.7} \quad (81)$$

$$\sigma[\theta_3(f)] = -\frac{E[\theta_3(f)]}{1.7} \quad (82)$$

De esta manera, se asume que hay un 90% de probabilidad de que los valores desconocidos de los parámetros estén dentro del intervalo considerado alrededor de la media $E[\theta_i(f)]$.

Para la matriz de covarianzas P del modelo, se tomaron como nulos los valores fuera de la diagonal principal, en vista de que no se tiene conocimiento alguno sobre la variación conjunta de los parámetros $\theta_i(f)$, considerados en este análisis como variables aleatorias.

3.3.2. Estimación de la aceleración máxima del terreno (PGA)

El análisis de regresión para la deducción de una ley de atenuación de la aceleración máxima del terreno (PGA) se realizó tomando como información previa la media de los valores obtenidos para cada parámetro en el estudio de la aceleración espectral, asignando las mismas incertidumbres en términos de la desviación estándar y la matriz de covarianzas.

Puede observarse que este procedimiento considera como información previa datos teóricos sobre el fenómeno sísmico y resultados de estudios publicados con anterioridad, en vista de la escasez de mediciones instrumentales.

Como se mencionó en la sección 2.6, de acuerdo con el planteamiento bayesiano, se espera que esta información *a priori* se actualice al incorporar los

datos de los registros acelerográficos (información *a posteriori*), permitiendo obtener valores congruentes con los esperados para los parámetros del modelo.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Como se mencionó en la sección 3.1, la frecuencia de ocurrencia de sismos en el centro de México es menor que en la zona de subducción de la costa del Pacífico, además de que la mayoría de estos eventos no alcanzan la intensidad suficiente para registrar un acelerograma, por lo cual solo se pudieron recabar los datos de aceleración del terreno de los 22 sismos ocurridos entre 1991 y 2015 mostrados en el Cuadro 2.

De estos eventos, únicamente se pudieron obtener los registros completos de 19 de ellos, de la base de datos de registros acelerográficos de la red sísmica mexicana y la información proporcionada por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) (Cuadro 5).

Cuadro 5. Registros acelerográficos obtenidos.

FECHA	PROFUNDIDAD (km)	MAGNITUD
15 de noviembre de 2001	3	3.5
9 de mayo de 2002	26	3.7
16 de noviembre de 2002	1	3.9
16 de noviembre de 2003	5	3.8
13 de septiembre de 2004	10	3.1
16 de octubre de 2005	10	3.5
28 de septiembre de 2011	17	4.1
5 de octubre de 2012	16	4.2
8 de febrero de 2013	6	3.8
21 de junio de 2013	20	4.0
24 de diciembre de 2013	10	3.6
19 de julio de 2014	8	3.5
2 de octubre de 2014	10	3.5
3 de octubre de 2014	7	3.7
1 de diciembre de 2014	5	3.4
9 de agosto de 2015	5	3.8
24 de octubre de 2015	2	1.9
26 de diciembre de 2015	5	4.0
27 de diciembre de 2015	5	3.8

Lo anterior debido a que aproximadamente la mitad de los sismos considerados en este estudio fueron captados por al menos dos estaciones pertenecientes al Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (II-UNAM), el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES), pero en el caso de este último, solo fue posible obtener los datos de la aceleración máxima del terreno en las tres componentes ortogonales.

Además, se observó que hay eventos registrados por el II-UNAM, de los cuales no se tienen reportes en las bases de datos del CIRES y CENAPRED, lo cual se puede atribuir a la configuración el ancho de banda de los acelerógrafos empleados por ambas instituciones, que puede hacer difícil el registro de eventos de magnitud menor a 5.

Por los motivos anteriores, en el análisis de regresión para los espectros de aceleración de Fourier, se tuvo en promedio un solo registro para cada evento. Cabe mencionar que solamente se consideraron para el análisis de regresión aquellos registros generados por estaciones acelerográficas ubicadas en roca o suelo firme, con el objetivo de excluir las amplificaciones producidas en suelo blando.

Inicialmente, uno de los objetivos particulares de esta investigación consistía en la realización de un análisis para diferentes trayectorias, sin embargo, se observó que la localización epicentral de los eventos considerados y la información de los registros para cada uno es muy dispersa (Figura 13), lo cual producía inestabilidad en las relaciones de atenuación obtenidas, por lo que fue necesario un replanteamiento de la metodología propuesta inicialmente a un enfoque regional, con todos los inconvenientes que implica.

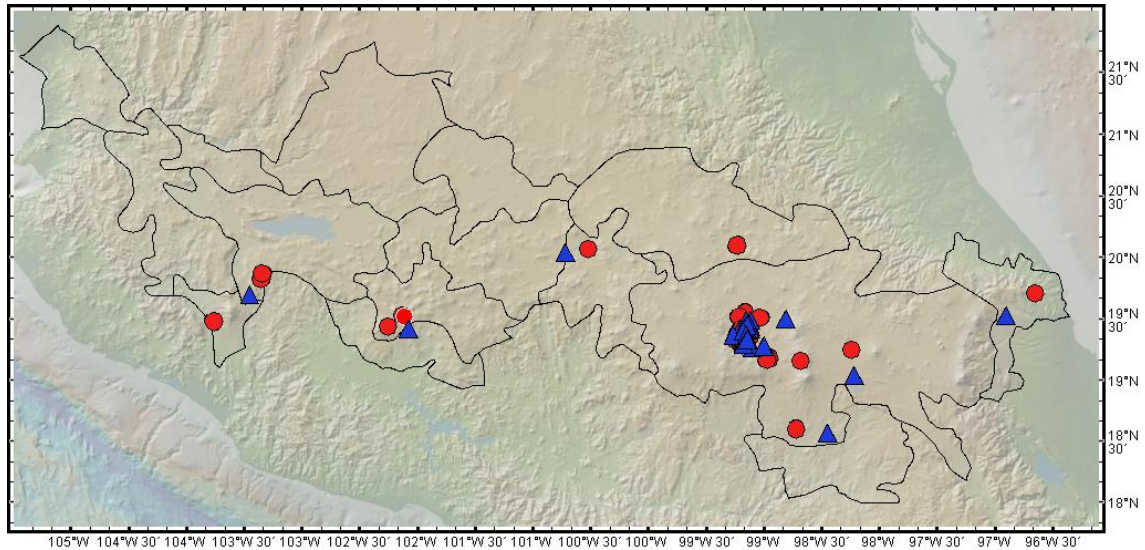


Figura 13. Localización de los sismos con registros completos obtenidos (círculos) y estaciones (triángulos).

4.1. Análisis de la aceleración espectral (SA)

4.1.1. Información previa

La incorporación de información previa sobre los parámetros $\theta_0(f)$ y $\theta_1(f)$ se hizo acorde al procedimiento mencionado en la sección 3.3.1, con base en una linealización del modelo de espectro de fuente (ecuación (77)). Los valores de $S(f)$ utilizados para la regresión se muestran en el Cuadro 6.

Cuadro 6. Valores del modelo de espectro de fuente.

f (Hz)	15 - 11 - 01	09 - 05 - 02	16 - 11 - 02	16 - 11 - 03	16 - 10 - 05	28 - 09 - 11	05 - 10 - 12	08 - 02 - 13	21 - 06 - 13	24 - 12 - 13	19 - 07 - 14	02 - 10 - 14	03 - 10 - 14	01 - 12 - 14	09 - 08 - 15	24 - 10 - 15	26 - 12 - 15	27 - 12 - 15
0.1	0.2	0.4	0.8	0.6	0.2	1.6	2.2	0.6	1.1	0.3	0.2	0.2	0.4	0.1	0.6	0.001	1.1	0.6
0.2	0.8	1.6	3.1	2.2	0.8	6.2	8.8	2.2	4.4	1.1	0.8	0.8	1.6	0.6	2.2	0.003	4.4	2.2
0.3	1.8	3.5	6.9	4.9	1.8	14	19	5.0	9.8	2.5	1.8	1.8	3.5	1.3	5.0	0.007	9.8	5.0
0.4	3.1	6.2	12	8.7	3.1	24	33	8.7	17	4.4	3.1	3.1	6.2	2.2	8.7	0.01	17	8.7
0.5	4.9	9.6	19	13	4.9	36	49	13	26	6.8	4.9	4.9	9.6	3.5	13	0.02	26	13
0.6	6.9	14	26	19	6.9	50	68	19	36	9.7	6.9	6.9	14	4.9	19	0.03	36	19
0.7	9.3	18	34	25	9.3	64	87	25	47	13	9.3	9.3	18	6.6	25	0.04	47	25
0.8	12	23	44	32	12	80	110	32	59	17	12	12	23	8.6	32	0.05	59	32
0.9	15	28	53	39	15	96	130	39	72	21	15	15	28	11	39	0.06	72	39
1.0	18	34	63	46	18	110	150	46	84	25	18	18	34	13	46	0.08	84	46
2.0	56	95	154	122	56	240	290	120	190	74	56	56	95	42	120	0.3	190	120
5.0	137	192	260	224	137	340	390	220	300	160	140	140	190	110	220	1.9	300	220
10	173	224	289	255	173	370	420	250	330	200	170	170	220	150	250	6.3	330	250
15	181	232	295	261	181	370	420	260	330	210	180	180	230	160	260	11	330	260
20	185	234	297	264	185	370	420	260	330	210	180	180	230	160	260	15	330	260
25	186	236	298	265	186	380	420	260	330	210	190	190	240	170	260	19	330	260
30	187	236	298	266	187	380	420	270	330	210	190	190	240	170	270	21	330	270

*Los valores están afectados por un factor de 10^{20} .

En el Cuadro 7 se presentan los resultados de la regresión para el valor de los parámetros $\theta_0(f)$ y $\theta_1(f)$.

Cuadro 7. Información previa sobre los parámetros $\theta_0(f)$ y $\theta_1(f)$.

f (Hz)	$E[\theta_0(f)]$	$E[\theta_1(f)]$
0.1	32.36	3.45
0.2	33.76	3.45
0.3	34.60	3.44
0.4	35.21	3.42
0.5	35.71	3.40
0.6	36.12	3.38
0.7	36.49	3.36
0.8	36.83	3.33
0.9	37.14	3.31
1.0	37.42	3.28
2.0	39.59	2.96
5.0	42.78	2.29
10	44.81	1.79
15	45.74	1.55
20	46.24	1.42
25	46.54	1.34
30	46.72	1.29

La información previa sobre $\theta_2(f)$ se incorporó asumiendo un valor constante de -1 , considerando un frente de ondas de cuerpo, en tanto que para $\theta_3(f)$ se obtuvieron los resultados mostrados en el Cuadro 8, con base en los aspectos mencionados en la sección 3.3.1.

Cuadro 8. Información previa sobre el parámetro $\theta_3(f)$.

f (Hz)	$E[\theta_3(f)]$
0.1	-0.010
0.2	-0.012
0.3	-0.013
0.4	-0.015
0.5	-0.016
0.6	-0.016
0.7	-0.017
0.8	-0.018
0.9	-0.018
1.0	-0.019
2.0	-0.023
5.0	-0.030
10	-0.036
15	-0.040
20	-0.044
25	-0.046
30	-0.049

4.1.2. Análisis posterior

De acuerdo con los fundamentos del planteamiento bayesiano, al incorporar la información muestral en el análisis, se hace una corrección en los valores esperados de los parámetros $\theta_i(f)$ mostrados en la sección anterior. Para este fin, es necesario asignar la incertidumbre correspondiente con base en el conocimiento que se tiene sobre el fenómeno y la experiencia propia del investigador, como se mencionó en el capítulo 2.

La construcción de las matrices de covarianzas P se realizó acorde al planteamiento mencionado en la sección 3.3.1 y por brevedad no se incluirán en el presente documento.

En las Figuras 14 a 17 se muestra la información *a priori* de los parámetros $\theta_0(f)$ y se hace una comparación respecto a los valores actualizados (*a posteriori*) con la información muestral.

Se observa que el valor obtenido de $\theta_0(f)$ (Figura 14) no difiere mucho del supuesto inicialmente, en tanto que el parámetro $\theta_1(f)$ (Figura 15), asociado con la magnitud sísmica y su influencia sobre el movimiento del terreno esperado, presenta una dispersión notable entre ambos valores, sin embargo, puede apreciarse una similitud en su tendencia.

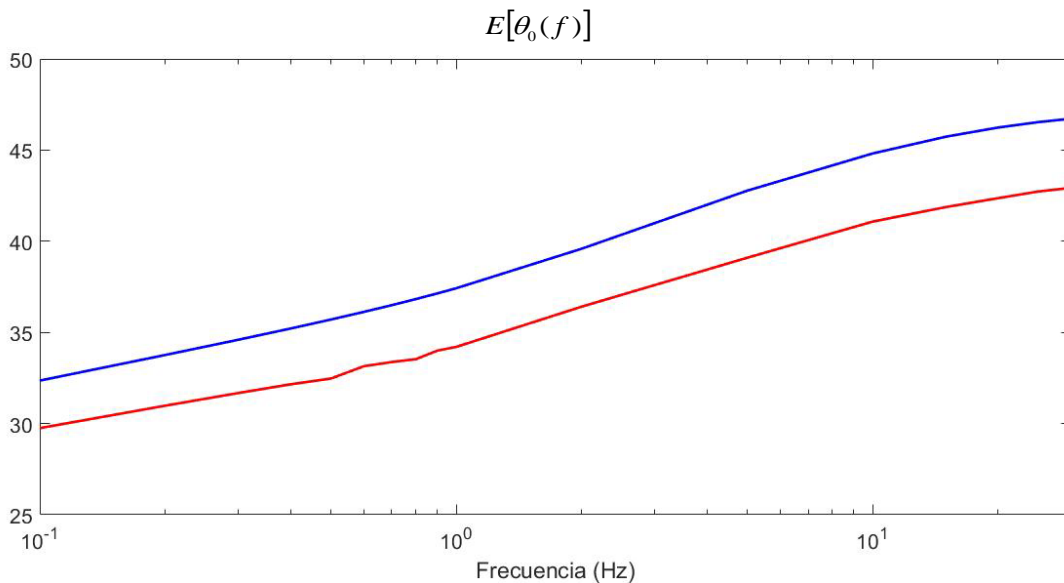


Figura 14. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_0(f)$ del modelo.

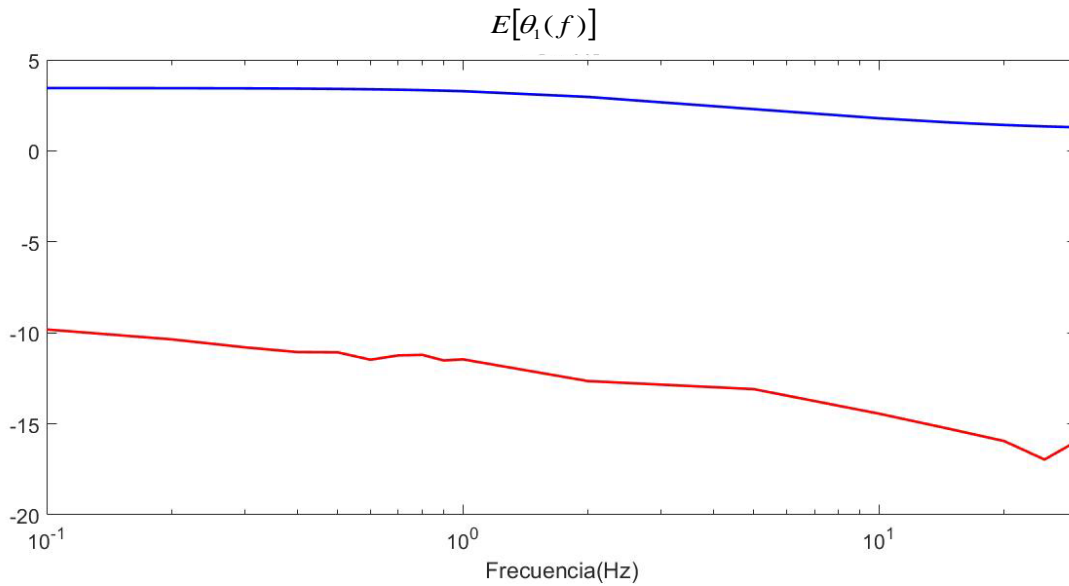


Figura 15. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_1(f)$ del modelo.

En el caso de $\theta_2(f)$ (Figura 16) es evidente la diferencia existente entre la información *a priori* y *a posteriori*. Este parámetro está relacionado con la expansión geométrica del frente de onda y, al haber considerado un enfoque regional, la gran variación en las propiedades del terreno (heterogeneidades del medio) puede tener una gran influencia en la redistribución de la energía.

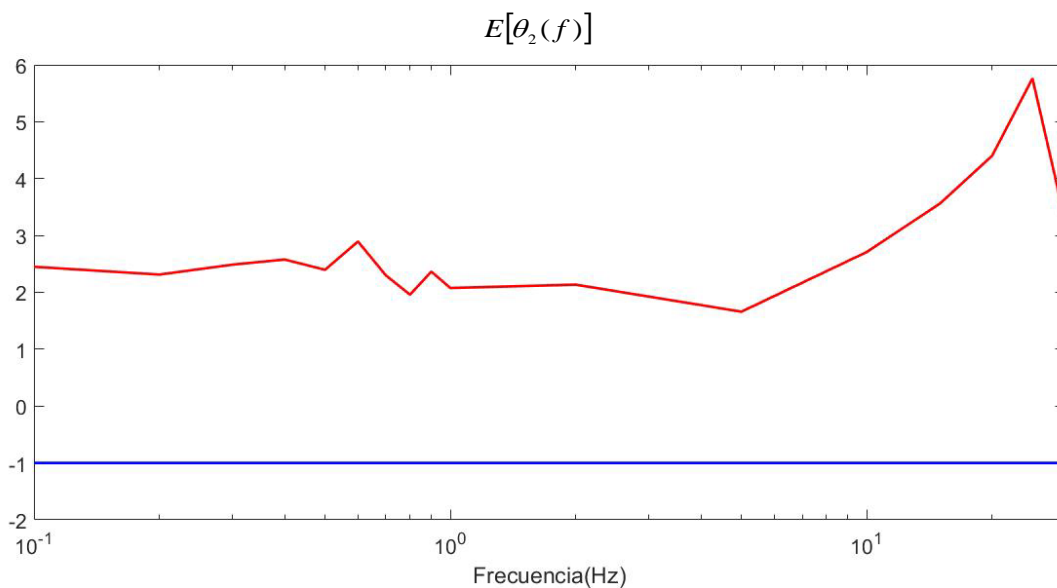


Figura 16. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_2(f)$ del modelo.

Para $\theta_3(f)$ (Figura 17) puede observarse cierta dispersión entre los valores supuestos inicialmente y los calculados en el análisis de regresión. No obstante, es importante mencionar que se obtuvieron valores negativos para estos últimos, lo cual implica un factor de calidad positivo, que es congruente con el valor teórico considerado como parte de la información previa. Este parámetro está ligado al fenómeno de atenuación anelástica, en el cual la energía elástica de las ondas sísmicas es absorbida por el medio en forma de calor por fricción.

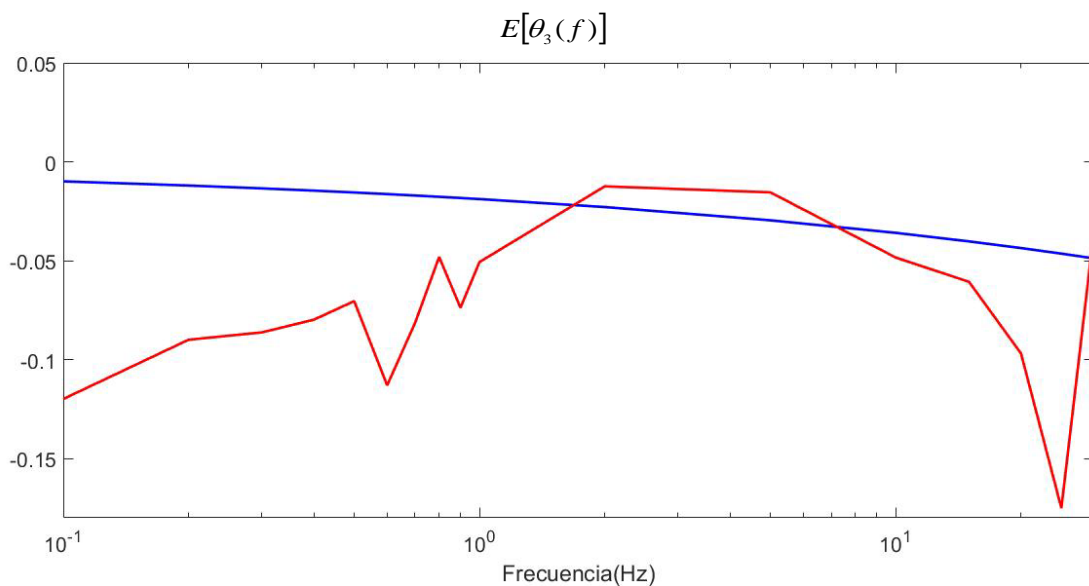


Figura 17. Valores previos (azul) y actualizados (rojo) para el parámetro $\theta_3(f)$ del modelo.

La discrepancia de los valores calculados con los esperados para los cuatro parámetros del modelo puede atribuirse a la dispersión de los datos y a las diferencias que hay en las características de los registros obtenidos, ya que hay casos en los que, para distancias y magnitudes similares, se tienen valores diferentes de aceleración. Esto es de esperarse si se toma en cuenta que la atenuación es distinta para las diferentes regiones de la FVTM, como fue reportado por Clemente-Chávez et al. (2014), principalmente para la zona noreste, en la que se tiene una mayor atenuación respecto a las demás.

Al ser escasa la información obtenida para el presente estudio, dada la instrumentación escasa en la zona hasta fechas recientes (Figura 18), y teniendo en cuenta el enfoque regional considerado debido a la dispersión de los registros, se justifica la variabilidad en los valores calculados para los parámetros del modelo.

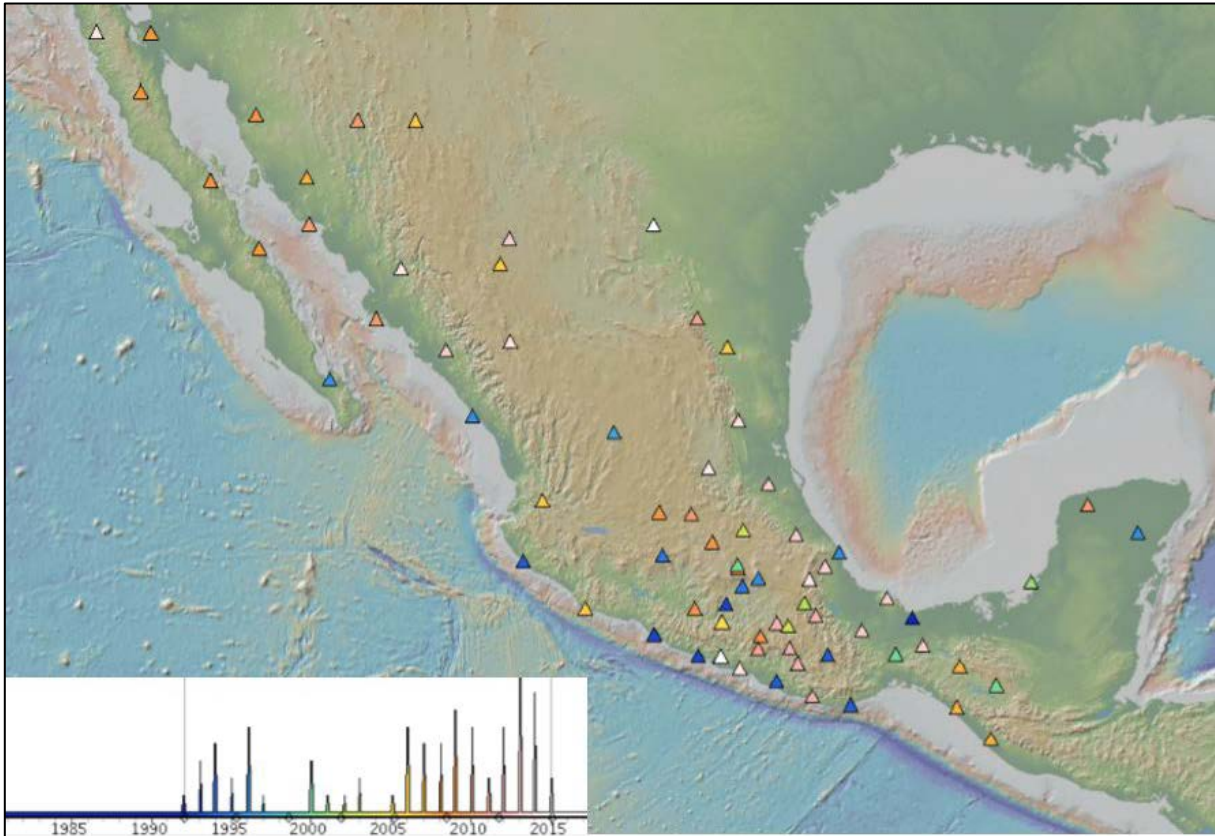


Figura 18. Historia temporal de estaciones sismológicas del Servicio Sismológico Nacional (Zúñiga, comunicación personal).

En la Figura 19 se presenta una comparación de algunos de los espectros de aceleraciones observados con los calculados mediante el análisis bayesiano de regresión lineal. Se muestran dos de los eventos para los cuales se ajustó mejor la predicción con la observación y dos de aquellos en los que hubo más variación entre ambos espectros.

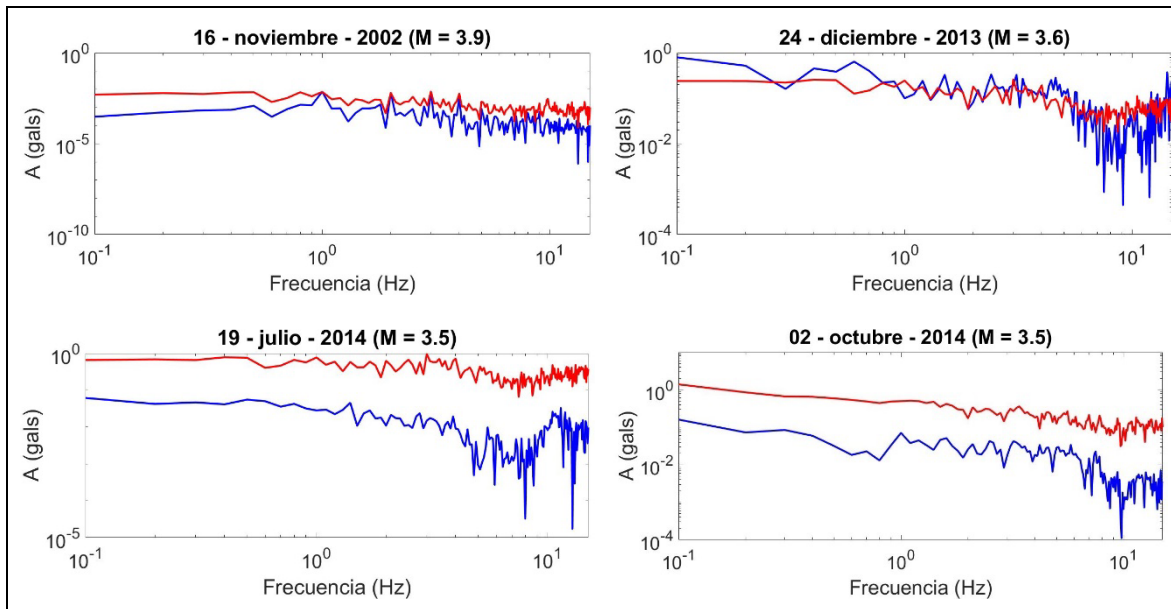


Figura 19. Espectros de aceleración observados (azul) y calculados (rojo).

Se realizó un análisis de la variación de la aceleración del terreno en función de la magnitud del evento para distintas frecuencias considerando distancias fijas al punto de observación, encontrando en todos los casos que el valor de la aceleración máxima disminuía conforme aumentaba la magnitud asociada.

Lo anterior implica una fuerte discrepancia con el comportamiento esperado, ya que debería observarse un aumento en la aceleración máxima del terreno en proporción con la magnitud.

Con base en estos resultados se puede concluir que, con los datos disponibles hasta el momento, no es factible realizar un análisis para deducir una ley de atenuación general que tenga validez para toda la región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en vista de las variaciones observadas para magnitudes y distancias similares.

Bajo estos argumentos se podría considerar un replanteamiento del problema y analizar si en los próximos años, con una mayor instrumentación y conocimiento de la zona, sería factible un estudio de la atenuación sísmica en la región, enfocado en el comportamiento de la señal en las subprovincias fisiográficas

en las que se encuentra dividida la FVTM (Figura 20, Cuadro 9) y en su caso, proponer leyes de atenuación particulares para cada una de ellas.

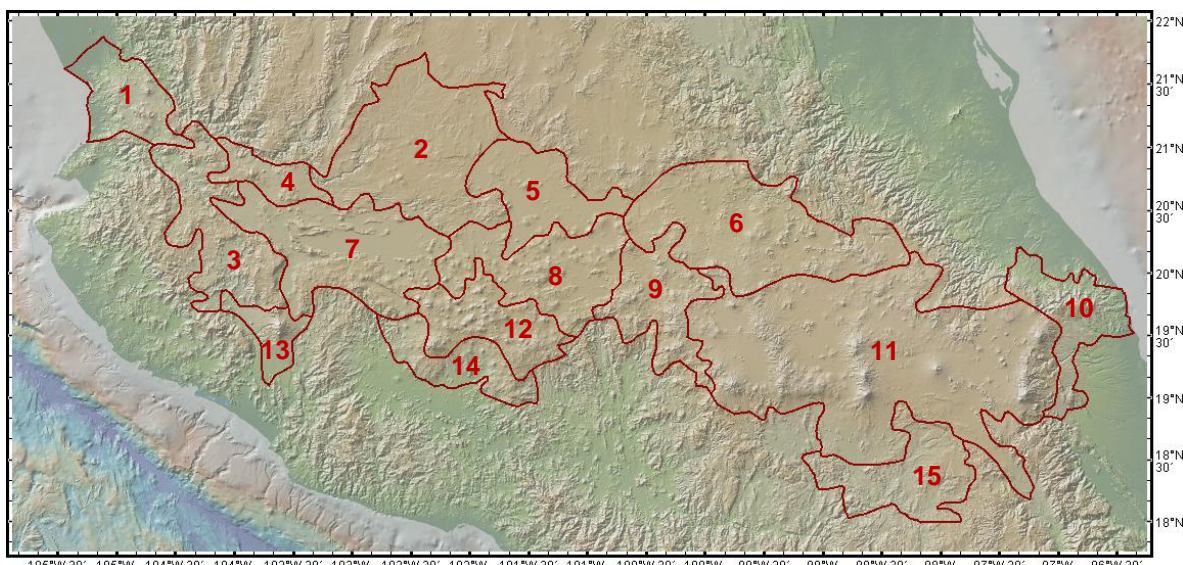


Figura 20. Subprovincias fisiográficas de la FVTM.

Cuadro 9. Nombres de las subprovincias fisiográficas de la FVTM.

1	Sierras neovolcánicas nayaritas	9	Mil cumbres
2	Altos de Jalisco	10	Chiconquiaco
3	Sierra de Jalisco	11	Lagos y volcanes del Anáhuac
4	Guadalajara	12	Neovolcánica tarasca
5	Bajío guanajuatense	13	Volcanes de Colima
6	Llanuras y sierras de Querétaro e Hidalgo	14	Escarpe limítrofe del sur
7	Chapala	15	Sur de Puebla
8	Sierras y bajíos michoacanos		

4.2. Análisis de la aceleración máxima del terreno (PGA)

Utilizando como información previa los resultados obtenidos del análisis de la aceleración espectral, se realizó una regresión bajo el mismo planteamiento para obtener una ley de atenuación de la aceleración máxima del terreno para la región de la FVTM.

Para este segundo análisis se consideró toda la información obtenida de las bases de datos consultadas, debido a que ahora solo eran necesarios los valores máximos de los acelerogramas en cada dirección y es posible obtenerlos directamente de los reportes de cada evento. El nivel de incertidumbre asociado a los parámetros se asignó de la misma forma que en el estudio de la aceleración espectral.

Los resultados obtenidos muestran una amplificación en el valor de la aceleración máxima del terreno con la distancia y discordancia con los valores esperados de los parámetros, por lo que la conclusión sobre la factibilidad de una ley de atenuación única para la FVTM se mantiene igual, a pesar de que, para este segundo análisis se consideraron datos obtenidos del CIREs.

4.3. Validación de la metodología

Dada la escasez y las características de los registros utilizados en este estudio, y con el fin de validar la metodología antes propuesta, se realizó un análisis para obtener una ley de atenuación de la aceleración máxima del terreno (PGA) a partir de 14 sismos ocurridos a lo largo de la costa del Pacífico, con la diferencia de que para esta región se consideraron $\beta = 3.5 \text{ km/s}$, $Q(f) = 273f^{0.66}$ y la expansión de un frente de ondas de superficie.

Estos eventos se tomaron de los trabajos publicados por Castro et al. (1988) y Ordaz et al. (1994), sus características se muestran en el Cuadro 10. Cabe señalar que estos autores se enfocaron en la obtención de leyes de atenuación para la aceleración espectral y en este análisis de validación se trabajó con los valores de la aceleración máxima.

En la Figura 21 pueden observarse las curvas de atenuación de la aceleración máxima del terreno en función de la distancia para distintas magnitudes.

Cuadro 10. Datos de los eventos utilizados en el segundo análisis.

FECHA	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	MAGNITUD	R (km)
23/08/1965	16.28	-96.02	7.8	466
03/02/1968	16.67	-99.39	5.9	297
02/08/1968	16.25	-98.08	7.4	326
01/02/1976	17.15	-100.23	5.6	282
07/06/1976	17.45	-100.65	6.4	292
19/03/1978	16.85	-99.90	6.4	285
29/11/1978	16.00	-96.69	7.8	414
14/03/1979	17.46	-101.46	7.6	287
25/10/1981	17.75	-102.25	7.3	339
07/06/1982	16.35	-98.37	6.9	304
07/06/1982	16.45	-98.54	7.0	303
19/09/1985	18.15	-102.71	8.1	295
21/09/1985	17.62	-101.82	7.6	318
30/04/1986	18.42	-102.99	7.0	409

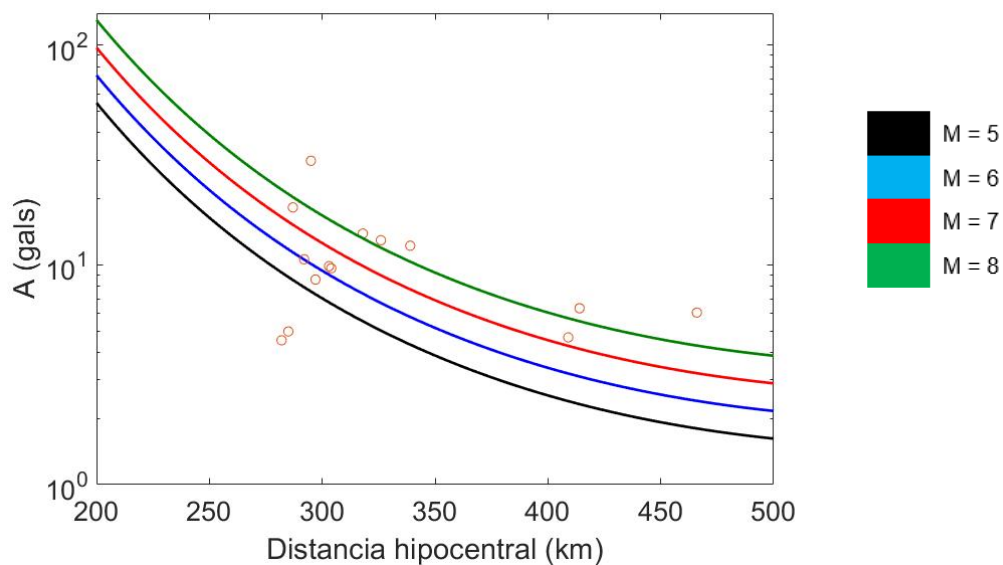


Figura 21. Curvas de atenuación PGA para cuatro magnitudes.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en la información disponible sobre registros acelerográficos de los sismos ocurridos en la región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) se realizó un análisis bayesiano de regresión lineal para deducir leyes de atenuación de las ordenadas del espectro de aceleraciones de Fourier (SA) y la aceleración máxima del terreno (PGA), encontrando que la hipótesis planteada inicialmente en esta investigación no se cumple, dado que:

- Los registros que se tienen en la zona son pocos, considerando que en la misma se había tenido instrumentación escasa hasta fechas recientes.
- La información sobre la aceleración del terreno debido a sismos en el área es muy dispersa, encontrando variaciones considerables para magnitudes y distancias similares, aun en zonas alejadas no más de 10 km una de otra.
- Los valores obtenidos del análisis bayesiano para los parámetros del modelo de atenuación no concuerdan totalmente con los valores esperados al considerar información previa sobre la región y el fenómeno sísmico. El modelo obtenido permite aproximar bien el espectro aceleraciones de Fourier en la mayoría de los casos, pero el cálculo de la variación de la aceleración del terreno en función de la magnitud no es congruente con el comportamiento esperado.

Tomando en cuenta los resultados obtenidos y considerando los antecedentes históricos disponibles de sismos importantes ocurridos en el área relacionados con los sistemas de fallas existentes, es necesario un estudio de riesgo sísmico regional con un enfoque que contemple una subdivisión de la FVTM a partir de sus características fisiográficas, ya que el comportamiento de las ondas sísmicas tiene una variación considerable, aun entre sitios cercanos.

REFERENCIAS

Abrahamson, N. A., G. M. Atkinson, D. M. Boore, Y. Bozorgnia, K. W. Campbell, B. Chiou, I. M. Idriss, W. J. Silva, y R. Youngs. 2008. Comparisons of the NGA ground-motion relations. *Earthq. Spectra*. 24:45–66. doi:10.1193/1.2924363.

Abrahamson, N. A., y W. J. Silva. 1997. Empirical response spectral attenuation relationships for shallow crustal earthquakes. *Seismol. Res. Lett.* 68:94–127. doi:10.1785/gssrl.68.1.94.

Abrahamson, N. A., W. J. Silva, y R. Kamai. 2014. Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions. *Earthq. Spectra*. 30:1025–1055. doi:10.1193/070913EQS198M.

Aguirre-Díaz, G. J., J. Nieto-Obregón, y F. R. Zúñiga. 2005. Seismogenic basin and range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México. *Geol. J.* 40:215–243. doi:10.1002/gj.1004.

Aki, K. 1967. Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.* 72:1217–1231. doi:10.1029/JZ072i004p01217.

Aki, K., y B. Chouet. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80:3322. doi:10.1029/JB080i023p03322.

Akkar, S., y J. J. Bommer. 2010. Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV, and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East. *Seismol. Res. Lett.* 81:195–206. doi:10.1785/gssrl.81.2.195.

Akkar, S., M. A. Sandikkaya, y J. J. Bommer. 2014. Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bull. Earthq. Eng.* 12:359–387. doi:10.1007/s10518-013-9461-4.

Ambraseys, N. N., y J. J. Bommer. 1991. The attenuation of ground accelerations in Europe. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 20:1179–1202. doi:10.1002/eqe.4290201207.

Ambraseys, N. N., J. Douglas, S. K. Sarma, y P. M. Smit. 2005. Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the middle east: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bull. Earthq. Eng.* 3:1-53. doi: 10.1007/s10518-005-0183-0.

Ambraseys, N. N., a. K. Simpson, y J. J. Bommer. 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 25:371–400. doi:10.1002/(SICI)1096-9845(199604)25:4<371::AID-EQE550>3.0.CO;2-A.

Anderson, J. G., y S. E. Hough. 1984. A model for the shape of the fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74:1969–1993. Available from: <http://www.bssaonline.org/content/74/5/1969.short>

Arroyo, D., D. García, M. Ordaz, M. A. Mora, y S. K. Singh. 2010. Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes. *J. Seismol.* 14:769–785. doi:10.1007/s10950-010-9200-0.

Arroyo, D., y M. Ordaz. 2010a. Multivariate bayesian regression analysis applied to ground-motion prediction equations, Part 1: Theory and synthetic example. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100:1551–1567. doi:10.1785/0120080354.

Arroyo, D., y M. Ordaz. 2010b. Multivariate bayesian regression analysis applied to ground-motion prediction equations, Part 2: Numerical example with actual data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100:1568–1577. doi:10.1785/0120090320.

Bayona, J. A., G. Suárez, y M. Ordaz. 2017. A probabilistic seismic hazard assessment of the Trans-Mexican Volcanic Belt , Mexico based on historical and instrumentally recorded seismicity. *Geofísica Int.* 56:87–101. doi:10.19155/geofint.2017.056.1.7.

Benjamin, J. R., y C. A. Cornell. 1970. *Probability, statistics and decision for civil engineers.* McGraw-Hill Inc.

Berge-Thierry, C., F. Cotton, O. Scotti, D.-A. Griot-Pommer, y Y. Fukushima. 2003. New emprirical response spectral attenuation laws for moderate european earthquakes. *J. Earthq. Eng.* 7:193–222. doi:10.1080/13632460309350446.

- Betbeder-Matibet, J. 2008. *Seismic Engineering*. John Wiley & Sons, Inc.
- Boore, D. M., y J. Boatwright. 1984. Average body-wave radiation coefficients. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74:1615–1621.
- Box, G. E. P., J. S. Hunter, y W. G. Hunter. 2005. *Statistics for Experimenters*. Second edi. Wiley Interscience, New Jersey.
- Broemeling, L. D. 1985. *Bayesian analysis of linear models*. Marcel Decker, Inc.
- Brune, J. N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75.
- Campbell, K. W. 2003. Strong-Motion Attenuation Relations. En: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Academic Press. p. 1003–1012.
- Campbell, K. W. 2008. New empirical attenuation relationship for the Eastern U.S. and California. 1–49.
- Castro, R. R., J. G. Anderson, y S. K. Singh. 1990. Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.* 80:1481–1503.
- Castro, R. R., S. K. Singh, y E. Mena. 1988. Mexico earthquake of September 19, 1985 - an empirical model to predict Fourier amplitude spectra of horizontal ground motion. *Earthq. Spectra.* 4:675–685. doi:10.1193/1.1585497.
- Chávez-García, F. J., F. J. Sánchez-Sesma, M. Campillo, y P. Bard. 1994. The great Michoacán earthquake of September 1985: Source, path and site effects. *Física la Tierra.* 6:157–200.
- Clemente-Chávez, A. 2010. Ley de atenuación de aceleración (PGA) y escalamiento de forma espectral sísmica para Querétaro, deducidos por análisis de trayectorias: aplicada a Guerrero-Querétaro. U. Autónoma de Querétaro.

Clemente-Chávez, A., M. Arroyo, F. R. Zúñiga, A. Figueroa-Soto, M. A. Pérez, y C. S. López. 2012. Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB); análisis por trayectoria: Guerrero-Querétaro. *Rev. Ing. Sísmica*. 93:67–93.

Clemente-Chávez, A., A. Figueroa-Soto, F. R. Zúñiga, M. Arroyo, M. Montiel, y O. Chávez. 2013. Seismicity at the northeast edge of the Mexican Volcanic Belt (MVB) and activation of an undocumented fault: The Peñamiller earthquake sequence of 2010–2011, Querétaro, Mexico. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13:2521–2531. doi:10.5194/nhess-13-2521-2013.

Clemente-Chávez, A., F. R. Zúñiga, J. Lermo, A. Figueroa-Soto, C. Valdés-González, M. Montiel, O. Chávez, y M. Arroyo. 2014. On the behavior of site effects in central Mexico (the Mexican volcanic belt - MVB), based on records of shallow earthquakes that occurred in the zone between 1998 and 2011. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14:1391–1406. doi:10.5194/nhess-14-1391-2014.

Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol. Rev.* 2:172–187.

Dong, W., H. C. Shah, A. Bao, y C. P. Mortgat. 1984. Utilization of geophysical information in Bayesian seismic hazard model. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 3:103–112.

Douglas, J., y B. Edwards. 2016. Recent and future developments in earthquake ground motion estimation. *Earth-Science Rev.* 160:203–219. doi:10.1016/j.earscirev.2016.07.005. Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.005>

Esteva, L. 1968. Bases para la formulación de desiciones de diseño sísmico. Universidad Nacional Autónoma de México.

Esteva, L. 1969. Seismic risk and seismic design decisions. En: MIT Seminar on the Earthquake Resistant Design of Nuclear Reactors. Cambridge, Massachussets. p. 142–181.

Esteva, L. 1970. Consideraciones practicas en la estimación bayesiana de riesgo sísmico. Inst. Ing. 248:209–228. Available from: <http://aplicaciones.iingen.unam.mx/ConsultasSPII/Media/248.pdf>

Esteva, L., y E. Rosenblueth. 1964. Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes. Boletín Soc. Mex. Ing. Sísmica. II:1–18.

Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, V. C. Manea, y M. Manea. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. Tectonophysics. 522–523:122–149. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018. Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>

García, D. 2001. Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México central.

García, D. 2007. Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México central. Universidad Complutense de Madrid.

García, D., S. K. Singh, M. Herraiz, M. Ordaz, y J. F. Pacheco. 2005. Inslab earthquakes of Central Mexico: Peak ground-motion parameters and response spectra. Bull. Seismol. Soc. Am. 95:2272–2282. doi:10.1785/0120050072.

García, D., S. K. Singh, M. Herraiz, M. Ordaz, J. F. Pacheco, y H. Cruz-Jiménez. 2009. Influence of subduction zone structure on coastal and inland attenuation in Mexico. Geophys. J. Int. 179:215–230. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04243.x.

García, D., S. K. Singh, M. Herraiz, J. F. Pacheco, y M. Ordaz. 2004. Inslab earthquakes of Central Mexico: Q, source spectra, and stress drop. Bull. Seismol. Soc. Am. 94:789–802. doi:10.1785/0120030125.

Gómez-Soberón, M. C., M. Ordaz, y A. Tena-Colunga. 2005. Leyes de atenuación en desplazamiento y aceleración para el diseño sísmico de estructuras con aislamiento en la costa del Pacífico. En: XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica.

Hasofer, A. M., y L. Esteva. 1985. Empirical bayes estimation of seismicity parameters. *Struct. Saf.* 2:199–205. doi:10.1016/0167-4730(85)90026-8.

Iglesias, A., S. K. Singh, J. F. Pacheco, y M. Ordaz. 2001. A source and wave propagation study of the Copalillo Mexico earthquake of July 21, 2000 (Mw=5.9). *Bull. Seismol. Soc. Am.*

Jaimes, M. A., J. Lermo, y A. D. García-Soto. 2016. Ground-motion prediction model from local earthquakes of the Mexico basin at the hill zone of Mexico city. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106:2532–2544. doi:10.1785/0120150283.

Jaimes, M. A., A. Ramirez-Gaytán, y E. Reinoso. 2015. Ground-Motion Prediction Model From Intermediate-Depth Intraslab Earthquakes at the Hill and Lake-Bed Zones of Mexico City Ground-Motion Prediction Model From Intermediate-Depth Intraslab Earthquakes at the Hill and Lake-Bed Zones of Mexico City. *J. Earthq. Eng.* 19:1260–1278. doi:10.1080/13632469.2015.1025926.

Johnson, C. A., y C. G. A. Harrison. 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64:187–210. doi:10.1016/0031-9201(90)90037-X.

Joyner, W. B., y D. M. Boore. 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 imperial valley, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71:2011–2038.

Kanamori, H. 1977. The Energy Release in Great Earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 82.

Lay, T., y T. C. Wallace. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press.

Mora, M. A., D. Arroyo, M. Ordaz, y S. K. Singh. 2009. Modelo para la atenuación de la pseudoaceleración generada por sismos interplaca en la zona de subducción mexicana. XVII Congr. Nac. Ing. Sísmica.

Muñoz, D. 1989. Conceptos básicos en riesgo sísmico. *Física la Tierra.* 199–216.

Ordaz, M. 1992. Estimación de movimientos fuertes ante temblores mexicanos de subducción. Universidad Nacional Autónoma de México.

Ordaz, M., J. M. Jara, y S. K. Singh. 1989. Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero, in Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica. En: VIII Congr. Nacional de Ingeniería Sísmica, Acapulco., p. D40–D56.

Ordaz, M., y S. K. Singh. 1992. Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of an amplification in the hill zone of Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82:24–43.

Ordaz, M., S. K. Singh, y A. Arciniega. 1994. Bayesian Attenuation Regressions: an Application to Mexico City. *Geophys. J. Int.* 117:335–344. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03936.x.

Reyes, C., E. Miranda, M. Ordaz, y R. Meli. 2002. Estimación de espectros de aceleraciones correspondientes a diferentes periodos de retorno para las distintas zonas sísmicas de la ciudad de México. *Rev. Ing. Sísmica.* 66:95–121.

Rosenblueth, E., y M. Ordaz. 1987. Use of seismic data from similar regions. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 15:619–634. doi:10.1002/eqe.4290150507.

Shapiro, N. M., M. Campillo, A. Paul, S. K. Singh, D. Jongmans, y F. J. Sánchez-Sesma. 1997. Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico. *Geophys. J. Int.* 151–166.

Shearer, P. M. 2009. *Introduction to Seismology.* Cambridge University Press.

Singh, S. K., A. Iglesias, D. García, J. F. Pacheco, y M. Ordaz. 2007. Q of Lg waves in the central Mexican Volcanic Belt. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97:1259–1266. doi:10.1785/0120060171.

Singh, S. K., E. Mena, y R. R. Castro. 1988. Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78:451–477.

Singh, S. K., E. Mena, R. R. Castro, y C. Carmona. 1987. Empirical prediction of ground motion in Mexico City from coastal earthquakes. *77*:1862–1867. doi:10.1144/GSL.MEM.1995.016.01.09.

Singh, S. K., y M. Ordaz. 1993. Strong motion seismology in Mexico. *Tectonophysics*. *218*:43–57. doi:10.1016/0040-1951(93)90258-L.

Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, R. Quaas, L. Alcantara, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Meli, y E. Ovando. 1999. A preliminary report on the Tehuacan, Mexico earthquake of June 15, 1999 (Mw = 7.0). *Seismol. Res. Lett.* *70*:489–504. doi:10.1785/gssrl.70.5.489.

Stein, S., y M. Wysession. 2003. *Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing Ltd.

Stewart, J. P., D. M. Boore, E. Seyhan, y G. M. Atkinson. 2015. NGA-West2 equations for predicting vertical component PGA, PGV and 5% damped PSA from shallow crustal earthquakes. *Earthq. Spectra*.

Suárez, G. 1992. El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1912. *Rev. Soc. Mex. Ing. Sísmica*. 3–15.

Suárez, G., V. García-Acosta, y R. Gaulon. 1994. Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*. *234*:117–127. doi:10.1016/0040-1951(94)90207-0.

Suter, M. 2002. Active faults in the central part of the Transmexican Volcanic Belt, Mexico.

Suter, M., G. J. Aguirre-Díaz, C. Siebe, O. Quintero, y J.-C. Komorowski. 1991. Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. En: *Geological excursions in southern California and Mexico*. p. 224–243.

Suter, M., M. Carrillo-Martínez, y O. Quintero. 1996. Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* *86*:1952–1963.

Suter, M., M. Carrillo, y O. Quintero. 2014a. Macroseismic intensity data for the 1887 Pinal de Amoles earthquake. Available from: https://www.researchgate.net/publication/261759680_Macroseismic_Intensity_Data_for_the_1887_Pinal_de_Amoles_Earthquake

Suter, M., M. Carrillo, y O. Quintero. 2014b. Macroseismic intensity data for the 1912 Acambay earthquake. Available from: https://www.researchgate.net/publication/261759828_Macroseismic_Intensity_Data_for_the_1912_Acambay_Earthquake

Suter, M., M. Carrillo, y O. Quintero. 2014c. Macroseismic intensity data for the 1979 Maravatío earthquake. Available from: https://www.researchgate.net/publication/262802880_Macroseismic_Intensity_Data_for_the_1979_Maravatio_Earthquake

Suter, M., M. Carrillo, y O. Quintero. 2014d. Macroseismic intensity data for the 1989 Landa earthquake. Available from: https://www.researchgate.net/publication/262802780_Macroseismic_Intensity_Data_for_the_1989_Landa_Earthquake

Suter, M., M. Carrillo, y O. Quintero. 2014e. Macroseismic intensity data for the 1987 Actopan earthquake. Available from: https://www.researchgate.net/publication/262802881_Macroseismic_Intensity_Data_for_the_1987_Actopan_Earthquake

Toro, G. R., N. A. Abrahamson, y J. F. Schneider. 1997. Model of strong ground motions from earthquakes in Central and Eastern North America: best estimates and uncertainties. *Seismol. Res. Lett.* 68:41–57. doi:10.1785/gssrl.68.1.41.

UNDRO. 1979. Natural Disasters and Vulnerability Analysis. Report of Expert Group Meeting.

Utsu, T. 2003. Relationships between magnitude scales. En: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. p. 733–746.

Zúñiga, F. R. 2010. El otro riesgo sísmico: los sismos en el centro de México. En: XI Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica.

Zúñiga, F. R., J. M. Gómez, y M. Guzmán-Speziale. 2009. La sismicidad de Querétaro. En: El valle de Querétaro y su geotorno. CONCYTEQ/UNAM/UAQ. p. 17–26.

Zúñiga, F. R., J. F. Pacheco, M. Guzmán-Speziale, G. J. Aguirre-Díaz, V. H. Espíndola, y E. Nava. 2003. The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: Activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*. 361:229–238. doi:10.1016/S00401951(02)006066.

ANEXO A. SISMICIDAD DURANTE 2017

De acuerdo con la información del Servicio Sismológico Nacional, durante el año 2017 se registró un total de 26 413 sismos, de los cuales el 85.2% ocurrieron en los estados de Oaxaca, Chiapas y Guerrero (Figura A1).

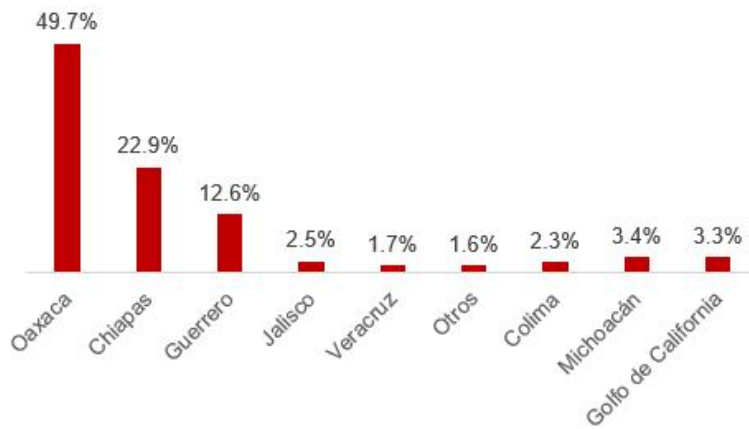


Figura A1. Sismicidad en México durante 2017.

La localización epicentral de los sismos de mayor magnitud registrados en este año se muestra en la Figura A2.

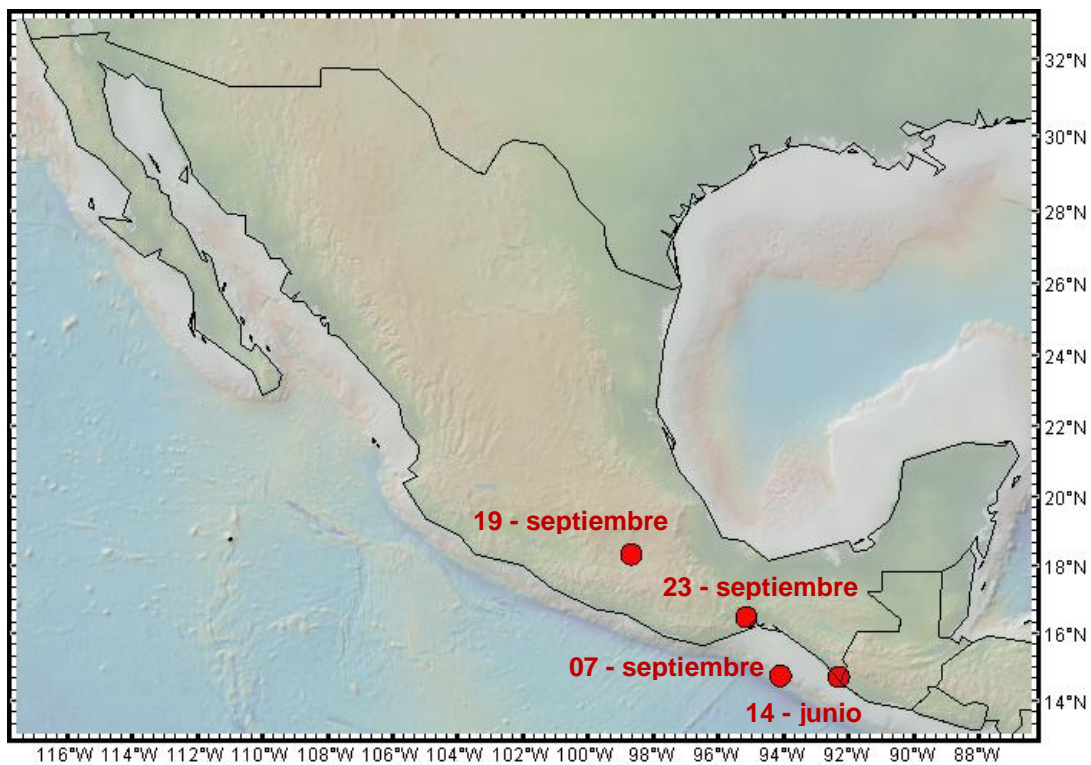


Figura A2. Localización epicentral de los sismos de mayor magnitud registrados en 2017.

Las características de los eventos mostrados en la Figura A2 se presentan en el Cuadro A1.

Cuadro A1. Características de los sismos de mayor magnitud registrados durante 2017.

FECHA	LATITUD (°N)	LONGITUD (°W)	PROFUNDIDAD (km)	MAGNITUD
14 de junio	14.73	92.32	107	7.0
7 de septiembre	14.76	94.10	46	8.2
19 de septiembre	18.34	98.68	39	7.1
23 de septiembre	16.50	95.15	11	6.1

De estos eventos, el ocurrido el 19 de septiembre ($M_w = 7.1$), cuyo epicentro se localizó en el límite estatal de Puebla y Morelos, fue sentido fuertemente en la región central del país (Figura A3).

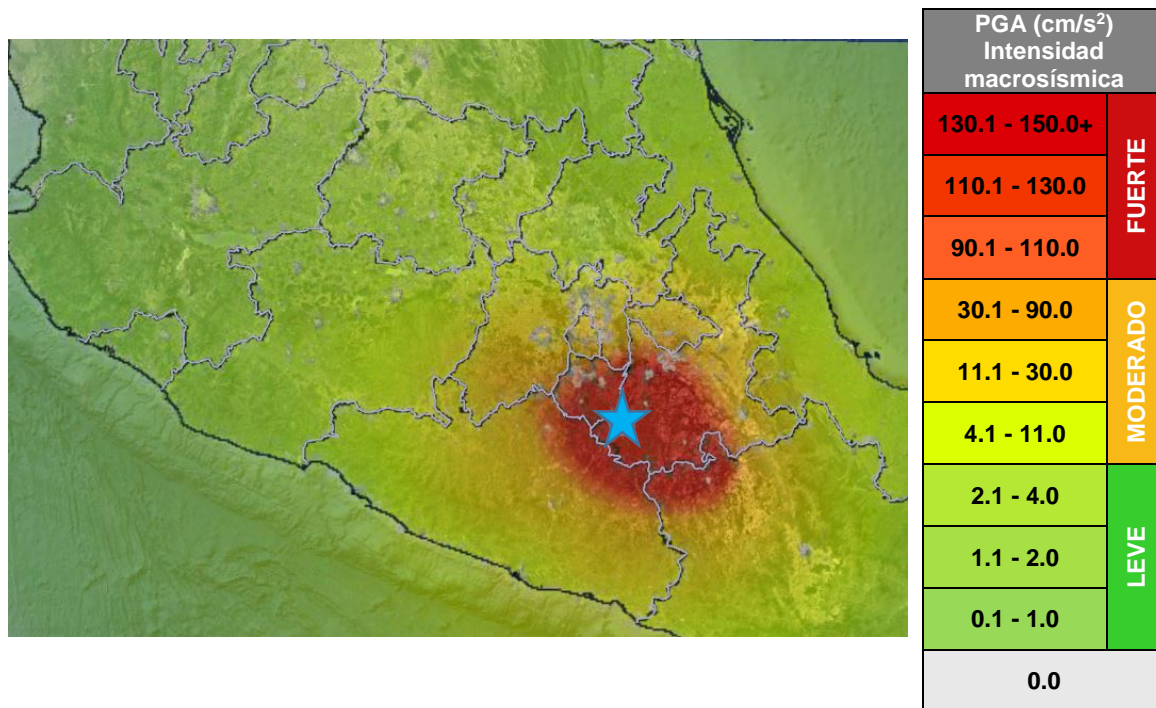


Figura A3. Mapa de intensidades 19 – septiembre – 2017 (Información del II-UNAM).

La ubicación epicentral de este sismo se encuentra dentro de la zona de estudio de la presente investigación. El evento fue captado por el sismógrafo perteneciente al Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla, Querétaro (estación JUR1), sin

embargo, una falla en el instrumento provocó que se perdiera la primera parte del registro.

En la Figura A4 se muestran las tres componentes de aceleración obtenidas a partir del tratamiento de la señal registrada durante el sismo del 19 de septiembre de 2017 en la estación mencionada. En el eje de las abscisas se muestra la hora del registro (en horario GMT) y en las ordenadas los valores de aceleración en m/s^2 .

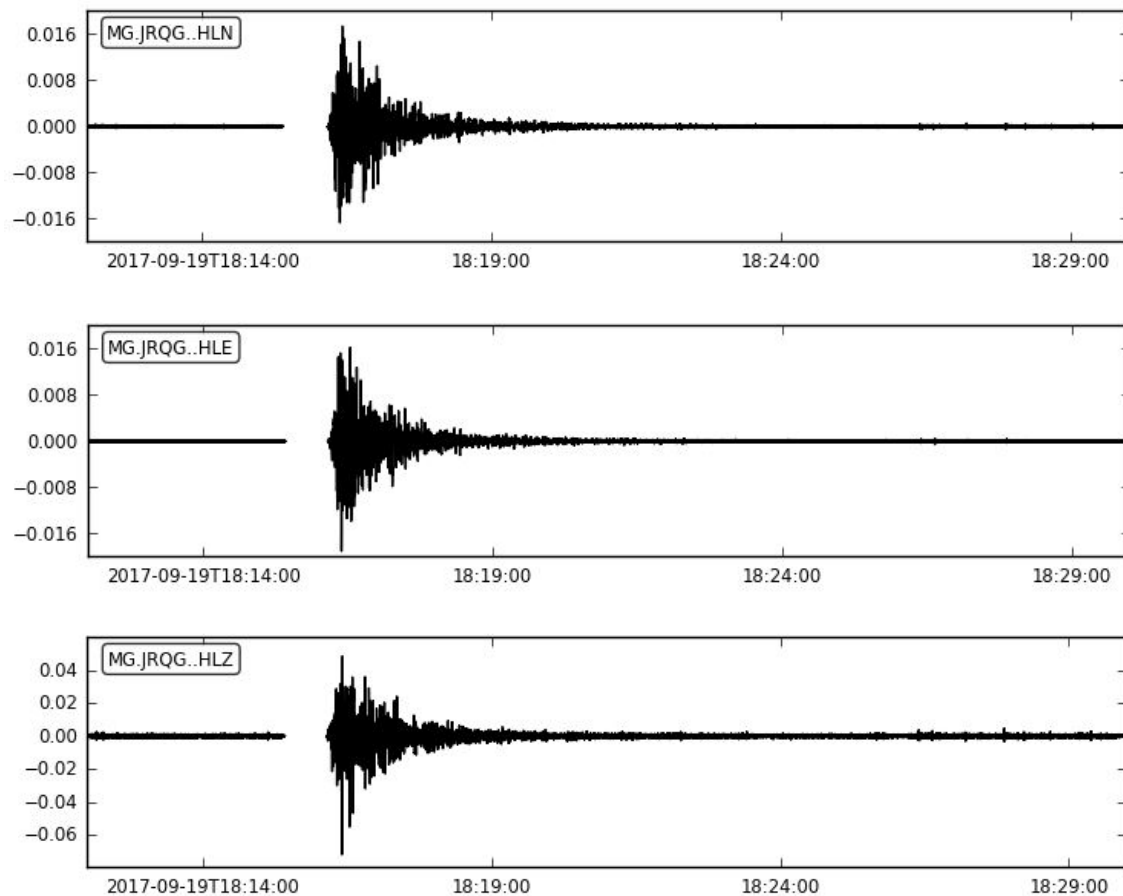


Figura A4. Registros de aceleración en las tres componentes ortogonales para el sismo del 19 de septiembre de 2017 ($M_w = 7.1$).

Generalmente, la componente vertical de la aceleración del terreno es menor que las horizontales, excepto en los eventos registrados muy cerca del epicentro, por lo cual, el diseño sísmico de estructuras se enfoca principalmente en el efecto de la aceleración horizontal. No obstante, en la Figura A4 puede observarse que la aceleración máxima del terreno en las componentes horizontales no excede de un

valor de 2 gals, en tanto que para la componente vertical se tiene una aceleración máxima aproximadamente de 8 gals. Esto se puede encontrar incongruente con lo antes mencionado, considerando que se tiene una distancia promedio de 320 km entre el epicentro del sismo del 19 de septiembre y la estación del Centro de Geociencias.

Por lo anterior, aunado a los valores de aceleración máxima observados en la Ciudad de México durante este evento y sus consecuencias, se ve necesario un posible replanteamiento del procedimiento para diseño sismorresistente de estructuras para considerar el efecto de la componente vertical.

ANEXO B. FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD

B1 – Distribución normal

Dentro de un conjunto de observaciones que se obtienen de la repetición de un experimento, existe una variación debido al error experimental. Estas desviaciones varían alrededor de un valor central con una distribución aproximadamente simétrica, de manera que las diferencias pequeñas ocurren con mayor frecuencia que las grandes (Box et al., 2005). Esta situación se representa mediante una función conocida como *distribución gaussiana* o *distribución normal*.

La densidad de la variable aleatoria real X , con media μ y varianza $\sigma^2 = \frac{1}{\tau}$ es:

$$f(x|\mu, \tau) = \frac{\tau^{\frac{1}{2}}}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\tau}{2}(x-\mu)^2}, \quad x \in \mathfrak{R}$$

esta relación se denota como $X \sim N(\mu, \tau^{-1})$.

B2 – Distribución gamma

Esta distribución toma su nombre de la función gamma, que tiene diversas aplicaciones en el campo de las matemáticas. Esta función se define como:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} x^{\alpha-1} e^{-x} dx, \quad \alpha > 0$$

La distribución gamma de una variable aleatoria continua X , con parámetros α y β , está dada por:

$$f(x|\alpha, \beta) = \begin{cases} \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}}, & x > 0 \\ 0, & \text{en otro caso,} \end{cases}$$

donde $\alpha > 0$ y $\beta > 0$.

Lo anterior se denota por $X \sim G(\alpha, \beta)$ y se puede demostrar (Broemeling, 1985) que:

$$E(X) = \frac{\alpha}{\beta}$$

$$\text{Var}(X) = \frac{\alpha}{\beta^2}$$

$$E(X^{-1}) = \frac{\beta}{(\alpha - 1)}, \quad \alpha > 1$$

$$\text{Var}(X^{-1}) = \frac{\beta^2}{(\alpha - 1)^2(\alpha - 2)}, \quad \alpha > 2$$

B3 – Distribución normal-gamma

Sea X una variable aleatoria real y Y una variable aleatoria positiva. Entonces, se dice que X y Y tienen una distribución normal-gamma, si su función de densidad está dada por:

$$f(x, y | \mu, \tau, \alpha, \beta) \propto y^{\frac{1}{2}} e^{-\frac{\tau}{2}(x-\mu)^2} y^{\alpha-1} e^{-y\beta}, \quad x \in \mathfrak{R}, y > 0$$

donde $\mu \in \mathfrak{R}$, $\tau > 0$, $\alpha > 0$ y $\beta > 0$.

Esta es una función bivariada de cuatro parámetros. La distribución marginal de y es una distribución gamma y la distribución condicional de x dada y es una distribución normal. La distribución marginal de x es una distribución t de tres parámetros (Broemeling, 1985).

B4 – Distribución t

Se dice que una variable aleatoria real X tiene una distribución t con parámetros d , μ y p si su función de densidad es:

$$f(x | d, \mu, p) \propto \left[1 + \frac{p(x - \mu)^2}{d} \right]^{-\frac{(d+1)}{2}}, \quad x \in \mathfrak{R}$$

donde $\mu \in \mathfrak{R}$, $d > 0$ y $p > 0$. Se puede demostrar (Broemeling, 1985) que:

$$E(X) = \mu$$

$$\text{Var}(X) = \frac{d}{(d-2)}, \quad d > 2.$$

B5 – Distribución normal multivariada

Se trata de una generalización de la distribución normal para dos o más variables y tiene como parámetros un vector medio μ y una matriz de covarianzas Σ de dimensión m .

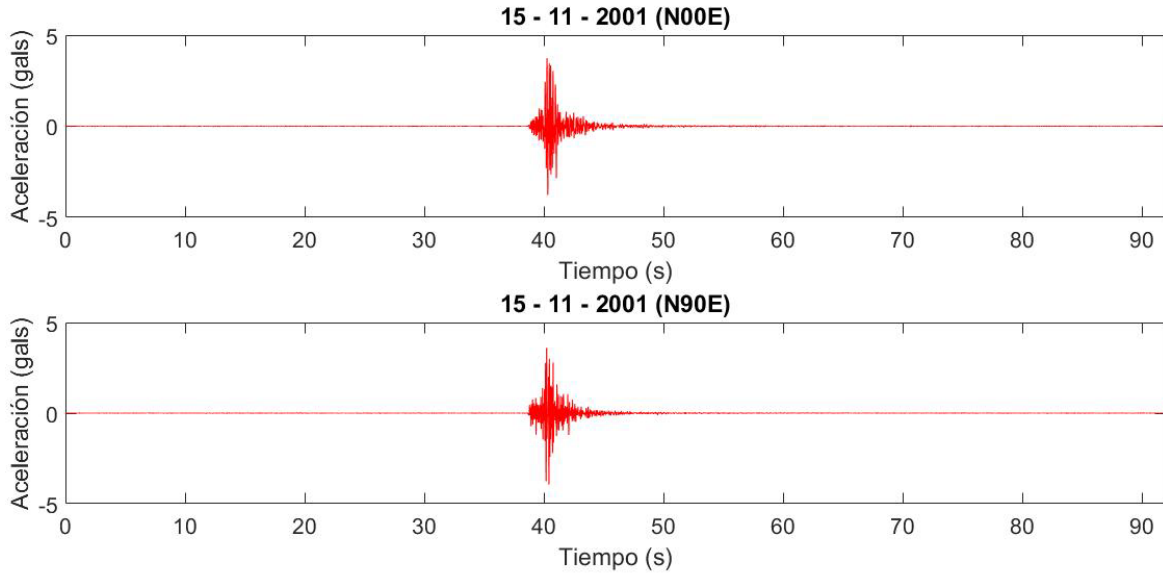
Si X es un vector aleatorio real de dimensión m , su función de densidad es:

$$f(x | \mu, \Sigma) = \frac{1}{\sqrt{|\Sigma|} (2\pi)^m} e^{-\frac{1}{2}(x-\mu)^T \Sigma^{-1}(x-\mu)}$$

Se denota esta relación como $X \sim N_m(\mu, \Sigma)$. La descripción detallada de las propiedades y aplicaciones de esta distribución quedan fuera del alcance de este trabajo.

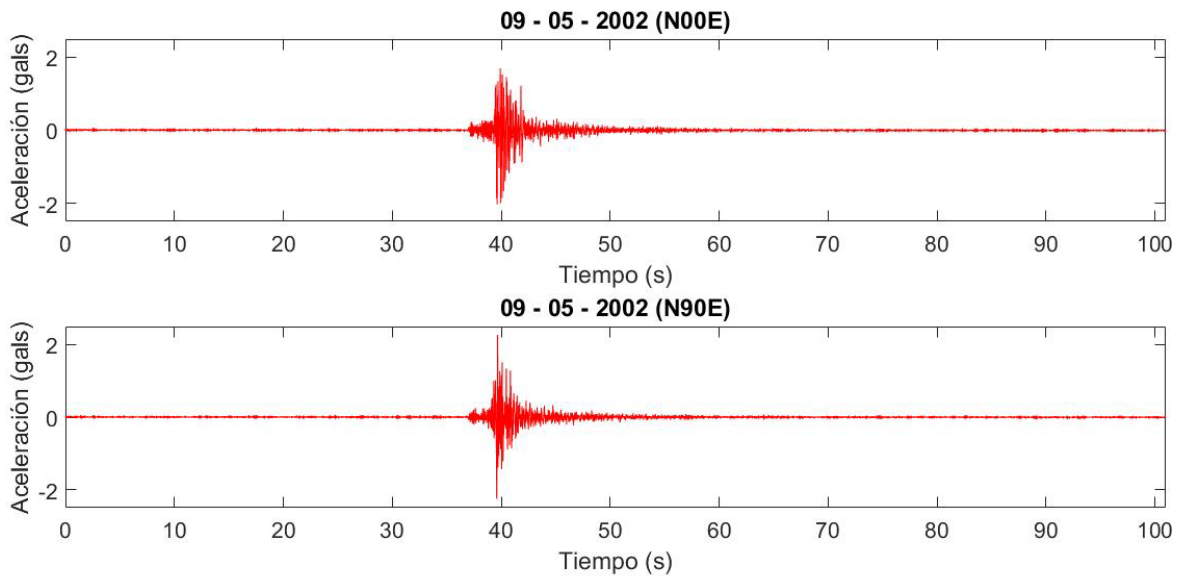
ANEXO C. ACELEROGRAMAS (COMPONENTES HORIZONTALES)

C1 – 15 de noviembre de 2001



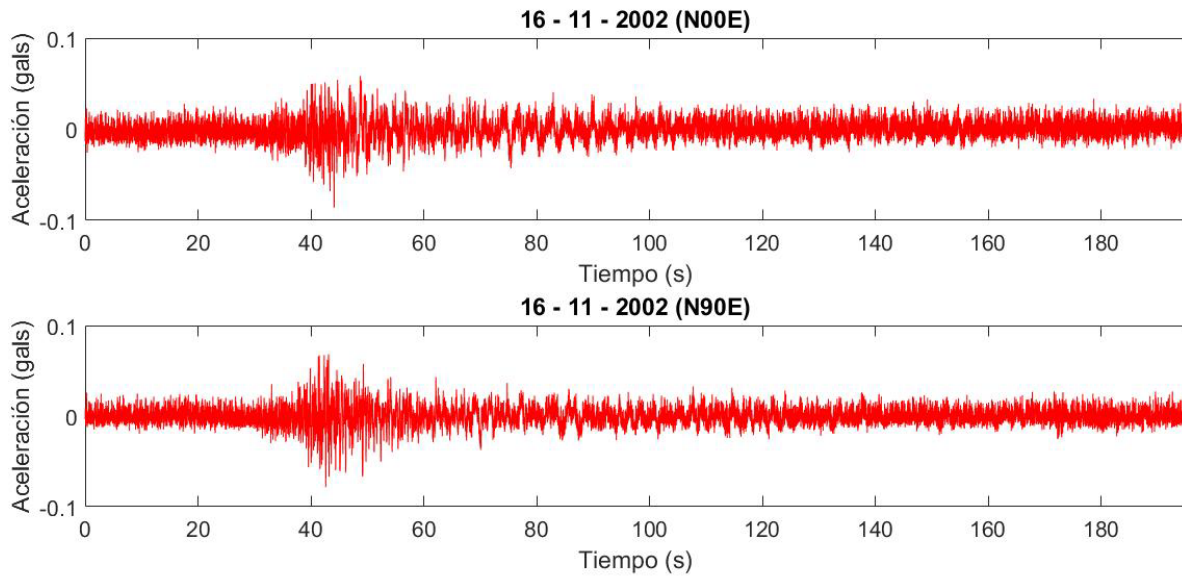
Estación ESTS (19.4916, -99.1111).

C2 – 9 de mayo de 2002



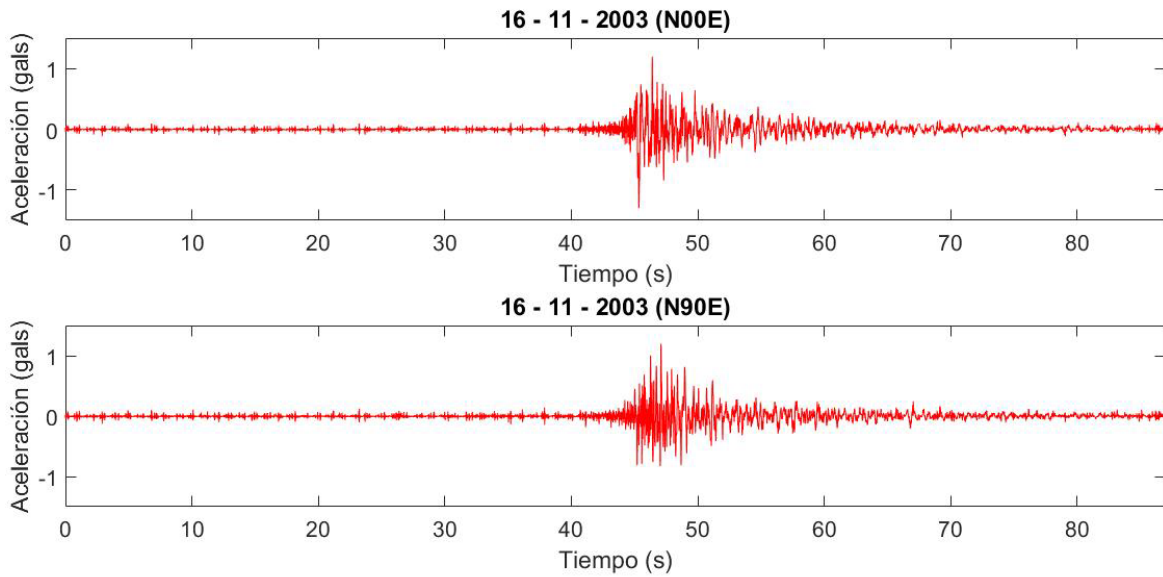
Estación ESTS (19.4916, -99.1111).

C3 – 16 de noviembre de 2002



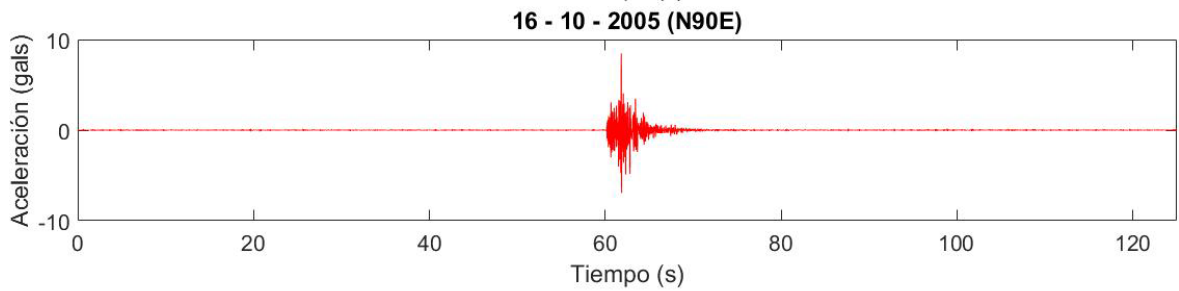
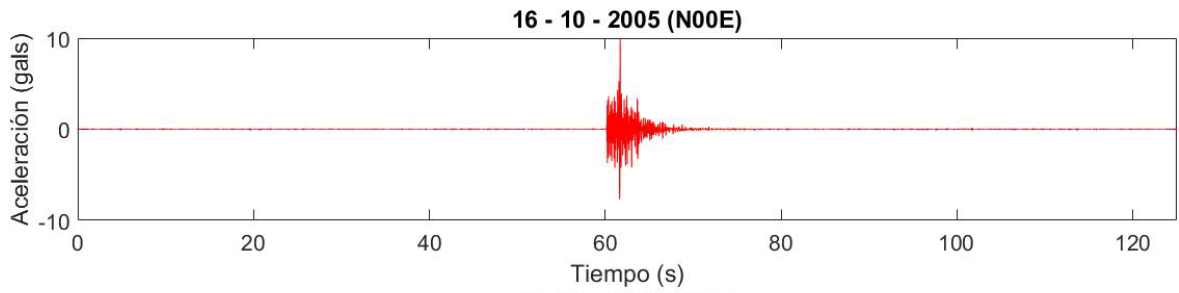
Estación CNPJ (19.3143, -99.1762).

C4 – 16 de noviembre de 2003

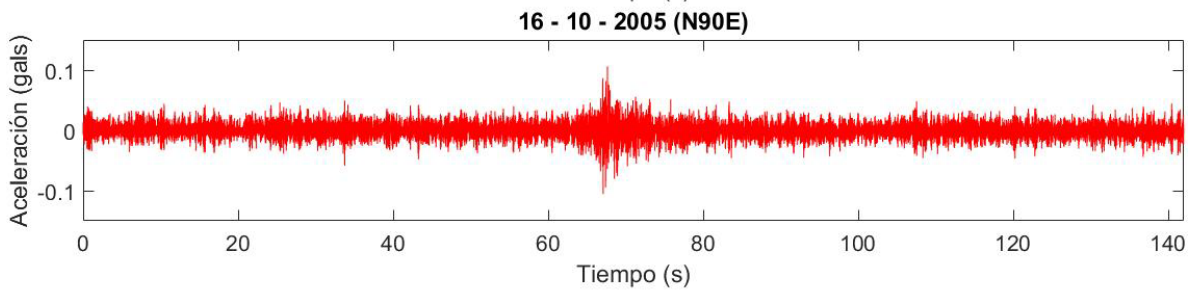
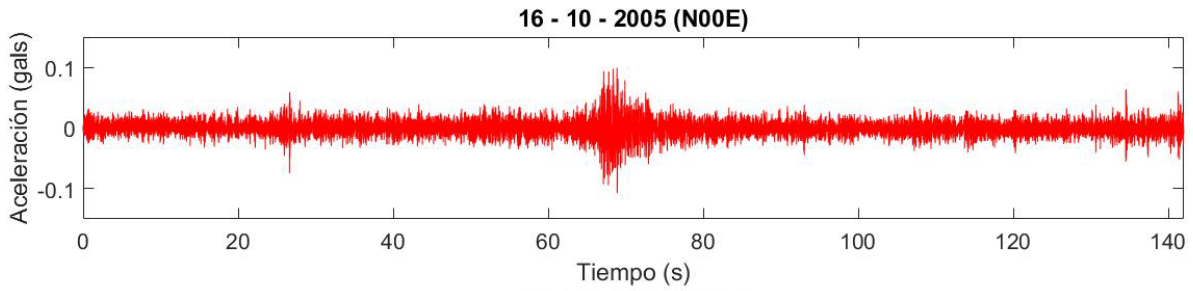


Estación CNPJ (19.3143, -99.1762).

C5 – 16 de octubre de 2005

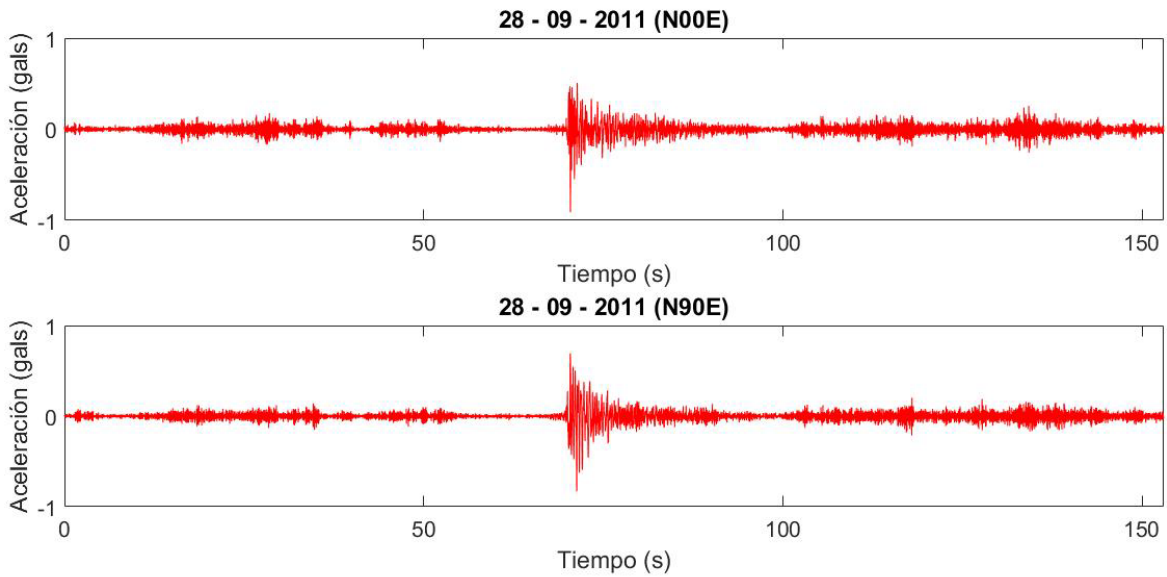


Estación CNPJ (19.3143, -99.1762).



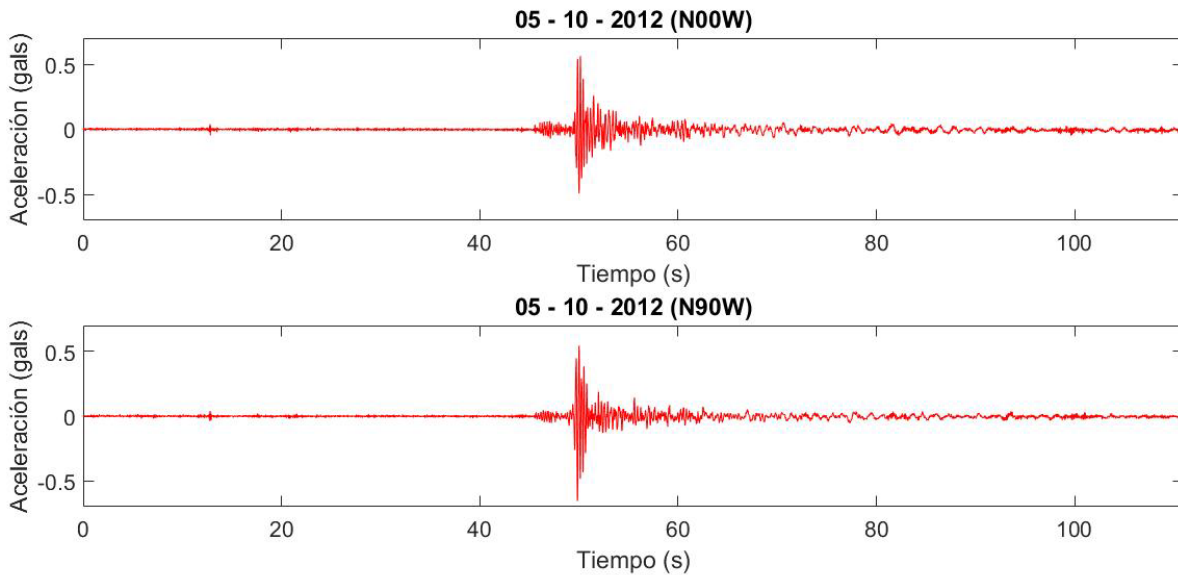
Estación ESTS (19.4916, -99.1111).

C6 – 28 de septiembre de 2011



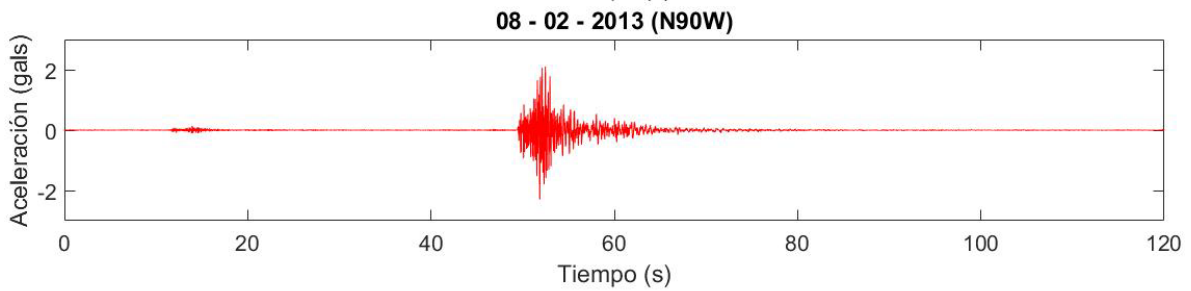
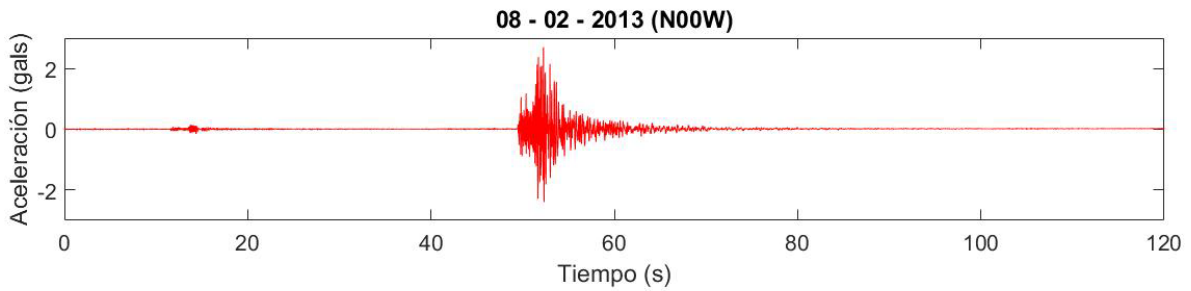
Estación XALA (19.5299, -96.9020).

C7 – 5 de octubre de 2012



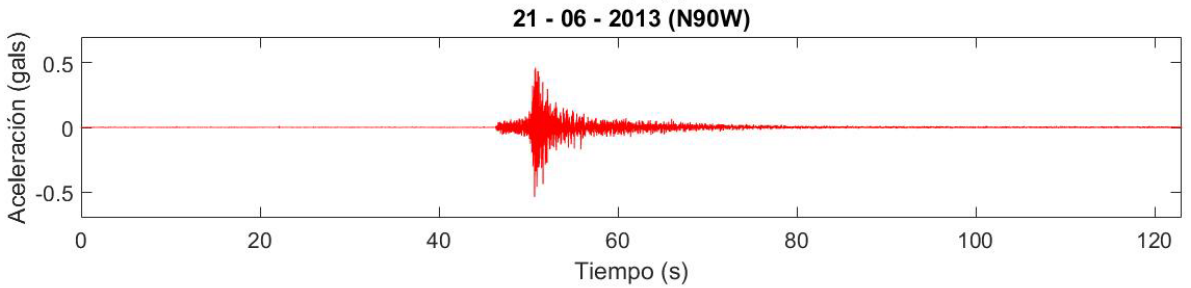
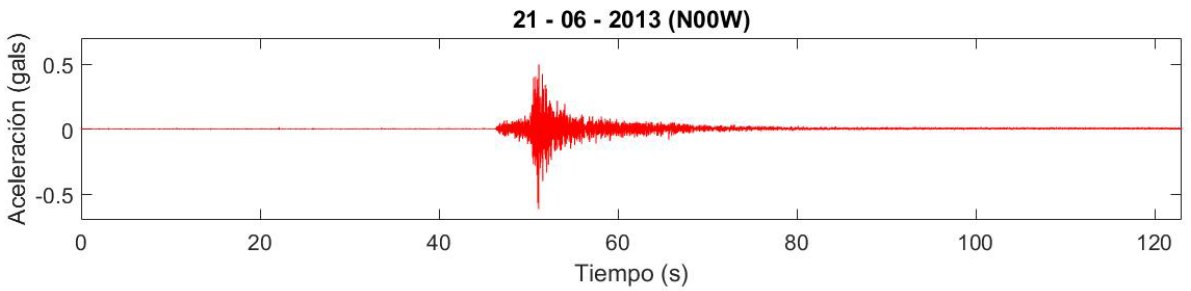
Estación URUA (19.4218, -102.0741).

C8 – 8 de febrero de 2013



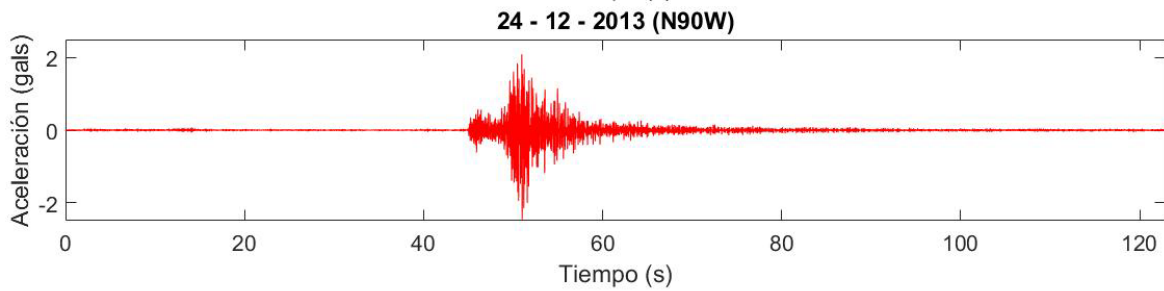
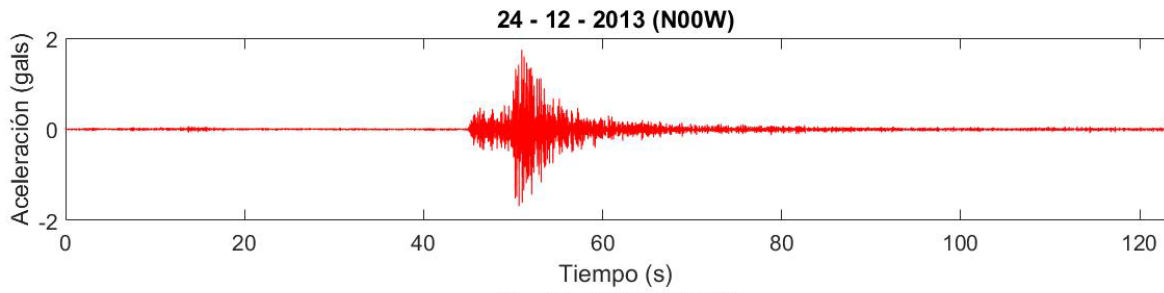
Estación ACAM (20.0432, -100.7168).

C9 – 21 de junio de 2013



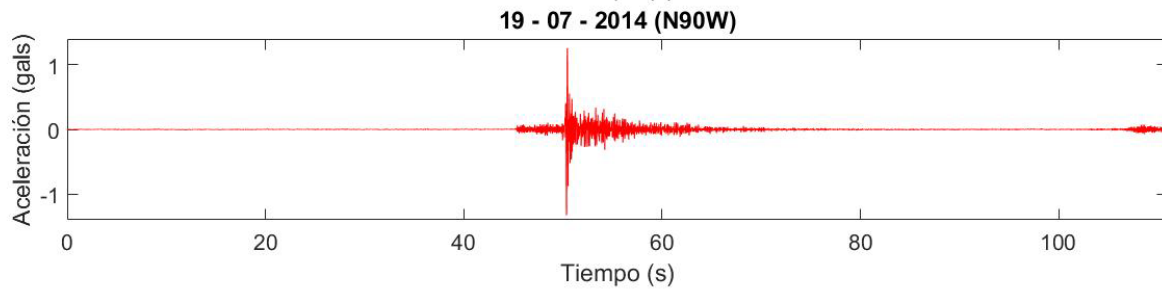
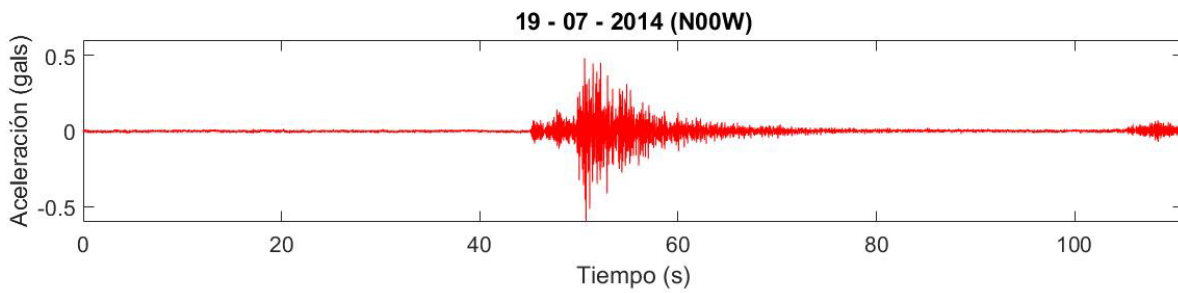
Estación RABO (18.5691, -98.4454).

C10 – 24 de diciembre de 2013



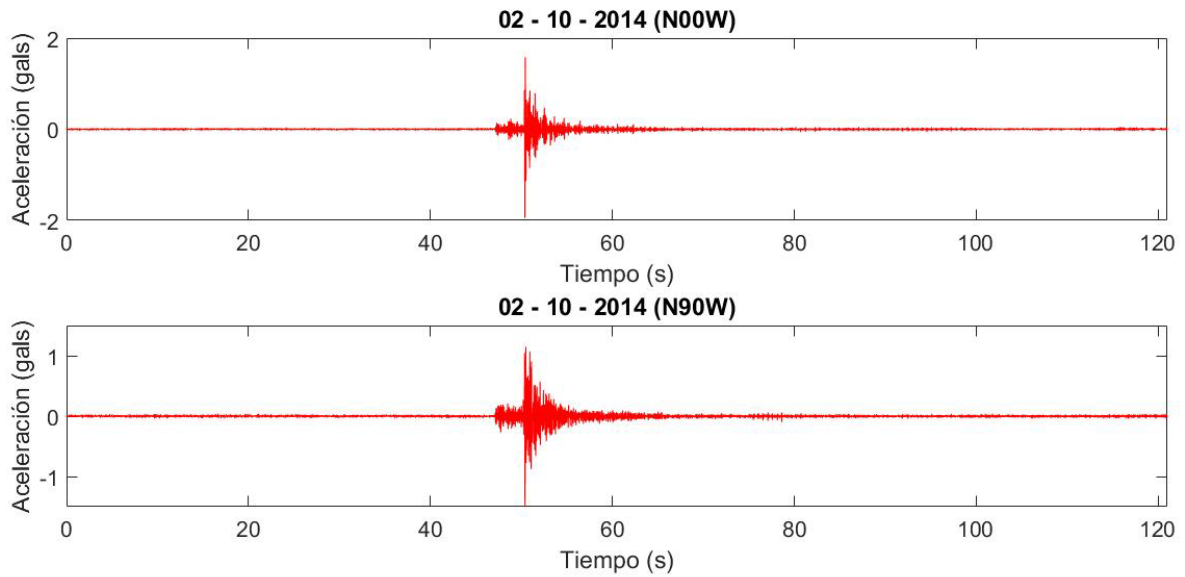
Estación CDGU (19.6995, -103.4478).

C11 – 19 de julio de 2014



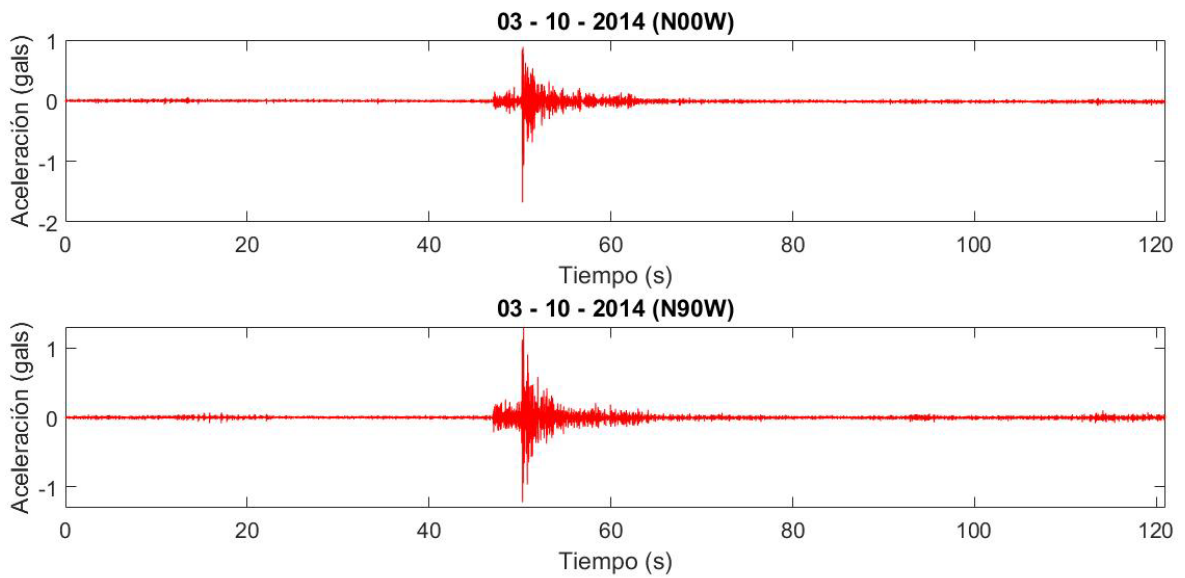
Estación TXCR (19.5015, -98.8062).

C12 – 2 de octubre de 2014



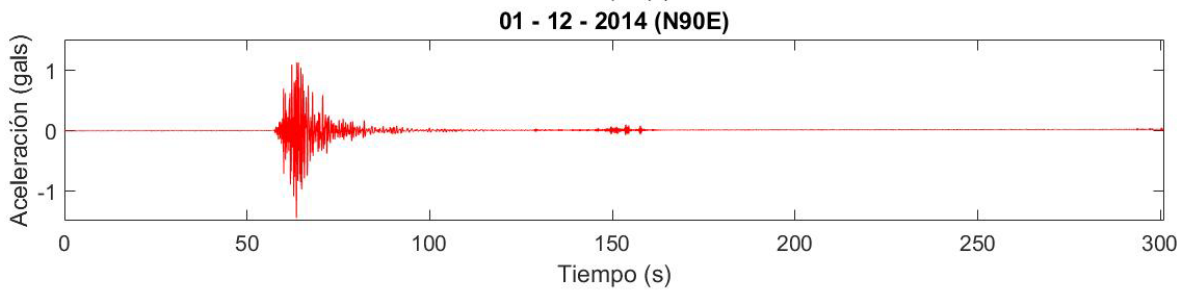
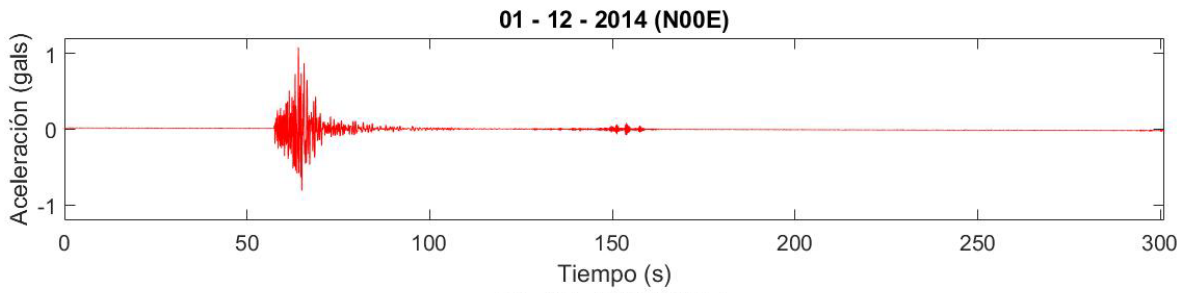
Estación CDGU (19.6995, -103.4478).

C13 – 3 de octubre de 2014

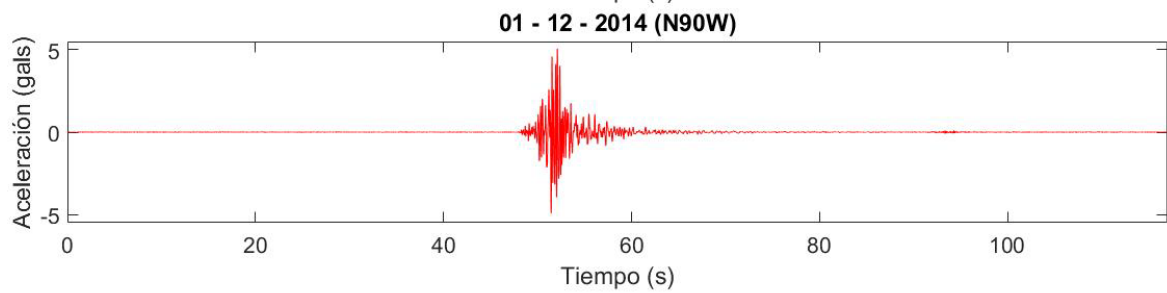
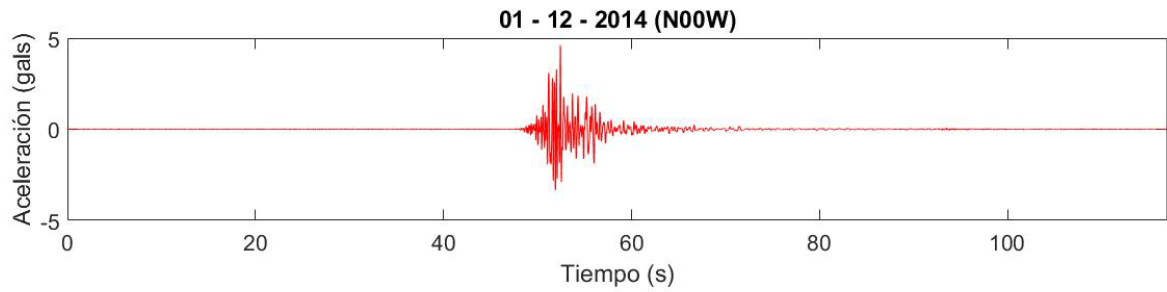


Estación CDGU (19.6995, -103.4478).

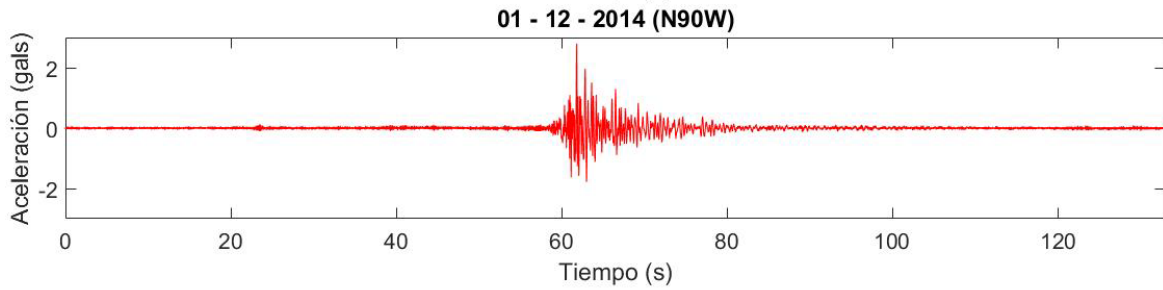
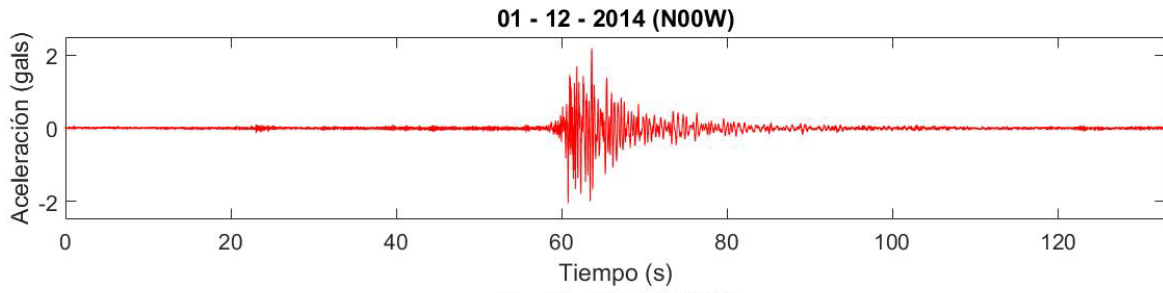
C14 – 1 de diciembre de 2014



Estación CNBA (19.3147, -99.1753).

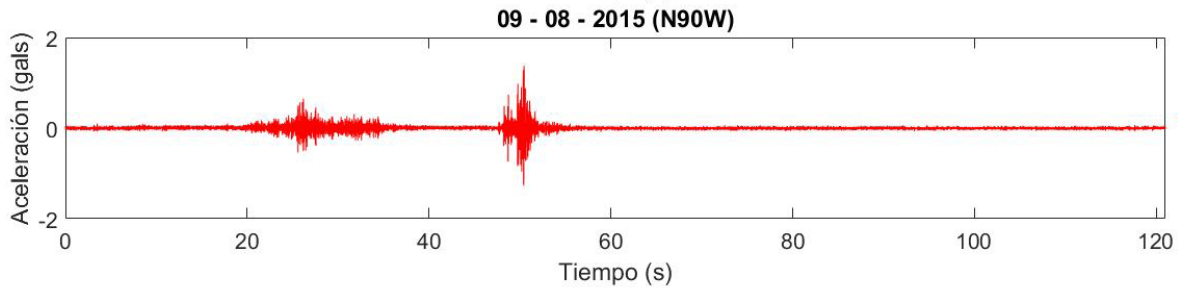
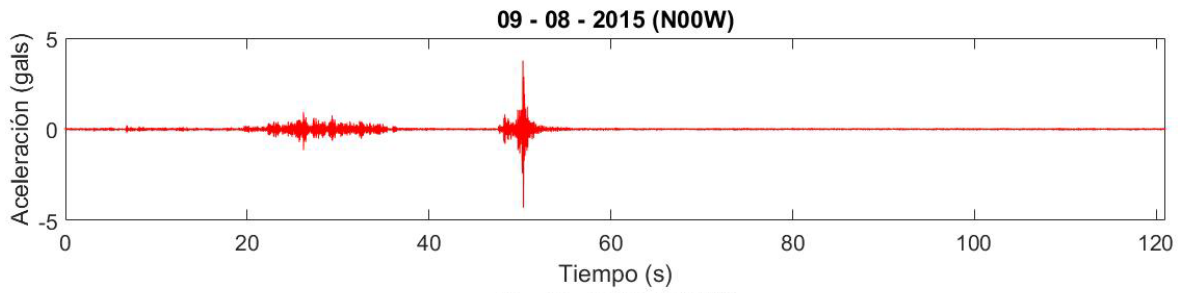


Estación CUP5 (19.3302, -99.1811).



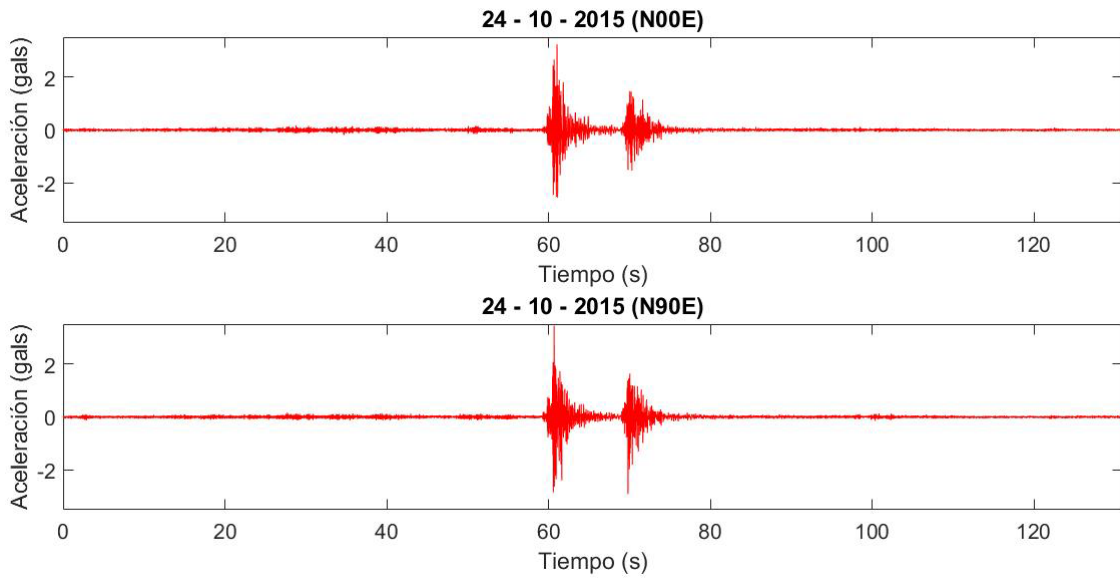
Estación TACY (19.4045, -99.1952).

C15 – 9 de agosto de 2015



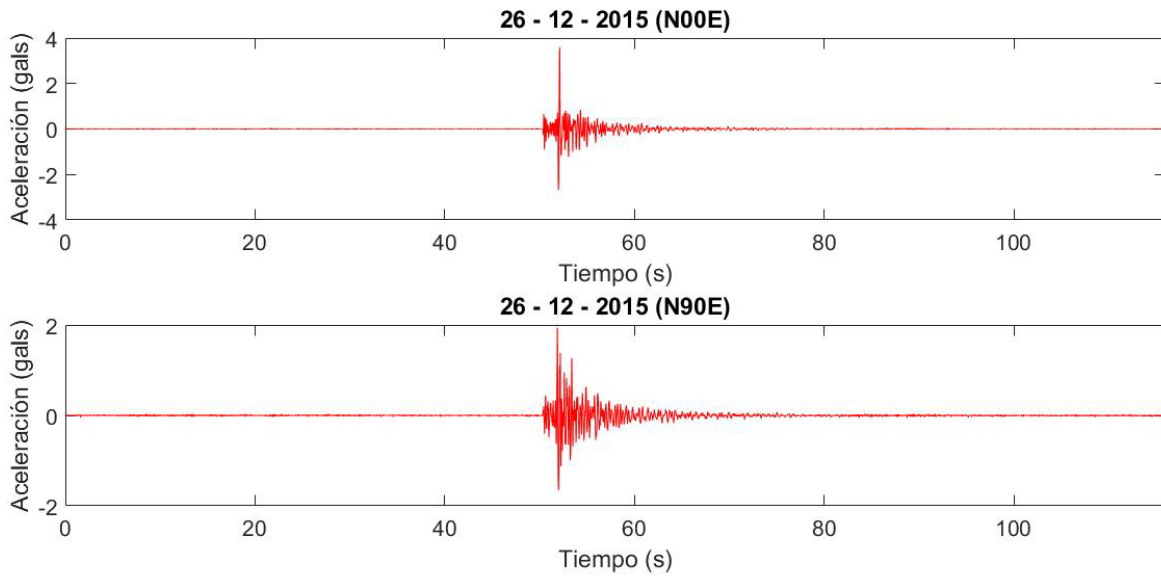
Estación SXP (19.0399, -98.2151).

C16 – 24 de octubre de 2015



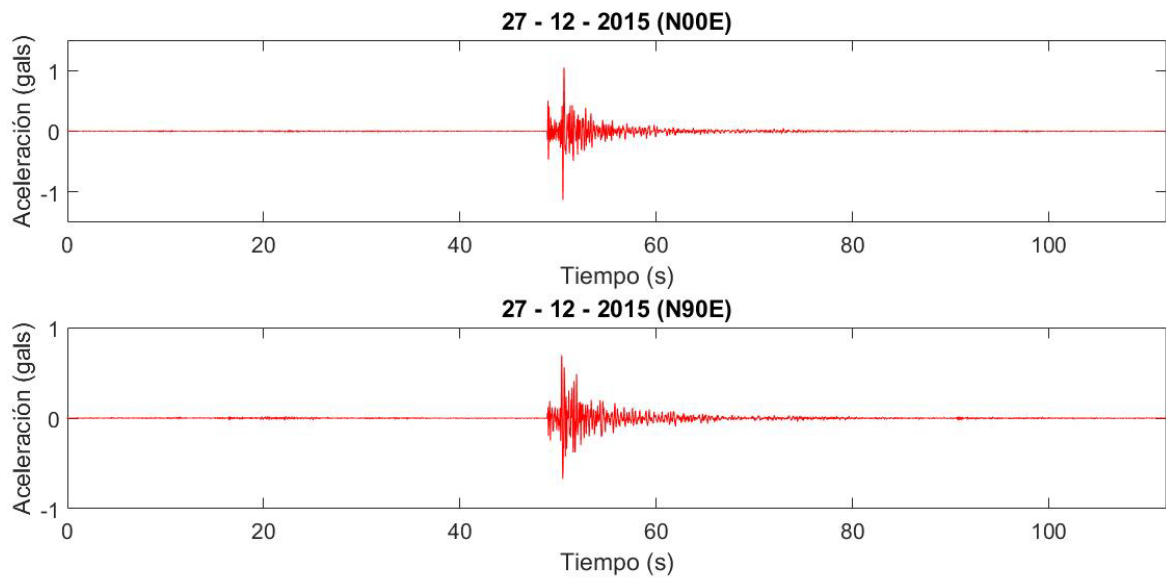
Estación TACY (19.4045, -99.1952).

C17 – 26 de diciembre de 2015



Estación URUA (19.4218, -102.0741).

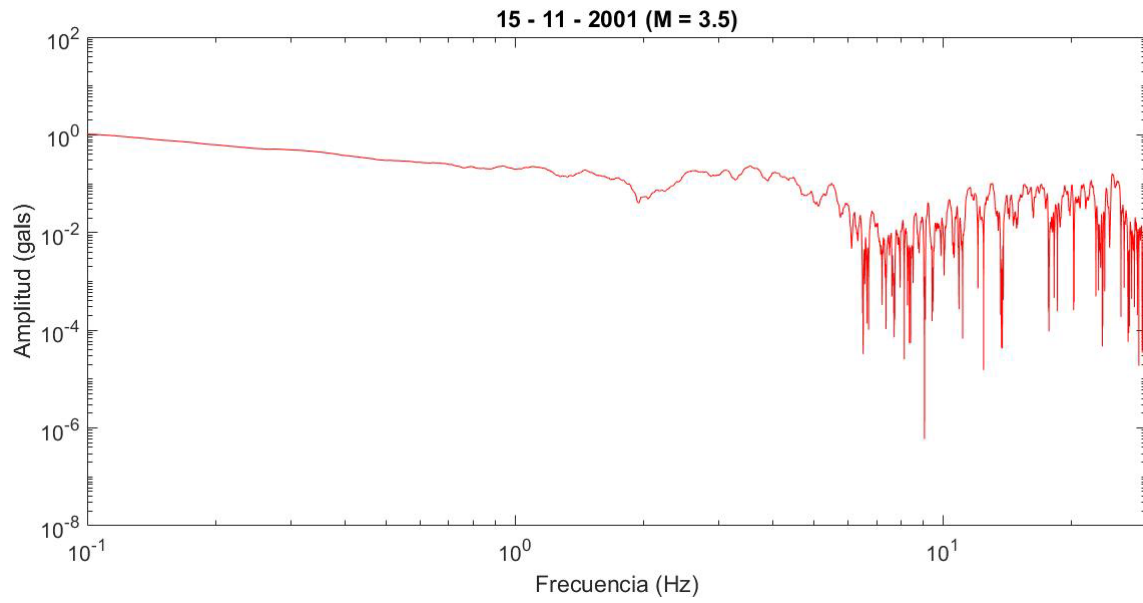
C18 – 27 de diciembre de 2015



Estación URUA (19.4218, -102.0741).

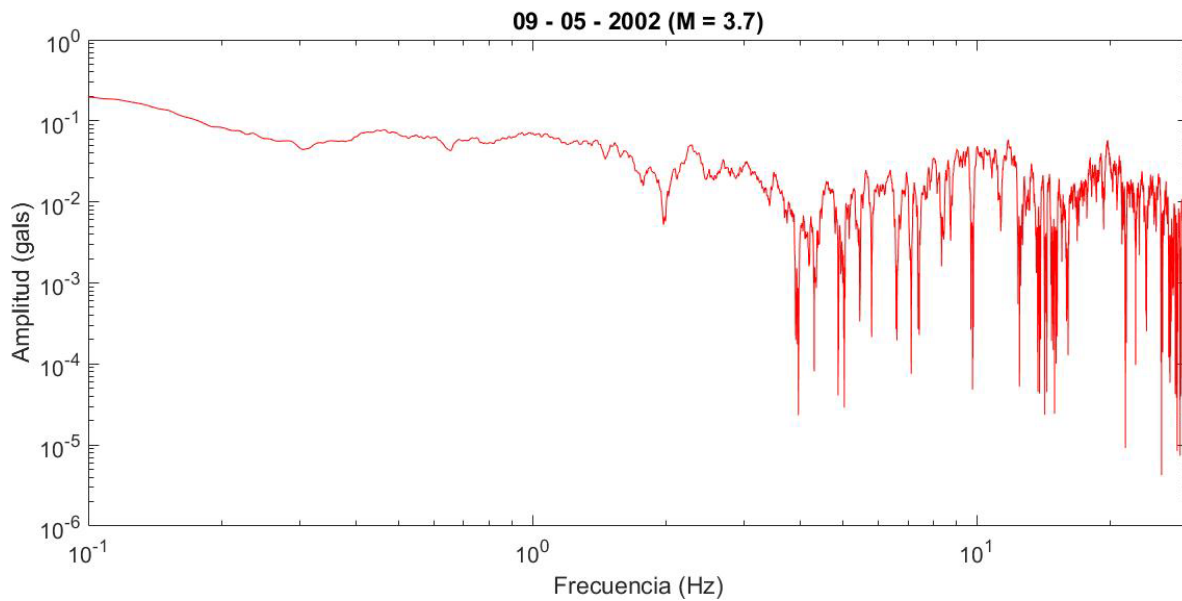
ANEXO D. ESPECTROS DE ACELERACIÓN DE FOURIER

D1 – 15 de noviembre de 2001



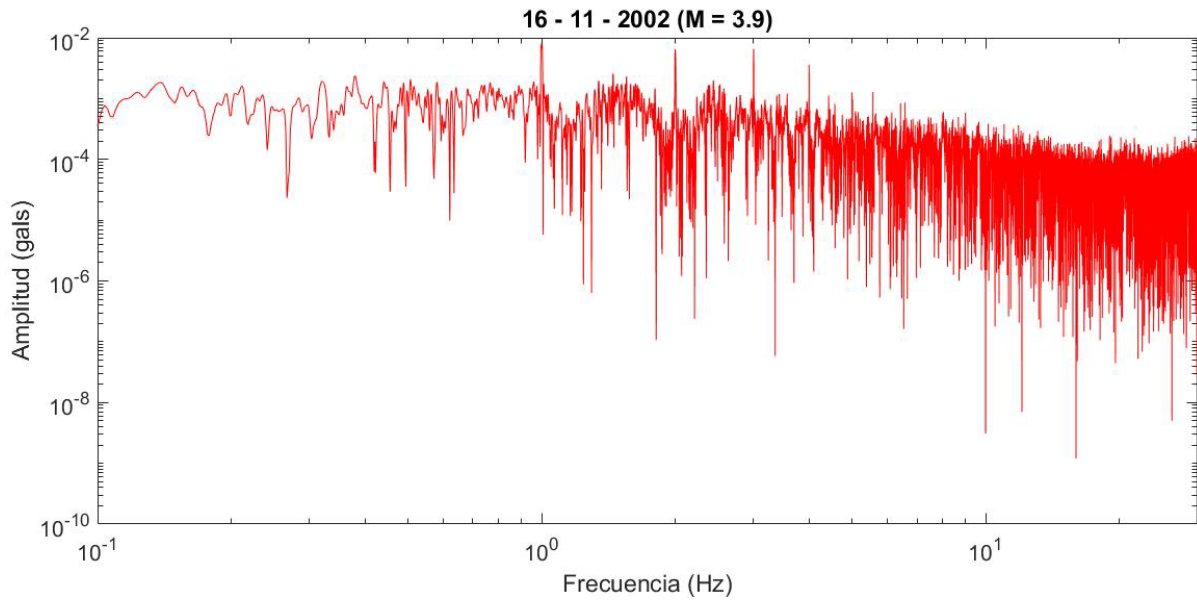
Estación ESTS (19.4916, -99.1111).

D2 – 9 de mayo de 2002



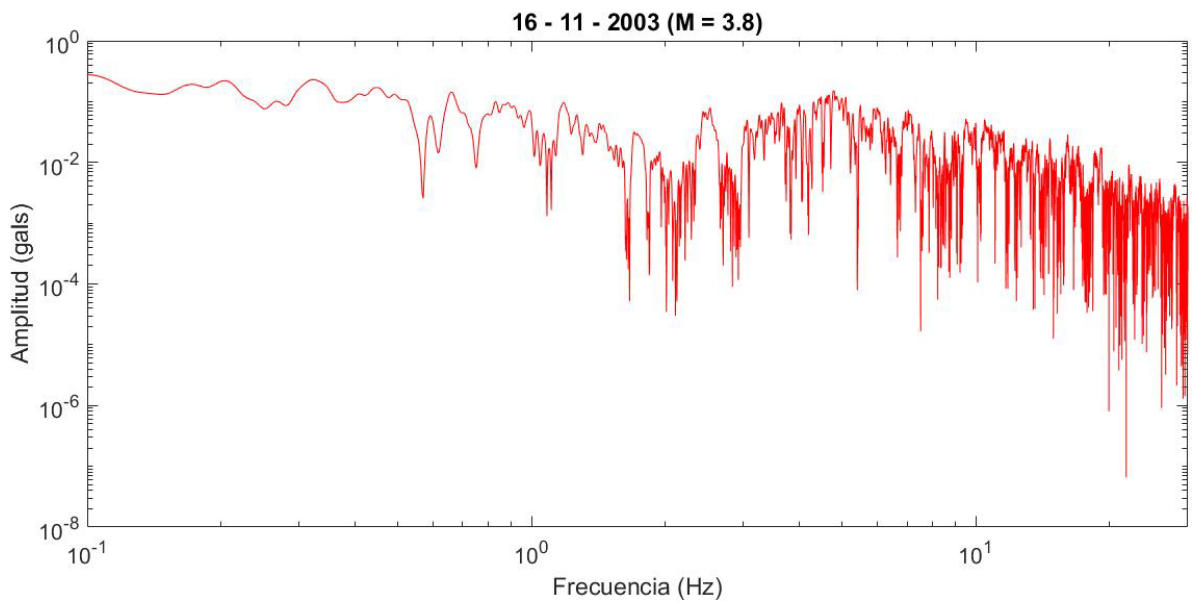
Estación ESTS (19.4916, -99.1111).

D3 – 16 de noviembre de 2002



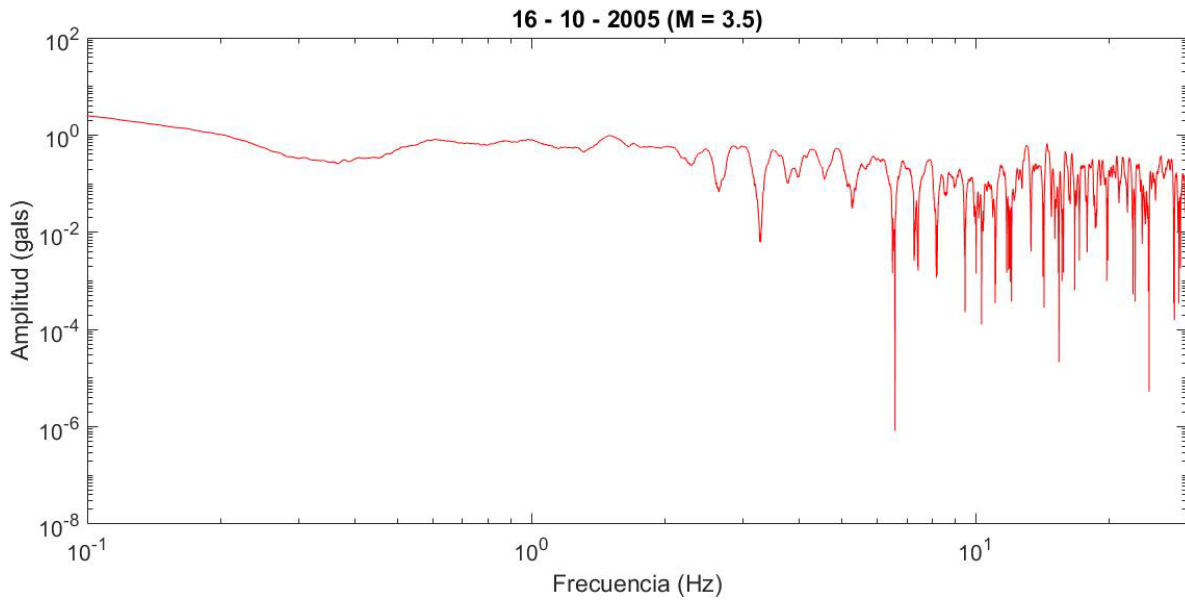
Estación CNPJ (19.3143, -99.1762).

D4 – 16 de noviembre de 2003

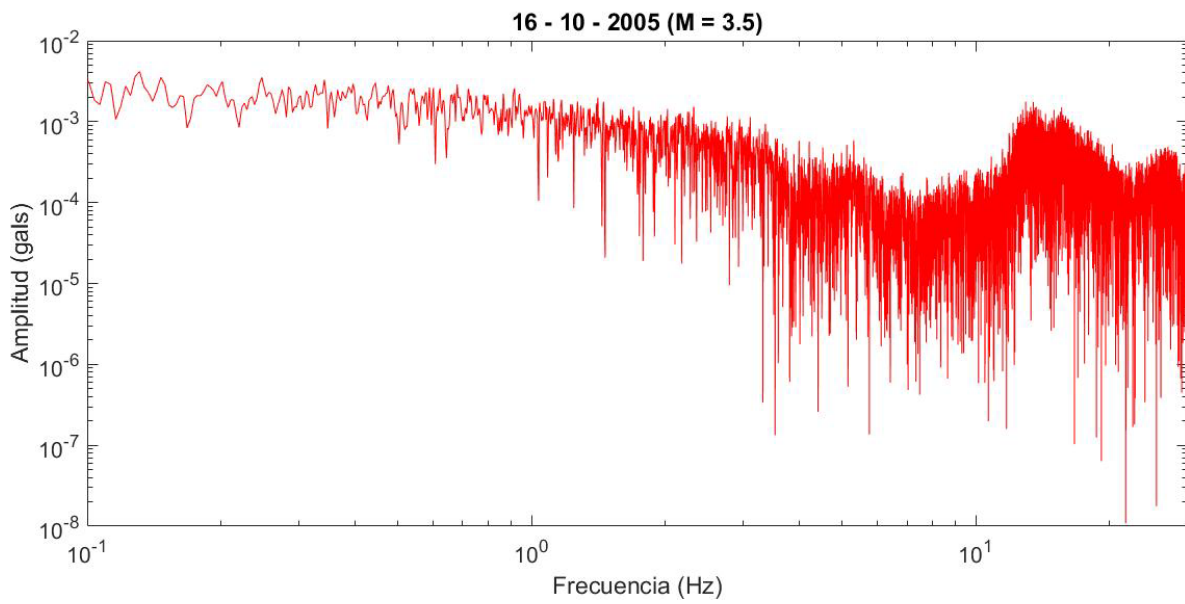


Estación CNPJ (19.3143, -99.1762).

D5 – 16 de octubre de 2005

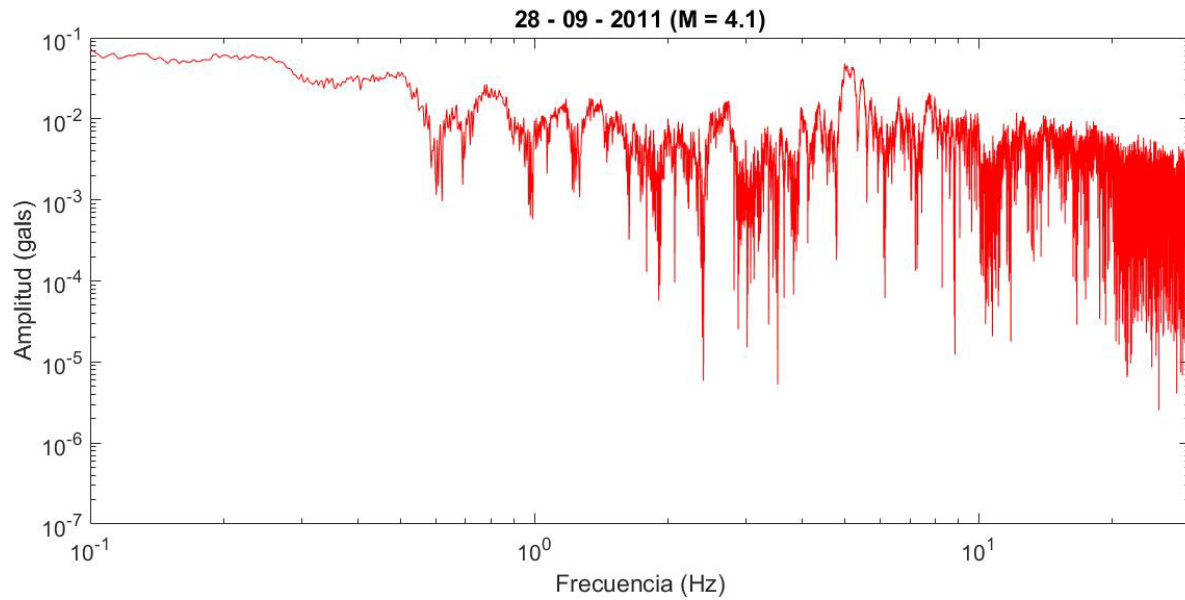


Estación CNPJ (19.3143, -99.1762).



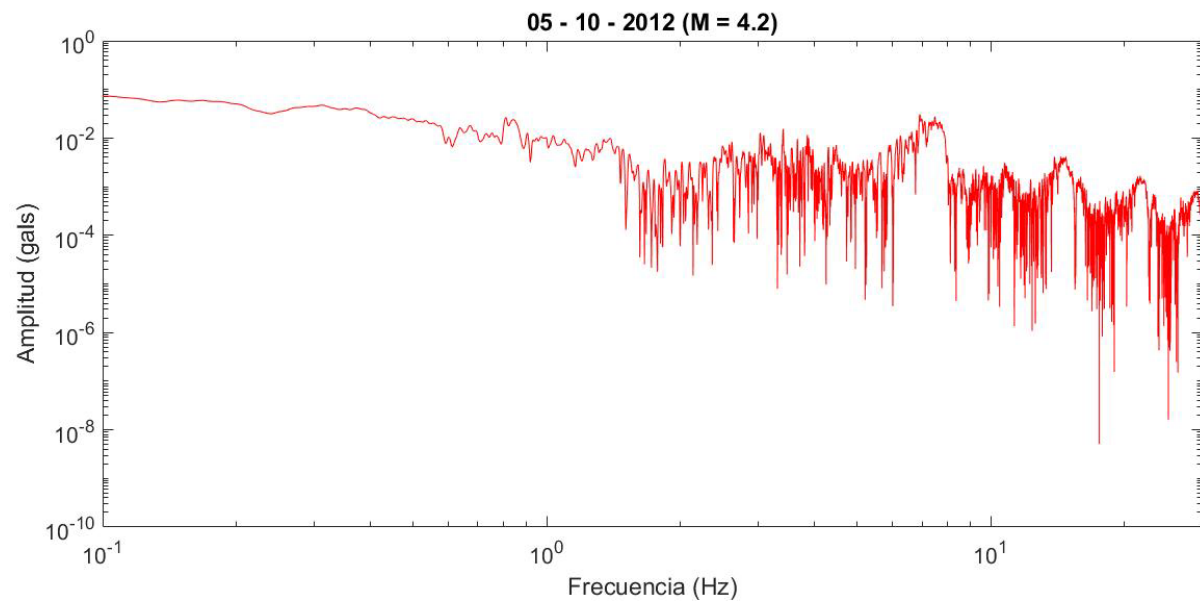
Estación ESTS (19.4916, -99.1111).

D6 – 28 de septiembre de 2011



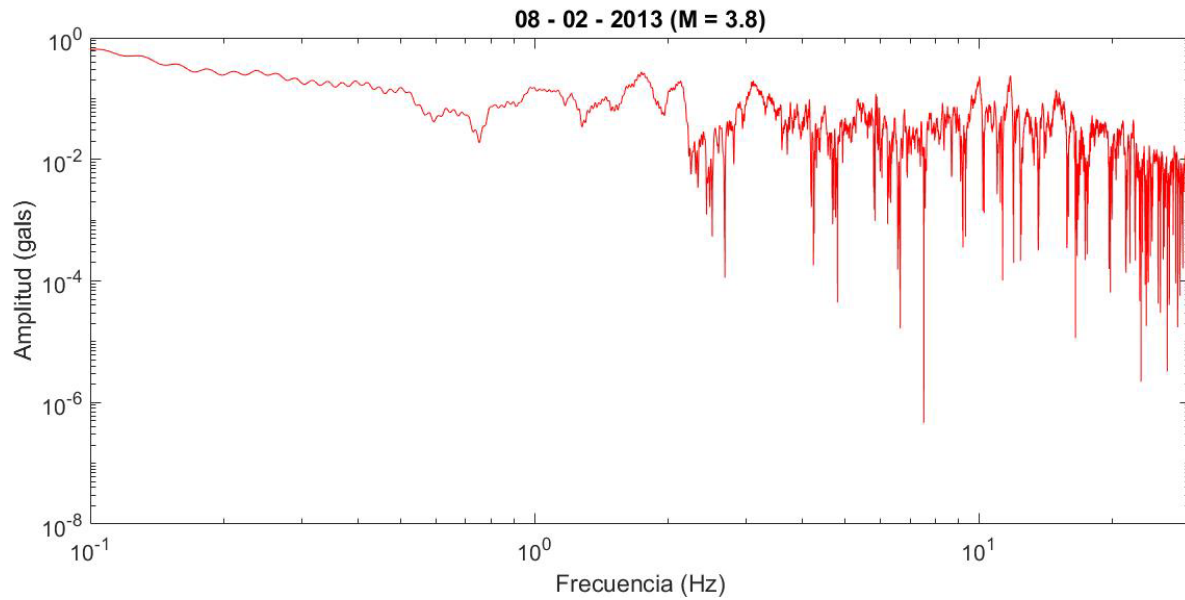
Estación XALA (19.5299, -96.9020).

D7 – 5 de octubre de 2012



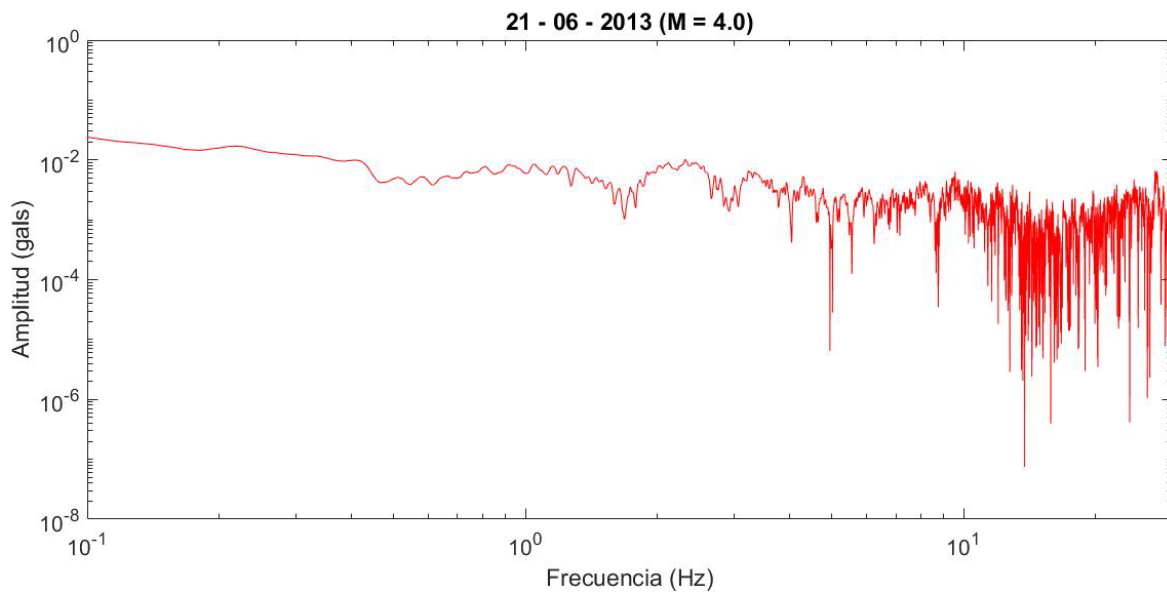
Estación URUA (19.4218, -102.0741).

D8 – 8 de febrero de 2013



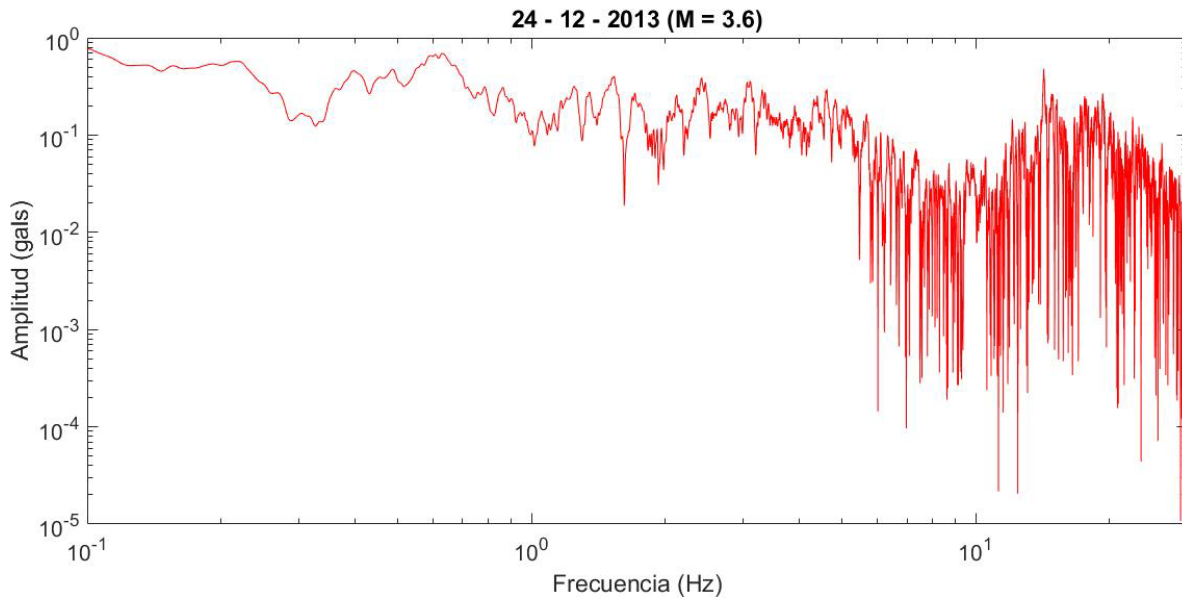
Estación ACAM (20.0432, -100.7168).

D9 – 21 de junio de 2013



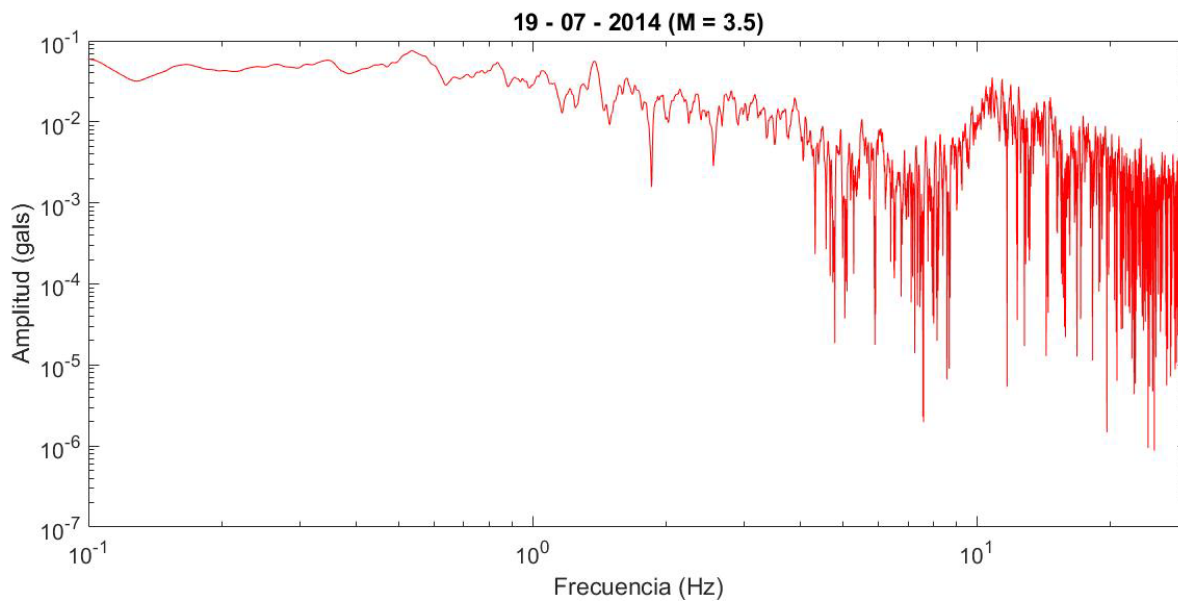
Estación RABO (18.5691, -98.4454).

D10 – 24 de diciembre de 2013



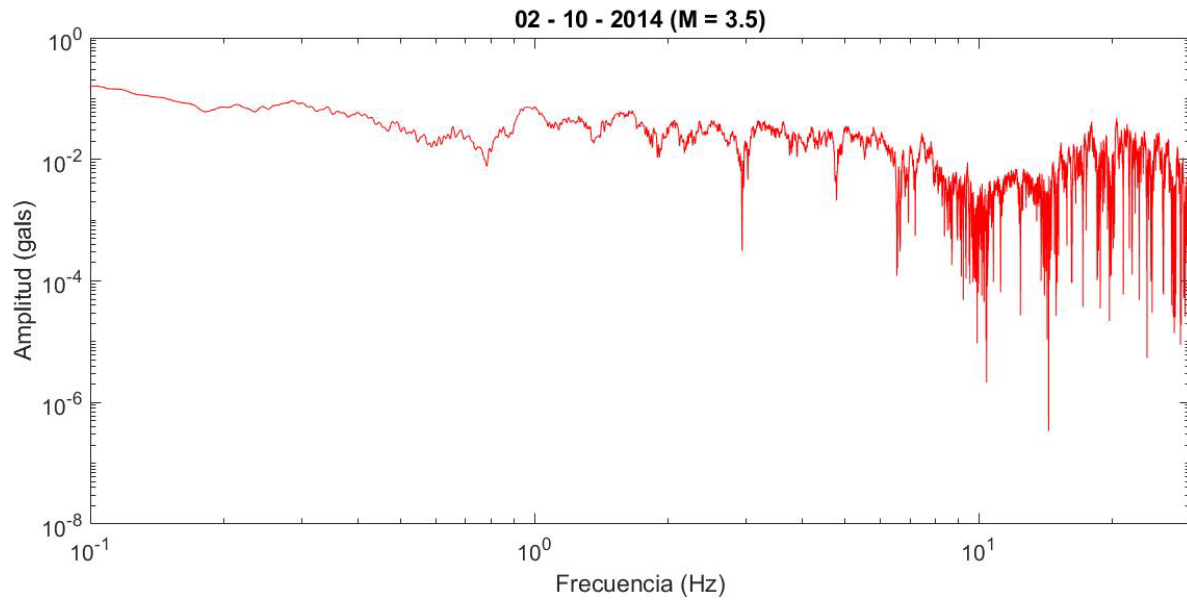
Estación CDGU (19.6995, -103.4478).

D11 – 19 de julio de 2014



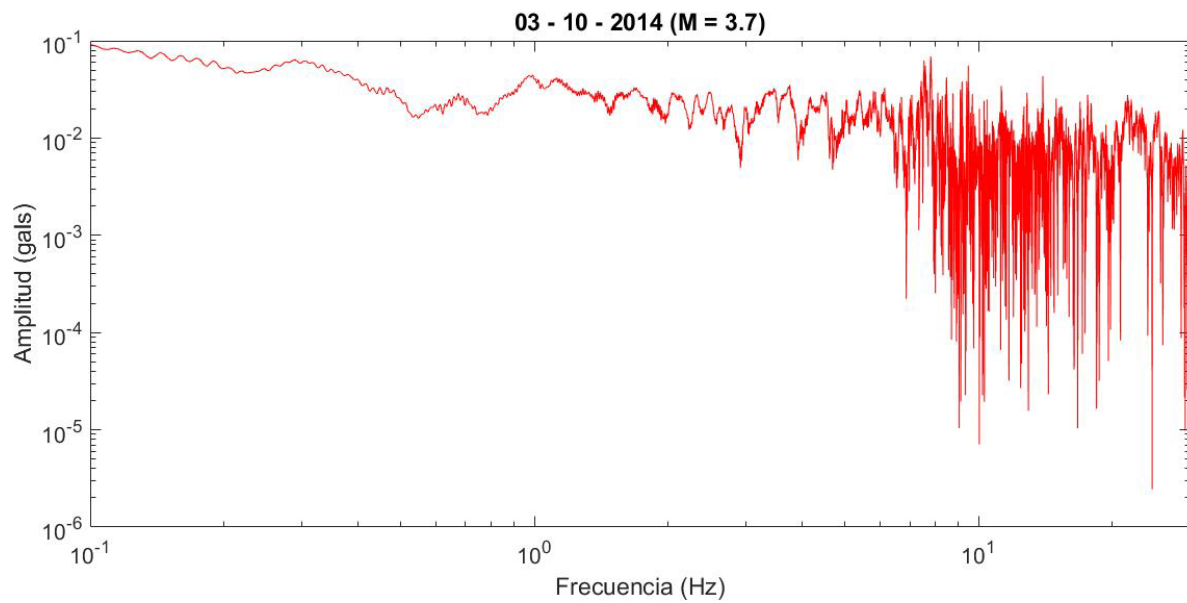
Estación TXCR (19.5015, -98.8062).

D12 – 2 de octubre de 2014



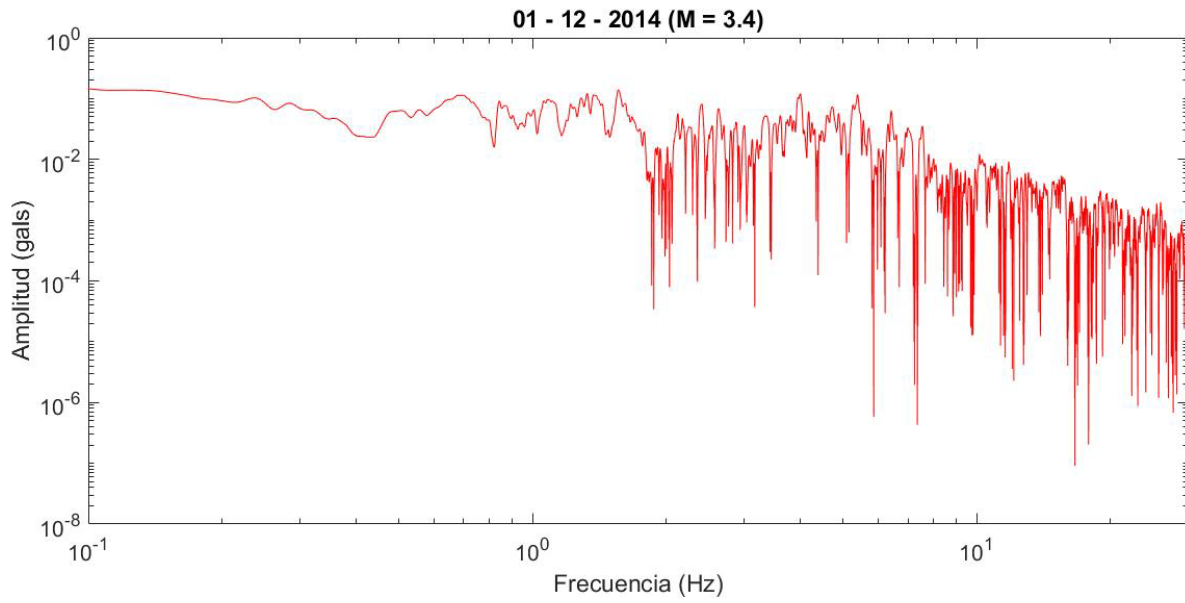
Estación CDGU (19.6995, -103.4478).

D13 – 3 de octubre de 2014

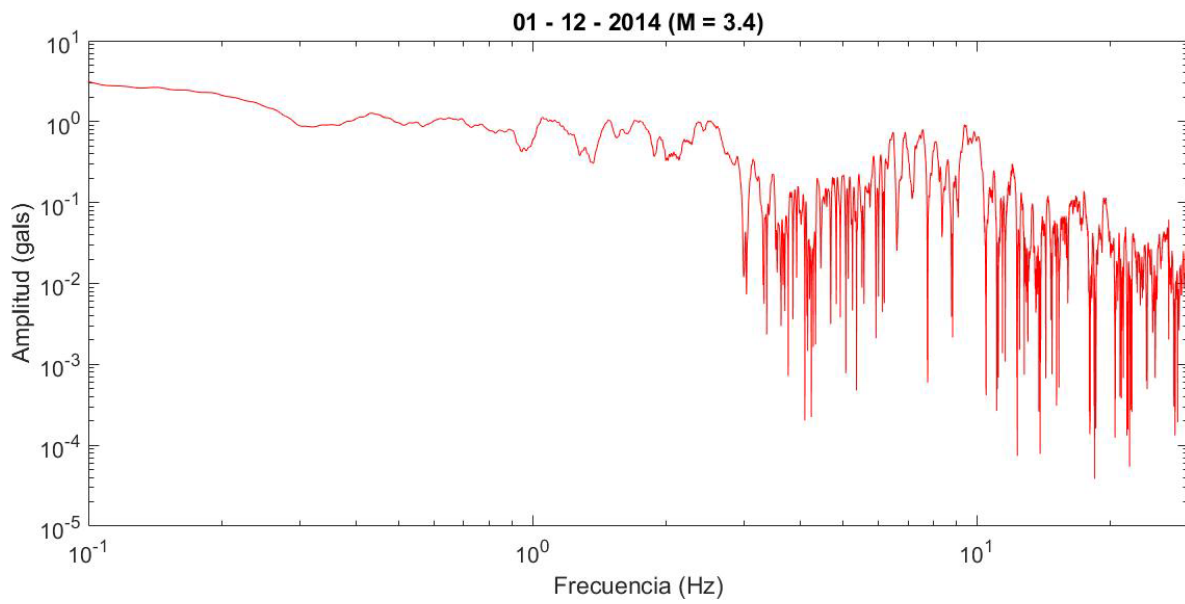


Estación CDGU (19.6995, -103.4478).

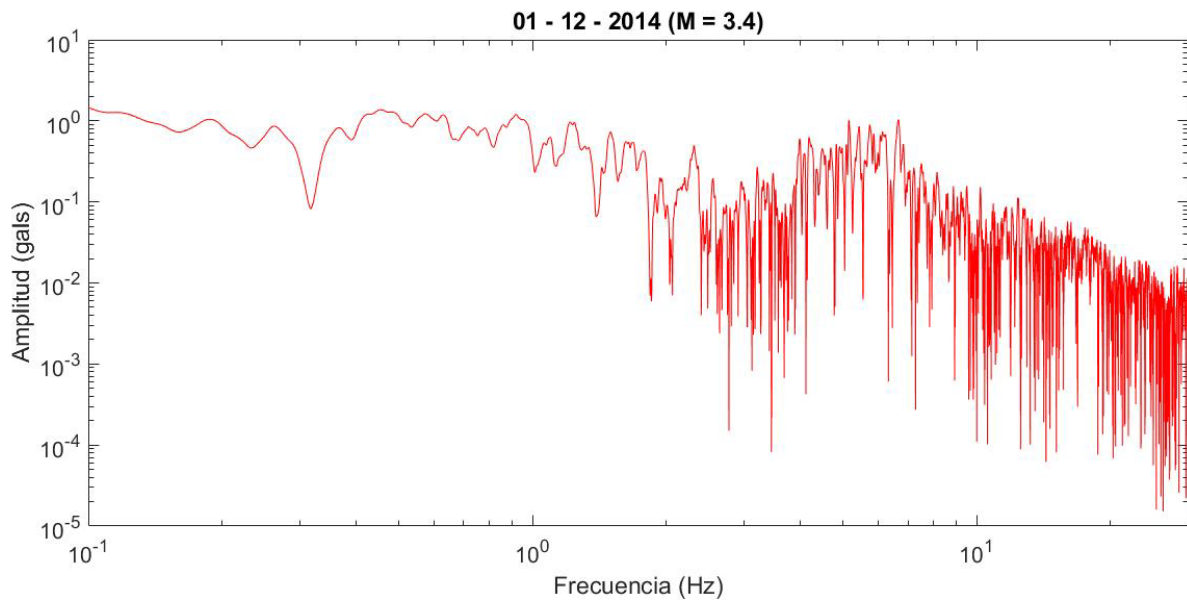
D14 – 1 de diciembre de 2014



Estación CNBA (19.3147, -99.1753).

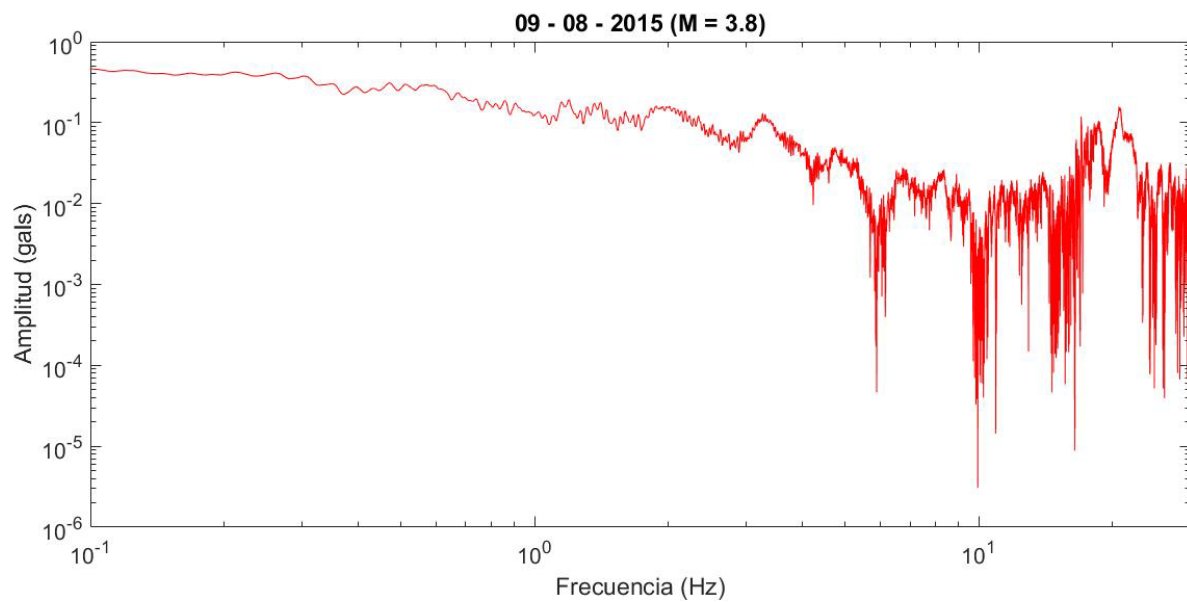


Estación CUP5 (19.3302, -99.1811).



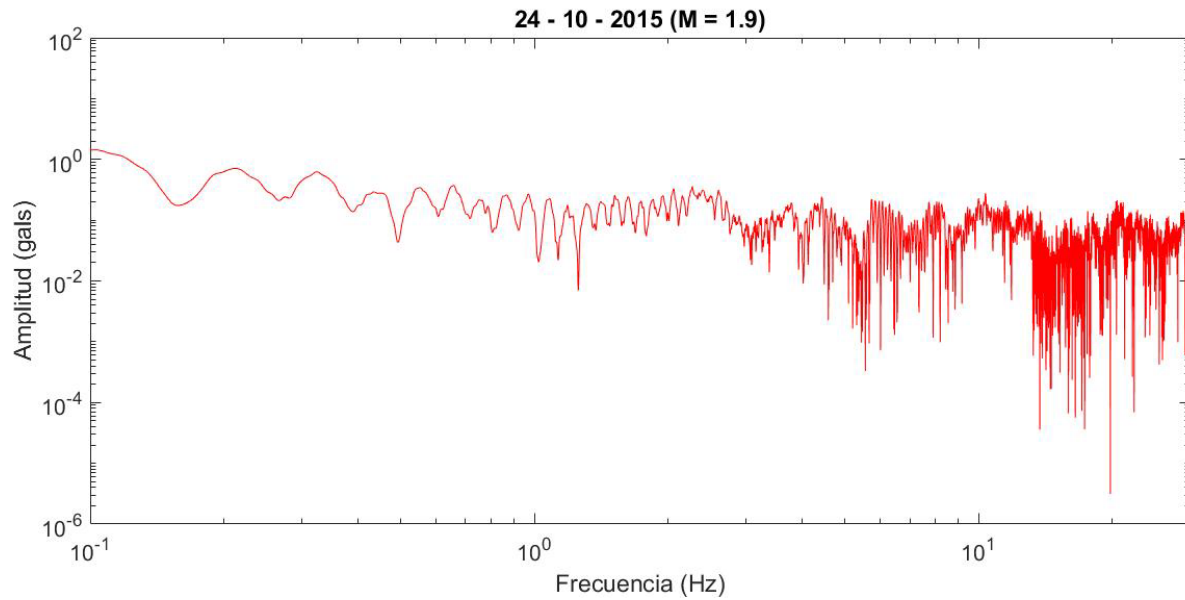
Estación TACY (19.4045, -99.1952).

D15 – 9 de agosto de 2015



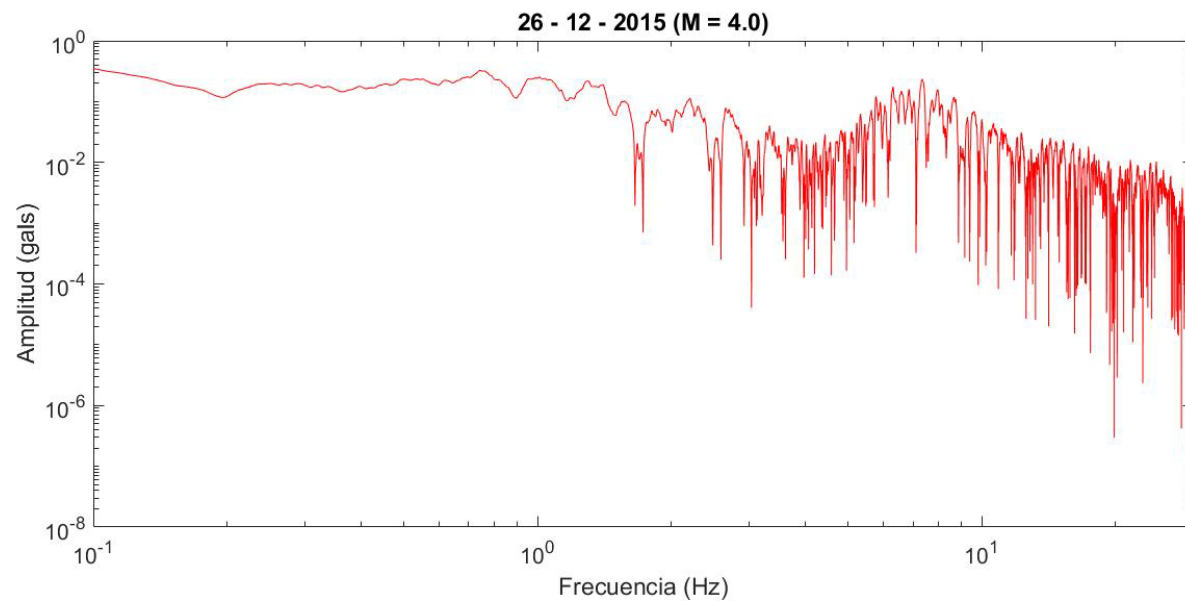
Estación SXPU (19.0399, -98.2151).

D16 – 24 de octubre de 2015



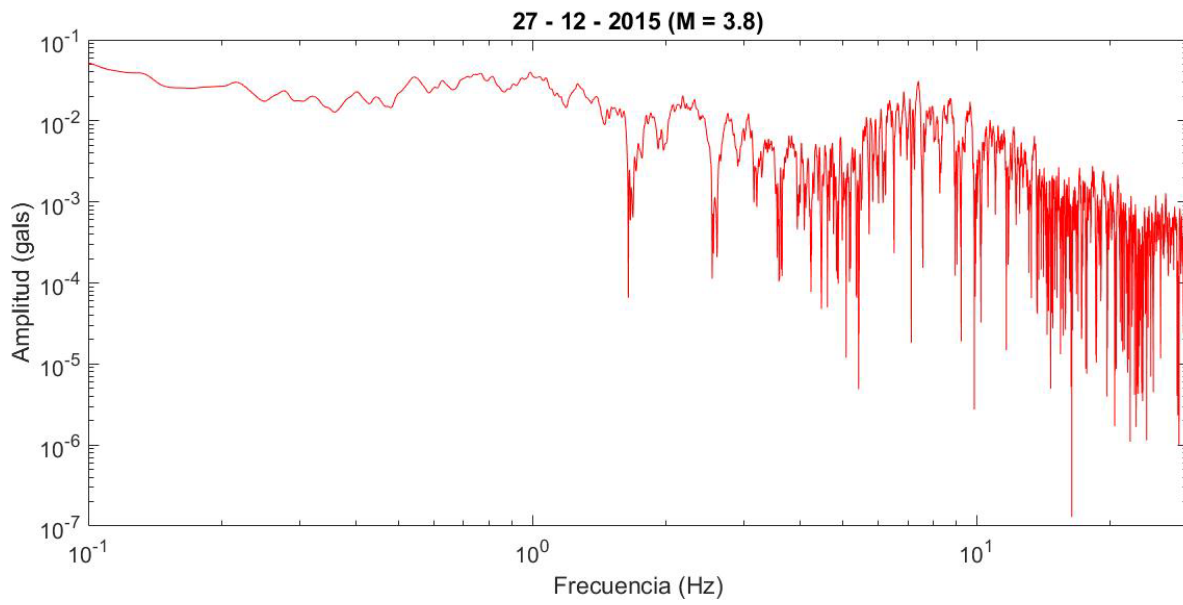
Estación TACY (19.4045, -99.1952).

D17 – 26 de diciembre de 2015



Estación URUA (19.4218, -102.0741).

D18 – 27 de diciembre de 2015



Estación URUA (19.4218, -102.0741).