



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO
FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD SUPERFICIAL DENTRO DEL EJE NEOVOLCÁNICO
MEXICANO (MVB) PARA DETERMINAR UN MODELO DE ATENUACIÓN**

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
Doctor en Ingeniería

Presenta

M.C. ALEJANDRO CLEMENTE CHÁVEZ

Dirigido por:

Dr. Omar Chávez Alegría

Director

Dr. Jorge Aguirre González

Co-director

Santiago de Querétaro, Qro., Marzo del 2020.



Universidad Autónoma de Querétaro

Facultad de Ingeniería

Doctorado en Ingeniería

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD SUPERFICIAL DENTRO DEL EJE NEOVOLCÁNICO MEXICANO (MVB) PARA DETERMINAR UN MODELO DE ATENUACIÓN

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
Doctor en Ingeniería

Presenta:

M.C. Alejandro Clemente Chávez

Dirigido por:

Dr. Omar Chávez Alegría
Director

Dr. Jorge Aguirre González
Co-director

SINODALES

Dr. Omar Chávez Alegría

Presidente

Dr. Jorge Aguirre González

Secretario

Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid

Vocal

Dr. Marco Antonio Montiel Ortega

Suplente

Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras

Suplente

Centro Universitario
Querétaro, Qro.
Marzo 2020.
México.

Resumen

El Cinturón Volcánico Mexicano (MVB) es una zona sismogénica que se localiza como una franja orientada de este a oeste en la parte central de México; el potencial del peligro y riesgo sísmico de esta zona ha sido poco estudiado a detalle; esto debido a la falta de bases de datos instrumentales y a la baja recurrencia sísmica, es decir, por su baja frecuencia. Sin embargo, es bien conocido que ha habido grandes eventos sísmicos de hasta magnitud $M_w > 6.0$ en esta zona del MVB. En este estudio se presenta un aporte al conocimiento acerca del comportamiento de esta señal sísmica sobre el MVB.

Ochenta registros de 22 eventos sísmicos superficiales con fuente en la zona sismogénica MVB fueron recabados de las principales redes sísmicas de México, correspondientes a los últimos 13 años. En principio un análisis de esta sismicidad fue hecha a través de la estimación de efectos de sitio con base en la técnica de cocientes espectrales H/V. Los resultados indicaron: 1) que la parte noreste del MVB presenta una menor amplificación de la señal sísmica en comparación al resto del MVB; 2) la fiabilidad de clasificar 2 grupos de estaciones, (i) seis estaciones con amplificación de sitio significativa (SSA) y (ii) siete estaciones con amplificación de sitio despreciable (NSA); 3) que en el MVB hay una amplificación promedio de hasta 1.5 veces más en la frecuencia de 0.36 Hz que el reportado por García (2009) para la zona de subducción; y 4) que el MVB posee un comportamiento muy particular al presentar en promedio hasta cuatro picos con amplitudes de entre 4 a 4.65 en las frecuencias de 0.36, 0.75, 15 y 23 Hz. Contrastes de este estudio con otros previos (basados con sismicidad interplaca) son hechos y discutidos en detalle en este documento.

Al final de este documento son adjuntados 3 artículos sobre el análisis y comportamiento de la señal sísmica como producto de éste trabajo; dos de estos trabajos son enfocados en la zona de Querétaro y un tercero a nivel regional sobre la parte central del país (MVB).

Palabras clave: Sismo, atenuación sísmica, efecto de sitio, riesgo y peligro sísmico.

Abstract

The Mexican Volcanic Belt (MVB) is a seismogenic zone that is located as a fringe with an east-west orientation in the central part of Mexico; The potential about the seismic risk and hazard of this zone has not been studied in detail; it due to the scarcity of instrumental data as well as because seismicity in the continental regime of central Mexico is not too frequent. However, it is known that there are precedents of large earthquakes ($M_w > 6.0$) that have taken place in this zone of the MVB. In this study presents a contribution to the knowledge about the behavior of this seismic signal on the MVB zone.

Eighty records of 22 shallow seismic events from the source in the seismogenic zone of the Mexican Volcanic Belt (MVB) were collected from the main seismic nets of Mexico, this database corresponds to the last 13 years. At the beginning one analysis of this seismicity was done through the estimation of site effects with base on the technic H/V spectral ratios. The results showed: 1) That the northeast part of the MVB show a less amplification of the seismic signal in comparison to the rest of the zone MVB; 2) The reliability to classify 2 groups of stations, i) six stations with significant site amplification (SSA) and (ii) seven stations with negligible site amplification (NSA); 3) that in the MVB there is a average amplification to up 1.5 times more in the 0.36 Hz frequency than those reported by García (2009) for the zone of subduction; 4) that the MVB has a behavior very particular because it presents in average of to up four peaks with amplitude ranging from 4 to 6.65 at frequencies of about 0.36, 0.75, 15 y 23 Hz. Contrasts of this study with previous others (these based with inter-plate seismicity) are done and discussed in detail in this document.

At the end of this document are attached 3 articles about the analysis and the behavior of the seismic signal as product of this research; two of these papers are focused in the Querétaro area and the third in a regional overview on the central part of our country (MVB).

Key words: Earthquake, seismic attenuation, site effect, seismic hazard and risk.

Dedicatorias

A **Dios**, por darme y permitirme disfrutar de la vida.

A **mis Padres**, por los principios que me inculcaron, de los cuales me he formado como persona.

A **mis Hermanas y Hermanos**, por su amor, apoyo, comprensión y motivación que siempre nos unen.

A **mi Esposa e hijos: Alex, Alison y Saúl**, por su comprensión, paciencia y apoyo, pero sobre todo por su amor que hacen llenarme la vida de sueños y que juntos hacemos se conviertan en objetivos fáciles de alcanzar.

A **mis amigos**, Montiel, Ángel (Master), Adolfo, Ciro-Lulú, Omar, Edgardo y Rodrigo por la compañía, amistad y apoyo brindado desinteresadamente a lo largo de este trabajo.

Agradecimientos

A mi Universidad, por darme la oportunidad, por tercera vez, el alcanzar un objetivo más en mi vida como profesional, esto hace sentirme **100% UAQ**.

Al CONACYT, por destinarme un apoyo económico que permitió dedicarme en tiempo completo a la realización del presente trabajo.

A la UNAM, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro.; Instituto de Ingeniería, México D.F.; e Instituto de Geofísica (SSN), México D.F. por la interacción académica y proporcionamiento de datos sísmicos que hicieron viable este trabajo.

Al Dr. Marco Montiel, por aceptar en principio el rol de director de tesis y sus consejos.

Al Dr. Ramón Zúñiga, por su dedicación de parte de su tiempo al revisar a detalle los artículos, sus comentarios relevantes del ramo de la sismicidad en el presente trabajo, sus opiniones personales y desde luego sus consejos en las difíciles decisiones de este proceso doctoral.

Al Dr. Moisés Arroyo, por sus comentarios que siempre los tomé objetivamente.

Al Dr. Jorge Aguirre, por aceptar ser mi codirector de tesis en una etapa difícil de mi doctorado.

Al Dr. Omar Chávez, por aceptar ser mi director de tesis en una etapa difícil de mi doctorado; por su confianza, apoyo y credibilidad sobre mí para resolver situaciones en pro de la Universidad.

Índice

Resumen	i
Abstract	ii
<i>Dedicatorias</i>	iii
<i>Agradecimientos</i>	iv
<i>Índice</i>	v
Índice de Tablas	vii
Índice de Figuras	viii
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación	2
1.2 Hipótesis y Objetivos	6
1.3 Zona de estudio	7
1.3.1. Ubicación geográfica del MVB	7
1.3.2. Ambiente tectónico del MVB	7
1.4 Características de la Sismicidad Histórica	9
1.4.1. MVB	9
1.4.2. Secuencia sísmica de Peñamiller, Querétaro (2010-2011).	13
1.5 Efecto amplificador en MVB	16
1.6 Status en la estimación del parámetro Q (<i>atenuación anelástica</i>), sobre el MVB	20
1.6.1. Zona Sismogénica MVB	20
1.7 Conocimiento actual sobre la zona sismogénica MVB	22
2 BASES DE DATOS	25
2.1 Criterios en la Identificación de Sismicidad	25
2.1.1. Fuentes de Información	25
3 METODOLOGÍA Y ANÁLISIS	29
3.1 Metodología HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio)	29
3.1.1 Consideraciones para HVSR	30
3.1.2 Análisis a través de la metodología HVSR	31
3.2 Técnica de regresión Bayesiana	33
3.2.1 Conceptos básicos	33
3.2.2 Aspectos generales sobre el Método Bayesiano en la estimación del movimiento fuerte del suelo ante la acción sísmica.	37
3.2.3 Forma funcional	39
3.2.4 Técnica de regresión Bayesiana	40
4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	46
4.1 Cocientes espectrales para todas las estaciones sísmicas sobre el MVB, para analizar el efecto de sitio.....	46
4.2 Análisis a detalle del comportamiento de la señal sísmica dentro del MVB	49
4.3 Clasificación de las estaciones sísmicas en dos grupos (estaciones sobre roca y sobre suelo blando).	54
4.4 Comparaciones de efectos de sitio de este estudio respecto a previos estudios	55
5 CONCLUSIONES	59

REFERENCIAS	62
<i>Apéndice A. Metodologías de análisis de regresión y ajustes aplicados al desarrollo de modelos empíricos de atenuación del movimiento fuerte.</i>	66
<i>Apéndice B. Publicaciones</i>	83
<i>B.1 Relación de atenuación sísmica, Trayectoria Guerrero-Querétaro (Clemente, et al., 2012).</i>	84
<i>B.2 Secuencia sísmica de Peñamiller (Clemente-Chavez, 2013).</i>	111
<i>B.3. Efectos de Sitio sobre el MVB (Clemente-Chavez, 2014).</i>	122
<i>Apéndice C. Reporte del primer sismo registrado en C.U. UAQ</i>	138

Dirección General de Bibliotecas UAQ

Índice de Tablas

Tabla	Título	Página
Tabla 1.1	Earthquake source parameters of best fit solutions from the Peñamiller sequence (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2013).	13
Tabla 2.1	Clasificación de la base de datos por institución, red sísmica con sus estaciones y características de los instrumentos.	26
Tabla 2.2	Sismos analizados en este estudio	26
Tabla 4.1	Results of the site effect estimation by quadrants in the MVB. The table shows: fundamental frequency identification (f_0), amplification factor (A_0), classification of the amplification level at each seismic station site, values of other peaks at frequencies with smaller amplitudes and number of records used in each evaluation (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2014).	48
Tabla 4.2	Comparisons of A_0 and f_0 (at each seismic station) reported in previous studies with the results of this study (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2014).	57
Tabla A. 1	Resultados de los ejemplos de aplicación mostrando la sensibilidad de los valores iniciales de τ^2 / σ^2 para los dos algoritmos (Abrahamson y Youngs, 1992).	82

Índice de Figuras

Figura	Título	Página
Figura 1.1	a) Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB), según Gómez-Tuena et al. (2005), b) Tipos de sismos en zona de Subducción y sismos de Corteza superficial; c) Imagen satelital de la República Mexicana tomada de noche que muestra la dispersión poblacional, siendo la zona del MVB la de mayor concentración poblacional.	3
Figura 1.2	Zonas sismogénicas de México Zúñiga et al. (1997).	5
Figura 1.3	a) Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB), según Gómez-Tuena et al. (2005). b) Estaciones de banda ancha dentro México; región del MVB delimitada con línea color naranja. www.ssn.unam.mx/.	5
Figura 1.4	Zona de estudio, MVB: Cinturón Volcánico Mexicano (delimitada con línea punteada). MAT: Fosa Centroamericana (línea discontinua), acorde Gómez-Tuena et al. (2005).....	7
Figura 1.5	a) MVB área sombreada; G= Guadalajara, C=Colima, Q=Puebla, M=Ciudad de México, V=Veracruz. Volcanes de la era Cuaternaria (triángulos). CTFZ=Falla Chapala – Tula, TSMFZ= Zona de falla San Miguel Allende. La zona del recuadro es la mostrada en la Figura b) donde es mostrado el epicentro del sismo de Sanfandila, 1998 (círculos en rojo).....	8
Figura 1.6	Regional tectonic situation, main faults systems zones, historical large earthquakes of the MVB and study area.....	11
Figura 1.7	The study area: northeast edge of the MVB. Location and identification of: (a) Mexico, (b) Queretaro state within Mexico and delimitation of MVB zone with dotted line, (c) Peñamiller Town and Queretaro City within Queretaro state, and (d) Seismic stations and Downtown Peñamiller (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2013).....	13
Figura 1.8	Acceleration, velocity and displacement signal from the largest earthquake in Peñamiller that occurred on 8 February 2011 at 19:53:48.60 UTC are shown. Long of each phase-window on displacement signal for the spectral analysis are indicated with arrows. Note: Although P-window includes some of the S phase, this is eliminated by the taper which diminishes the effects of the window extremes (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2013).....	14
Figura 1.9	Epicenters of the Peñamiller Earthquakes Sequence and fault plane solutions (Focal Mechanisms) for eight events employed in the inversion procedure (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2013).	15
Figura 1.10	Isoseismal of PGA amplitudes for the largest earthquake of Mw=3.5, seismic stations and downtown Peñamiller are shown (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2013).....	15
Figura 1.11	Premonitory earthquakes for the event No. 2 of Mw=3.0 are shown. In figure is observed that there are between 20 to 60 seconds before of the main shock (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2013).	16
Figura 2.1	Map of the Mexican Volcanic Belt (MVB) according to Gómez-Tuena et al. (2005); Location of: seismic stations in Table 2.1, epicenters in Table 2.2 and the zone divided in quadrants (solid straight lines) are shown. To the right, the map of the VM located within the Distrito Federal, the stations, and the classification of the three geotechnical zones are also shown. (Clemente-Chavez <i>et al.</i> , 2014).	27
Figura 3.1	Gráfico típico de cocientes espectrales con metodología HVSR. Una frecuencia fundamental f_0 y Amplitud A_0 son mostrados (la banda gris representa la varianza de la frecuencia f_0 ; las líneas discontinuas representan la desviación estándar de la curva promedio H/V (línea gruesa negra) a partir de las curvas H/V –líneas de colores-).....	30

Figura 3.2 Comparison of H/V results, determined with both software programs. This is done with the same EQ and different smoothing functions. The graph shows peaks and dips at the same points, identifying the same values of fundamental frequency and amplified factor (Clemente-Chavez *et al.*, 2014)..... 32

Figura 3.3 Función de densidad de probabilidad de la distribución Normal. 34

Figura 4.1 Averages of H/V spectral ratios \pm one standard deviation for all stations are shown. The headers in each graph correspond to the following nomenclature: Station (Number of records, epicentral distance range in km, site classification: N = negligible site amplification or S = significant site amplification) and quadrant number (Clemente-Chavez *et al.*, 2014). 47

Figura 4.2 Comparison of the behavior and differences of site amplification between the two groups of stations within the MVB: 1) with SSA and 2) with NSA. Both groups are shown with \pm one standard deviation. Observe that the main differences are in the low frequency range of 0.1-1.0 Hz. Averages of all the stations, which form each group, are also shown (Clemente-Chavez *et al.*, 2014)..... 49

Figura 4.3 A general overview of site effects in the MVB is shown. Note: A smaller site amplification in the northeast part of the MVB (quadrant II) than those of the other quadrants. (the three stations with a single record: COMA, CANA and TXCR are also included) (Clemente-Chavez *et al.*, 2014)..... 51

Figura 4.4 Comparisons of the amplitudes decay among the Fourier acceleration spectra (FAS) of the earthquakes 10, 17 and 18 (earthquakes in Table 1 with the largest record number and similar Magnitude $M \approx 4$) with site differences within the MVB are shown. FAS shapes correspond to the horizontal components. The legends in each graph indicate: earthquake number, epicenter location, and epicentral distance. (HGO = Hidalgo State, DF = Distrito Federal) (Clemente-Chavez *et al.*, 2014)..... 52

Figura 4.5 In the Figures a) to e) Fourier acceleration spectra (FAS) of the earthquake 11 for the station sites MOIG, COIG, PLIG and DHIG (with similar epicentral distances) are shown; In Figure f) seismograms of the north-south component of the COIG, DHIG and PLIG stations (where the DHIG station shows longer periods than the other stations) are also shown; and in Figure g) FAS shapes of the north-south components of the four stations are superimposed, where the greater attenuation is observed at DHIG site (at frequencies of 0.3 to 10Hz) with respect to COIG and PLIG sites (Clemente-Chavez *et al.*, 2014). 54

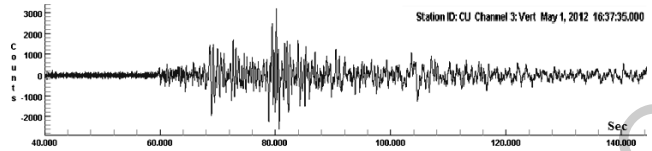
Figura 4.6 Comparisons of averages of site effects with NSA between those reported by García *et al.* (2009) –sites with trajectories in the subduccion zone– and the results of this study are shown. The results of García *et al.* (2009) are shown for a) inland stations and b) coastal stations, this based on records of the interplate seismicity of the Mexican Pacific Coast. Observe: in Fig. a) an higher amplification factor in MVB sites than the amplification level of inland stations, this of up to 1.5 times at the frequency of 0.36 ; and in Fig. b) the comparison between the MVB sites with averages of the coastal stations, the behavior is similar (Clemente-Chavez *et al.*, 2014)..... 56

Figura 4.7 Example of instrumental response correction with two methods: SSN station gain and factory data. The H/V results show identical shapes. The earthquake record used corresponds to the number 18 of the Table 2.2 with magnitude 4.3 and epicentral distance of 154 km (Clemente-Chavez *et al.*, 2014)..... 58

Figura 4.8 Comparisons of H/V results with the use of different window longitude to analysis. The dotted lines show the same peaks at same frequencies in both H/V shapes (Clemente-Chavez *et al.*, 2014). 58

Figura A.1. Valores de α_i para la amplitud máxima horizontal del análisis de regresión de la ec.1 graficada contra la magnitud de momento M , esto para: a) Amplitud máxima de aceleración, b) Amplitud máxima de velocidad. Los símbolos de diamantes representan sismos con solamente un valor de la amplitud (en a) aceleración o en b) velocidad);

estos valores no fueron usados en la determinación de ajuste de la línea, los cuales hubieran sesgado los resultados. (Joyner y Boore, 1981).....	69
Figura A.2. Predicción de valores de amplitudes máximas para un 50 y 84 percentil como función de la distancia, magnitud de momento y condiciones geológicas de sitio (este último sólo en velocidad): a) y b) Aceleración máxima c) y d) Velocidad máxima.	70
Figura A.3. Residuos de las amplitudes máximas respecto a sus ecuaciones de predicción: a) PGA, aceleración máxima; b) PGV, velocidad máxima. Respecto a ecuaciones 4 y 5, respectivamente. (Joyner and Boore, 1981).	71
Figura A.4. Residuos de las amplitudes máximas a) de aceleración, b) de velocidad respecto a sus ecuaciones 4 y 5 contra la magnitud M para las estaciones con distancia d menor o igual a 10 km.	72
Figura A.5. Comparación de curvas de atenuación para la aceleración máxima horizontal por Campbell (1981) (líneas discontinuas) con curvas del 50 percentil de Joyner y Boore (1981) (líneas continuas). El modelo de Campbell (1981), ya está compensado la aceleración horizontal máxima por el 13% que él determinó como equiparable a tal comparación.	72
Figura A.6. (a) Estimación de la transformación sin restricción (sin unir los puntos) y monótonica transformación (la curva) de la magnitud para el efecto aleatorio del modelo. (b) Estimación de la transformación sin restricción (sin unir los puntos) y monótonica transformación (la curva) de la $\ln \ln(d+6.352)$ para el efecto aleatorio del modelo. (c) Estimación de la transformación sin restricción (sin unir los puntos) y monótonica transformación (la curva) de $A^{1/3}$ para el efecto aleatorio del modelo. (Brillinger y Preisler, 1984).	75
Figura A.7. Las tres curva centrales son estimaciones de la aceleración pico horizontal calculada de (2.2), (2.1) y la mejor raíz cúbica (Brillinger y Preisler, 1984), respectivamente (leyendo de arriba abajo sobre la izquierda). Las curvas más afuera son intervalos de confianza del 95% centrado en la curva evaluada con (2.2). (Brillinger y Preisler, 1985).	77



1 INTRODUCCIÓN

Las estructuras de edificaciones son indispensables estén diseñadas contra la acción sísmica, esto por la simple razón de guardar seguridad del ser humano. Los parámetros para diseño sísmico son definidos dentro del campo de la ingeniería sísmica. Así, el proceso de análisis y estimación de parámetros para el diseño de las estructuras (diseño contra las fuerzas inerciales producidas por el movimiento del terreno debido al paso de las ondas sísmicas), es abordado en principio por conocer la frecuencia, intensidad y magnitud sísmica de un área en particular (Bases de datos). Posteriormente, se analizan y clasifican las bases de datos con criterios bien delineados en ingeniería sísmica (e.g., eventos con magnitudes moderadas $M \geq 5.0$, registros sobre roca y sobre suelo blando, profundidad de la fuente, etc.), esto con el objetivo de particularizar comportamientos y obtener menores variaciones en los resultados de parámetros sísmicos. Sin embargo, el principal problema de reunir y clasificar la información sísmica es que resultan muestras de datos pequeñas con dispersos eventos sísmicos. Lo anterior dificulta conocer cuál será la aceleración sísmica en el suelo (a_0) donde se cimentará una edificación.

En respuesta a lo anterior, la ingeniería sísmica ha planteado el análisis con base en datos sísmicos la obtención de expresiones matemáticas que puedan estimar-predecir la aceleración del movimiento del suelo al paso de las ondas sísmicas de un sitio particular dentro del área de estudio. Tales expresiones son conocidas como relaciones de atenuación sísmica. La obtención de éstas involucran generalmente parámetros sísmicos como la magnitud (M), distancia hipocentral (r), profundidad epicentral (H) y por supuesto la aceleración del suelo a_0 . Por último, cabe destacar que las relaciones de atenuación sísmica son la base de la construcción de espectros sísmico de diseño estructural.

En este documento se aborda la parte de análisis y clasificación de la base de datos sísmicos, del tipo superficial, para un área sismogénica poco estudiada en México nombrada como Eje Neovolcánico Mexicano o Cinturón Volcánico Mexicano, mejor conocida como MVB, por sus siglas en inglés (Mexican Volcanic Belt) -franja comprendida en la parte central de la República Mexicana, ver Figura 1.1a -. El documento comienza desde la recopilación de datos (de las principales redes sismológicas de México -ver Figura 1.3b- e incluye eventos únicos recientes del análisis de la secuencia sísmica de Peñamiller, Querétaro 2010-2011, ver Clemente-Chavez et al., 2013, trabajo que incluimos como parte de este documento) hasta la clasificación de datos. Esto último, fue realizado a través de la metodología Cocientes Espectrales HVSR (Lermo and Chávez-García, 1993), el cual condujo a conocer el panorama sobre el comportamiento de la señal sísmica dentro del MVB además de separar los datos con clasificación sobre roca y sobre suelo blando; ver Clemente-Chávez et al., 2014, trabajo que también incluimos en este documento. Finalmente, incluimos aspectos generales sobre la metodología de la técnica de regresión Bayesiana en pro de la estimación, en lo futuro, de una relación de atenuación de la aceleración del suelo que particularice la sismicidad superficial que ocurre en el MVB, aspecto no estudiado hasta el momento en detalle.

1.1 Justificación

Los espectros de diseño sísmico que definen las fuerzas inerciales de análisis por sismo en las edificaciones están sustentados en relaciones de atenuación establecidos para la delimitación del peligro sísmico en México que evalúan la intensidad sísmica en un lugar específico de interés dado la fuente sismogénica. Estas relaciones se clasifican en tres, tratando de cubrir el comportamiento de los distintos tipos de sismos mostrados en la Figura 1.1b y que se enlistan a continuación:

- A) Relación de atenuación para *sismos costeros*. Propuesta por Ordaz *et al.* (1989)
- B) Relación de atenuación para *sismos de profundidad intermedia*. Propuesta por García *et al.* (2005).
- C) Relación de atenuación para *sismos superficiales*. Propuesta por Abrahamson y Silva (1997). Relación que actualmente rige en México para representar el comportamiento sobre la zona MVB.

El diseño sísmico de las edificaciones en nuestro país México está regido por las tres relaciones de atenuación sísmica antes mencionados, estas predicen la aceleración máxima del suelo en cualquier parte del territorio nacional, acorde al tipo de fuente sismogénica de mayor impacto según el punto de interés y a un periodo de recurrencia estimado.

Las dos primeras relaciones A y B, están definidos con bases de datos observados desde las fuentes sismogénicas, de particular sismicidad, para la región de estudio. No así en la tercera relación C propuesto por Abrahamson y Silva (1997) la cual se definió en función de eventos superficiales de diferentes fuentes sismogénicas de varios lugares del mundo con la característica común de hallarse, tales eventos, dentro de regiones tectónicamente activas.

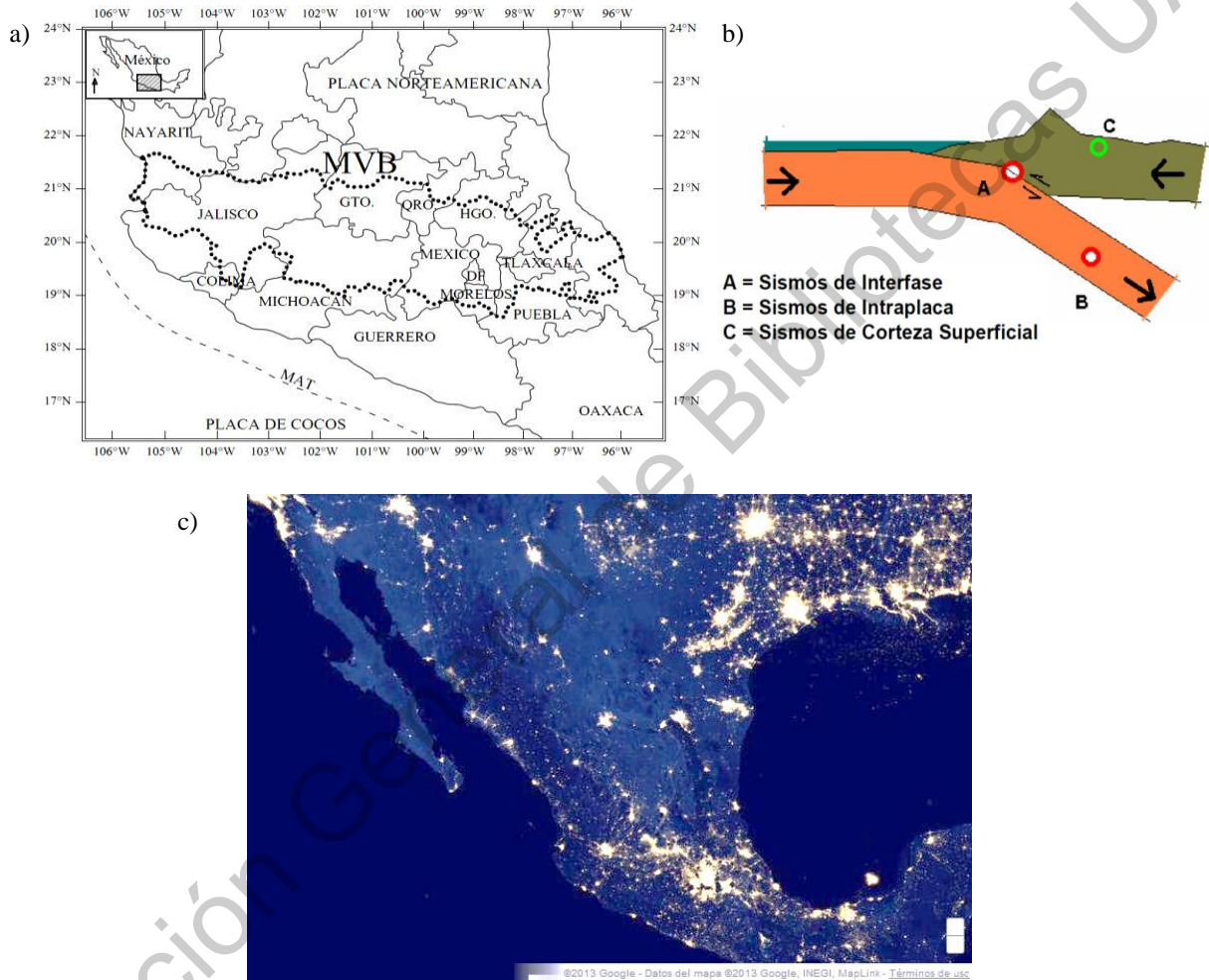


Figura 1.1 a) Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB), según Gómez-Tuena et al. (2005), b) Tipos de sismos en zona de Subducción y sismos de Corteza superficial; c) Imagen satelital de la República Mexicana tomada de noche que muestra la dispersión poblacional, siendo la zona del MVB la de mayor concentración poblacional.

La importancia de estudiar regionalmente, así como el de particularizar la sismicidad superficial del inciso C, radica en principio analizar la atenuación sísmica debida a la fuente sismogénica MVB, zona centro del país, donde se halla la mayor concentración poblacional de nuestro país (ver Figura 1c), la cual es poseedora de un régimen tectónicamente activo, causante de una sismicidad superficial conocida históricamente por eventos importantes como los ocurridos en Jalapa en el año 1920 con magnitud $M=6.4$; en Acambay en 1912 de $M=7.0$ los cuales presentaron grandes pérdidas de vidas y daños en edificaciones. Razones por las que interesa desde luego particularizar las diferentes trayectorias de propagación de las ondas sísmicas al paso por las distintas estratigrafías de la zona del MVB. Esto permitirá conocer más acertadamente las amplitudes sísmicas esperadas de eventos futuros sobre el suelo del MVB.

Retomando el tema sobre el actual empleo de la relación de atenuación del inciso C (Abrahamson y Silva, 1997) en México, justificado este por: 1) la analogía del ambiente tectónico activo como ocurren en las zonas sismogénicas del MVB, del noroeste del país y la de Polochic-Motagua (ver Figura 1.2.). Fuentes sísmicas que son caracterizadas por tener un régimen de falla del tipo transcurrente *strike-slip* (MDOC-DS08); 2) la poca cantidad de datos de eventos en el MVB debido al lento crecimiento en la instrumentación sísmica y 3) a la baja recurrencia sísmica de este tipo de sismicidad superficial en general; y en estas zonas de estudio en México, no son la excepción. Por ejemplo los registros empleados (de varias partes del mundo) en el estudio de Abrahamson y Silva (1997) consta de 58 eventos (un total de 655 registros) ocurridos entre 1940 y 1994. Información variada que ha dado respuesta a la predicción de amplitudes para el MVB.

Por lo anterior, es que en este documento de investigación, enfocada al MVB, se realizó: 1) una recabación de una base de datos y 2) un análisis de la sismicidad para visualizar el comportamiento de la señal sísmica y poder clasificar los datos (registros sobre roca y registros sobre suelo blando) en pro de sentar bases para la estimación de una relación de atenuación que particularice las amplitudes sísmicas dentro y en los alrededores del MVB generadas por la propia fuente MVB (ver figuras 1.2 y 1.3). Finalmente, en este documento también presentamos un breve inicio de tales bases con la exposición de la metodología de la técnica de regresión Bayesiana, la cual ha resultado idónea para cuando se poseen pequeñas muestras de datos con la facilidad de incorporación a priori de parámetros conocidos que ayudan a reducir el error de predicción.

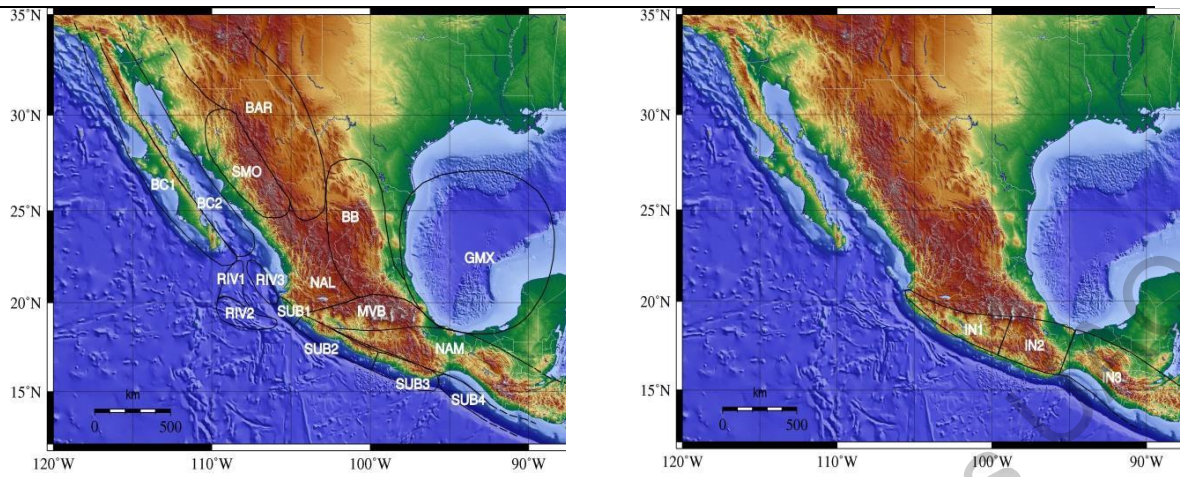


Figura 1.2 Zonas sísmicas de México Zúñiga et al. (1997).

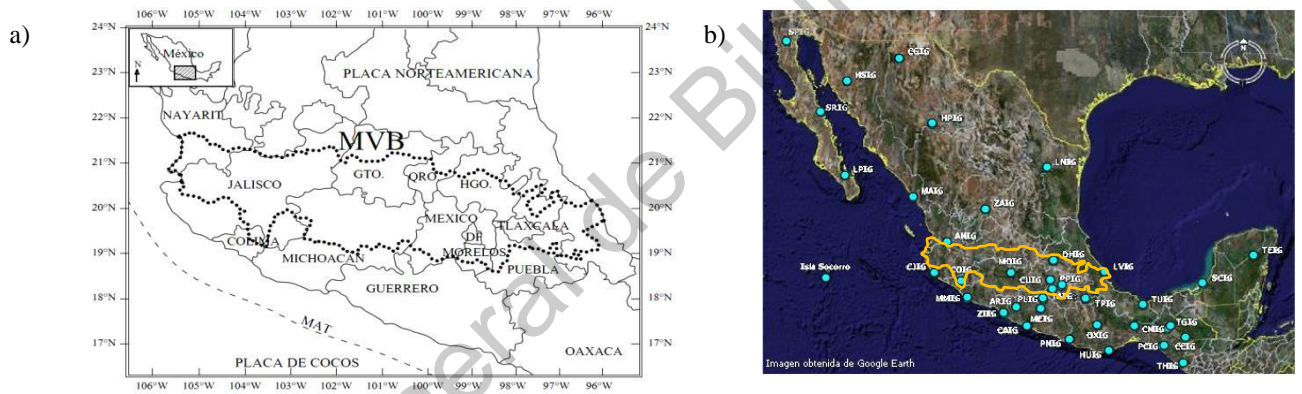


Figura 1.3 a) Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB), según Gómez-Tuena et al. (2005). b) Estaciones de banda ancha dentro México; región del MVB delimitada con línea color naranja. www.ssn.unam.mx/.

1.2 Hipótesis y Objetivos

Hipótesis

Es posible proponer un modelo de atenuación sísmica para la zona del MVB que prediga su comportamiento en función de la sismicidad observada, puesto que el modelo de Abrahamson y Silva (1997), que actualmente rige, se basó en gran medida de datos de otras partes del mundo.

Objetivo

Analizar la sismicidad superficial de dentro de la zona del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB) para sustentar una relación de atenuación.

Dirección General de Bibliotecas UAQ

1.3 Zona de estudio

1.3.1. Ubicación geográfica del MVB

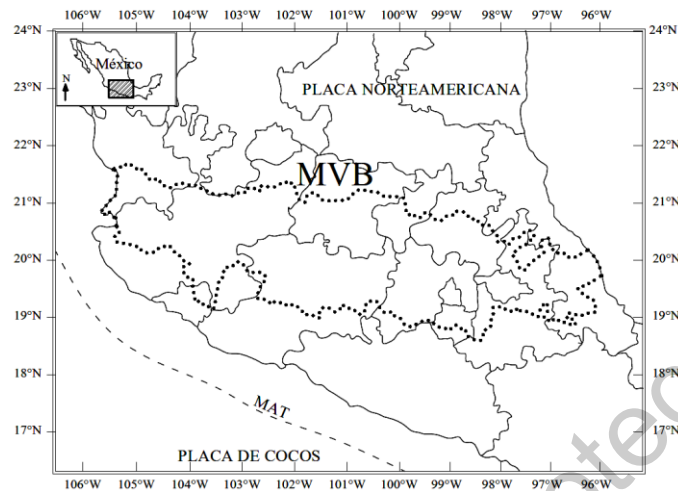


Figura 1.4 Zona de estudio, MVB: Cinturón Volcánico Mexicano (delimitada con línea punteada). MAT: Fosa Centroamericana (línea discontinua), acorde Gómez-Tuena et al. (2005)..

1.3.2. Ambiente tectónico del MVB

El estado de esfuerzos de la zona del MVB, ha sido inferido en gran parte, de principales estructuras tales como alineamientos de: fallas, barrera de volcanes, diques principales, etc. (e.g., Suter *et al.*, 1995), esto debido a la baja información de datos sísmicos. Situación que ha mejorado con la creciente cobertura instrumental sísmica, sin embargo aún no es suficiente si comparamos la cobertura con otras zonas, como la zona de subducción y la zona noroeste del país. Adicional a esto, se sabe que la sismicidad con mayor frecuencia en la zona del MVB es de magnitud pequeña, $M < 4.0$, lo que hace que algunos de los instrumentos de medición sísmica en la zona no logren registrar tales eventos (e.g., acelerógrafos, que están configurados en su mayoría con umbrales de disparo para amplitudes de sismos fuertes $M \geq 5.0$ con el propósito de cubrir distancias hipocentrales regionales de entre 5-500km); situación que se ve reflejada en la cantidad de datos de acelerógrafos disponibles en este trabajo. Por otro lado, la reciente y creciente cobertura del Servicio Sismológico Nacional (SSN) con base en instrumentos de Banda Ancha hizo pensar la viabilidad del presente trabajo (ver localización de estaciones del SSN en Figura 1.3b).

En general la tectónica regional se caracteriza ser del tipo extensional en dirección norte-sur (Suter *et al.*, 2001), aunque se han mostrado otras orientaciones del sistema extensional en ciertas áreas centrales de México (Suter *et al.*, 1995; Alaníz-Álvarez *et al.*, 1998). Estudios han demostrado que algunas fallas que atraviesan esta zona MVB corta a través de rocas con edades documentadas ser más

jóvenes que 750Ka (Suter *et al.*, 2001). Solamente algunas de las fallas conocidas, han mostrado actividad de finales del tiempo era cuaternaria, eventos sísmicos que han mostrado ser destructivos a lo largo de la historia.

El MVB es en su mayoría un arco volcánico calcoalcalino el cual se formó como una consecuencia de subducción de las placas de la Rivera y Cocos debajo de la Norteamericana (Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987; Aguirre-Díaz *et al.*, 1998). Pardo y Suárez, (1995) han sugerido que el ángulo variable de la subducción de la placa de cocos es responsable de la única orientación del MVB, la cual no es paralela a la trinchera.

La zona del MVB comprende sistemas de fallas conocidas como Chapala-Tula (CFTZ, Johnson y Harrison, 1990) también conocidas como Chapala-Cuitzeo-Acambay (Suter, 1991; Suter *et al.*, 1995) que se alinean de este a oeste en su mayoría de fallas normales (ver figura 1.5). Esta zona de fallas paralelas al arco y el mismo arco volcánico se superponen a cercanos esfuerzos perpendiculares pre existentes y una provincia de deformación la cual puede corresponder a la extensión de la Cuenca y Rango (BR) dentro de México (Suter, 1991). Provincia que fue nombrada como Cuenca real del sur y Rango por Henry y Aranda-Gómez (1992), zona de fallas normales con dirección noroeste al sureste, algunas de estas fallas son agrupadas en la zona de fallas Taxco-San Miguel Allende, denominada zona TSMFZ, (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1987; Nixon *et al.*, 1987). El tipo de orientación de fallas en esta zona TSMFZ y varias fallas principales fueron identificada por imágenes satelitales y aéreas realizadas por Aguirre Díaz *et al.*, (2002). Un ejemplo del tipo de movimientos de estas fallas fue la secuencia sísmica ocurrida en Sanfandila, Qro., en 1998, analizados por Zúñiga *et al.*, (2003) (en Figura 1.5, se muestra la ubicación epicentral del sismo de Sanfandila).

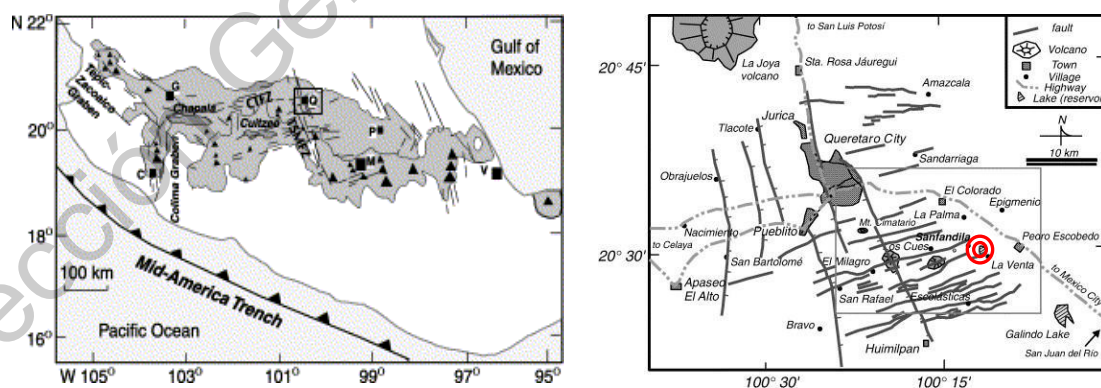


Figura 1.5 a) MVB área sombreada; G= Guadalajara, C=Colima, Q=Puebla, M=Ciudad de México, V=Veracruz. Volcanes de la era Cuaternaria (triángulos). CFTZ=Falla Chapala – Tula, TSMFZ= Zona de falla San Miguel Allende. La zona del recuadro es la mostrada en la Figura b) donde se muestra el epicentro del sismo de Sanfandila, 1998 (círculos en rojo).

1.4 Características de la Sismicidad Histórica

1.4.1. MVB

La sismicidad presente en esta zona del MVB ocurre a profundidades menores a los 20km, con variados estilos de fallas, sin embargo, el mecanismo más común es extensional orientado en dirección norte-sur lo cual queda perpendicularmente con el alineamiento del MVB (Zúñiga *et al.*, 2003). Esto puede ser debido al balance de esfuerzos inducidos por gravedad sobre la altura de la topografía del cinturón, y estos transmitidos por la interacción de placa en el empuje a la mitad de América (Dewey y Suárez, 1991) o que los diferentes regímenes de esfuerzo controlan cada región (Suter *et al.*, 2001).

En la Figura 1.6 son mostrados los eventos sísmicos históricos más trascendentes ocurridos en fechas siguientes:

- El 27 de Diciembre de 1568, ocurre el más grande evento de la zona oeste del MVB en el estado de **Jalisco**. Suárez *et al.*, (1994) considera que la magnitud M_w de este evento está entre el rango de 7.5 a 7.8, basado en relación a últimos eventos sentidos en el área.
- El 27 Diciembre de 1875, ocurre otro evento sísmico, caracterizado como el que mayores daños causó durante el siglo XIX, cercano a la ciudad de Guadalajara, **Jalisco**. Su magnitud fue estimada por Suárez en $M_w=7.1$, basado esta vez en una regresión de magnitud-intensidades.
- El 8 de Mayo de 1887, ocurre un evento en la zona norte de la parte central del MVB, específicamente en **Jalpan, Querétaro**. Este evento ocasionó la fractura del domo de una iglesia y daños en varias casas (García Acosta y Suárez, 1996).
- El 26 de Noviembre de 1887, nuevamente vuelve a temblar en **Querétaro**, esta vez en el municipio de **Pinal de Amoles**. Suter *et al.*, (1996) estimó una magnitud $M_i=5.3\pm 0.5$ basado en las máximas intensidades.
- El 12 de Noviembre de 1912, ocurre el evento superficial más grande en la parte central de México, conocido como el sismo de **Acambay** con una estimación de magnitud de $M_w=7.0$ (Singh y Suárez, 1987).
- El 3 de Enero de 1920, ocurre en la parte este del MVB el evento de $M_s=6.4$ en **Jalapa, Veracruz** que causó aproximadamente 650 muertes (Suárez, 1992).

Otros de menor Magnitud:

- En el año de 1950, se reportó un evento en **Ixmiquilpan**, Hidalgo, el cual Suter *et al.*, (1996) estimaron de magnitud $m_b=4.9$ en base a un análisis de característica de iso sismos.
- En el año de 1976, sucedió un evento en **Cardonal**, Hidalgo. Suter *et al.*, (1996), estimaron su magnitud en $m_b=5.3$.
- En el año de 1987, se reportó un evento en **Actopan**, Hidalgo. Suter *et al.*, (1996), estimaron su magnitud en $m_b=4.1$. Estos sismos de Hidalgo pertenecen al graben de Aljibes y Mezquital con fallas normales de tendencias aproximadamente de este-oeste (Zúñiga *et al.*, 2003).
- El 10 de Septiembre de 1989, ocurre por tercera vez otro evento sísmico en Querétaro, esta vez en el municipio de **Landa** de Matamoros. Su magnitud fue reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) en $M_c=4.6$.
- Del 23 de Enero al 5 de Febrero de 1998, sucede por cuarta vez en el estado de Querétaro, ahora en el pueblo de **Sanfandila**, una secuencias de eventos sísmicos de magnitud de M_w entre 2.0 a 3.0. Eventos caracterizados por Zúñiga *et al.*, (2003) con un mecanismo focal casi normal puro dip-slip con un azimut de aproximadamente 334° , $dip\sim 90^\circ$. Los eventos se clasificaron dentro del sistema fallamiento de régimen extensional este-oeste, Taxco-San Miguel Allende. Una distribución espacial de los hipocentros y estimación de mecanismos indicaron que el segmento sismogénico fue una falla principal consistente con la tectónica del MVB asociada al régimen extensional en dirección norte-sur.

Eventos como el de Pinal de Amoles y Landa, sucedidos en el norte de Querétaro, no hay fallas del Cuaternario tardío que se hayan identificado como la fuente de cualquiera de estos eventos porque no hay fallas en las regiones epicentrales o meso sísmica por lo que se presume son aparentemente de observaciones geológicas. Por lo tanto no se sabe si estos están relacionados con el mismo sistema de fallas (Zúñiga *et al.*, 2003). Por su parte Suter *et al.* (1996) basado en geometría iso sísmica es que comenta la existencia de lineamientos norte-sur cercanos al área epicentral del sismo de Pinal de Amoles, teniendo la hipótesis de que estos eventos pueden ser relacionados a la extensión sur de la Cuenca y Sierras (BR).

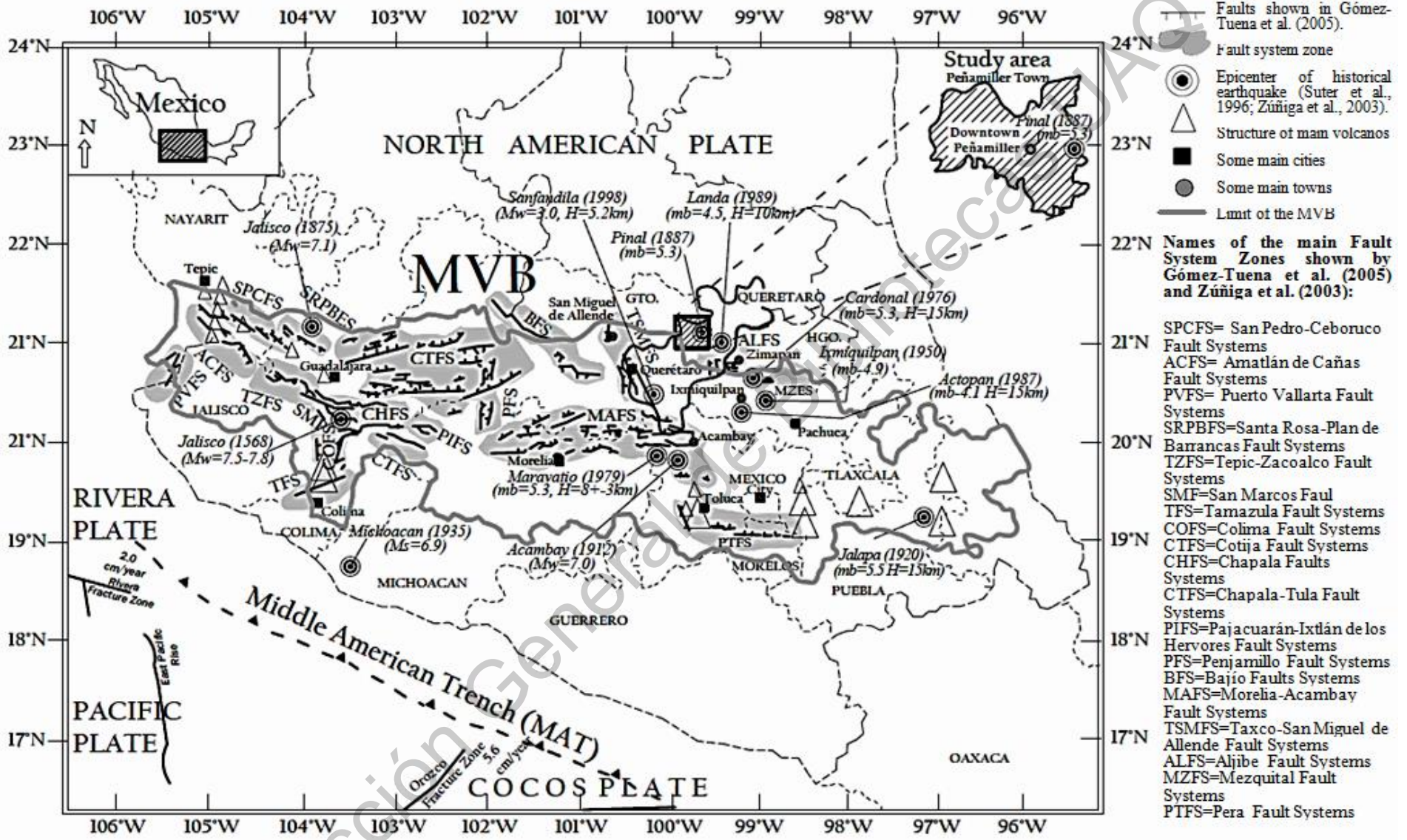


Figura 1.6 Regional tectonic situation, main faults systems zones, historical large earthquakes of the MVB and study area.

- A fines del 2010 y principios del 2011; más recientemente y por quinta vez, ocurre una secuencia de eventos sísmicos en Querétaro en la zona de entre los municipios de **Peñamiller** y Pinal de Amoles. El evento más grande le correspondió un área de la fuente con radio de 0.5km, liberando una energía correspondiente a una magnitud de $M_w = 3.5$; este evento tuvo lugar el 8 de Febrero del 2011 a las 19:53:48.6 UTC, en coordenadas epicentrales 21.039° y longitud -99.752° a una profundidad de 5.6 km de profundidad; registrándose aceleraciones de alrededor de 100 gal a 6 km aproximadamente del epicentro, específicamente en el pueblo de Extoraz. En general el análisis de todos los registros corresponden a fallas normales, congruente con el régimen extensional este-oeste, en congruencia con la dirección sureste de la provincia BR (Cuencas y Sierras) (Clemente-Chavez *et al.*, 2013). Una característica particular de esta secuencia es la cercanía con el evento más grande ocurrido en la región (26 Noviembre, 1887, mb~5.3, según Suter et al., 1996) el cual ha sido atribuido a la misma provincia BR (Clemente-Chavez *et al.*, 2013).

En la secuencia sísmica de Peñamiller fuimos testigos durante todo el proceso de caracterización del evento; desde el monitoreo, análisis y procesamientos de registros hasta la estimación de su magnitud. A continuación se muestra información y figuras más importantes de nuestro trabajo publicado: Clemente-Chavez *et al.* (2013) (La publicación original se anexa en el apéndice C.2, al final de este documento).

1.4.2. Secuencia sísmica de Peñamiller, Querétaro (2010-2011).

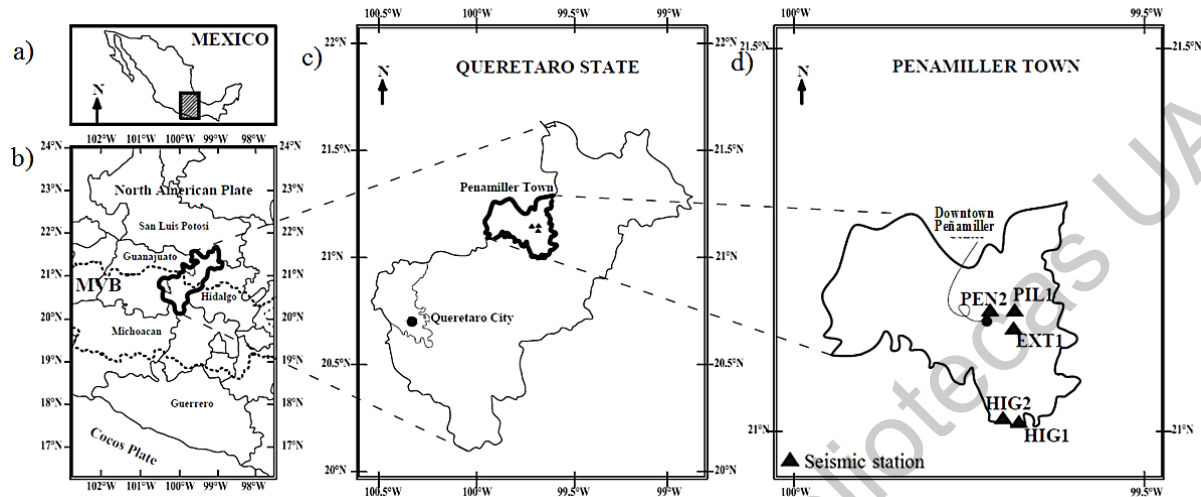


Figura 1.7 The study area: northeast edge of the MVB. Location and identification of: (a) Mexico, (b) Querétaro state within Mexico and delimitation of MVB zone with dotted line, (c) Peñamiller Town and Querétaro City within Querétaro state, and (d) Seismic stations and Downtown Peñamiller (Clemente-Chavez *et al.*, 2013).

Tabla 1.1 Earthquake source parameters of best fit solutions from the Peñamiller sequence (Clemente-Chavez *et al.*, 2013).

Event No.	UTC Date (yyyy/mm/dd)	Origin time UTC Hour (hh:mm:ss)	Location			Magnitude Mw	Strike ϕ (°)	Dip δ (°)	Rake λ (°)	Number Records
			Lat. (°N)	Long. (°W)	H (km)					
1	2011/01/30	17:54:22.50	21.034	-99.756	5.7	2.1	154	61	-116	3
2	2011/01/30	17:54:41.70	21.034	-99.756	5.6	3.0	108	45	-149	3
3	2011/02/07	00:16:34.00	21.039	-99.754	5.5	2.9	41	57	-162	3
4	2011/02/07	09:42:54.50	21.024	-99.725	2.0	2.5	268	86	-5	3
5	2011/02/08	19:53:48.60	21.039	-99.752	5.6	3.5	174	77	-85	3
6	2011/03/01	12:59:40.70	21.031	-99.759	6.1	3.2	85	67	-152	3
7	2011/03/01	13:11:28.10	21.033	-99.758	6.1	2.7	133	64	-143	3
8	2011/03/26	01:42:17.40	21.015	-99.806	4.3	2.9	124	34	-14	3

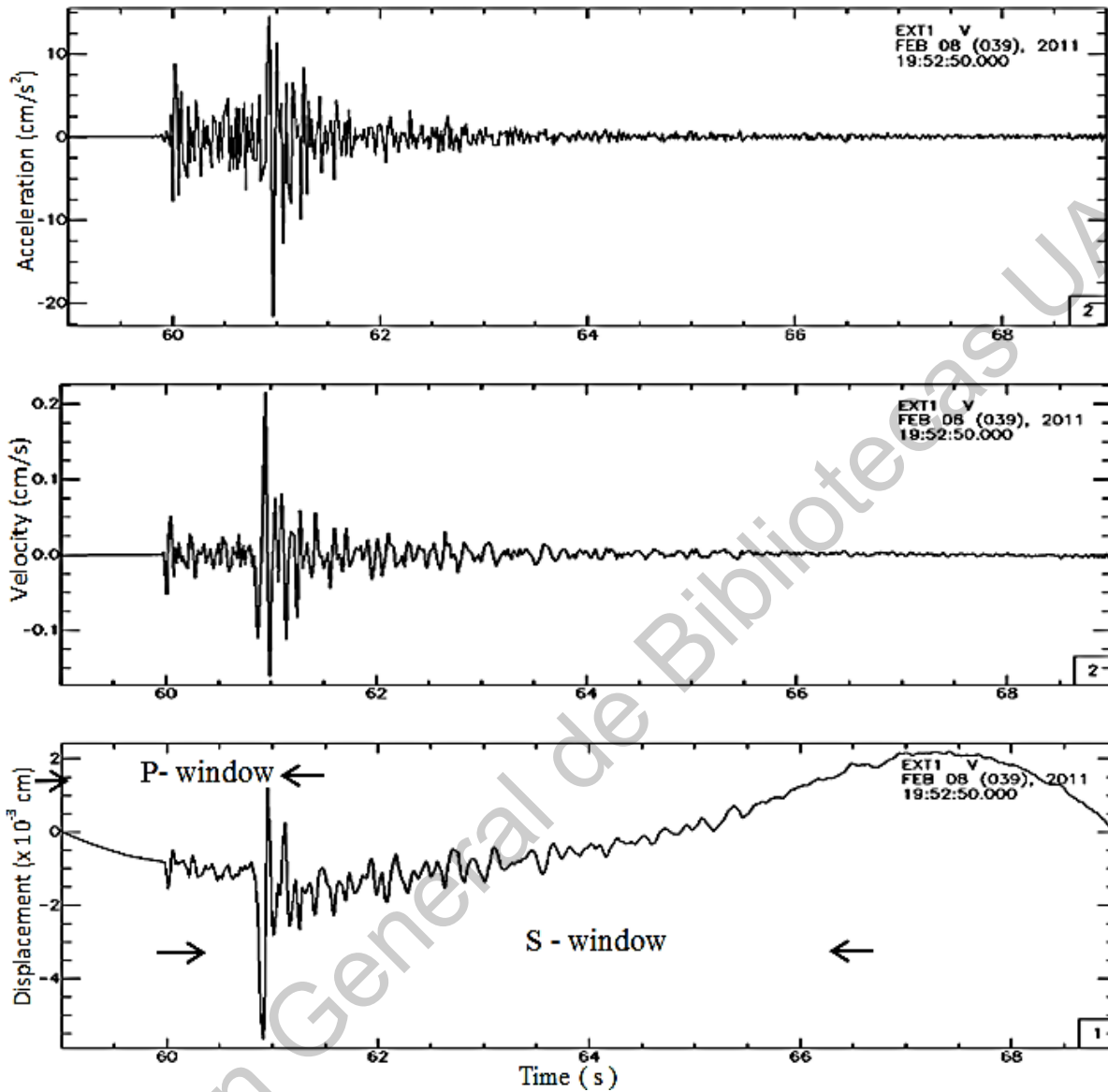


Figura 1.8 Acceleration, velocity and displacement signal from the largest earthquake in Peñamiller that occurred on 8 February 2011 at 19:53:48.60 UTC are shown. Long of each phase-window on displacement signal for the spectral analysis are indicated with arrows. Note: Although P-window includes some of the S phase, this is eliminated by the taper which diminishes the effects of the window extremes (Clemente-Chavez *et al.*, 2013).

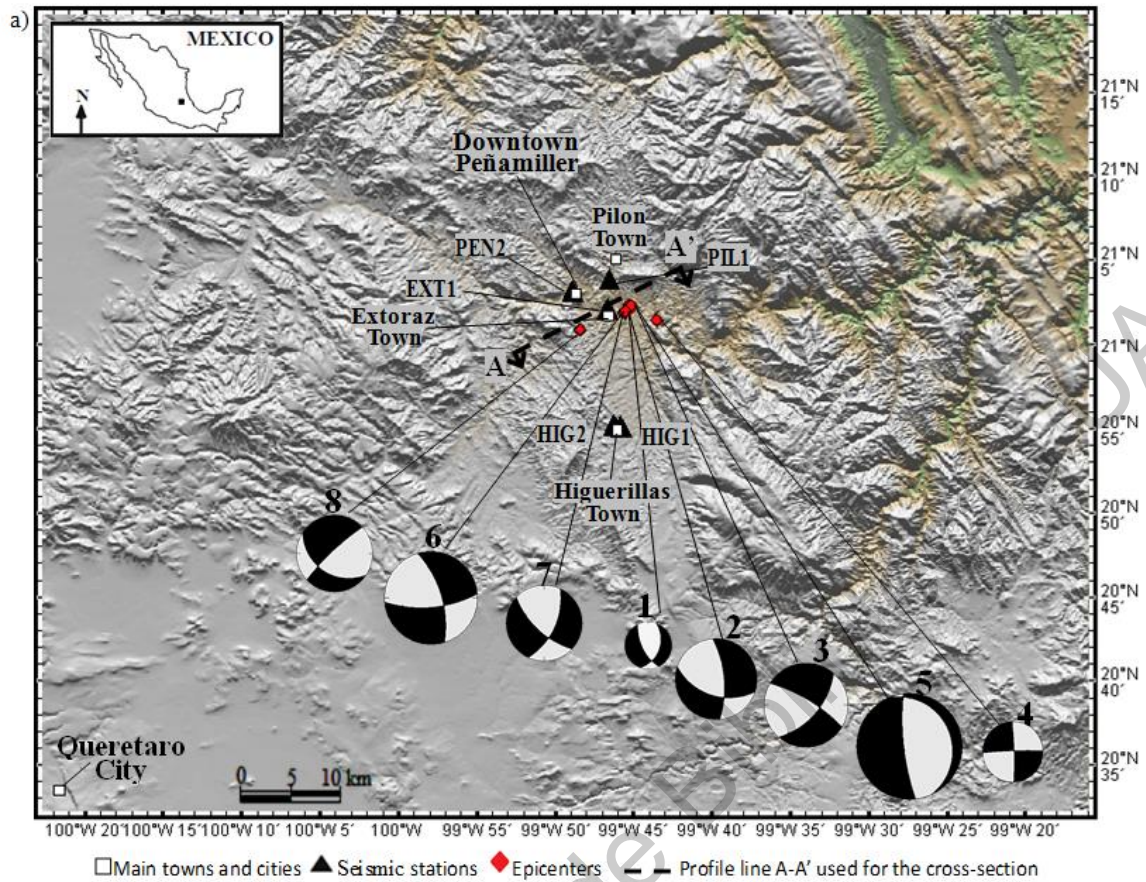


Figura 1.9 Epicenters of the Peñamiller Earthquakes Sequence and fault plane solutions (Focal Mechanisms) for eight events employed in the inversion procedure (Clemente-Chavez *et al.*, 2013).

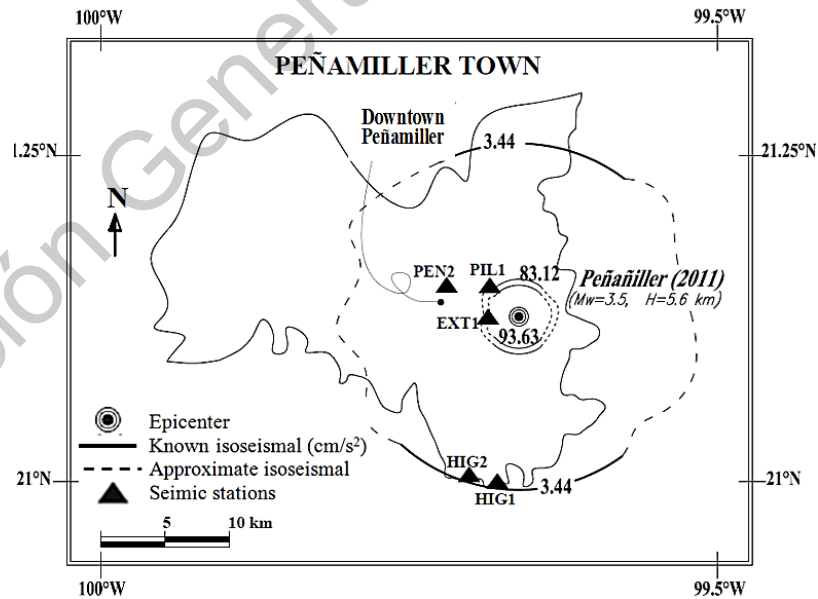


Figura 1.10 Isoseismal of PGA amplitudes for the largest earthquake of $M_w=3.5$, seismic stations and downtown Peñamiller are shown (Clemente-Chavez *et al.*, 2013).

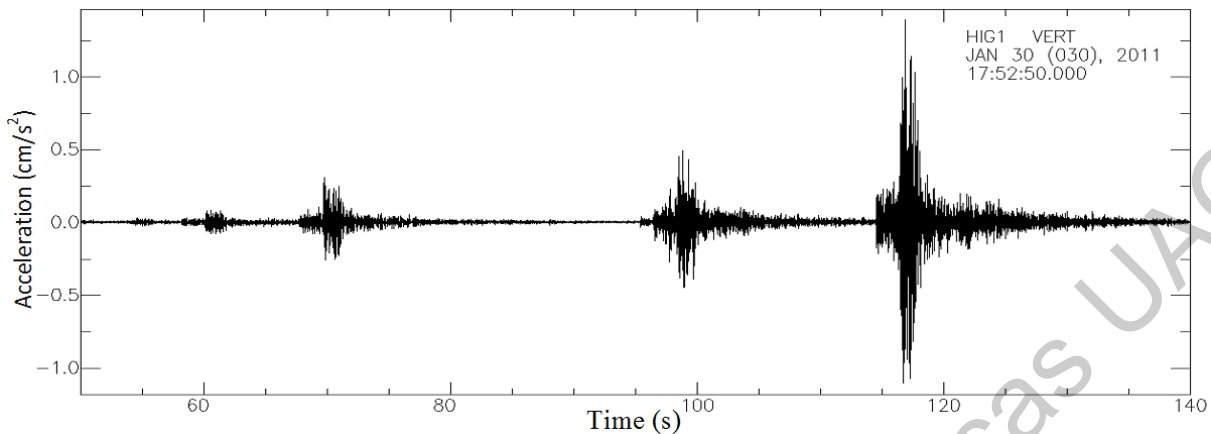


Figura 1.11 Premonitory earthquakes for the event No. 2 of $M_w=3.0$ are shown. In figure is observed that there are between 20 to 60 seconds before of the main shock (Clemente-Chavez *et al.*, 2013).

1.5 Efecto amplificativo en MVB

Cuantitativamente el fenómeno de amplificación del movimiento del suelo se ha logrado caracterizar gracias al crecimiento de las redes de estaciones sísmicas a nivel mundial. En México, después del sismo del 19 de Septiembre de 1985, ocurrido en Michoacán, que causó amplificaciones del suelo en la parte central del país, principalmente en la metrópoli del Distrito Federal (área incluida en el MVB), numerosos estudios se han desarrollado para explicar el nivel de destrozos causados ante un evento de gran magnitud ($M_w = 8.0$) pero con una distancia de más de 200km respecto a la fuente sísmica. A continuación mencionaremos algunos de los trabajos más relevantes que han aportado sobre el conocimiento de este efecto de sitio en la zona MVB que particularizan el comportamiento del suelo cuando las ondas sísmicas pasan a través de él.

Singh *et al.*, (1988a) reportó amplificaciones relativas (RA) de entre 8 a 56 veces en rangos de periodos naturales de vibrar del suelo entre 1.4 a 4.8 seg., para la zona de Lago del Valle de la ciudad de México, identificando en un caso particular, la correlación entre una área de colapso de edificios con $RA \geq 14$ en el rango de periodos de 1.75 a 2.75 seg. Lo anterior se basó con el análisis de 6 grandes eventos ocurridos a profundidades entre 10 a 68 km a distancias epicentrales de 288 a 394 km en dirección paralela a la costa del Pacífico Mexicano (ocurridos en el año de 1985, con $M_s=8.1$; 1985, $M_s=7.6$; 1986, $M_s=7.0$; 1987, $M_s=4.8$; 1987, $m_b=5.9$ y 1988, $M_s=5.8$). Fueron analizados mediante la metodología de cocientes espectrales, respecto a la estación de referencia en Ciudad Universitaria (CU), a partir de registros sísmicos en 40 sitios diferentes de la zona (lugares de estaciones en su

mayoría de la red Fundación Javier Barros Sierra) respecto a una de referencia ubicada en Ciudad Universitaria. También halló una burda independencia de los resultados de cocientes espectrales evaluada para cada sitio con respecto a la magnitud, azimut y profundidad de los sismos.

Singh *et al.*, (1988b), mostró algunas características de la fuente de los sismos del 19 y 21 de Septiembre de 1985, mediante una relación de amplitud espectral de Fourier de ambos eventos (A_{19} / A_{20}). Características como el identificar que el primer sismo tuvo un incremento considerable en las amplitudes de aceleración del suelo (específicamente a un factor de 3.5 en la frecuencia de 0.5Hz y de 10 en 0.2Hz), respecto al segundo sismo. Este incremento no fue observado ni siquiera en lugares como en la costa, cercanos a la fuente. El comportamiento tampoco fue predicho por las leyes de escalamiento Gusevs, por lo que este hecho fue atribuido a la particular trayectoria y/o profundidad a la que fue liberada la energía del primer evento. Las amplitudes de Fourier de esta relación (A_{19} / A_{20}), mostraron que para las frecuencias $f \geq 0.5\text{Hz}$, son casi iguales en sitios tanto dentro y cercanos a la ciudad de México con respecto a otros sitios a lo largo de la costa y a distancias telesísmicas; esto fue atribuido a las características de la fuente del primer sismo, sugiriendo que éste fue doblemente energético en la frecuencia de 0.5Hz, respecto a la esperada según las leyes de escalamiento. Por otro lado, los efectos de sitio en varias partes del Valle de la Ciudad de México reportaron la existencia de una amplificación del orden de 8 a 50 veces respecto al a estación de referencia en Ciudad Universitaria y que la frecuencia fundamental varía entre el rango de 0.2 a 0.7 Hz. También compararon el movimiento del suelo registrado a iguales distancias en la zona de Lago en la ciudad de México con respecto al registrado sobre la costa en suelo duro “roca”, identificando que la zona de Lago sufrió una amplificación de 75 veces. Expresaron que para la zona de lago tanto las máximas amplitudes relativas y la frecuencia fundamental del suelo son aproximadamente constantes, independientes de la magnitud, profundidad y azimut para fuentes localizadas a mayor de 200 km. Para el efecto amplificativo fueron 7 eventos los analizados en este estudio (ocurridos en los años 1978, con magnitud $M_s=7.8$; 1979, $M_s=7.6$; 1980, $m_b=6.3$; 1981, $M_s=7.3$; 1985, $M_s=8.1$; 1985, $M_s=7.6$ y en 1986, $M_s=7.0$), todos con fuente en la costa del Pacífico Mexicano.

Kawase y Aki (1989), presentaron un estudio modelado en 2D sobre las respuestas de dos tipos de cuencas con suelo suave para la incidencia de las ondas SH, SV, P y Rayleigh en un semi espacio elástico, con especial atención a la larga duración de movimiento fuerte observado en la ciudad de México durante el sismo de 1985. Sus resultados mostraron que las ondas superficiales generadas en las márgenes de la cuenca son claramente propagadas dentro del lado del fondo de la cuenca y más adentro, mostrando un incremento en la duración por estas ondas superficiales en 20 seg., en su mayoría. Sugiriendo que el incremento de la larga duración del movimiento sísmico puede ser causado

por una fuerte construcción e interacción de las capas blandas superficiales con la profundidad de la estructura en la cuenca bajo la ciudad de México.

A inicio de los años 90's diversos autores como Castro *et al.*, (1990) y Ordaz y Singh (1992) emprendieron estudios sobre estimación en la determinación de la atenuación espectral y cuantificación de la amplificación del suelo debida a las ondas sísmicas. Los primeros con datos registrados de eventos ocurridos, a lo largo de la costa de Guerrero y estos últimos con la adición de datos registrados en terreno adentro de la misma zona (hacia el interior del continente), específicamente en dirección dentro de las partes altas del Valle de México (sin incluir datos registrados dentro de la ciudad de México con el objetivo de comparar el nivel de amplificaciones). Estudios basados en análisis de eventos del tipo interplaca y sus efectos en particular a lo largo y dentro de la costa de Guerrero, donde Ordaz y Singh, (1992) le dieron enfoque al estimar las amplificaciones sufridas en una pequeña e importante zona específica dentro del MVB, en las partes altas de la ciudad de México. Ordaz y Singh, (1992) argumentaron en base a sus análisis no haber evidencia de que la amplificación dependa de la magnitud del sismo pero si hallaron variaciones en el nivel de amplificación de uno y otro sismo, además de mostrar con las curvas obtenidas de atenuación espectral la evidencia de que las estaciones en las partes altas de México también sufren amplificación, como antes lo había sugerido Singh *et al.*, (1988a) del orden de 10 veces respecto a sitios fuera de la ciudad de México, por lo que implicó que en la zona de lago realmente las amplificaciones fuesen del orden de 100 a 500 más para el rango de frecuencias de 0.3 a 1 Hz, respecto a lugares sobre la costa o fuera de la ciudad de México a distancias epicentrales similares. No así sucedió con una estación de nombre MAD ubicada en la parte noroeste de la ciudad de México, la cual mostró ausencia de amplificación, lo que hizo pensar que la amplificación en general, de las partes altas en la zona, fuera atribuida a la capa superficial de arcilla (espesor < 1km) y no con la profundidad regional asociada a la estructura del MVB, sin embargo esta conclusión no fue sustentada en su totalidad dado que sólo se tuvo un sólo registro y no de muy buena calidad.

Más adelante Singh *et al.*, (1995) con ayuda de registros de 3 eventos (ocurridos en 1993, dos de ellos el 15 de Mayo de magnitud $M=5.7$ y 5.9 ; y un tercero el 24 Octubre de $M=6.6$, todos con sismicidad tipo interplaca con fuente en Guerrero) mostraron que efectivamente el sitio donde se ubicaba MAD (además de otra estación TEXC) también sufría amplificaciones en el rango de frecuencias de 0.2 a 0.6 Hz, con ello concluyeron afirmando no existir un sitio "en roca" dentro del Valle de México ausente de amplificaciones.

Shapiro *et al.*, (1997) identificaron que en la zona sur presenta tener menores velocidades que para la parte norte del MVB, para el modo fundamental de las ondas Rayleigh dentro del rango de periodos de 2 a 13 seg., de la señal sísmica. Un valor de 1.7 km/seg., para la zona sur, fue estimada con

un promedio de velocidad de la onda S con un promedio de espesor de estrato de 2 km y un valor de 2.2 km/seg., para la zona norte para el rango de periodos de 2 a 3seg de la señal. Sus resultados fueron respaldados tanto con mediciones observadas (registros sísmicos) como con simulaciones numéricas. Sus estudios fueron basados en registros de 9 estaciones con sismógrafos de banda ancha (2 estaciones fijas y 7 temporales) ubicadas con dirección norte sur desde Iguala, Guerrero hasta Actopan, Hidalgo (cubriendo una sección transversal del MVB) de las cuales se analizaron datos de 7 eventos registrados en el periodo de Marzo a Mayo de 1994. Seis de estos eventos tuvieron su fuente en la costa de Guerrero con características de la sismicidad tipo interplaca y uno en las márgenes del Valle de la ciudad de México, todos de magnitud entre 4.0 a 4.8. Un dato distinto fue reportado, entre un evento local (el sismo ocurrido alrededor del Valle de México) y regional (sismos en Guerrero), en que las altas amplitudes en todos los sismogramas observados estaban entre los periodos de 5-13 y 2-7seg., para cada tipo de evento, respectivamente. Finalmente concluyendo con la confirmación de la hipótesis antes planteada por Singh *et al.*, (1995), respecto a que la amplificación regional se debe a la anomalía de baja velocidad de la onda de cortante de las rocas volcánicas superficiales halladas en la parte sur del MVB.

Chávez-García y Cuenca, (1996) presentaron un estudio en el que evaluaron los efectos de sitio en las ciudades del estado de México al norte de la ciudad de México. Ellos se basaron en la medición de microtemores (ruido ambiental) en 67 puntos de una red temporal de sismógrafos digitales, durante 2 meses. Sus resultados fueron obtenidos con la metodología de la relación de cocientes espectrales H/V, los cuales fueron presentados en dos mapas; 1) de iso-periodos del suelo y 2) de amplificaciones relativas, el rango de valores fueron 0.4-2seg., y 2-10 veces, respectivamente. Valores desde luego mucho menores que los reportados en la zona de la ciudad de México (valores de hasta 75 veces estimadas por Reynoso y Ordaz, 1999). En general los resultados concordaron con la geología del lugar.

Reynoso y Ordaz (1999), bajo un enfoque ingenieril presentaron la estimación de una estación de referencia en la ciudad de México, determinada con un promedio de la amplitud espectral de Fourier de los registros de estaciones halladas en las zonas altas del suroeste de la Ciudad de México (de suelo duro "roca") como una mejor y apropiada estimación de las amplificaciones en las zonas de Transición y Lago (de suelo blando). El nivel de amplificación respecto a una estación de terreno duro, debido a un sismo en particular, fue estimada con el resultado del cociente espectral siguiente: Espectro Fourier del suelo blando / Espectro de Fourier del sitio de referencia promedio. En este trabajo observaron que los cocientes son relativamente constantes e indiferente de la magnitud, distancia epicentral y azimut de subducción además del tipo de fallamiento normal de los sismos (es decir, el factor de amplificación máximo de un sitio dado, obtenido de analizar diferentes sismos resulta ser el mismo

aproximadamente). Con datos registrados en la atípica estación de Central de Abastos (la cual se observan pequeño comportamiento no lineal), mostraron que estos cocientes son mucho mejor propuesta que el cociente H/V , del cual argumentaron sólo se obtiene solamente una aproximación en la estimación de la amplificación del sitio. También presentaron mapas de iso-amplificaciones que exhiben zonas donde han experimentado grandes daños durante los sismos. Podemos mencionar algunos resultado extremos sobre amplificaciones mínimas y máximas en algunos sitios estudiados que van del orden de menores a 5 y hasta 70 veces más que en la zona alta de la Ciudad de México, halladas en alrededor de los rangos de 0.5-1.0 y 3.8-5.2 segundos de los periodos de vibrar del suelo, respectivamente. Los resultados fueron recomendados de manera fiable para la estimación de la amplificación del movimiento en la zona. Los datos utilizados fueron registros acelerográficos de 12 eventos de magnitud entre 4.9 y 8.1, con fuente en la zona de subducción a distancias epicentrales mayores de 250km, bajo un azimut de 170 a 260° respecto a la estación CU, todos ocurridos a partir del año de 1985 (después del gran sismo en Michoacán) recopilados en más de 90 estaciones en la ciudad de México.

1.6 Status en la estimación del parámetro Q (atenuación anelástica), sobre el MVB

1.6.1. Zona Sismogénica MVB

El decaimiento del movimiento producido por un sismo a lo largo de una trayectoria depende de varios parámetros, denominados como Parámetros de Trayectoria, los cuales son:

- 1) La distancia epicentral (d)
- 2) Expansión geométrica del frente de ondas $G(d)$
- 3) Atenuación anelástica (Q)

De los cuales, el parámetro útil para predecir formas espectrales de amplitudes es el factor de calidad Q ; o bien parámetro que representa la atenuación anelástica. El parámetro Q , representa tanto la absorción anelástica (atenuación intrínseca, debida a la viscosidad del medio del suelo y es la que transforma la energía elástica de las ondas sísmicas en calor) como el esparcimiento o scattering (atenuación extrínseca, debida a la anisotropía y no homogeneidad del suelo, que ocasiona una redistribución de la energía tanto espacial como en el tiempo, importante especialmente a grandes distancias regionales) que varía según la frecuencia (f) (García, 2006). El parámetro Q es estimado, de manera confiable, a partir del análisis de registros sísmicos tomados en estaciones sobre roca. El conocimiento de Q puede proveer un entendimiento de las ondas sísmicas después de que ellas cruzan el MVB (Singh, et al., 2007).

A continuación exponemos el estado actual en la estimación del parámetro Q sobre la zona del MVB:

Canas (1986) estudió la Q de la coda de las ondas Lg sobre el MVB y obtuvo un $Q(f) = 332f^{0.4}$ para la parte central y $Q(f) = 129f^{0.6}$ para el este del MVB.

Yamamoto et al. (1997), analizaron las ondas Lg de la coda de sismogramas de banda ancha localizados en el Valle de México; ellos reportaron un $Q(f) \approx 335f^{0.9}$ para la parte este del MVB.

Shapiro *et al.* (2000) reportaron una alta atenuación de las ondas sísmicas cuando éstas atraviesan el volcán Popocatepetl, esto con base al análisis de 18 sismos ocurridos a profundidades entre 10 y 169 km con tipo de sismicidad tanto intra e interplaca. Se estimó un $Q = 60$ a partir de la onda sísmica de cortante S . Este fenómeno fue identificado con el análisis de datos registrados en las estaciones CUIG, YAIG y PLIG. La alta atenuación se estimó disminuye a un factor de 1 a 3 veces, respecto a otros sitios sin atravesar el volcán, en las frecuencias superiores a 1 Hz. La explicación de todo esto se atribuyó a la presencia de magma y una parcial fundición de las rocas.

Ottmöller et al. (2002) desarrolló un estudio tomográfico de Q de las ondas Lg en el sureste de México y obtuvo un $Q(f) = 238f^{0.486}$ para el MVB cerca del Valle de México.

Ortega et al. (2003) analizó registros de datos de 13 estaciones localizadas en el MVB (dentro y alrededor del Valle de la Ciudad de México) y estimó un $Q(f) = 180f^{0.66}$, más tarde, con datos adicionales a los usados por Ortega et al. (2003), los autores Ortega y Quintanar (2005) estimaron un $Q(f) = 110f^{0.66}$.

Chavacán (2007) conformó un catálogo de sismicidad de la Cuenca de México logrando recabar un total de 218 eventos, con magnitud entre 0.8 y 4.4, con un rango de profundidad entre 0.1 y 34.7km. A partir del análisis de ellos, realizó lo siguiente: 1) En función del análisis de mecanismos focales obtuvo una zonificación de 11 zonas que concuerdan con tres direcciones de estados de esfuerzos; 2) estimó los factores de atenuación $kappa$ " k " para cada zona (valores de $k = 0.0314 \pm 0.00121$, 0.0384 ± 0.00163 y 0.0475 ± 0.00349 para las zonas representativas de Lomas, Transición y Lago respectivamente, a partir de una selección de sólo 9 eventos con un total de 99 espectros de Fourier) e índice de calidad " Q " representativa de la Cuenca de México en un valor de $Q_{coda}(f) = 72 \pm 5f^{0.83 \pm 0.05}$. (a partir de una selección de 19 eventos con un total de 214 registros verticales); y 3) estimó con base a los anteriores valores de atenuación (k y Q) y con ayuda del modelado teórico del espectro de desplazamiento se obtuvieron algunos parámetros de

la fuente como: Frecuencia de esquina, Momento sísmico, Magnitud de momento, Caída de esfuerzos, radio de ruptura, entre otros.

Singh et al. (2007) estimaron un $Q_{Lg}(f) = 98f^{0.72}$ para la parte central del MVB, un valor más bajo en comparación al reportado para la región del arco (zona de subducción), $Q(f) = 273f^{0.66}$, situación que implica la atenuación de las ondas sísmicas es más grande en el MVB (esto más apreciable en frecuencias $f > 0.5\text{Hz}$).

Hasta el momento, parece indicar, que los valores correctos de Q y más representativos para el MVB son los reportados por Ortega y Quintanar (2005) y Singh et al. (2007), los cuales son los más recientes y parecidos entre sí.

1.7 Conocimiento actual sobre la zona sismogénica MVB

Hasta el momento, varios estudios han sugerido que debido a la composición morfo-tectónica del MVB hay diferencias significativas en el comportamiento de la señal sísmica cuando ésta entra a la zona del MVB proveniente de la fuente de subducción (e.g. Shapiro et al., 1997; Ferrer-Toledo et al., 2004; Cruz et al., 2009). Estos estudios sugieren que los efectos de sitio pueden diferir dentro de la zona del MVB. Pero, en la actualidad no hay estudios detallados enfocados a estas características, la mayoría de los estudios se han enfocado a la respuesta del suelo dentro y alrededor del Valle de la ciudad de México (VCM) (e.g. Singh et al., 1988a; Ordaz and Singh, 1992; Chávez-García and Cuenca, 1996; Reinoso and Ordaz, 1999; Chávez-García and Salazar, 2002). En resumen, los resultados más importantes reportados sobre el comportamiento de la señal dentro del MVB, los cuales han sido basados sobre el análisis de pequeñas áreas del MVB (principalmente en los alrededores del VCM) son:

- 1) Existe variabilidad en la amplificación de la señal sísmica dependiendo de la trayectoria de análisis (e.g. Cruz et al., 2009); esto es más notorio en la parte del VCM (e.g. Singh et al., 1988a, 1988b; Shapiro et al., 1997; Reinoso and Ordaz, 1999);
- 2) En áreas como el VCM, las amplitudes decrecen rápidamente hacia el norte (Figuroa, 1986) y el movimiento del suelo es comúnmente asociado con una duración más grande (Kawase and Aki, 1989);
- 3) La velocidad de las ondas sísmicas es más baja cuando ellas se propagan a través del MVB, pero más altas velocidades han sido registradas en el norte en comparación con el sur. Esto ocurre al menos para una franja en el MVB que cruza el VCM (Shapiro et al., 1997);
- 4) El suelo tiene un bajo Q ($Q(f) = 98f^{0.72}$), determinado a partir del análisis de señales sísmicas registradas en los extremos de una sección del MVB, de sur a norte, incluyendo el

VCM (Singh et al., 2007).

El MVB es una zona de baja sismicidad comparada a otras fuentes sismogénicas de México. Sin embargo, algunas características de este tipo de sismicidad superficial han sido reportadas (e.g. Astiz-Delgado, 1980; Suarez et al., 1994; Suter et al., 1996; Zúñiga et al., 2003; Quintanar et al., 2004). Algunos sismos importantes de este tipo, los cuales han causado destrucción, son: el sismo de Jalisco en 1568, el cual tuvo una magnitud M_w estimada entre 7.5 y 7.8; el sismo de Jalapa, Veracruz ocurrido en 1920 con $M_s=6.4$; estos tipos de sismos representan un importante peligro debido a sus proximidades a grandes áreas urbanas del centro del país. Varios estudios han incluido estaciones ubicadas dentro del MVB que han sido clasificadas con una despreciable amplificación de sitio (NSA), pero ellos no hicieron uso del tipo de sismicidad analizada en este trabajo (e.g. Singh et al., 2006, 2007; Lozano et al., 2009; García et al., 2009), así actualmente, no hay una investigación basada con registros de sismicidad sobre y propios del MVB para efectos de sitio, ni mucho menos una clasificación de estaciones (en roca y suelo blando). Aun cuando hay estaciones localizadas dentro y alrededor del MVB, las cuales han sido clasificadas con NSA (e.g. Castro and Ruíz-Cruz, 2005; Singh et al., 2006, 2007; García et al., 2009; Lozano et al., 2009), esto es importante de revisar y etiquetar cada estación sísmica con su nivel de amplificación debido a la sismicidad superficial del MVB, para con ello, analizar variaciones respecto a estudios previos, que pueden ser encontradas debido a las cortas distancias epicentrales.

Este trabajo presenta el primer paso para el análisis del riesgo sísmico debido a la sismicidad superficial (profundidad hipocentral $H \leq 10$ km) presente en esta zona central de México. Dos aspectos principales fueron abordados:

- 1) Un análisis de la zona del MVB para un mejor conocimiento y entendimiento del comportamiento de la señal sísmica en esta zona bajo un panorama regional, y
- 2) la clasificación de estaciones con NSA y con SSA (NSA: Amplificación de sitio despreciable y SSA Amplificación de sitio significativa)

Ambos aspectos fueron abordados bajo el planteamiento de análisis siguiente:

- a) Una división de MVB en cuatro zonas acorde a los resultados de efectos de sitio en las estaciones sísmicas, y
- b) a la revisión de estudios previos sobre la variabilidad de la señal en áreas específicas del MVB.

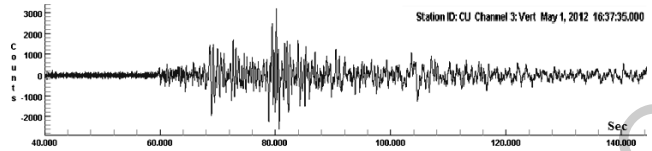
Lo anterior, es con el objetivo de conocer el comportamiento de la señal sísmica dentro del MVB e identificar estaciones confiables para estimar parámetros de atenuación sísmica propios de la zona del MVB. Este trabajo comenzó con la búsqueda de datos en las principales redes sísmicas del país. El total de sismos hallados comprenden un periodo de los últimos 13 años.

Consecuentemente, de los aspectos abordados, son expuestos a detalle los siguientes resultados importantes, como:

- 1) El nivel de amplificación dentro del MVB a nivel regional,
- 2) La comparación del nivel de amplificación en el MVB respecto a la zona de subducción (zona del Pacífico Mexicano estudiada por García et al., 2009), la cual ha sido estudiada para determinar modelos de atenuación sísmica, que actualmente rigen el riesgo sísmico en México,
- 3) Un análisis de la independencia de los resultados de efectos de sitio con respecto a las características de la fuente sísmica (distancia epicentral, dirección azimutal, tipo de sismicidad y magnitud). Este análisis es importante porque nuestros datos corresponden al tipo de sismicidad superficial, la cual no sido estudiada previamente a detalle a nivel regional dentro del MVB. Los datos mostrados en este trabajo incluye un rango de distancia cortas (R) (R de 3.4 a 286 km); estas características particulares influyen los resultados, y que tampoco han sido completamente estudiadas,
- 4) Una estimación de formas de espectros de amplitud de Fourier (FASs) para analizar la variabilidad de la señal sísmica cuando estas son propagadas en diferentes trayectorias dentro del MVB,
- 5) Comparaciones de resultados de efectos de sitio, basados con la sismicidad superficial de este estudio, respecto a resultados de estudios previos (e.g. Singh et al., 2006, 2007; Lozano et al., 2009; Castro and Ruíz-Cruz, 2005), los cuales emplearon otro tipo de sismicidad (inter e intra placa).

Este trabajo fue posible gracias a la creciente y mejor calidad de instrumentación sísmica (acelerógrafos y sismógrafos de banda ancha) actualmente disponibles en la zona del MVB. Todas las etapas relevantes como: datos, metodología-análisis, resultados-discusión y conclusiones, son mostrados en detalle en los siguientes capítulos.

Finalmente, un avance en la exposición de la metodología de la técnica Bayesiana (en pro de estimar una relación de atenuación para el MVB, en futuros estudios) es incluida en el capítulo de metodología y análisis; así mismo en la parte de Apéndices hemos incluido A) metodologías de análisis de regresión y B) Publicaciones hechas durante este periodo doctoral.



2 BASES DE DATOS

2.1 Criterios en la Identificación de Sismicidad

2.1.1. Fuentes de Información

La mayoría de los estudios sobre el análisis de sismicidad se enfrentan a la dependencia sobre la disponibilidad de registros sísmicos. Y este trabajo no fue la excepción. El primer año de la presente investigación fue dedicado a la búsqueda de registros sísmicos. La obtención de la mayoría de información fue posible a la vinculación con la II-UNAM en la ciudad de México, D.F., a través de una estancia de 4 meses (estancia convenida por los investigadores Dr. Moisés Arroyo -UAQ- y Dr. Mario Ordaz -II UNAM-). Finalmente, con este referente y después de una búsqueda exhaustiva en las bases brutas de datos de las instituciones así como la revisión de la calidad de los datos, fue posible seleccionar un total de 80 registros de 22 sismos. Las instituciones, redes sísmicas, nombres de estaciones y características de la instrumentación sísmica son mostradas en la Tabla 2.1.

Del total de los registros, 77 son de sismos con magnitudes entre $4.0 \leq M \leq 4.3$ y los 3 restantes registros corresponden a dos sismos de $M < 4.0$. Estos tres últimos registros fueron incluidos por su contribución a una mejor evaluación de los efectos de sitio de las estaciones DHIG y JUR1 (estaciones localizadas al norte del MVB, ver Figura 2.1). Todos los sismos seleccionados fueron registrados en distancias epicentrales dentro del rango de 3.4 a 286 km y con profundidades de $H \leq 10$ km y ocurridos dentro del MVB durante el periodo entre 1990 y 2011. Todos los sismos y sus características principales son mostrados en la Tabla 2.2; así como sus localizaciones, ubicación de estaciones y una división de la zona en cuatro cuadrantes son también mostradas en la Figura 2.1.

Con el propósito de obtener promedios de los efectos de sitio para cada estación, fueron consideradas solamente las estaciones con al menos 2 registros, ver Tabla 2.1. Las primeras 13 estaciones, de la Tabla 2.1, fueron seleccionadas de 12 estaciones sismográficas y una acelerográfica. Todos los registros fueron convertidos a aceleración en pro de la pretendida estimación de la relación de atenuación de aceleración.

Tabla 2.1 Clasificación de la base de datos por institución, red sísmica con sus estaciones y características de los instrumentos.

Institution	Seismic network	Station name	Site Geology	Number of records			Instrument type
				/Station	/Network	/Network %	
Servicio Sismológico Nacional (SSN), Instituto de Geofísica (IG), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)	SSN (IG-UNAM)	PPIG	Rock	10	62	77.5%	Broadband seismographs. Most of them are composed of an STS-2 sensor and a Q330 digitizer. Most of their recordings are at 80 samples per second, while a few are at 100 (sps).
		YAIG	Rock	9			
		PLIG	Rock	8			
		MOIG	Rock	7			
		CUIG	Rock	6			
		DHIG	Rock	6			
		CJIG	Rock	5			
		COIG	Rock	4			
		LVIG	Rock	3			
		IGIG	Rock	2			
ANIG	Rock	2					
Centro de Geociencias (CGEO) in Juriquilla, Querétaro, Campus UNAM	CGEO (UNAM)	JUR1	Rock	4	4	5.0%	Broadband seismograph. Composed of a Trillium 120P sensor and a Taurus digitizer. All its records are at 100 sps.
Instituto de Ingeniería (II), UNAM	II-(UNAM)	CDGU	Rock	2	5	6.3%	Accelerographs. With Etna episensor. Their records are at 100, 200 or 250 sps.
		COMA	Rock	1			
		CANA	Rock	1			
		TXCR	Rock	1			
Centro de Instrumentación y Registro Sísmico, A.C. (CIRES)	CIRES	CI05	Clay	1	8	10%	Accelerographs. Models SSA-1 y RAD-851. Most of their recordings are at 200 sps, while a few are at 100 sps.
		GR27	Clay	1			
		UI21	Sand	1			
		DX37	Clay	1			
		SI53	Clay	1			
		TH35	Clay	1			
		TP13	Sand	1			
		XO36	Clay	1			
Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED)	CENAPRED	CNPJ	Rock	1	1	1.2%	Accelerograph. Model Altus K2. Its record is at 100 sps.

Tabla 2.2 Sismos analizados en este estudio

Earthquake No.	Date (yyyy/mm/dd)	Latitude (°N)	Longitude (°W)	H (km)	M*	Epicentral Location (State)	Number Records	Epicentral Distance R (km)
1	1998/03/18	20.10	99.23	5	4.3	Hidalgo	6	69 – 85
2	1998/04/27	19.04	98.51	2	4.0	Puebla	1	13
3	2000/03/04	18.84	98.57	4	4.1	Puebla	3	26 – 110
4	2000/03/12	20.10	99.29	5	4.1	Hidalgo	3	134 – 190
5	2001/08/05	20.47	103.67	10	4.3	Jalisco	2	143 and 180
6	2002/11/03	19.26	98.04	2	4.0	Tlaxcala	2	65 and 182
7	2002/11/16	19.17	98.49	9	4.1	Puebla	5	18 – 226
8	2003/02/04	18.92	98.51	2	4.1	Puebla	2	21 and 120
9	2003/04/28	19.55	103.46	4	4.0	Jalisco	2	47 and 166
10	2003/11/16	19.18	98.97	7	4.0	Distrito Federal	13	11 – 242
11	2003/12/05	19.72	101.25	7	4.3	Michoacán	4	8 – 263
12	2003/12/15	20.35	99.07	4	4.0	Hidalgo	7	7 – 286
13	2004/10/07	20.81	103.48	5	4.2	Jalisco	2	219 and 268
14	2005/06/05	19.44	103.55	5	4.2	Colima	2	32 and 157
15	2007/12/05	18.64	102.22	4	4.1	Michoacán	2	27 and 153
16	2009/11/29	19.36	103.76	5	4.0	Colima	2	50 and 136
17	2010/04/17	20.38	98.96	2	4.1	Hidalgo	8	12 – 251
18	2010/05/18	20.27	99.04	3	4.3	Hidalgo	9	3 – 281
19	2010/05/18	20.35	98.92	5	3.6	Hidalgo	2	44 and 195
20	2010/05/20	20.34	98.89	2	3.9	Hidalgo	1	167
21	2010/10/03	19.48	103.52	6	4.0	Jalisco	3	25 – 203
22	2011/02/08	19.73	104.51	5	4.0	Jalisco	1	147

M* = Magnitude reported by Servicio Sismológico Nacional (SSN) (www.ssn.unam.mx/)

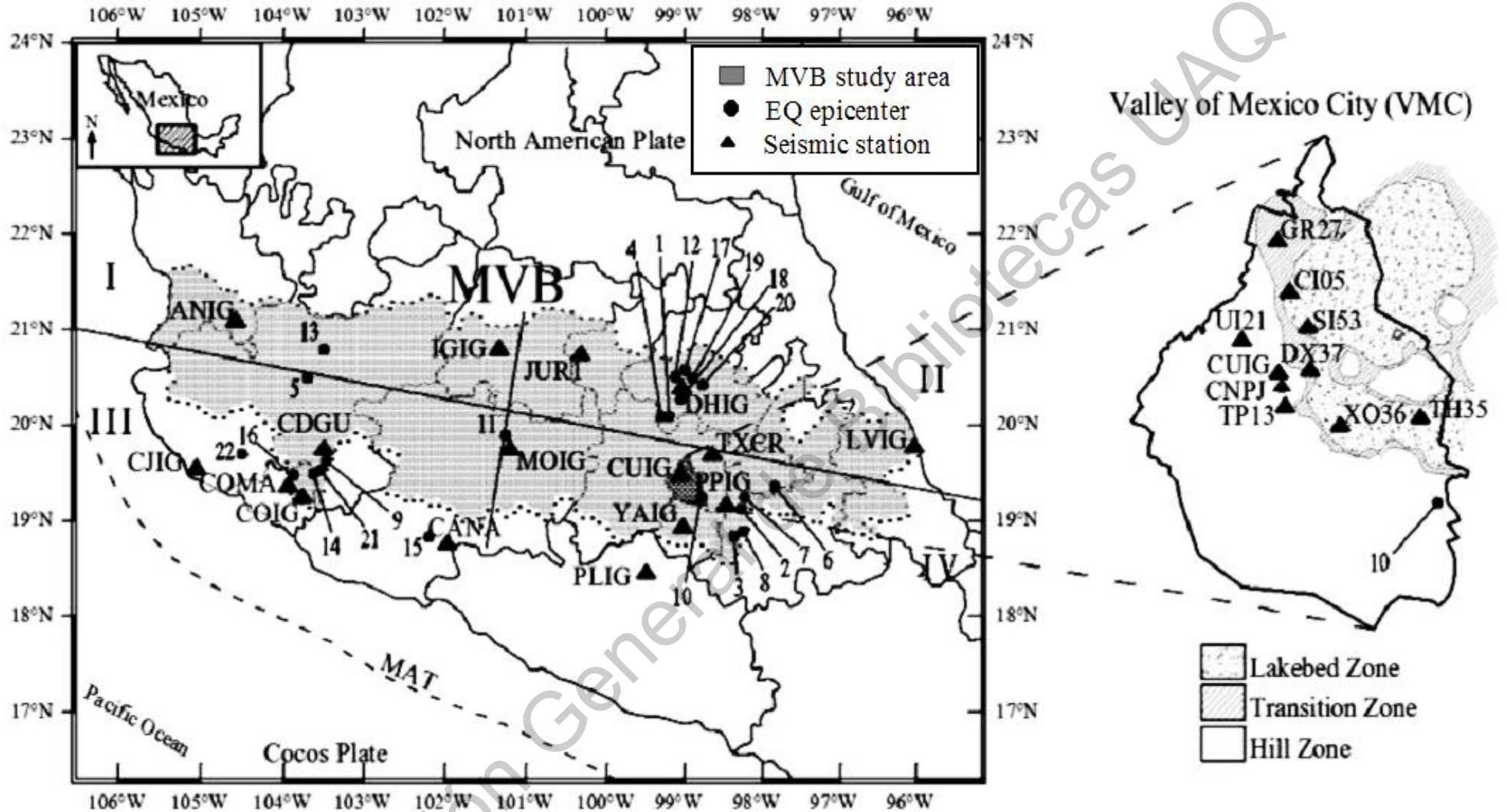
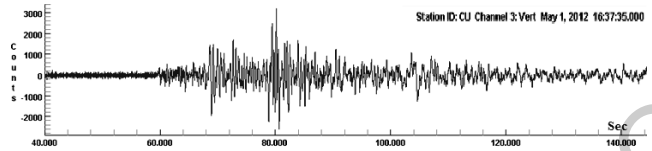


Figura 2.1 Map of the Mexican Volcanic Belt (MVB) according to Gómez-Tuena et al. (2005); Location of: seismic stations in Table 2.1, epicenters in Table 2.2 and the zone divided in quadrants (solid straight lines) are shown. To the right, the map of the VM located within the Distrito Federal, the stations, and the classification of the three geotechnical zones are also shown. (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

Las restantes 12 estaciones de la Tabla 2.1, las cuales tienen un solo registro, fueron analizadas tratando de agrupar las estaciones más cercanas para obtener sus promedios. Nueve de estas estaciones son localizadas en el área del Valle de México (VM); y las 3 restantes estaciones son localizadas en los estados de Colima, Michoacán y México. Las 9 estaciones fueron sub agrupadas acorde a las tres zonas geotécnicas conocidas dentro del VM (Zona de lago, Zona de transición y Zona de colinas) en orden a obtener tres promedios de H/V representativos de cada Zona. De las 3 restantes, no fue posible agruparlas debido a su dispersión así que sus efectos de sitio fueron estimados de forma separada.

Dirección General de Bibliotecas UAQ



3 METODOLOGÍA Y ANÁLISIS

En esta parte se presentan dos subcapítulos enfocados a dos objetivos parciales:

- 1) Metodología HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) para analizar el comportamiento de la señal sísmica sobre el MVB, lo cual permitió clasificar los datos (en registros de estaciones en roca y en suelo blando).
- 2) Metodología para aplicación de la técnica de regresión Bayesiana para estimar los coeficientes de una determinada forma funcional a través de una regresión lineal multivariable acorde a lo expuesto por Arroyo y Ordaz, (2010a,b).

3.1 Metodología HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio)

Originalmente, el principio de tal metodología inició con observar el cociente H/V de un registro de una estación por los autores Nogoshi and Igarashi (1971), después esto fue retomado por Nakamura (1989) con el uso de registros de ruido ambiental para estimar las características dinámicas del suelo. Al paso del tiempo, han sido propuestos varios métodos para la estimación de efectos de sitio bajo el mismo principio, H/V. Los métodos son HVSR (*Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*) propuesto por Lermo and Chávez-García (1993) y el método SSR (*Standard Spectral Ratio*) por Borchardt (1970). Estos métodos tienen algunas variantes como: para el método HVSR puede emplearse tanto registros sísmicos como registros de ruido ambiental, mientras que el método SSR requiere registros simultáneos de un sismo en diferentes estaciones con lo cual se identifica una estación de referencia (en la que es observada un nivel bajo de amplificación de la señal). Ambos métodos pueden estimar la frecuencia fundamental f_0 y amplitud A_0 confiables con el uso de datos sísmicos, aspecto importante en la interpretación del efecto de sitio para una zona donde se requiere conocer el comportamiento de la señal sísmica a su paso a través del suelo.

Entendiendo como efecto de sitio a la respuesta del suelo al paso de las ondas sísmicas. Esta evaluación es necesaria para delimitar el riesgo sísmico de un área de interés. Por otro lado, se conoce que las condiciones geológicas afectan la amplitud, contenido de frecuencias y duración del movimiento del suelo causado por la excitación sísmica (Borcherdt, 1970; Chávez-García and Bard, 1994; Bard, 1995). Dentro del peligro sísmico, es conocido que una completa (correcta estimación de f_0 y A_0) evaluación de efectos de sitio está basada sobre el análisis de la señal sísmica en lugar de la señal de ruido ambiental (e.g. Bard, 1999), en donde ésta última solo nos proporciona una f_0 confiable.

Por lo tanto, en este trabajo se empleó la metodología HVSR, propuesta por Lermo and Chávez-García (1993), para estimar los efectos de sitio sobre el MVB con el uso de registros de eventos sísmicos (propios de la zona sismogénica MVB). Donde H representa las componentes horizontales y V la componente vertical de un registro.

3.1.1 Consideraciones para HVSR

Específicamente el método consiste en dividir el espectro de amplitudes de Fourier de las componentes horizontales entre el espectro de Fourier de la componente vertical. Donde el resultado es denominado cociente espectral o función de transferencia. Este resultado es una gráfica donde las ordenadas corresponden H/V, asociado a su vez a la amplitud A_i , y las abscisas a las frecuencias f_i . Dentro de este gráfico, comúnmente se observan varios picos, el pico más grande es asociado a un valor f_0 y A_0 , denominados fundamentales, es decir, corresponden a la frecuencia donde el suelo tiende a moverse con facilidad (mayor excitación) alcanzando una amplificación máxima del movimiento sísmico A_0 (A_0 y f_0 son valores que generalmente representan promedios de varias curvas). Esto es ilustrado en la Figura 3.1.

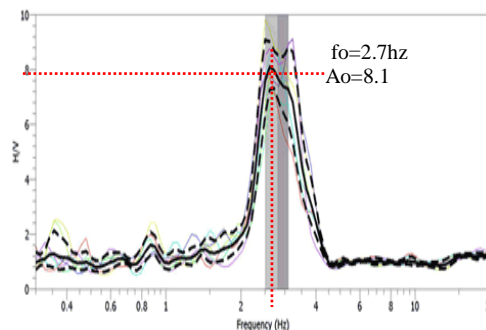


Figura 3.1 Gráfico típico de cocientes espectrales con metodología HVSR. Una frecuencia fundamental f_0 y Amplitud A_0 son mostrados (la banda gris representa la varianza de la frecuencia f_0 ; las líneas discontinuas representan la desviación estándar de la curva promedio H/V (línea gruesa negra) a partir de las curvas H/V –líneas de colores–).

Lo anterior conduce a tener presente, al inicio de la aplicación de la metodología HVSR, las siguientes consideraciones:

- 1) La selección de registros con buena relación señal a ruido $S/N \geq 2.0$
- 2) Una corrección de línea base en los registros
- 3) Una deconvolución de los registros
- 4) La selección completa o parte de la señal sísmica contenida en el registro
- 5) La definición o manejo de H que represente mejor a las componentes horizontales
- 6) El manejo de la adecuada función de suavizado en la obtención del espectro de Fourier

3.1.2 Análisis a través de la metodología HVSR

Primeramente, todos los registros fueron visualmente inspeccionados a verificar que las señales estuvieran completas y que tuvieran una buena relación señal/ruido ($S/N \geq 2.0$). Para la selección de ventana en la señal sísmica, solamente la parte fuerte del movimiento fue considerada (esto acorde al criterio reportado y recomendado por Castro et al., 1997), así distintas longitudes de ventanas fueron seleccionadas, entre 5 a 40s a partir de, un poco antes (esto por lo de la aplicación del 5% de tapering), del inicio de la onda S.

Durante el procesamiento, dos paquetes de software fueron utilizados: Programa Degtra (Ordaz and Montoya, 2000) y Geopsy (Geophysical Signal Database for Noise Array Processing) (SESAME WP05, 2002). Los resultados de ambos programas fueron comparados debido a que en sus algoritmos tienen diferente función de suavizado al obtener los espectros de amplitudes de Fourier (FASs); importancia de esto es porque las FASs son la base para evaluar el cociente H/V.

Para determinar las funciones de transferencia, las FASs fueron calculadas para las tres componentes de cada registro. Esto es hecho en un proceso automático cuando se estima el cociente H/V con Geopsy. Para el cálculo de las FASs para cada ventana seleccionada, se aplicó un suavizado con la función de la Ec. 3.1 aportada por Konno and Ohmachi (1998) (con un ancho de banda $b=40$ y 5% de taper de ventana de la función coseno). Este tipo de función de suavizado emplea un diferente cantidad de puntos en bajas y altas frecuencias, lo cual es recomendado para el análisis de frecuencias (Konno and Ohmachi, 1998). Los resultados son muy similares en comparación a los del Degtra (con un factor de suavizado de $F_s=6$, definido por otro tipo de función de suavizado, Ec.2). Una comparación de los resultados de ambos softwares son mostrados en la Figura 3.2.

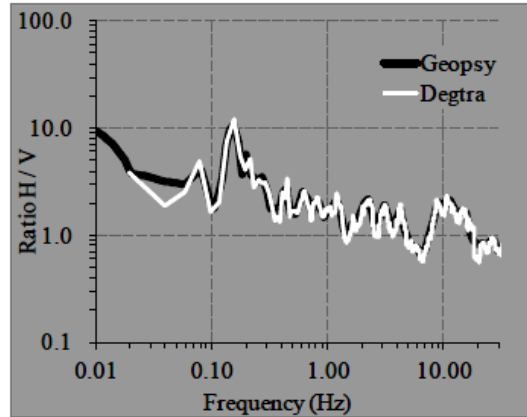


Figura 3.2 Comparison of H/V results, determined with both software programs. This is done with the same EQ and different smoothing functions. The graph shows peaks and dips at the same points, identifying the same values of fundamental frequency and amplified factor (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

$$As(f, f_c) = \left[\frac{\sin[\log_{10}(f, f_c)^b]}{\log_{10}(f, f_c)^b} \right]^4, \quad (3.1)$$

$$[As(f)]^2 = \frac{1}{N} \sum [A(f)]^2, \quad (3.2)$$

$$f_1 = f \cdot 2^{\left(-\frac{1}{2F_s}\right)} \quad f_2 = f \cdot 2^{\left(\frac{1}{2F_s}\right)}$$

Donde en Ec. 3.1:

$A_s(f, f_c)$ representa las amplitudes suavizadas

b, f and f_c

para Ec. 3.2:

$A_s(f)$ representa la amplitud suavizada basada en la frecuencia f ,

f_1, f_2 , es el rango donde se realiza al sumatoria,

N es el número de puntos entre la frecuencia f_1 y f_2

Geopsy fue utilizado para evaluar los cocientes espectrales y Degtra para estimar separadamente los FASs de las componentes horizontales, para poder contrastarlas.

Todas las funciones de transferencia de todos los 25 registros fueron obtenidas. Para esto, la componente horizontal H fue definida como la media cuadrática de los FASs de las componentes horizontales. Después, para cada conjunto de sismos registrados en cada sitio de estación, promedios de H/V fueron calculados con sus desviaciones estándar y graficados en una escala logarítmica.

Finalmente, FASs fueron obtenidos para cada componente horizontal de los registros con mayor cobertura azimutal. Esto fue hecho con el objetivo de analizar cualitativamente el comportamiento de las formas y amplitudes en las FASs para diferentes trayectorias de propagación de las ondas sísmicas.

3.2 Técnica de regresión Bayesiana

En este subcapítulo son presentados primero, en el apartado 3.2.1, algunos conceptos básicos para poder abordar la técnica de regresión Bayesiana; después, dentro del apartado 3.2.2, son expuestos aspectos del enfoque Bayesiano, en lo que refiere a la estimación del movimiento fuerte del suelo, como: sus características, su uso y ventajas respecto a otros métodos tradicionales, que aquí listamos, los cuales son expuestos con mayor detalle al final de este trabajo como apéndices.

1. Método de mínimos cuadrados ponderados (Campbell, 1981)
2. Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981)
3. Método de efectos aleatorios (Brillinger y Preisler, 1984)
4. Métodos no paramétricos

Posteriormente, son presentadas las expresiones bajo un enfoque Bayesiano para estimar las ordenadas de pseudoaceleración espectral (SA) sobre sitios en roca dentro del MVB. Esto a partir del análisis de regresión lineal multivariable de una determinada forma funcional, información de conocimientos previos sismológicos (información a priori) y de registros sísmicos que determinarán la construcción del modelo de atenuación sísmica. En el subcapítulo 3.2.3 se expone la forma funcional seleccionada y finalmente en el subcapítulo 3.2.4 con el desglose de expresiones matemáticas que describen el proceso de la metodología bajo el enfoque Bayesiano.

3.2.1 Conceptos básicos

3.2.1.1 Función de verosimilitud y función de probabilidad

La función de verosimilitud es un método común para el ajuste de un modelo de regresión, es decir, encontrar sus parámetros (también conocidos como los coeficientes de la regresión) con base en resultados de observaciones conocidas (para nuestro caso, correspondientes a los registros sísmicos). Por otro lado, la probabilidad es un método para predecir la posibilidad de resultados de observaciones desconocidos con base en parámetros conocidos. O bien, dicho en forma matemática; la función de

verosimilitud se expresa $L(\theta|Y)$ lo cual significa que con base en los resultados de observaciones conocidas Y , se pueden obtener los parámetros θ más verosímiles que describan tales observaciones. Análogamente, la función de probabilidad se expresa $P(Y|\theta)$, lo cual significa que con base en parámetros conocidos θ , se pueden predecir resultados de observaciones desconocidas Y . Esto deja claro el carácter inverso entre ambas funciones y su relación, lo cual puede ser escrito como sigue:

$$L(\theta|Y) = P(Y|\theta) \tag{3.3}$$

Sin embargo, un punto especial de atención de distinción entre ambas funciones es que, la función de verosimilitud no es una función de densidad de probabilidad (e.g. normal, binomial, beta, gama, entre otras) las cuales cumplen axiomas como: la suma máxima de sus densidades de probabilidad es igual a la unidad y no negativas, mientras que el de una función de verosimilitud no son cumplidas éstas. Por ejemplo, en una familia de distribución de probabilidad Normal, la cual es una de las más empleadas en la estadística para modelar fenómenos naturales y sociales debido a su mayor frecuencia aproximada a fenómenos reales. En esta familia, la gráfica de su función de densidad tiene forma acampanada y es simétrica respecto al parámetro estadístico correspondiente a la media. Y si consideramos que dicha función es $f(Y|\theta)$, entonces, se pueden estimar a partir del parámetro conocido θ las predicciones de resultados desconocidos Y ; para este caso de función, los parámetros corresponden a un vector bidimensional definido por la media μ y una desviación estándar σ , es decir $f(Y|\mu, \sigma)$. Así, en Figura 3.3, puede verse que la suma total de densidad de probabilidad es 1.0 y positiva.

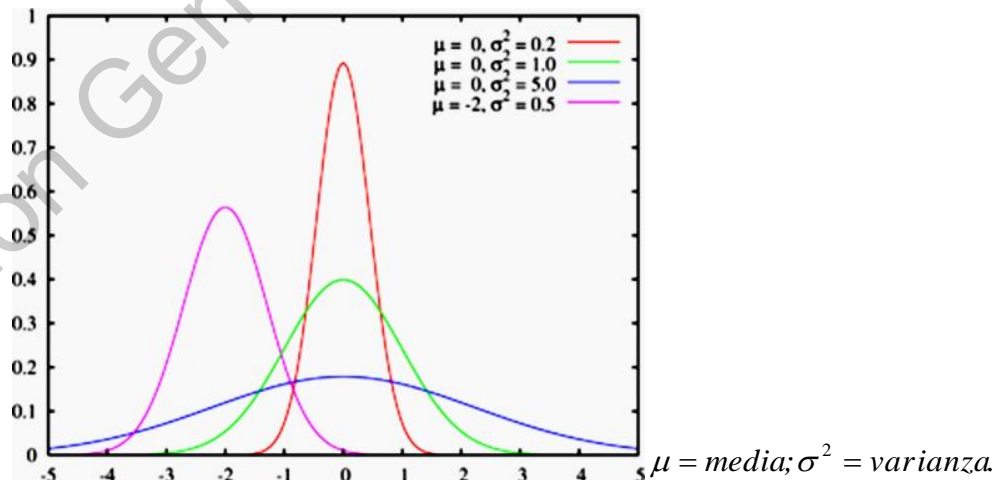


Figura 3.3 Función de densidad de probabilidad de la distribución Normal.

Por otro lado, la función de verosimilitud es una función de los parámetros de un modelo estadístico que permite realizar inferencias acerca de su valor a partir de un conjunto de observaciones (https://es.wikipedia.org/wiki/Funci%C3%B3n_de_verosimilitud); es decir, la versión de la función de verosimilitud es una versión inversa de la probabilidad condicionada, por ejemplo: la probabilidad condicionada de las observaciones de Y dado que es conocido el o los parámetros θ , esto es $P(Y|\theta)$; en cambio con el enfoque de la función de verosimilitud se expresaría: conocida la probabilidad condicional de las observaciones Y entonces pueden hacerse inferencia sobre los valores de los parámetros θ , esto es $P(\theta|Y)$; ambas funciones las relaciona el Teorema de Bayes, esto es:

$$P(\theta|Y) = P(Y|\theta) \cdot \frac{P(\theta)}{P(Y)} \quad (3.4)$$

Lo cual se puede expresar como, $L(\theta|Y)$, que significa la función de verosimilitud de los parámetros θ puede ser estimado a partir de un conjunto de observaciones Y.

Por otra parte, lo interesante comienza cuando hacemos relaciones entre funciones de verosimilitud, esto es:

$$\frac{L(\theta_1|Y)}{L(\theta_2|Y)} \quad (3.5)$$

Lo cual permite evaluar a través de las funciones de verosimilitud cuál de los parámetros que representan θ_1 ó θ_2 es más verosímil (más creíble) acorde las observaciones de Y. Lo anterior permite mencionar dos técnicas o métodos muy habituales en inferencia estadística: 1) Máxima verosimilitud y 2) Test de la razón de verosimilitudes (https://es.wikipedia.org/wiki/Funci%C3%B3n_de_verosimilitud).

3.2.1.2 Método de Máxima Verosimilitud

El método de nuestro interés es el método de máxima verosimilitud. Este método es conocido también como EMV (Estimador de Máxima Verosimilitud) o MLE (Maximun Likelihood Estimator), se trata de un método habitual para ajustar un modelo y encontrar sus parámetros (https://es.wikipedia.org/wiki/M%C3%A1xima_verosimilitud).

El fundamento de este método EMV es el siguiente:

Supóngase que se tiene una muestra de observaciones independientes $Y (y_1, y_2, y_3, \dots, y_n)$ extraídas de una función de distribución desconocida con función de densidad (o función de probabilidad) f_0 , sin embargo, lo único que se sabe es que f_0 pertenece a una familia de distribuciones, llamada modelo paramétrico, de manera que cuando f_0 corresponde a $\theta = \theta_0$ se dice tener el valor correcto o verdadero para el parámetro θ . Así que entonces, lo que se desea es estimar el valor de $\hat{\theta}$ (o estimador) que esté lo más próximo posible al valor verdadero de θ_0 . Es decir, la idea de este método es el de encontrar primero la función de densidad conjunta de todas las observaciones, que bajo condiciones de independencia, es

$$f(y_1, y_2, y_3, \dots, y_n | \theta) = f(y_1 | \theta) \cdot f(y_2 | \theta) \cdot f(y_3 | \theta) \cdot \dots \cdot f(y_n | \theta) \quad (3.6)$$

Ahora bien, si la anterior función, es vista con el enfoque de verosimilitud, entonces se puede decir que los valores de las observaciones $Y (y_1, y_2, y_3, \dots, y_n)$ son fijas mientras que por otro lado el valor del parámetro θ puede variar libremente. Esto es la función de verosimilitud:

$$L(\theta | y_1, y_2, y_3, \dots, y_n) = \prod_{i=1}^n f(y_i | \theta) \quad (3.7)$$

De lo cual podemos decir que el método de máxima Verosimilitud estima θ_0 buscando el valor de θ que maximiza $\hat{l}(\theta | Y)$, llamado estimador de máxima verosimilitud (EMV) de θ_0 , denotado como:

$$\hat{\theta}_{EMV} = \arg \max \hat{l}(\theta | y_1, y_2, y_3, \dots, y_n) \quad (3.8)$$

En muchas ocasiones este estimador es función de los datos observados, pero en otras hay que recurrir a optimizaciones numéricas. También puede ocurrir que el máximo no se único o no exista. En fin, para poder aplicar el método sólo basta con poder construir la función de probabilidad conjunta de los datos. El método suele ser aplicable comúnmente en el análisis de series temporales (como los de un registro sísmico) (https://es.wikipedia.org/wiki/M%C3%A1xima_verosimilitud).

3.2.2 Aspectos generales sobre el Método Bayesiano en la estimación del movimiento fuerte del suelo ante la acción sísmica.

Este método constituye ser uno de los mejores para dar significado físico a los coeficientes de las formas funcionales empleadas en la regresión. Las características que lo distinguen del resto de los métodos, además de acotar estadísticamente la variación de los coeficientes a rangos con significado físico del fenómeno de atenuación, son:

- 1) Permite incluir explícitamente información no derivada directamente de los datos, sino de otras partes, como; estudios previos, principios teóricos, etc., que reflejan el estado del conocimiento sobre los coeficientes por determinar.
- 2) La información previa introducida se hace suponiendo que los coeficientes por determinar en la regresión son, al igual que el error, variables aleatorias.
- 3) Las variables aleatorias pueden ser descritas mediante una distribución de probabilidades cuya forma, valores estimados y varianzas a priori se eligen en función de consideraciones sismológicas.

A partir de las anteriores características y con la aplicación del **Teorema de Bayes de la probabilidad condicionada**, en combinación con los datos observados, se estiman coeficientes y sus varianzas de la forma funcional (García, 2006).

Este método resulta matemáticamente más complejo que los anteriores métodos (ver apéndice A al final), sin embargo proporciona soluciones más estables, además de proporcionar un enfoque más racional debido a que considera información adicional sismológica, esto como complemento a los datos observados. Ordaz *et al.* (1994) han hallado convergencias prontas en las estimaciones iniciales de los coeficientes, obteniendo resultados de gran congruencia con los datos observados.

Por otro lado, cabe mencionar que este método no ha sido muy empleado en la estimación del movimiento fuerte. El primer estudio que empleó este método Bayesiano fue el presentado por Veneziano y Heidari (1985); le han seguido autores como Castro *et al.* (1988); Arciniega (1990); Ordaz *et al.* (1994) con datos de la zona de subducción del Pacífico Mexicano; Dahle *et al.* (1995) emplearon el mismo algoritmo de Ordaz *et al.* (1994) con datos de sismicidad en Centroamérica; Reyes (1999); algunos otros trabajos con el mismo enfoque Bayesiano son los de Sibilio (2006); Wang y Takada (2009) y más recientemente con la aplicación del método Bayesiano multivariable en trabajos desarrollados por Arroyo y Ordaz (2010a) donde se expone la teoría del método Bayesiano, un ejemplo de aplicación sobre datos sintéticos con lo cual muestra las principales

ventajas respecto a los métodos tradicionales de mínimos cuadrados y el de máxima verosimilitud; otro trabajo de Arroyo y Ordaz (2010b), en continuación del anterior trabajo, muestran la aplicación del método Bayesiano a un conjunto de datos reales y sub agrupados en dos conjuntos de datos (de la base de datos NGA –Next Generation Attenuation), con diferentes cantidades de registros, con lo que mostraron la mayor ventaja del método Bayesiano al obtener resultados consistentes con un menor número de datos, esto respecto a las metodologías de máxima verosimilitud de Joyner y Boore (1981). Y un más reciente trabajo, en aplicación del método Bayesiano, fue el desarrollado por Arroyo *et al.* (2010) en el cual utilizan datos de la zona de subducción del Pacífico Mexicano (sismos interplaca) obteniendo similares resultados a los obtenidos con otros modelos (con datos de otras partes del mundo con similares características), excepto por dos diferencias: 1) que la atenuación es mayor, especialmente para sismos grandes y 2) las predicciones de movimiento son mayores, para sismos grandes, a distancias cercanas a la fuente sísmica; así una vez más, estos autores prueban que el modelo Bayesiano proporciona una técnica más adecuada para estimar el peligro sísmico.

Resumiendo algunas ventajas del modelo Bayesiano sobre métodos tradicionales (método de mínimos cuadrados y el de máxima verosimilitud) identificadas por Arroyo y Ordaz (2010a, b), lo cual nos ha hecho elegir la metodología Bayesiana debido a las características de nuestros datos, son:

- 1) Para el caso de pocos datos, la exactitud del modelo Bayesiano es más grande que los obtenidos con otros métodos. Usualmente la dispersión de los coeficientes de regresión es más pequeña con este método respecto a los otros métodos.
- 2) Se obtienen consistentes resultados con la teoría sismológica.
- 3) Presenta mayor estabilidad cuando un gran número de parámetros libres (en las formas funcionales) son determinados por la regresión.
- 4) Es posible probar cuantitativamente cuales parámetros no son bien restringidos por los datos usados.
- 5) Es posible incorporar formalmente todos los conocimientos no contenidos en los datos (e.g., experiencia de los analistas en simulación de falla finita, conocimiento previo sobre movimiento fuerte del suelo) en construir un modelo que prediga resultados congruentes, aún donde la cantidad de datos son pocos.
- 6) El coeficiente asociado a la expansión geométrica debe ser negativo. Sin embargo, los métodos de mínimos cuadrados y el de máxima verosimilitud se obtienen valores positivos de estos coeficientes, aun para muestras grandes de datos observados (e.g., 1000 observaciones). Para evitar esto último, algunos autores han fijado dicho coeficiente durante el análisis de la regresión a valores de -0.5 para campo lejano y -1 para campo cercano.

- 7) Se acepta que mientras se evalúen rangos de M y R dentro de la muestra observada, las tres metodologías muestran resultados con el mismo nivel de exactitud, aun cuando los coeficientes muestren ser teóricamente inaceptables. Sin embargo, estos autores, probaron la validez para valores de una magnitud M y distancia R, fuera de la muestra considerada, lo cual solo el modelo Bayesiano resultó ser el más acertado con una menor variabilidad respecto al espectro de pseudoaceleración considerado como referencia. Comparación que sin duda puede ser considerada como una evaluación de la posibilidad de extrapolación de relación de atenuación.

3.2.3 Forma funcional

La forma funcional para el análisis de la regresión será la utilizada por Boore y Atkinson (2008), la cual es mostrada en la ecuación 3.9. Su elección para este trabajo se debe a que es una de las ecuaciones analizada a detalle recientemente y ser una de las más simples por poseer un mínimo de variables predictivas, lo cual facilita su interpretación física del fenómeno de atenuación por modelar, además de su correcta obtención de predicciones que han mostrado gran congruencia con cientos de datos observados (e.g., Proyecto NGA de los Estados Unidos de Norteamérica), especialmente con registros a cortas distancias de sismos superficiales como los analizados en este trabajo.

$$y = F_M(M_w) + F_D(R_{JB}, M_w) \quad (3.9)$$

Donde F_M y F_D son funciones de la magnitud y distancia, respectivamente; y es el logaritmo natural de la variable por predecir (PGA o Seudoaceleración SA para diferentes periodos T) en unidades de la gravedad (g). Así mismo, estas funciones están definidas por las ecuaciones 3.9a y 3.9b.

$$F_D(R_{JB}, M_w) = c_1 + c_2(M_w - M_{ref}) \ln(R/R_{ref}) + c_3(R - R_{ref}) \quad (3.9a)$$

Donde R es:

$$R = \sqrt{R_{JB}^2 + h^2} \quad (3.9b)$$

Y debido a que en nuestro caso de estudio sólo trataremos datos con fallamiento normal, característicos del MVB, entonces la ecuación que define F_M , según Boore y Atkinson (2008), queda:

Si $M_w \leq M_h$

$$F_M(M_w) = e_1(M_w - M_h) + e_2(M_w - M_h) \quad (3.9c)$$

Y si $M_w > M_h$

$$F_M(M_W) = e_3(M_W - M_h) \quad (3.9d)$$

En las ecuaciones anteriores (3.9a-3.9d) los coeficientes $c_1, c_2, c_3, e_1, e_2, e_3$ y h son coeficientes por ser definidos con el análisis de la regresión; M_{ref}, R_{ref} y M_h son coeficientes por definirse antes del análisis.

El modelo de regresión multivariable es definido por la ecuación 3.10:

$$Y_{n_o \times n_T} = X_{n_o \times n_p} \alpha^T_{n_p \times n_T} + E_{n_o \times n_T} \quad (3.10)$$

Donde:

\mathbf{Y} = Es una matriz de $n_o \times n_T$ que incluye n_o conocidas observaciones de $\mathbf{Y}(T)$ para n_T periodos;

\mathbf{X} = Es una matriz de $n_o \times n_p$ que contiene n_o observaciones de n_p parámetros en el modelo;

α = Es una matriz no conocida de $n_T \times n_p$ que comprende los coeficientes determinados por el análisis de la regresión (cada renglón de α contiene los $\alpha_i(T)$ coeficientes para un dado periodo T); y

\mathbf{E} = Es otra matriz no conocida $n_o \times n_T$ que comprende los residuos de la regresión.

En la expresión 3.10 se asume que los elementos de \mathbf{E} están correlacionados, son variables aleatorias distribuidas normalmente y con valor de media cero.

La correlación entre los elementos de \mathbf{E} es definida por una no conocida matriz Ω de $n_o n_T \times n_o n_T$, la cual es definida por:

$$\Omega = \Phi \otimes \Sigma \quad (3.11)$$

Donde:

Φ = Es una matriz de $n_o \times n_o$ no conocida que toma en cuenta la correlación entre los renglones de \mathbf{Y} , es decir, las observaciones; y

Σ = Es una matriz de $n_T \times n_T$ no conocida que toma en cuenta la correlación entre las ordenadas espectrales.

3.2.4 Técnica de regresión Bayesiana

Para el modelo descrito en ecuación 3.10, la verosimilitud de \mathbf{Y} está definido por:

$$L\langle Y|\alpha, \Sigma, \phi, X \rangle = \alpha \left| \Sigma \right|^{-n_o/2} \left| \Phi \right|^{-n_T/2} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \text{Tr} \left[\Phi^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X} \alpha^T) \Sigma^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X} \alpha^T) \right] \right\} \quad (3.12)$$

Donde:

Tr = La abreviación traza; y el símbolo \propto indica proporcionalidad porque se ha omitido la constante de normalización.

En el enfoque Bayesiano α , Σ y Φ son consideradas como variables aleatorias con una densidad de probabilidad a priori conjunta $p(\alpha, \Sigma, \Phi)$, así de acuerdo con el Teorema de Bayes (Ang y Tang, 1975) las densidades de probabilidad a priori es considerada; y la densidad posteriori es dada por el producto entre la verosimilitud y la densidad a priori, es decir:

$$p(\alpha, \Sigma, \Phi | X, Y) \propto L(Y | \alpha, \Sigma, \Phi, X) p(\alpha, \Sigma, \Phi) \quad (3.13)$$

Dentro del análisis Bayesiano estándar, tres tipos de densidad a priori son comúnmente usados, estos son: vaga o densidades no informativas, densidades conjugadas y densidades conjugadas generalizadas. Las densidades vagas son usadas cuando el conocimiento a priori sobre los parámetros es difusa; y las densidades conjugada y conjugada generalizada son usadas cuando la información a priori sobre los parámetros es disponible (Arroyo y Ordaz, 2010a). Para nuestro trabajo emplearemos la función de densidad de probabilidad conjugada generalizada como densidad básica. Entonces, para obtener la forma de Φ , como se muestra a en ecuación 3.14, se empleará un escalar de densidad *Beta* para el coeficiente de correlación γ_e (coeficiente que expresa la correlación entre el residual de un mismo periodo T en diferentes sitios para un mismo sismo dado).

$$\Phi = \begin{bmatrix} \phi_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \phi_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \phi_{n_e} \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

Como se puede observar la matriz Φ de forma diagonal donde n_e es el número de sismos y cada ϕ_i es una sub matriz cuadrada que relaciona cada sismo i y está dada por:

$$\phi_i = \begin{bmatrix} 1 & \gamma_e & \cdots & \gamma_e \\ \gamma_e & 1 & \cdots & \gamma_e \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \gamma_e & \gamma_e & \cdots & 1 \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

El rango de la matriz ϕ_i será igual al número de registros de un sismo i . Entonces, la densidad de probabilidad conjunta a priori que se empleará está dada por:

$$p(\alpha_v, \Sigma, \Phi) = p(\alpha_v) p(\Sigma) p(\Phi) \quad (3.16)$$

Donde se observa que el modelo de regresión, a priori, α_v , Σ y Φ son independientes. Ahora bien, siguiendo lo expuesto por Rowe (2002), se asumirá que la densidad a priori de α_v ($\alpha_v = \text{vec}(a)$) es de un densidad normal, definida por la ecuación 3.17, con media V_0 y matriz de covarianza Δ ; donde, $\alpha_{v_0} = \text{vec}(\alpha_0)$ y a su vez α_0 es el valor de la media a prior de α , por otro lado la matriz de covarianza positiva Δ (de orden $n_T n_p \times n_T n_p$) es la matriz de covarianza de α_{v_0} . Lo anterior, es lo mismo expresarse de la forma de la ecuación 3.17.

$$p(\alpha_v) \propto |\Delta|^{-1/2} \exp\left[-\frac{1}{2}(\alpha_v - \alpha_{v_0})^T \Delta^{-1}(\alpha_v - \alpha_{v_0})\right] \quad (3.17)$$

Para la matriz Σ (que toma en cuenta la correlación entre las ordenadas espectrales) se usará la densidad a priori la Wishart invertida mostrada en ecuación 3.18, esto siguiendo a Rowe (2002).

$$p(\Sigma) \propto |\Sigma|^{-v/2} \exp\left[-\frac{1}{2}\text{Tr}(\Sigma^{-1}Q)\right] \quad (3.18)$$

Donde:

$Q =$ es una matriz positiva de orden $n_T \times n_T$ que puede ser calculada a partir de Σ_0 (valor de la media a priori de Σ), por la siguiente expresión:

$$Q = (v - 2n_T - 2)\Sigma_0 \quad (3.19)$$

$v =$ es un escalar que mide el grado de certeza sobre Σ_0 ; y para dar un valor finito a la varianza de los elementos de Σ , los valores de v podrían ser mayor que $2n_T + 4$; cuanto más grande el valor v , mayor el grado de certeza en Σ_0 .

Por último, para la matriz Φ (que toma en cuenta la correlación entre las observaciones en Y) es común usar la densidad invertida de Wishart (Rowe, 2002), sin embargo debido a la forma dada a Φ por la ecuación 3.14, este tipo de densidad no puede ser usada. Por lo anterior y en vista de que Φ es sólo función de γ_e , se usará la densidad escalar beta para γ_e , la cual queda expresada por:

$$p(\gamma_e) \propto \gamma_e^{a-1} (1-\gamma_e)^{b-1} \quad (3.20)$$

Donde los parámetros a y b pueden ser calculados del valor de la media a priori y desviación estándar de γ_e .

Resumiendo todo lo expuesto, se concluye que la información a priori sobre los parámetros de regresión es incluida en el análisis a través de α_{v_0} , Δ , Q , v , a y b las cuales son conocidas como hiperparámetros, además de las ecuaciones 3.16 a 3.20. Ahora si sustituimos las ecuaciones 3.12, 3.17, 3.18 y 3.20 en ecuación 3.13, obtenemos finalmente en ecuación 3.21 la densidad posterior conjunta de los parámetros de la regresión, es decir:

$$p(\alpha, \Sigma, \Phi | X, Y) \propto L(Y | \alpha, \Sigma, \Phi, X) p(\alpha, \Sigma, \Phi) \quad (3.13)$$

$$p(\alpha, \Sigma, \gamma_e | X, Y) \propto |\Sigma|^{-(n_v+v)/2} |\Phi|^{-n_\gamma/2} \gamma_e^{a-1} (1-\gamma_e)^{b-1} \exp\left[-\frac{1}{2}(\alpha_v - \alpha_{v_0})^T \Delta^{-1} (\alpha_v - \alpha_{v_0})\right] \exp\left[-\frac{1}{2} \text{Tr}\left[\Sigma^{-1} (Y - X\alpha^T)^T \Phi^{-1} (Y - X\alpha^T) + Q\right]\right] \quad (3.21)$$

Esta densidad conjunta pudiera ser marginalizada para obtener los valores de la media marginal posterior de α , Σ y γ_e . Sin embargo, para esta densidad, no es posible obtener la distribución marginal de manera analítica; por lo que se recurre a calcularla numéricamente. Para esto, se emplea el método de integración estocástico conocido como “*muestreo de Gibbs*”, el cual por definición se trata de un algoritmo para generar una muestra aleatoria a partir de una distribución conjunta de dos o más variables aleatorias.

3.2.4.1 Método "muestreo de Gibbs".

Así, a partir de la ecuación 3.21, que representa la densidad conjunta posterior, valores de la media marginal posterior pueden ser estimados por el promedio de las variables aleatorias generadas a partir de la densidad condicional posterior de α , Σ y γ_e , dadas en las siguientes ecuaciones:

$$p\langle\alpha_v|\Sigma,\Phi,\mathbf{X},\mathbf{Y}\rangle \propto \exp\left[-\frac{1}{2}(\alpha_v - \alpha_{v_0})^T(\Delta^{-1} + \mathbf{X}^T\Phi^{-1}\mathbf{X} \otimes \Sigma^{-1})(\alpha_v - \alpha_{v_0})\right] \quad (3.22)$$

$$p\langle\Sigma|\alpha,\Phi,\mathbf{X},\mathbf{Y}\rangle \propto |\Sigma|^{-\frac{n_v+v}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2}\text{Tr}\{\Sigma^{-1}[(\mathbf{Y}-\mathbf{X}\alpha^T)^T\Phi^{-1}(\mathbf{Y}-\mathbf{X}\alpha^T) + \mathbf{Q}]\}\right] \quad (3.23)$$

$$p(\gamma_e) \propto \gamma_e^{a-1}(1-\gamma_e)^{b-1}|\Phi|^{-\frac{n_r}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2}\text{Tr}\{\Phi^{-1}[(\mathbf{Y}-\mathbf{X}\alpha^T)\Sigma^{-1}(\mathbf{Y}-\mathbf{X}\alpha^T)^T]\}\right] \quad (3.24)$$

En donde:

$$\alpha_v = [\Delta^{-1} + \mathbf{X}^T\Phi^{-1}\mathbf{X} \otimes \Sigma^{-1}]^{-1}[\Delta^{-1}\alpha_{v_0} + (\mathbf{X}^T\Phi^{-1}\mathbf{X} \otimes \Sigma^{-1})\hat{\alpha}_v] \quad (3.25)$$

y

$$\hat{\alpha}_v = \text{vec}[\mathbf{Y}^T\Phi^{-1}\mathbf{X}(\mathbf{X}^T\Phi^{-1}\mathbf{X})^{-1}] \quad (3.26)$$

Con el objetivo de iniciar el cálculo de valores de la media marginal posterior, se comienza con valores de Σ y γ_e que deben ser propuestos, por ejemplo iniciando con valores de la media muestral: $\bar{\Sigma}_0$ y $\bar{\gamma}_{e0}$ respectivamente; y entonces se inicia el ciclo:

1. $\bar{\alpha}_{(i+1)}$ = una variable aleatoria obtenida de ecuación 2.14 con $\Sigma = \bar{\Sigma}_{(i)}$ y $\Phi = \bar{\Phi}_{(i)}$
2. $\bar{\Sigma}_{(i+1)}$ = una variable aleatoria obtenida de ecuación 2.15 con $\alpha = \bar{\alpha}_{(i+1)}$ y $\Phi = \bar{\Phi}_{(i)}$
3. $\bar{\gamma}_{e(i+1)}$ = una variable aleatoria obtenida de ecuación 2.16 con $\alpha = \bar{\alpha}_{(i+1)}$ y $\Sigma = \bar{\Sigma}_{(i+1)}$

Donde $\bar{\Phi}_{(i)}$ es el valor de Φ relacionado con $\bar{\gamma}_{e(i)}$.

Las primeras variables aleatorias s generadas por el anterior algoritmo, conocidas como "quemadas" en la muestra, son descartadas, y los siguientes restantes calculados hasta t , iniciando desde $k=1$, son promediados para calcular los valores medios marginales (que son las estimaciones posteriores de los parámetros; es decir:

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{t} \sum_{k=1}^t \alpha_{(s+k)}, \quad \bar{\Sigma} = \frac{1}{t} \sum_{k=1}^t \bar{\Sigma}_{(s+k)}, \quad \bar{\gamma}_e = \frac{1}{t} \sum_{k=1}^t \bar{\gamma}_{e(s+k)} \quad (3.27)$$

Así por ejemplo, la matriz de covarianza de $\bar{\alpha}$ puede ser calculada promediando la matriz de covarianza relacionada para cada término del método de muestreo de Gibbs. Esta técnica para generar variables aleatorias a partir de densidades mostradas en ecuaciones 3.22 a 3.24 puede ser encontrada en el trabajo de Rowe (2002), entre otros.

Por lo tanto, el valor de k requerido para alcanzar la convergencia del muestreo de Gibbs depende de la correlación entre las observaciones y la covarianza de los parámetros de la regresión, por lo que tiene que ser definido iterativamente. Detalles de este tipo de convergencia puede ser hallada en detalle en German y German (1984). Como es de notarse, el valor de k tiene que ser definido, por ejemplo en el trabajo de Arroyo y Ordaz (2010b), a partir de datos reales del movimiento del suelo, este valor fue pequeño; con un $k=100$.

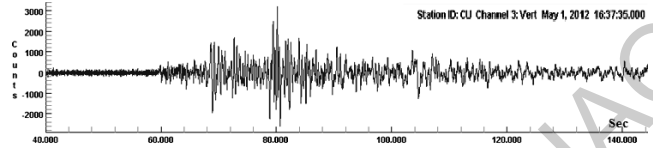
De acuerdo con la ecuación 3.22, α_v es la media de la condicional posterior de α ; y esta se calculó como el pesado promedio entre el valor de la media a priori y la condicional estimado por mínimos cuadrados ponderados, como se muestra en ecuación 3.25. Por lo tanto, esto es interesante para evaluar la contribución para la estimación final de α -los coeficientes finales de la regresión- de la información a priori, en comparación con la contribución de los datos -referido especialmente al tamaño muestral-. Estas contribuciones son calculadas con las ecuaciones 3.28 y 3.29, las cuales definen los vectores W_p (factor de pesado del estimador del valor medio a priori) y W_d (factor de pesado del estimador de máxima verosimilitud), respectivamente:

$$W_p = \text{diag} \left[\left(\Delta^{-1} + \Delta_d^{-1} \right)^{-1} \Delta^{-1} \right] \quad (3.28)$$

$$W_d = \text{diag} \left[\left(\Delta^{-1} + \Delta_d^{-1} \right)^{-1} \Delta_d^{-1} \right] \quad (3.29)$$

Donde $\Delta^{-1} = X^T \Phi^{-1} X \otimes \Sigma^{-1}$ es la inversa de la matriz de covarianza de la condicional $\bar{\alpha}$ de mínimos cuadrados ponderados estimado de α . Los factores de pesado W_p y W_d , para los valores de la media marginal posterior, pueden ser también calculados de manera análoga a lo anterior para $\bar{\alpha}$, $\bar{\Sigma}$ y $\bar{\gamma}_e$.

IV



4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con base en la metodología (HVSr), bases de datos y análisis, anteriores, se obtuvieron los siguientes resultados:

- 1) Cocientes espectrales para todas las estaciones sísmicas sobre el MVB, para analizar el efecto de sitio,
- 2) Análisis a detalle del comportamiento de la señal sísmica dentro del MVB,
- 3) Clasificación de las estaciones sísmicas en dos grupos (estaciones sobre roca y sobre suelo blando) y
- 4) Comparaciones de efectos de sitio de este estudio respecto a previos estudios

Los anteriores resultados son presentados y discutidos en detalle en este capítulo.

4.1 Cocientes espectrales para todas las estaciones sísmicas sobre el MVB, para analizar el efecto de sitio

En la Figura 4.1 se muestran los cocientes espectrales junto con sus promedios y desviaciones estándar para las 13 estaciones analizadas, así como para cada una de las zonas dentro del VM, esto con el objetivo de estimar su efecto de sitio. Por otro lado, en la Tabla 4.1 se muestran los efectos de sitio para cada estación, con el enfoque de agrupamiento en cuadrantes sobre la zona del MVB. En esta Tabla 4.1 los resultados son presentados para la frecuencia fundamental (f_0), el factor de amplificación y los valores de otros picos de frecuencias junto con sus factores de amplificación menores a la fundamental. Así mismo, una clasificación de sitio acorde al nivel de amplificación es presentada; esto siguiendo criterios aceptados en varios trabajos previos (e.g. Lermo and Chávez-García, 1993; Bard, 1999; Castro and Ruíz-Cruz, 2005; García et al., 2009).

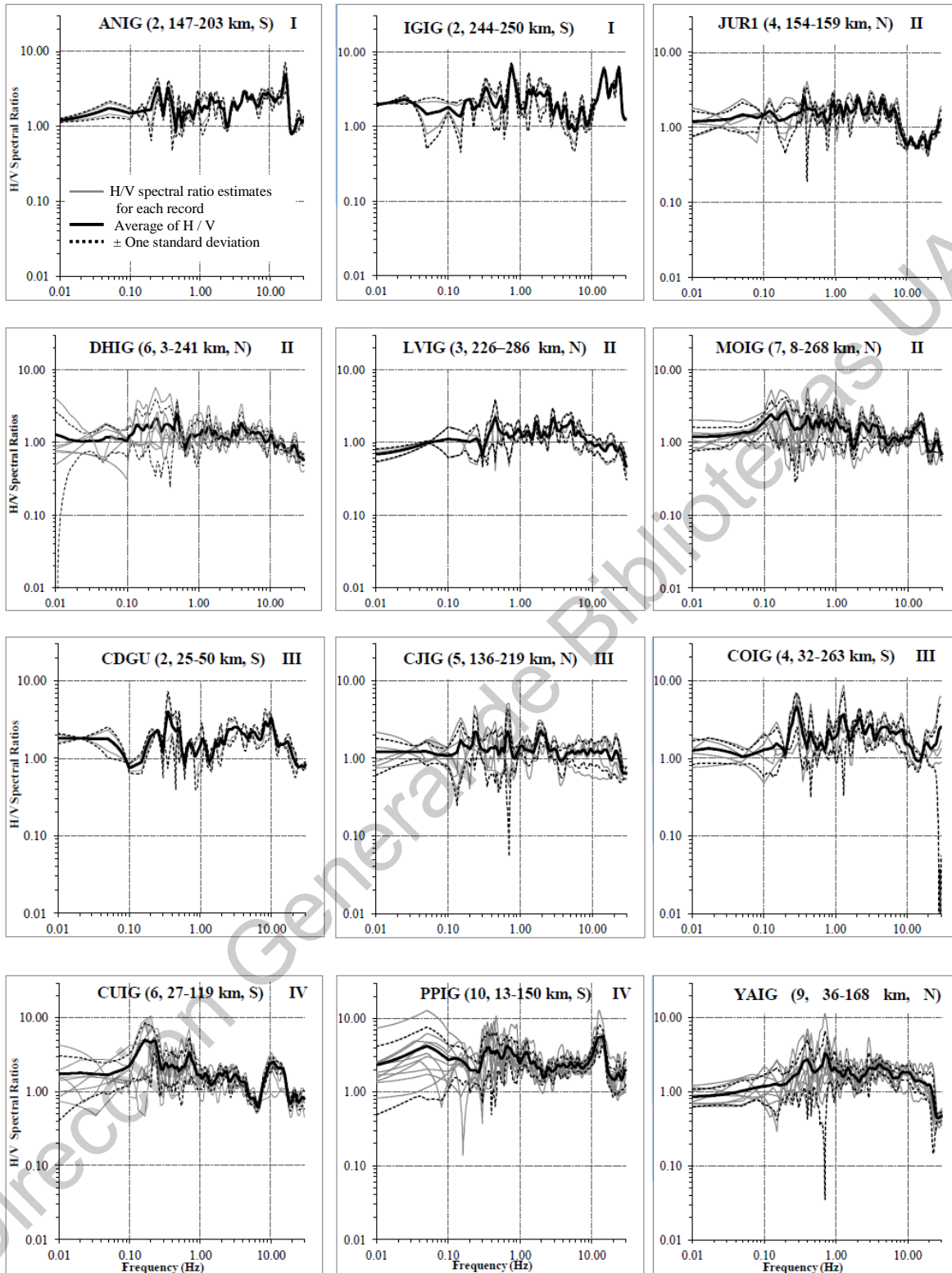
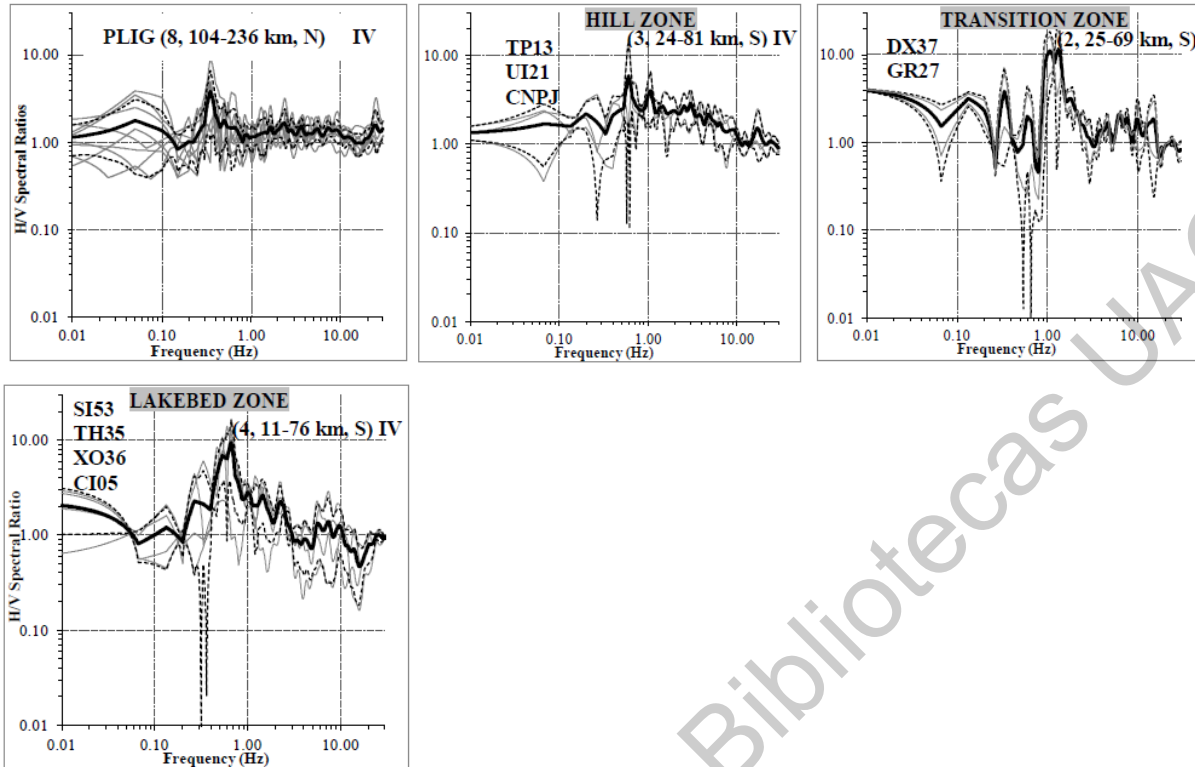


Figure 4.1 Averages of H/V spectral ratios \pm one standard deviation for all stations are shown. The headers in each graph correspond to the following nomenclature: Station (Number of records, epicentral distance range in km, site classification: N = negligible site amplification or S = significant site amplification) and quadrant number (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).



Continuation of Fig. 4.1. The last three graphs correspond to averages of grouped stations within each geotechnical zone in the VM, this according to the Figure 4.1.

Tabla 4.1 Results of the site effect estimation by quadrants in the MVB. The table shows: fundamental frequency identification (f_0), amplification factor (A_0), classification of the amplification level at each seismic station site, values of other peaks at frequencies with smaller amplitudes and number of records used in each evaluation (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

Quadrant no.	Station name or zone	f_0 (Hz)	A_0	Classification of the site amplification level	f_1 (Hz)	A_1	f_2 (Hz)	A_2	f_3 (Hz)	A_3	Number of Records
I	ANIG	16.58	4.97	S	0.25	3.36	0.35	3.29	-	-	2
	IGIG	0.75	6.20	S	23.59	5.80	14.82	5.80	-	-	2
II	JUR1	0.37	2.52	N	0.92	2.20	2.10	2.45	4.56	2.40	4
	DHIG	0.50	2.46	N	0.25	2.13	0.35	1.78	-	-	6
	LVIG	0.45	2.23	N	1.65	1.95	2.89	2.16	5.06	2.00	3
	MOIG*	0.20	2.65	N	0.13	2.43	0.40	2.31	1.00	2.07	7
III	CDGU	0.35	4.02	S	8.19	2.95	9.85	3.31	-	-	2
	CJIG	1.94	2.26	N	0.67	2.23	0.23	2.19	-	-	5
	COIG	0.28	4.64	S	1.30	3.72	2.17	3.37	-	-	4
IV	CUIG	0.17-0.22	5.05-4.93	S	0.70	3.40	10.75	2.54	-	-	6
	PPIG	12.52-14.01	5.53-5.61	S	0.67	4.20	0.05	4.19	0.35	4.05	10
	YAIG	0.70	3.35	N	0.40	2.75	4.05	2.37	-	-	9
	PLIG	0.35	3.81	N	-	-	-	-	-	-	8
	HILL	0.60	5.83	S	1.07	3.98	-	-	-	-	3
	TRANSITION	1.33	11.56	S	1.07	11.11	0.33	3.82	0.13	3.16	2
	LAKEBED	0.67	9.48	S	-	-	-	-	-	-	4

S= Significant, N= Negligible. *Considered in quadrant II, due to its behavior in H/V spectral ratio, in addition to its central location in the MVB

4.2 Análisis a detalle del comportamiento de la señal sísmica dentro del MVB

Una vez que fueron clasificados los sitios de las estaciones, una reagrupación fue hecha para sitios de estaciones con despreciable amplificación (NSA) y otra para con significativa amplificación (SSA). Para ambos grupos sus promedios H/V fueron obtenidos y graficados con el objetivo de ver sus diferencias en el comportamiento en los efectos de sitio, ver Figura 4.2.

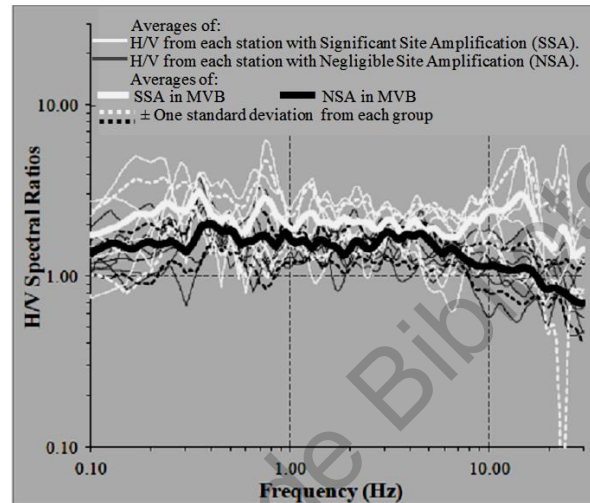


Figura 4.2 Comparison of the behavior and differences of site amplification between the two groups of stations within the MVB: 1) with SSA and 2) with NSA. Both groups are shown with \pm one standard deviation. Observe that the main differences are in the low frequency range of 0.1-1.0 Hz. Averages of all the stations, which form each group, are also shown (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

Esta Figura 4.2, indica que la principal diferencia entre los grupos de estaciones con NSA y SSA recae en el rango de las bajas frecuencias, de 0.1-1.0 Hz. Los promedios de las tres zonas dentro del VM no fueron considerados en los anteriores promedios porque ellos no presentan las características del MVB, debido a las grandes amplificaciones observadas para esa región en particular. Solamente la estación CUIG ha sido incluida para tales promedios porque su cociente H/V es parecido a aquellos, los cuales representan el efecto de sitio dentro del MVB.

La mayoría de los cocientes espectrales de la Figura 4.1 muestran una más mayor predominante variabilidad en frecuencias en alrededor de 0.5Hz comparada con otras frecuencias. Esto es más fácil de identificar en la Figura 4.2, la cual muestra todos los cocientes espectrales de la Figura 4.1, excepto las debidas a las estaciones reagrupadas dentro del VM. Esto coincide con las observaciones de Singh et al. (2007), quienes analizaron datos de sismos interplaca de dos estaciones para estimar Q de una franja del

MVB.

Por otro lado, la Tabla 4.1 muestra que las estaciones LVIG, DHIG, JUR1 y MOIG pueden ser consideradas como estaciones de referencia para estimar una amplificación relativa en la zona del MVB, esto debido a que poseen un bajo factor de amplificación ($A_o < 2.7$) y una forma casi plana en el nivel del cociente espectral H/V.

Con el objetivo de proveer un panorama general de efectos de sitio dentro del MVB, en la Figura 4.3 se muestran los promedios de los cocientes espectrales mostrados en Figura 4.1, así como las tres evaluaciones de efectos de sitio de las estaciones que poseen un solo registro (COMA, CANA y TXCR). Esta información es ahora graficada en función del periodo (en segundos) y acorde a su posición geográfica asociada a cada sitio. Información de este tipo es frecuente su uso para relacionarle con los periodos estructurales de las construcciones con el objetivo de evaluar los daños esperados en éstas debido a un sismo. En la Figura 4.3 varios aspectos destacables son observados como:

- 1) *Los sitios evaluados en el cuadrante II indican una menor amplificación que los sitios en otros cuadrantes. Por lo contrario, la más grande amplificación de señales ocurre –en orden decreciente– en sitios de cuadrantes I, IV y III, con un factor de amplificación de hasta 6.2, en su mayoría en bajas frecuencias de 0.1 a 2 Hz (o 10 a 0.5s);*
- 2) *Todos los sitios de los cuatro cuadrantes tienen hasta 3 picos con amplitudes de alrededor de 2, excepto para PLIG, la cual presenta un único pico bien definido. Esto podría ser una clara diferencia de los efectos de sitio para estaciones dentro y fuera del MVB, debido a que PLIG es ubicada fuera del MVB. La estación CJIG, también fuera del MVB muestra similar comportamiento;*
- 3) *Importantes diferencias sobre los promedios de efectos de sitio para dos de las tres zonas dentro del VM fueron identificados con respecto a aquellos dados por Reinoso y Ordaz (1999) en sus análisis basados en sismos grandes (magnitudes entre 7.4 y 8.1) del tipo de subducción. En la zona de transición los resultados son similares a aquellos de Reinoso y Ordaz (1999). Por otro lado, en la parte sureste de la zona del lago, los resultados de este estudio no muestran largos valores de amplificación (valores entre 50 y 75) en el rango de 3 a 4 s como aquellos obtenidos por estos autores para este rango de periodos. Sin embargo, nuestros resultados concuerdan con ellos en un segundo pico en alrededor de un periodo de 1.5 s con amplificación de alrededor de 10.*

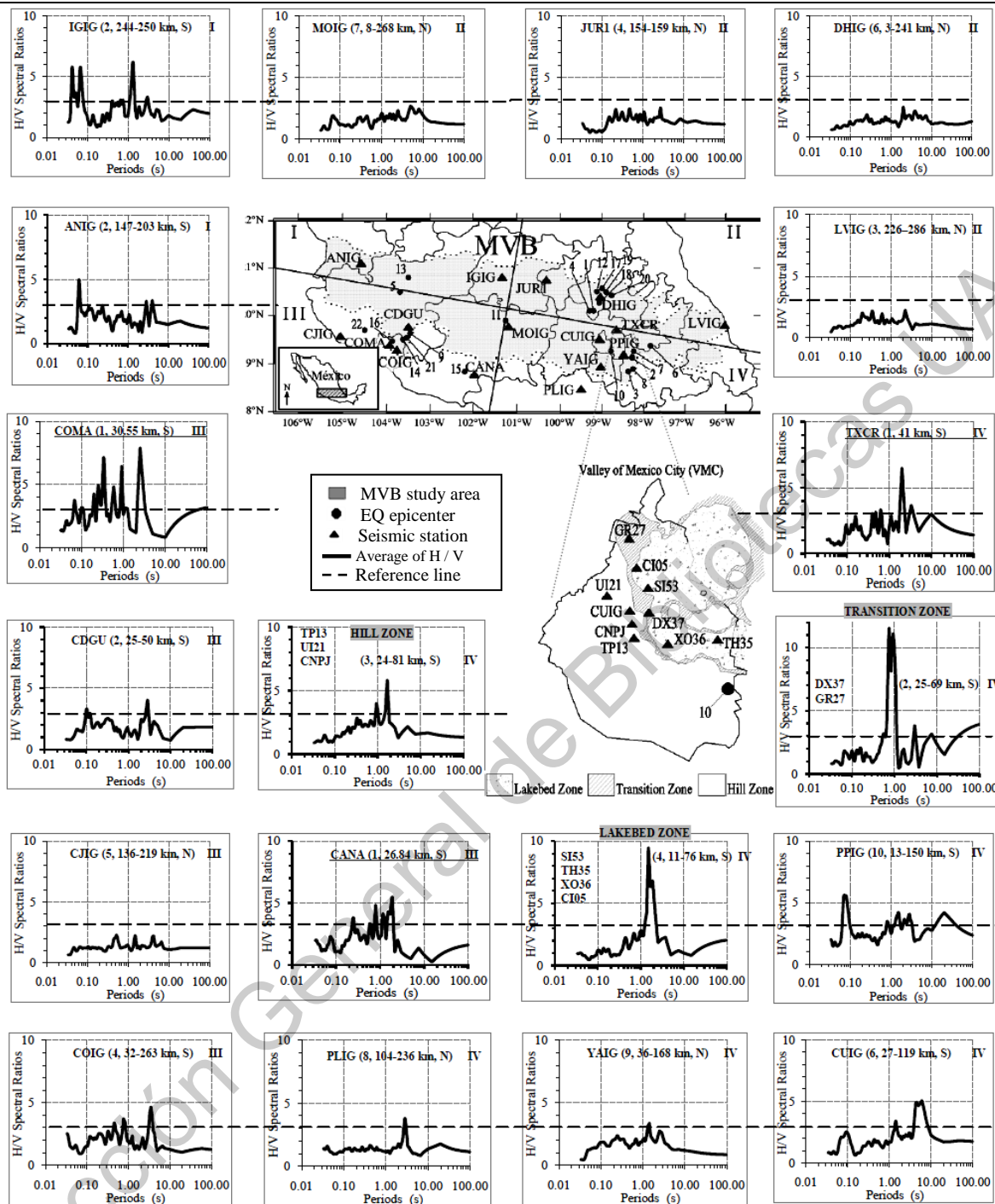


Figura 4.3 A general overview of site effects in the MVB is shown. Note: A smaller site amplification in the northeast part of the MVB (quadrant II) than those of the other quadrants. (the three stations with a single record: COMA, CANA and TXCR are also included) (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

Con respecto a los espectros de amplitudes de Fourier, FAS, varias formas de FAS de las componentes horizontales fueron estimadas con el propósito de comparar el decaimiento de las

amplitudes en cada frecuencia de la señal sísmica con respecto a la distancia epicentral. Esto fue hecho para los sismos 10, 17 y 18 de la Tabla 2.2 (sismos hallados en los cuadrantes I, II y IV), los cuales tienen la mayor cantidad de registros y de similar magnitud. La ubicación de los sitios y formas de FAS de estos sismos son mostrados en la Figura 4.4. A partir de esto, los siguientes aspectos son identificados:

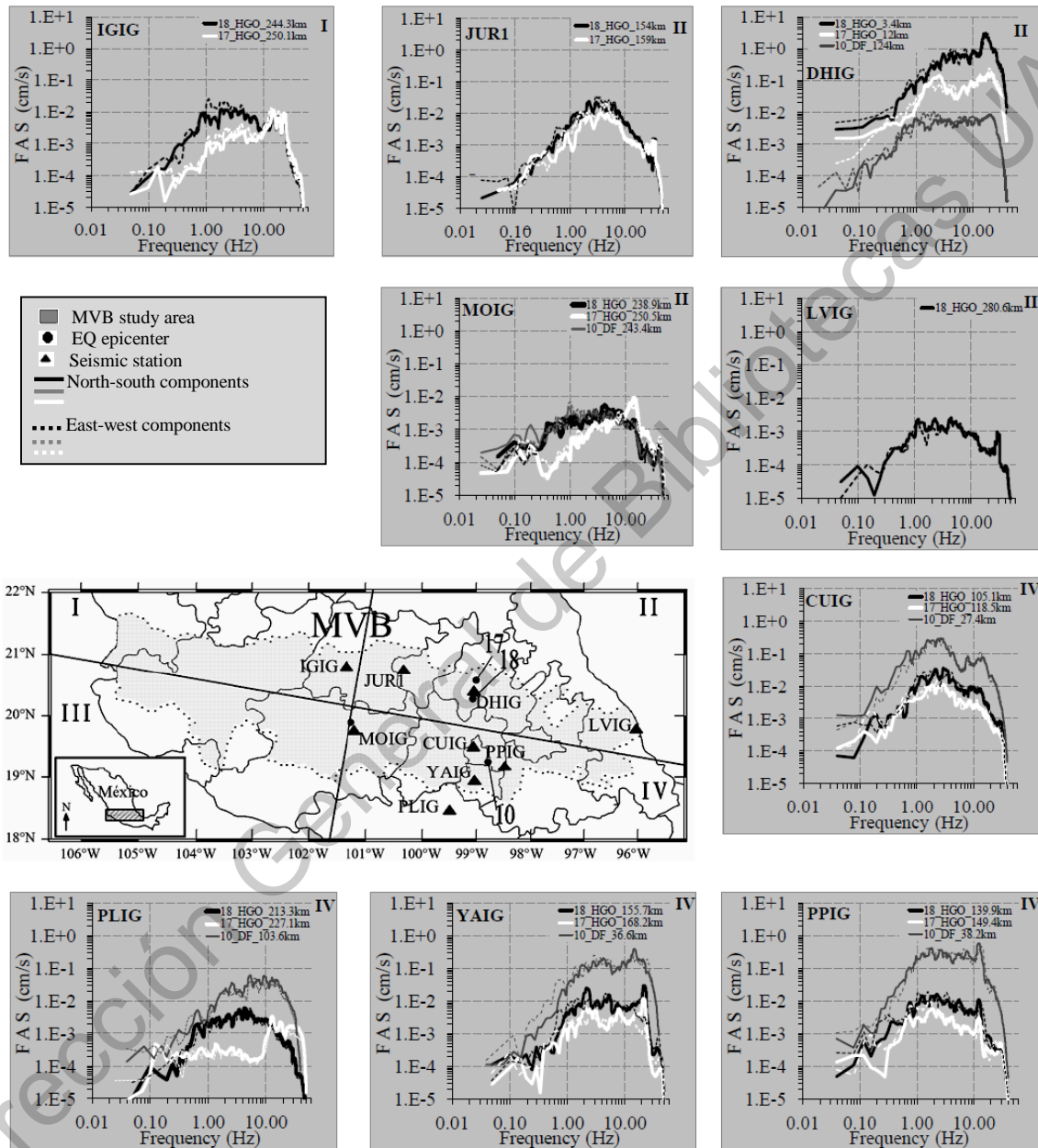


Figura 4.4 Comparisons of the amplitudes decay among the Fourier acceleration spectra (FAS) of the earthquakes 10, 17 and 18 (earthquakes in Table 1 with the largest record number and similar Magnitude $M \approx 4$) with site different within the MVB are shown. FAS shapes correspond to the horizontal components. The legends in each graph indicate: earthquake number, epicenter location, and epicentral distance. (HGO = Hidalgo State, DF = Distrito Federal) (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

- 1) *En los cuadrantes II y IV, las FAS estimadas cercas de la fuente de los sismos 10 y 18, registrados en YAIG y DHIG en distancias de 37 y 3 km, respectivamente, muestran que sus más largas amplitudes ocurren en altas frecuencias (rango de 15 a 20 Hz). Estas FAS son similares a las FAS en la fuente acorde al modelo presentado por Haddon (1996);*
- 2) *En registros a distancias más grandes que 100 km, las más altas amplitudes de las formas FAS son en el rango de frecuencias de 1 a 10 Hz. Esto ocurre en sitios de los cuadrantes I, II y IV, excepto para la estación YAIG, la cual retiene su más alta amplitud en altas frecuencias de alrededor de 21Hz;*
- 3) *Los valores de las máximas amplitudes son muy similares entre los cuadrantes I, II y IV, excepto para el sismo 17, registrado en estaciones IGIG, MOIG y PLIG. Este muestra más grande atenuación en bajas frecuencias ($f \leq 6$ Hz) que en altas frecuencias (alrededor de 15 Hz);*
- 4) *Las formas de los FAS obtenidas, a partir de cada componente horizontal para cada registro, mostraron una pequeña variabilidad entre ellas. La más grande diferencia identificada lo muestra en bajas frecuencias (menores a 1 Hz).*

En la Figura 4.5, un análisis análogo respecto a la Figura 4.4, fue hecho para el sismo número 11, cuyo epicentro está en el centro del MVB, registrados en 3 sitios localizados en los cuadrantes II, III y IV. Hubo un cuarto registro en estación MOIG, la cual es localizada en distancia cercana al epicentro ($R= 8.5\text{km}$). Los tres registros son de las estaciones DHIG, COIG y PLIG, con similar distancia epicentral (con un promedio de $R=247$ km). Aspectos claves de este análisis son:

- 1) *El FAS obtenido cercas de la Fuente, del registro en estación MOIG, muestra su máxima amplitud en alrededor de 1 Hz, algo opuesto a los casos previos, en los cuales sus máximas amplitudes ocurrieron en altas frecuencias (rango de 15 a 20 Hz), para similares distancias epicentrales (3 y 12 km) que como en estación MOIG ($R = 8.5$ km);*
- 2) *Cuando las 4 formas FAS son sobrepuestas, en Figura 4.5g, esto es claro que la señal en DHIG presentan más grande atenuación en el rango de frecuencias 0.3 a 10 Hz;*
- 3) *Para un mejor entendimiento del anterior punto, los sismogramas registrados en las tres estaciones (COIG, PLIG y DHIG) con similares distancias, son mostrados en Figura 4.5f. En el registro de DHIG, más pequeñas amplitudes son observadas en altas frecuencias como también, parcialmente, ocurre en bajas frecuencias comparadas a los otros registros (registros correspondientes a la componente norte-sur).*

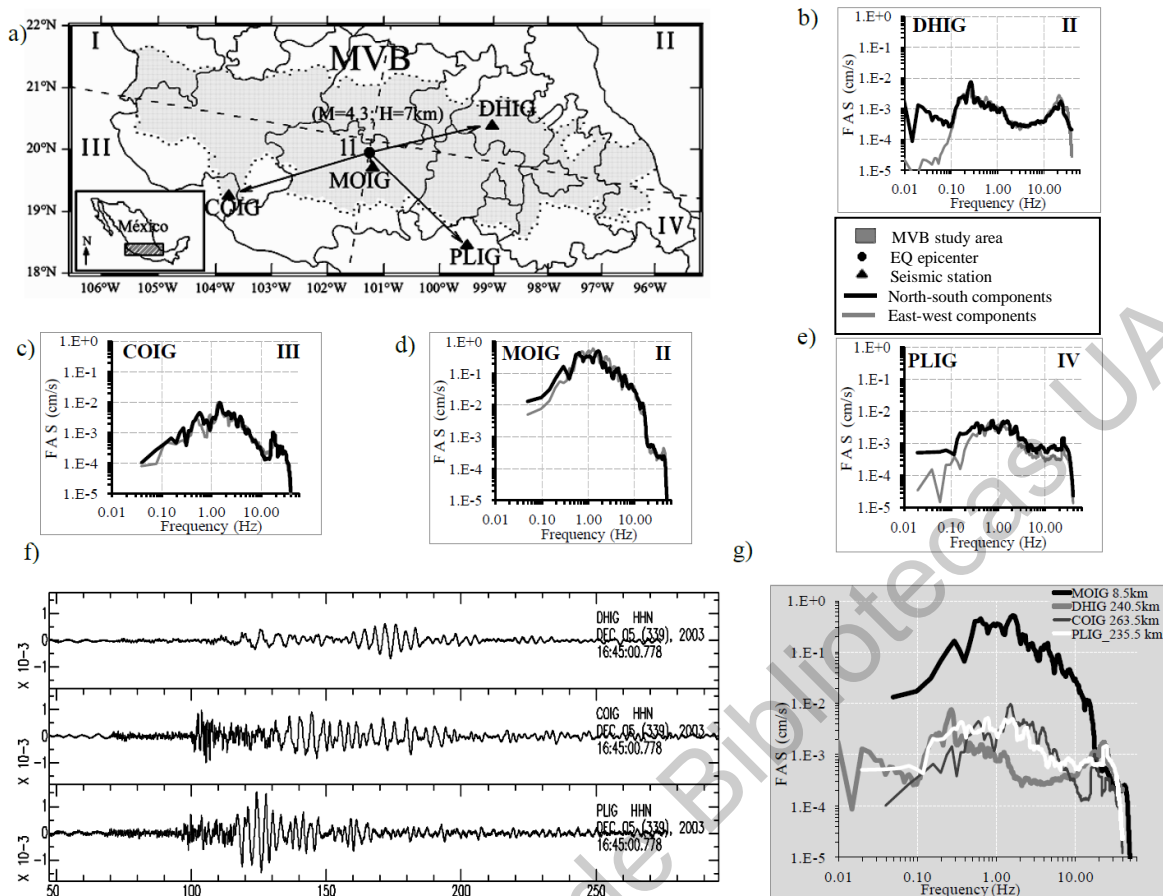


Figura 4.5 In the Figures a) to e) Fourier acceleration spectra (FAS) of the earthquake 11 for the station sites MOIG, COIG, PLIG and DHIG (with similar epicentral distances) are shown; In Figure f) seismograms of the north-south component of the COIG, DHIG and PLIG stations (where the DHIG station shows longer periods than the other stations) are also shown; and in Figure g) FAS shapes of the north-south components of the four stations are superimposed, where the greater attenuation is observed at DHIG site (at frequencies of 0.3 to 10Hz) with respect to COIG and PLIG sites (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

4.3 Clasificación de las estaciones sísmicas en dos grupos (estaciones sobre roca y sobre suelo blando).

Los resultados de la Tabla 4.1 fueron usados para clasificar las estaciones. Esta clasificación es consistente con los criterios propuestos en previos estudios sobre los efectos de sitio en México (e.g. Lermo and Chávez-García, 1993; Bard, 1999; Castro and Ruíz-Cruz, 2005; García *et al.*, 2009). Ellos consideran un sitio teniendo un NSA cuando A_o es $\leq 2.5-3.0$ en la frecuencia fundamental f_0 (como ocurre en la mayoría de los sitios en roca dura) y, contrariamente, ellos asignan una etiqueta de SSA para sitios con $A_o > 3$. Así, 7 estaciones presentan NSA (JUR1, DHIG, LVIG, MOIG, CJIG, YAIG and PLIG) y 6 (ANIG, IGIG, CDGU, COIG, CUIG and PPIG) tienen SSA. Sin embargo, en este

estudio, las estaciones YAIG y PLIG fueron situados en el grupo de estaciones con NSA, aunque ellos mostraron amplificaciones entre 3.35 y 3.81. Esto es porque: a) ellos tienen una respuesta plana ($H/V < 2$) para la mayoría del rango de frecuencias (0.01 a 30 Hz) (ver Figuras 4.1 y 4.3); y b) sus valores de amplificación, no significativamente, alteran el promedio para este grupo de estaciones, ver Figura 4.2.

A partir de las estaciones analizadas en este estudio es claro que una baja amplificación ocurre en cuadrante II, comparado al resto del área del MVB. Las causas de este comportamiento pueden ser debido a la velocidad de onda sísmica en el norte, siendo más alta en la parte sur del MVB como lo reportaron Shapiro et al. (1997). Estos autores asociaron esta zona de baja velocidad con la migración de la actividad volcánica de norte a sur, tal como lo reportó Robin (1981). Recientemente, Singh et al. (2007) reportaron una más alta atenuación, -bajo Q- en la parte norte del MVB con respecto al antearco (basado en registros de la estación DHIG). Jödicke et al., 2006 también mostraron una correlación entre este bajo Q y una región de baja resistividad. A partir de los anteriores argumentos, y acorde a este estudio, este comportamiento puede cubrir una larga área dentro del MVB, quizás delimitada por el cuadrante II.

4.4 Comparaciones de efectos de sitio de este estudio respecto a previos estudios

Ahora bien, al comparar los resultados de este estudio respecto a estudios previos, fueron identificados varios aspectos que a continuación exponemos.

Chávez-García y Tejeda-Jácome (2010) presentaron una evaluación de efectos de sitio para Tecomán, Colima, México, un área cercana al MVB. Estos autores usaron registros de sismos interplaca con distancias epicentrales de alrededor de 100km. En sus resultados, ellos reportaron dos picos. El primer pico es la frecuencia fundamental del sitio que varía entre 0.5 y 0.7Hz, con un factor de amplificación que varía entre 6 y 8. El segundo menor pico, mostró una amplificación de aproximadamente 4 en el rango de frecuencias de 1.2 a 2.1 Hz.

De todos los sitios de estaciones analizados en el presente estudio, el más cercano a Tecomán es el de la estación COIG; de la cual 3 picos, en lugar de 2, fueron identificados. El primer pico corresponde a una frecuencia fundamental $f_0 = 0.28\text{Hz}$ con un factor de amplificación $A_0 = 4.64$; éstos valores difieren de aquellos reportados en el estudio de Tecomán. Los otros dos picos ($f_1 = 1.30\text{Hz}$ con $A_1 = 3.72$ y $f_2 = 2.17\text{Hz}$ con $A_2 = 3.37$) son similares al valor del segundo pico reportado en el estudio de Tecomán.

Un segundo aspecto a comparar es sobre promedios de amplificación de sitio del MVB respecto a promedios para otras trayectorias (dentro de la zona de subducción) las cuales no cruzan el MVB. Aspecto que es mostrado por primera vez en este trabajo. El promedio de efectos de sitio

correspondiente a la zona subducción fue reportada por García et al. (2009). Los resultados de estos autores fueron basados en registros de sismicidad interplaca que ocurrieron en la costa del Pacífico Mexicano. Ellos obtuvieron promedios de H/V para dos grupos de estaciones con NSA denominados: 1) “inland stations” y 2) “Coastal stations”; tales promedios son mostrados en la Figura 4.6 junto con el promedio de estaciones con NSA del MVB (el obtenido en este estudio).

Así en la Figura 4.6, muestra diferencias entre los promedios del nivel de amplificación: fuera y dentro del MVB (es decir, entre zonas de subducción y MVB). La diferencia es que se tienen un factor de amplificación de hasta 1.5 veces más en estaciones con NSA del MVB que el grupo “inland stations”, en la frecuencia de 0.36 Hz (ver Figura 4.6a); por otro lado, cuando se compararon con el grupo “coastal stations”, sus comportamientos son similares (ver Figura 4.6b). Esta similitud puede ser debido a la proximidad a la fuente sísmica. En rangos de frecuencias de 1 a 5 Hz, los niveles promedios de amplificación de sitios de estaciones en el MVB son muy similares a los niveles de ambos grupos de estaciones (grupo inland y coastal).

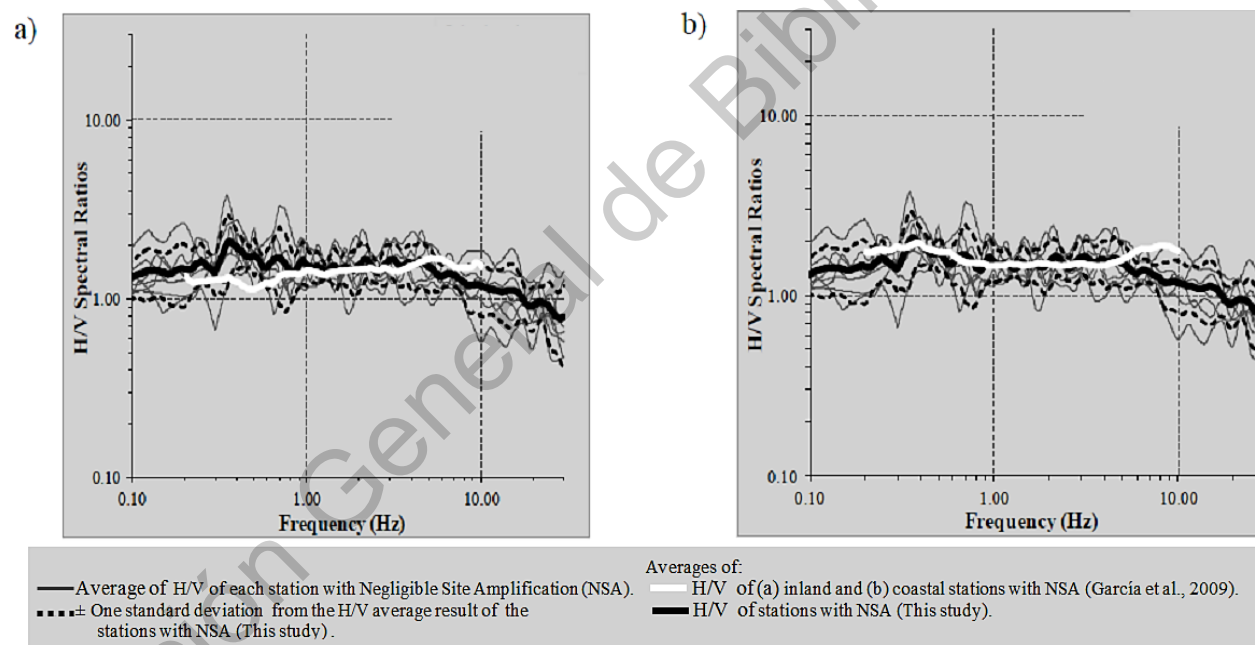


Figura 4.6 Comparisons of averages of site effects with NSA between those reported by García et al. (2009) –sites with trajectories in the subduction zone– and the results of this study are shown. The results of García et al. (2009) are shown for a) inland stations and b) coastal stations, this based on records of the interplate seismicity of the Mexican Pacific Coast. Observe: in Fig. a) an higher amplification factor in MVB sites than the amplification level of inland stations, this of up to 1.5 times at the frequency of 0.36 ; and in Fig. b) the comparison between the MVB sites with averages of the coastal stations, the behavior is similar (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

Finalmente, un último aspecto, que es concentrado en la Tabla 4.2, es sobre comparaciones de A_o y f_o de previos estudios (los cuales fueron basados en la sismicidad interplaca) con los resultados de este estudio, para específicas estaciones. En general, las principales diferencias son las amplitudes A_o con un incremento de hasta un 50% con la sismicidad sobre el MVB.

Tabla 4.2 Comparisons of A_o and f_o (at each seismic station) reported in previous studies with the results of this study (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

Authors	ID Station	Previous studies		This study		Increase in A_o
		f_o (Hz)	A_o	f_o (Hz)	A_o	
Castro and Ruíz-Cruz (2005)	YAIG	≈ 5.0	≈ 2.5	0.7	3.35	34%
Singh et al. (2007)	PLIG	$\approx 0.7 - 0.8$	< 2.0	0.35	3.81	91%
	DHIG	$\approx 0.5 - 0.6$	< 2.0	0.5	2.46	23%
Lozano et al. (2009)	CUIG	0.2 - 0.7	1.0 - 3.0'	0.17 - 0.22	5.05 - 4.93	68%
	PLIG	$\approx 4.0 - 5.0$	< 1.5	0.35	3.81	154%

(\approx values observed in their studies)

Para tales comparaciones y poder considerarlas fiables; todos los registros sísmicos les fueron hechas pruebas de corrección instrumental. Para esta corrección se hizo basada en el valor genérico de la ganancia de la estación en lugar de con la ayuda de polos y zeros; esto por falta de información de la hoja de calibración de cada estación. Para esto previamente se realizó una prueba de corrección instrumental con dos opciones con el objetivo de validar la corrección empleada (basada en el valor genérico de la ganancia de la estación); La primera corrección instrumental fue hecha con el valor genérico de la ganancia de la estación (información contenida en la hoja de calibración de la estación JUR1, -Trillium 120, sismómetro de banda ancha TR120). Para la segunda prueba, todo fue hecho acorde al proceso de deconvolución indicada en el trabajo de Figueroa, et al., (2010) para la misma estación; de la cual se dispuso de información completa para ambas opciones de corrección instrumental. Después de corregidos los datos fueron contrastados los resultados H/V de ambas opciones como se muestra en Figura 4.7; ambas formas H/V son idénticas. Esto es debido al rango de frecuencias contenidas en los registros de sismos analizados (0.01-40 Hz), lo cual está dentro de la parte plana de la respuesta instrumental típica de un sismógrafo de banda ancha. Por lo tanto, el procedimiento de corrección con el valor genérico de la ganancia fue empleado; esto para un sismógrafo con sensor STS-2 y digitalizador Q330 (información proporcionada por el Servicio Sismológico Nacional, SSN).

Nosotros también tratamos con la dificultad confiable de la obtención de resultados H/V para bajas frecuencias (< 2 Hz) con datos de acelerómetros, lo cual es un problema común para estos instrumentos. Este problema fue estudiado a detalle por Chávez-García and Tejeda Jácome (2010), donde ellos reportaron que los acelerómetros (como los K2) tienen problemas en proveer buenos

resultados de H/V en frecuencias debajo de 2 Hz. Sin embargo, si el nivel de ruido ambiental es más alto que la amplitud de ruido ambiental electrónico del instrumento, entonces los resultados H/V son excelentes. En nuestro estudio, tenemos datos de acelerómetros, pero ellos fueron registrados en cercanas distancias epicentrales (11-81 km) dentro del área de la Ciudad de México, donde el ruido ambiental es mucho más grande que el nivel de ruido electrónico; además nuestros resultados H/V son aceptables porque nosotros identificamos picos claros para las frecuencias fundamentales de 0.6-1.33 Hz (ver esto en Figura 4.1, las últimas tres gráficas).

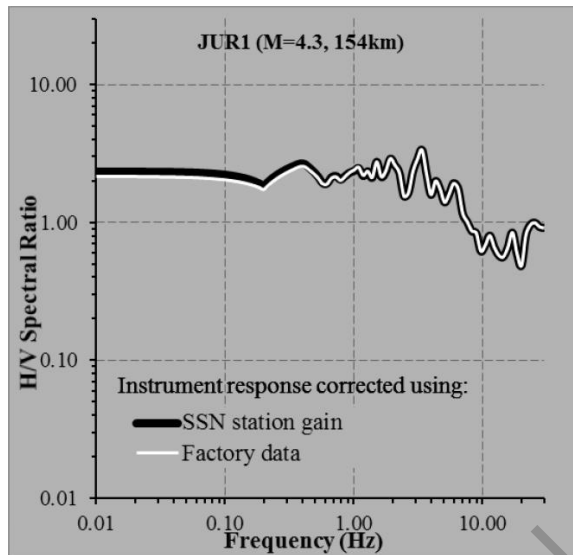


Figura 4.7 Example of instrumental response correction with two methods: SSN station gain and factory data. The H/V results show identical shapes. The earthquake record used corresponds to the number 18 of the Table 2.2 with magnitude 4.3 and epicentral distance of 154 km (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

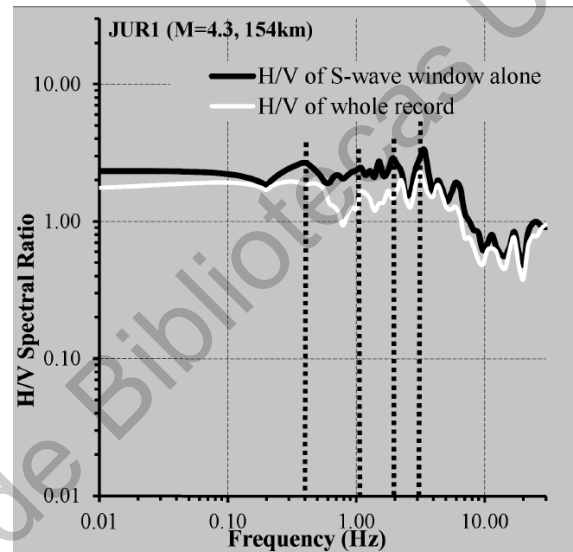
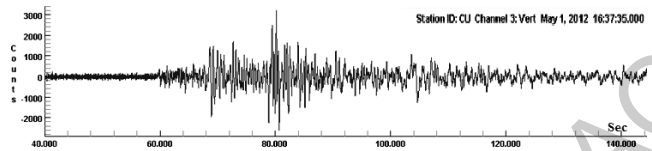


Figura 4.8 Comparisons of H/V results with the use of different window longitude to analysis. The dotted lines show the same peaks at same frequencies in both H/V shapes (Clemente-Chavez *et al.*, 2014).

Otro punto a discutir es la posibilidad de que diferente selección de ventana empleada en nuestro análisis pueda sesgar la estimación de la frecuencia fundamental, en particular con referencia a los resultados mostrados en la Tabla 4.2. Así que desarrollamos una prueba con dos ventanas distintas. La primera, nosotros seleccionamos el tren de la onda S con el criterio de Castro *et al.* (1997), y la segunda con los resultados de tomar el registro completo; ambas fueron comparadas, ver Figura 4.8. El registro usado fue el mismo de la estación JUR1 mostrado en Figura 4.7. En figura 4.8 son mostrados los mismos picos en mismas frecuencias, la única diferencia entre ambas formas H/V son las menores amplitudes en bajas frecuencias. Este efecto es similar al reportado por Parolai and Richwalski (2004) cuando la ventana seleccionada es diferente.



5 CONCLUSIONES

El Cinturón Volcánico Mexicana (MVB) es una zona sismogénica que no ha sido estudiada a detalle en términos de su potencial de peligro sísmico. Esto se ha debido a su escasas de datos y baja sismicidad en el régimen continental de la parte central de México. Sin embargo, hay precedentes de grandes sismos (de magnitud M_w más grandes que 6.0) dentro del MVB. En este estudio datos sísmicos fueron recabados para el avance en el conocimiento acerca del peligro y riesgo sísmico esperado en la parte Central de México. Ochenta registros de 22 sismos superficiales (obtenidos de 25 estaciones pertenecientes a las principales redes sísmicas de México durante los últimos 13 años) que ocurrieron dentro de la zona del MVB fueron usados para determinar efectos de sitio y espectros de aceleración de Fourier (FAS). El propósito de este estudio fue mostrar un panorama-revisión general del comportamiento de los efectos de sitio en la zona, obtener una clasificación de estaciones sísmicas y comparar con estudios previos (basados con sismicidad interplaca).

Los principales aportes de este estudio sobre el conocimiento del MVB pueden resumirse en 3 puntos:

1. Una diferencia en el nivel de amplificación fue identificada. Los resultados muestran que los efectos de sitio en la parte noreste del MVB presentan menor nivel de amplificación comparado con el resto de la zona. Esta diferencia coincide con los resultados de Shapiro et al. (1997) en su estudio de una franja (de norte a sur) del MVB pasando por Valle de la Ciudad de México. Sin embargo, en el presente estudio los resultados mostraron que este comportamiento cubre una mayor área del MVB, correspondiente aproximadamente a un cuarto del área total del MVB. Los promedios de los cocientes espectrales H/V indican un factor de amplificación de 2.5 en frecuencia de 0.38 Hz (esto para el cuadrante II o noreste). Por otro lado, la atenuación de las señales fue analizada cualitativamente con

formas FAS para examinar las diferencias en el comportamiento (e.g., rangos de frecuencias para las máximas amplitudes) entre diferente propagación de trayectorias dentro del MVB. Formas de FAS obtenidas de los registros mostraron más grande atenuación en la parte noreste del MVB. Esta trayectoria inicia a partir del centro al noreste de la zona del MVB (Ver Figura 4.5).

2. A partir de las 13 estaciones sobre roca analizadas, dos grupos fueron identificados: (1) seis estaciones con amplificación de sitio significativa (SSA) y (2) siete estaciones con amplificación de sitio despreciable (NSA). El primer grupo SSA de estaciones en general mostró factores de amplificación en un rango de 4 a 4.65 en frecuencias de alrededor de 0.35, 0.75, 15 y 23 Hz. Por otro lado, el comportamiento del segundo grupo NSA resultó muy similar al mostrado por García et al. (2009) para estaciones de la costa, las cuales también fueron clasificadas como NSA.
3. Niveles de amplificación para los grupos de estaciones SSA y NSA basados en sismicidad superficial dentro de la región del MVB fueron analizados por primera vez. Nosotros observamos diferencias de amplificación con respecto a zonas fuera del MVB (en particular entre la costa del Pacífico Mexicano y el MVB). La más importante diferencia es que el MVB hay una amplificación de hasta 1.5 veces más que el encontrado por García (2009) para la zona entre el Pacífico y el MVB en la frecuencia de 0.36 Hz. Este resultado destaca la relevancia de continuar estudiando el peligro sísmico dentro del MVB.

Finalmente, la dependencia de los resultados de efectos de sitio sobre las características de la fuente sísmica también fue analizada. Variaciones de efectos de sitio fueron encontradas cuando éstas fueron comparadas a aquellos obtenidos en previos estudios sobre regiones sísmicas diferentes (zonas fuera del MVB). Estas variaciones fueron atribuidas a la localización de la fuente; debido a que en su mayoría de los resultados H/V, nosotros identificamos más de un pico como frecuencia fundamental, esto opuesto a tales previos estudios los cuales muestran sólo un pico bien definido. Situación que nosotros atribuimos es un comportamiento típico de la zona del MVB.

Las anteriores aportaciones dan pie aún más para terminar de resolver problemáticas como:

- 1) Determinar el modelo de atenuación para la zona sismogénica MVB, basada en información propia de la zona. Esto para estimar el peligro sísmico real sobre la zona más poblada de nuestro país México, donde se toman las decisiones más importantes,
- 2) Analizar y definir a detalle las particularidades de la atenuación sísmica de la señal de las diferentes zonas sismogénicas (principalmente las de la zona de subducción) al paso por la zona del MVB; esto para una mejor acotación de la estimación del peligro sísmico en nuestro país; y
- 3) Definir una red sísmica para monitoreo permanente en el MVB, con el propósito de enriquecer una base de datos que permitan mejorar la estimación del peligro sísmico en la zona central del país. Similares situaciones que en países como Estados Unidos de Norteamérica son llevados a cabo con gran seriedad.

Por otro lado, y para cerrar parcialmente este trabajo, quiero compartir 3 vivencias que durante el desarrollo del presente trabajo doctoral me ocurrieron y que sin lugar a duda ha incrementado en mí la prioridad sobre la visión de continuar estudiar a detalle la zona sismogénica del MVB:

- 1) El haber calibrado equipos acelerográficos y registrado el primer sismo en CU UAQ ocurrido el 01 Mayo del 2012 a las 16:37:35 hora UTC, con magnitud de 5.6 proveniente de la zona de subducción. Dicho registro sísmico aparece en imagen como encabezado de inicio de cada capítulo de este trabajo; además anexo un breve reporte;
- 2) La oportunidad de registrar y documentar una de las secuencias sísmicas que esporádicamente, y porque no decirlo, histórica, de las que ocurren en el MVB. Me refiero a la secuencia sísmica de Peñamiller, Querétaro, en el 2010-2011 (ver Clemente-Chávez et al., 2013), y
- 3) Durante mi estancia en el Instituto de Ingeniería de la UNAM, en la ciudad de México, sentí el movimiento sísmico provocado por un evento, del día 26 de Abril del 2011, con magnitud de 5.5 proveniente de la zona de subducción; además en aquél entonces teníamos la red de acelerógrafos aún instalada en la Sierra Gorda y por lo tanto también pudimos registrarlo. El haber estado en la Ciudad de México y sentir el movimiento sísmico fue una experiencia impactante e increíble, el ver como el suelo se mueve y como las construcciones emiten crujidos !!! Una reflexión: Me resisto a imaginar los daños que pudieran ocurrir si la fuente sísmica fuera el MVB.

REFERENCIAS

- Abrahamson, N A y Youngs, R R, (1992). “A Stable Algorithm for Regression Analyses Using the Random Effects Model”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1), 505-510.
- Abrahamson, N A y Silva W J (1997). “Empirical response spectral attenuation relations for shallow Crustal Earthquakes”, *Seismological Research Letters* 68(1), 94-127.
- Aki, K and P G Richards (1980), “Quantitative Seismology, Theory and Methods” (2 volúmenes). W.H. Freeman, San Francisco. 932 pp.
- Arroyo, D., y Ordaz M. (2010a). “Multivariate Bayesian regression analysis applied to ground- motion prediction equations”, Part 1: Theory and synthetic example, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 1551–1567.
- Arroyo D, Ordaz M (2010b). “Multivariate Bayesian regression analysis applied to ground-motion prediction equations”, Part 2: numerical example with actual data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, no. 4, 1568–1577.
- Arroyo D., García D., Ordaz M., Mora M.A., Singh S.K. (2010). “Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes”, *J. Seismological*, 14, 769-785.
- Astiz-Delgado, L. M.: Sismicidad en Acambay, Estado de México (1980). El temblor del 22 de febrero de 1979, B.Sc. Thesis Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, 130.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29–61.
- Canas, J. A. (1986). Study of coda-Q factor from earthquakes located in central and oriental positions of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofís. Int.*, 25, 503-520.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., and Singh, S. K. (1990), “Site Response, Attenuation and Source Spectra of S Waves along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone”, *Bulletin of the Seismological Society of America* 80(6), 1481–1503.
- Castro, R. R., Mucciarelli, M., Pacor, F., and Petrangaro C. (1997). S-wave site response estimates using horizontal-to-vertical spectral ratios, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 256–260.
- Castro, R. R. and Ruíz-Cruz, E. (2005). Stochastic Modeling of the 30 September 1999 Mw 7.5 Earthquake, Oaxaca, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 2259–2271.
- Chavacán, A. M. R. (2007), “Catálogo de Sismicidad Local para la Cuenca de México”, Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, Universidad Autónoma de México, México D.F., Mex.
- Chávez-García, F. J. and Bard, P.-Y. (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquake, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 13, 229–47.
- Chávez-García, F. J. and J. Cuenca (1996). “Site effects in Mexico City urban zone: a complementary study”, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* 15, 141–146.
- Chávez-García, F. J. and Salazar, L. (2002). A model to explain site response at Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 3087–3101.
- Clemente-Chavez, A., Arroyo, G., Moisés, Zúñiga Ramón, Figueroa Ángel, Pérez Miguel A., and López Carlos S. (2012). “Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB); análisis por trayectoria: Guerrero-Querétaro”, *Revista de Ingeniería Sísmica*, 87, 67-93.
- Clemente-Chávez, A., A. Figueroa-Soto, F.R. Zúñiga, M. Arroyo, M. Montiel and O.Chavez (2013). “Seismic in northeast edge of the Mexican Volcanic Belt (MVB), activation of an undocumented fault: The Peñamiller earthquake sequence of 2011, Queretaro, Mexico”. *Natural Hazards and Earth System*

- Clemente-Chávez, A., J. Lermo, C. Valdés, A. Figueroa-Soto, F. R. Zúñiga, M. Montiel, O. Chavez and 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", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, doi:10.5194/nhess-14-1391-2014.
- Cruz-Jiménez, H, F J Chávez-García y T Furumura (2009). "Differences in attenuation of ground motion perpendicular to the Mexican subduction zone between Colima and Guerrero: An Explanation based on numerical modeling", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 1, pp. 400–406. Doi: 10.1785/0120080167.
- Bard, P.-Y. (1995). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues, 10th European Conference on Earthquake Engineering, edited by G. Duma, Balkema, Rotterdam, 305–323.
- Dahle, A., Climent, A., Taylor, W., Bungum, H., Santos, P., Real, M. C., Lindholm, C., Strauch, W., y Segura, F. (1995), "New Spectral Strong Motion Attenuation Models for Central America", *Proc. 5th Intern. Conf. Seismic Zonation*, pp Vol. II, 1005.1012.
- Ferrer-Toledo, H, F J Chávez-García y M Cárdenas-Soto (2004). "Ground motion in Central Mexico. Path effects due to the Transmexican Volcanic Belt", 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, paper no. 948.
- Figueroa, J. (1986). *Isosistas de grandes temblores ocurridos en la República Mexicana*, Serie Amarilla del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- García, J. D. (2006). "Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México Central", Memoria para el grado de Doctorado, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.
- García, J. D., Singh, S. K., Herraiz, M., Ordaz, M., Pacheco, J. F., and Cruz-Jiménez, H. (2009). Influence of subduction zone structure on coastal and inland attenuation in Mexico, *Geophys. J. Int.*, 179, 215–230.
- Geman, S., and D. Geman (1984). "Stochastic relaxation, Gibbs distributions, and the Bayesian restoration of images", *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.* 6, 721–741.
- Joyner, W. B., y Boore D. M. (1993). "Methods for regression analysis of strong-motion data", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, no. 2, 469–487.
- Joyner, W. B., y Boore D. M. (1994). Errata: "Methods for regression analysis of strong-motion data", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, no. 3, 955–956.
- Kawase, H., and K. Aki (1989). "A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with spectral reference to the long duration observed in Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5), 1361–1382.
- Konno, K. and Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 228-241.
- Lermo, J. and Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using Spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1574–1594.
- Lozano, L., Herraiz, M., and Singh, S. K. (2009). Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics, *Soil Dyn. And Earthquake Eng.*, 29, 504-516.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface, *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 25–30.
- Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), *Jour, seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.

- Ordaz, M., y Singh, S. K. (1992). "Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, No.1, pp. 24-43.
- Ordaz, M., Singh, S. K., y Arciniega, A. (1994). Bayesian Attenuation Regressions: An Application to Mexico City, *Geophys. J. Int.* 117(2), 335-344.
- Ortega, R, Herrmann, R. B., y Quintanar, L. (2003). "Earthquake ground-motion scaling in central Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 1, pp. 397-413.
- Ortega, R. y Quintanar, L. (2005). "A study of local magnitude scale in the Basin of Mexico: Mutually consistent estimate of logA0 and ground motion scaling", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 2, pp. 605-613.
- Ottmöller, L., Shapiro, N. M., Singh S. K. and, Pacheco J. F. (2002). Lateral variation of Lg wave propagation in southern Mexico, *J. Geophys. Res.*, 107, B1.
- Parolai, S. and Richwalski, S.M. (2004). The Importance of Converted Waves in Comparing H/V and RSM Site Response Estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 304-313.
- Quintanar, L., Rodríguez-González, M., and Campos-Enríquez, O. (2004). A Shallow Crustal Earthquake Doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 845-855.
- Reinoso E, y Ordaz M., (1999), "Spectral ratios for Mexico City from free-field recordings", *Earthquake Spectra*, 15:273-95.
- Rowe, D. B. (2002). "Multivariate Bayesian Statistics: Models for Source Separation and Signal Unmixing", Chapman & Hall/CRC, New York, 329 pp.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, A. Paul, S. K. Singh, D. Jongmans, and F. J. Sánchez Sésma (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.* 128, 151-166.
- Shapiro, N. M., S. K. Singh, A. Iglesias-Mendoza, V. M. Cruz-Atienza, and J. F. Pacheco (2000). "Evidence of low Q below Popocateptl volcano and its implications to seismic hazard in Me'xico City", *Geophys. Res. Lett.* 27, 2753-2756.
- Singh, S. K., J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J. M. Espinosa, E. Mena, and R. Quaas (1988a). "The Mexico earthquake of September 19, 1985 A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site", *Earthquake Spectra* 4 (4), 653-673.
- Singh, S. K., E. Mena, and R. Castro (1988b). "Some aspects of the source characteristics and ground motion amplifications in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacan, Mexico earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78 (2), 451-477.
- Singh, S.K., Quass, R., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., Vázquez, R., (1995). "Is there truly a hard rock site in the valley of Mexico?" *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 97, Num. 11, P. 481-484.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., and Iglesias A. (2006). An Estimate of shear-wave Q of the mantle wedge in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 176-187.
- Singh, S. K., Iglesias, A., García, D., Pacheco, J. F., and Ordaz, M. (2007). Q of Lg waves in the Central Mexican Volcanic Belt, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 1259-1266.
- Suárez, G., García-Acosta, V., and Gaulon, R. (1994). Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century, *Tectonophysics*, 234, 117- 127.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., and Quintero-Legorreta, O. (1996). Macroseismic study of shallow earthquake in the central and eastern parts of Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1952-1963.
- Veneziano, D. y Heidari, M. (1985). Statistical Analysis of Attenuation in the Eastern United States, en *Methods of Earthquake Ground-Motion Estimation for the Eastern United States*, EPRI Research Project RP2556-16, Palo Alto, California. [Citado por Ordaz et al., 1994].

-
- Yamamoto, J., L. Quintanar, Herrmann, R. B., y Fuentes C. (1997). Lateral variations of Lg coda Q in southern Mexico, Pure Appl. Geophys. 149, 575-599.
- Zúñiga, F.R., Pacheco, J.F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G.J., Espíndola, V. H., and Nava, E. (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.

Sitios web:

- 1) https://es.wikipedia.org/wiki/Funci%C3%B3n_de_verosimilitud
- 2) https://es.wikipedia.org/wiki/M%C3%A1xima_verosimilitud

Dirección General de Bibliotecas UAQ

Apéndice A. Metodologías de análisis de regresión y ajustes aplicados al desarrollo de modelos empíricos de atenuación del movimiento fuerte.

Investigaciones sobre el modelado de predicción de amplitudes máximas del movimiento fuerte (ecuación de atenuación sísmica) debido a la sismicidad superficial fueron hallados los siguientes trabajos fundamentales:

1. *Joyner y Boore (1981)*
2. *Brillinger y Preisler (1984)*
3. *Brillinger y Preisler (1985)*
4. *Abrahamson y Youngs (1992)*

Joyner y Boore (1981)

Un relevante trabajo publicado por los años 80's fue el desarrollado por Joyner y Boore (1981), bajo el título "Registros de Aceleración y velocidad máxima horizontal de movimiento fuerte del suelo incluyendo registros del sismo del Valle Imperial de 1979, California". En este trabajo se exponen un enriquecimiento en la base de datos sísmicos, con registros cercanos a la fuente sísmica, recabados del entonces reciente sismo en 1979 en el Valle Imperial California. Con la adición de éstos nuevos datos se obtuvieron ecuaciones de predicción para la aceleración y velocidad máxima en la zona oeste de California de los Estados Unidos. Se propuso una forma funcional en la que aparece un análisis independiente de la magnitud basado en la expansión geométrica y atenuación anelástica de la curva de atenuación. Un punto nuevo de análisis fue introducido para el desacoplamiento (separación) en la determinación de la dependencia de los datos (amplitudes máximas observadas) con la distancia y la dependencia con la magnitud.

La anterior situación es mejor comprendida cuando se tiene un sismo registrado en un rango limitado de distancias; y si el análisis de la regresión fuera hecho en términos de la magnitud y distancia simultáneamente, errores en la medición de la magnitud podrían afectar el coeficiente de la distancia obtenido de la regresión (Joyner y Boore, 1981).

La separación de tales dependencias se logró gracias a la inclusión de un término ficticio E_i el cual asume un valor de 1 para cualquier sismo. Con este desacoplamiento se buscó independizar las fuentes de error tanto el debido por la dependencia de los datos con la distancia como para el debido con la magnitud, además de que cada evento sísmico tuviera el mismo peso en la determinación de la relación dependencia de la magnitud (ec.2) y cada registro sísmico tuviera también el mismo peso en la determinación de la relación dependencia con la distancia (ec.1). Este principio de idea en el análisis

fue adoptado de un trabajo realizado por Richter (1935; 1958) sobre la base en la estimación de la magnitud local M_L .

Las relaciones básicas de esta técnica de análisis fueron las siguientes:

$$\log y = \sum_{i=1}^N a_i E_i - \log r + br + cS \tag{1}$$

$$E_i = 1 \text{ for earthquake } i$$

$$= 0 \text{ otherwise}$$

$$S = 1 \text{ for soil sites}$$

$$= 0 \text{ for rock sites}$$

$$r = (d^2 + h^2)^{1/2}.$$

$$a_i = \alpha + \beta M_i + \gamma M_i^2 \tag{2}$$

También se incluyó otra variable ficticia S para obtener el coeficiente por efectos de suelo blando (efecto de sitio, S=1). El empleo de este tipo de variables ficticias eran hasta entonces conocidas en trabajos de análisis de regresión por Draper y Smith (1996) y Weisberg (1980), algunos otros autores (e.g., Triunac, 1976; McGuire, 1978), empleaban también el uso de esta variable en la clasificación de datos de movimientos fuertes acorde a la geología del sitio.

El desarrollo del método, que actualmente se le conoce de dos pasos o dos etapas, consiste en ajustar la ec. 1 para un valor determinado h (el cual es estimado por un simple procedimiento a minimizar la suma de los cuadrados de los residuales -mínimos cuadrados-), de donde se obtienen los valores a_i , b y c. Después de tenerse el conjunto de valores a_i , se realiza un ajuste por mínimos cuadrados de una forma de polinomio de 1er o 2do grado (ec.2) donde se define la dependencia de los datos con la magnitud, como se muestra en la figura 1.1.

La evaluación del error estándar σ_y , en cada ecuación de predicción se realizó con la ecuación siguiente:

$$\sigma_y = (\sigma_s^2 + \sigma_a^2)^{1/2}$$

Donde:

σ_s = es la desviación estándar de los residuales de la regresión descrita por la ecuación 1.

σ_a = Es la desviación estándar de los residuales de la regresión descrita por la ecuación 2.

Estas estimaciones se plantearon bajo dos hipótesis: De la primera de ellas (σ_s), se entiende como el error en la determinación de la curva de atenuación de la ec. 1 y la segunda (σ_a), como el error a la naturaleza estocástica de la relación entre a_i y M, más no se debe a un error medido

en a_i o en M . Aunque esto no deja de ser hipótesis, se dijo que era una aproximación satisfactoria para estimar σ_y .

Su base de datos final se conformó de 176 registros de 17 sismos para la aceleración máxima y 58 registros de 6 sismos para la velocidad máxima, todos de magnitud entre $5.0 \leq M_w \leq 7.7$. Lo anterior se obtuvo después de eliminar algunos sismos considerados no representativos del movimiento del suelo (sismos registrados en estaciones halladas en estructuras) y algunos otros como datos de sesgo en los resultados (sismos registrados en una sola estación). La elección de la componente representativa del movimiento sísmico a modelarse fue la mayor de las horizontales. En otros (*e.g.*, Campbell, 1981) trabajos se habían utilizado la media de las dos componentes horizontales.

En la base de datos, la profundidad de ruptura se halló a distancias igual o menores a 20 km y distancias de registro de 0.5 - 370 km. De ésta última variable, se expuso el por qué considerar la distancia más cercana a la zona de ruptura de la falla y no la distancia epicentral o la distancia al centro de la falla de la ruptura, puesto que el sismo de 1979 en el Valle Imperial existieron estaciones de registro a distancias más cercanas a la ruptura, que son las que inducen las máximas amplitudes en los registros de tales estaciones, que eran menores a las distancias epicentrales o a las del centro de la ruptura.

De lo anterior se dedujeron algunas variantes respecto a trabajos anteriores (Page et al, 1972; Boore *et al.*, 1978; 1980), proponiendo una nueva medida de la distancia r , definida en función de la distancia d y la profundidad h . Donde la distancia d que se tomó fue la distancia más corta entre la proyección en superficie del plano de ruptura y la estación de registro; y h incluida para definir la profundidad del plano de ruptura. En otros trabajos contemporáneos a la época (*e.g.*, Campbell *et al.*, 1980; Campbell, 1981) emplearon una medida de la distancia definida como la distancia más corta a la zona de falla. La justificación de Joyner y Boore (1981) fue de que el máximo movimiento puede estar a cierta profundidad por debajo de la superficie, logrando así incorporar el efecto de la profundidad en las amplitudes máximas del movimiento, sin embargo, es entendible aclarar que para sismos de magnitudes grandes este efecto no presentó diferencias significativas en comparación con otros modelos con el uso de una d antigua en este tipo de sismicidad superficial como el de Campbell *et al.* (1980) y Campbell (1981), porque en sismos de magnitud grande suelen romper hasta la superficie, que es cuando h tomaría valores menores similares a d antigua. Caso contrario, es decir, para sismos de magnitud pequeña, este efecto si fue significativo en la variación de resultados y principalmente a distancias cercanas del plano de ruptura.

Todos los registros, a pesar de una variedad de tipos de suelos, fueron clasificados en dos categorías: suelo y roca. Clasificación considerada en la obtención de la ecuación de predicción de

velocidad máxima (al introducir la variable $S=1$ para datos en suelo y $S=0$ para roca) por lo contrario en el caso de la aceleración máxima no se empleó este efecto de sitio, es decir fueron considerados sin distinción de sitio, dado que un estudio previo de aquella época por Boore *et al.*, (1980) reportaron no tener correlación con las condiciones geológicas del sitio.

En sus resultados, respecto al ajuste de la ecuación 2 se decidió omitir el término de segundo orden del polinomio al percatarse no afectar en un 90% del nivel de significancia, por lo que se decidió trabajar con el de primer orden, estos resultados son mostrados en la Figura B.1.

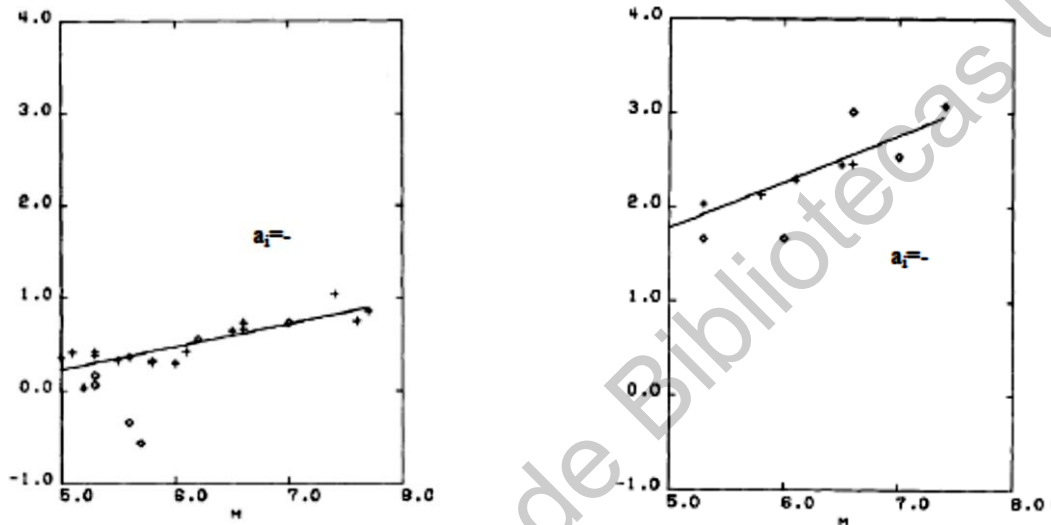


Figura A.1. Valores de a_i para la amplitud máxima horizontal del análisis de regresión de la ec.1 graficada contra la magnitud de momento M , esto para: a) Amplitud máxima de aceleración, b) Amplitud máxima de velocidad. Los símbolos de diamantes representan sismos con solamente un valor de la amplitud (en a) aceleración o en b) velocidad); estos valores no fueron usados en la determinación de ajuste de la línea, los cuales hubieran sesgado los resultados. (Joyner y Boore, 1981).

Finalmente, las ecuaciones resultantes de la predicción de amplitudes máximas de aceleración y velocidad, con forma de la ec. 1, fueron:

$$\begin{aligned} \log A &= -1.02 + 0.249M - \log r - 0.00255r + 0.26P \\ r &= (d^2 + 7.3^2)^{1/2} \quad 5.0 \leq M \leq 7.7 \end{aligned} \tag{4}$$

$$\begin{aligned} \log V &= -0.67 + 0.489M - \log r - 0.00256r + 0.17S + 0.22P \\ r &= (d^2 + 4.0^2)^{1/2} \quad 5.3 \leq M \leq 7.4 \end{aligned} \tag{5}$$

De las cuales se expusieron para un 50 y 84 percentil, mostradas en la Figura B.2

Por otro lado, se realizaron predicciones con ambas ecuaciones a partir de datos de los eventos observados, donde las diferencias de estos dos valores (el observado - el predicho) son conocidos como

residuos, con ellos se graficaron en escala logarítmica contra sus respectivas distancias empleadas en el análisis, con objeto de visualizar alguna tendencia en particular entre los residuos y distancias, además de su relación con los rangos de magnitud (ver Figura B.3). Mostrando en ambos casos (residuos en aceleración y velocidad mostrados en la Figura B.3) ninguna clara evidencia de la relación implícita de la forma de la curva de atenuación contra la magnitud (porque cada valor de residuo implica un d y una M , la primera se entiende que define la forma de la curva de atenuación, y el valor de residuo no tienen alguna tendencia de dispersión con la magnitud).

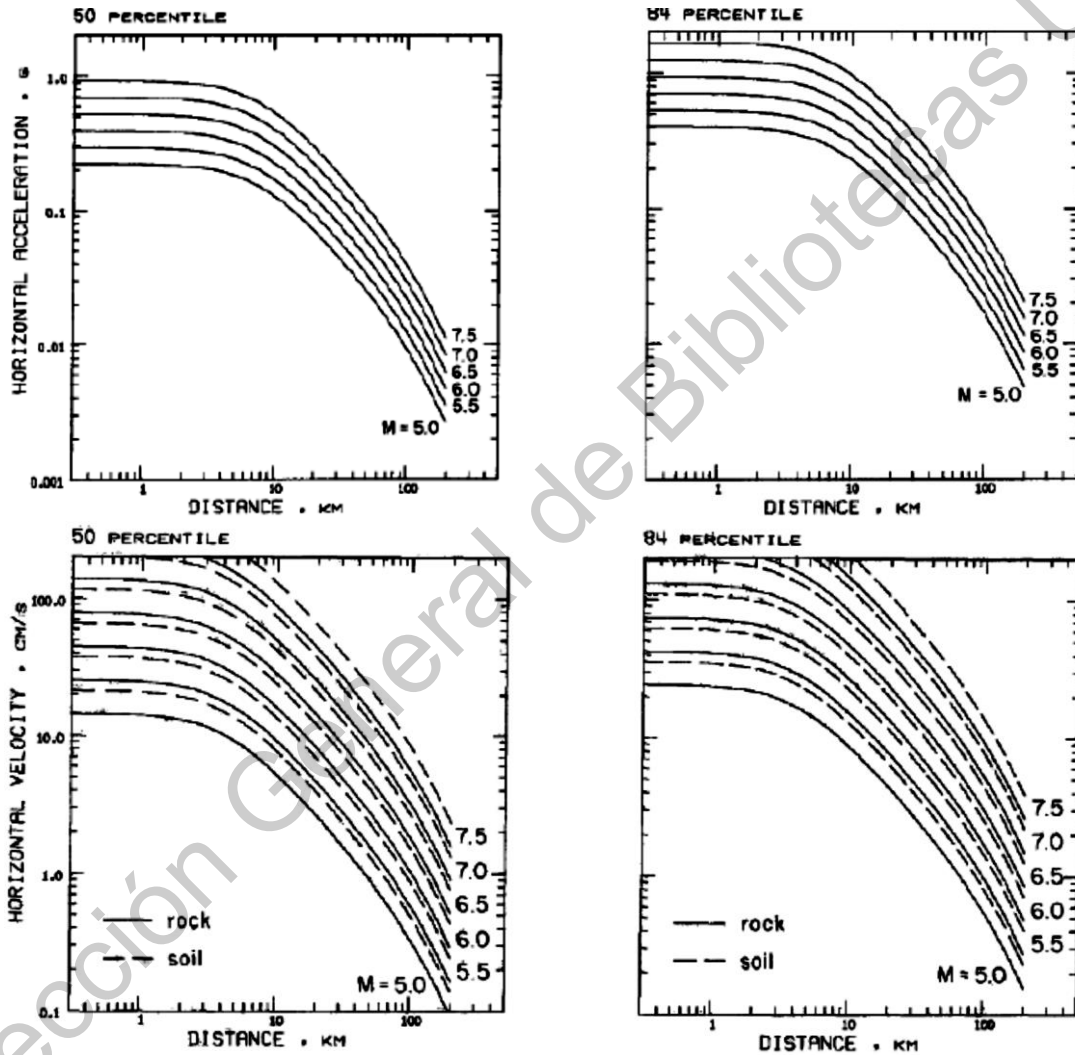


Figura A.2. Predicción de valores de amplitudes máximas para un 50 y 84 percentil como función de la distancia, magnitud de momento y condiciones geológicas de sitio (este último sólo en velocidad): a) y b) Aceleración máxima c) y d) Velocidad máxima.

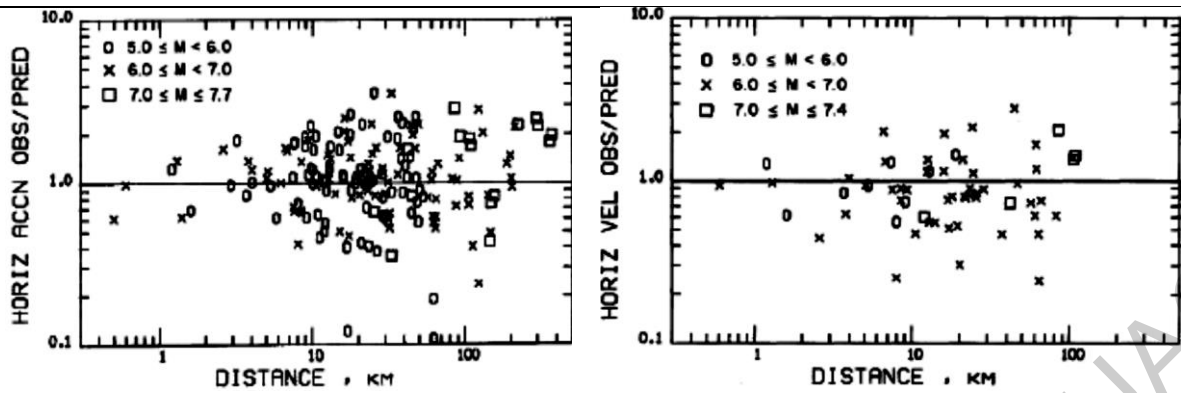


Figura A.3. Residuos de las amplitudes máximas respecto a sus ecuaciones de predicción: a) PGA, aceleración máxima; b) PGV, velocidad máxima. Respecto a ecuaciones 4 y 5, respectivamente. (Joyner and Boore, 1981).

Sin embargo, en un principio les pareció ver menor dispersión de los residuos en distancias menores a 10 km que a mayores distancias, por lo que hacía suponer había cierta relación implícita entre la distancia de registro y orden de magnitud lo que a su vez se estaría estableciendo una relación dependiente entre la forma de la curva de atenuación (definida por la distancia) y la magnitud. Por lo que se planteó hallar tal dependencia al graficar los residuos contra las magnitudes correspondientes (ver figura B.4), concluyendo que, efectivamente no existe sustento suficiente en tal relación al obtenerse un ajuste lineal con pendiente aproximadamente nula (horizontal) y una desviación estándar similar o mayor al valor de la pendiente.

Sus ecuaciones de predicción obtenidas (ecs. 4 y 5) se vieron limitadas en ciertos rangos al no contener en su base de datos registros en lugares de roca con d menor de 8 km de sismos con $M > 6.0$, por lo que se pidió cierta precaución en estos rangos, así mismo para el caso de distancias menores a 40 km con sismos de $M > 6.6$. Por otro lado, la aplicabilidad de las ecuaciones se restringió al rango máximo de magnitudes entre 7.7 y 7.4 para la aceleración y velocidad, respectivamente. Aun así, con tales limitaciones, según sus ecuaciones predijeron velocidades mayores a 200 cm/s en distancias cortas (aprox. $d \leq 2$ km) para eventos de magnitud mayor e igual a 7.0. Resultados que se cotejaron con los reportados por otros autores (*e.g.*, Trifunac, 1976; Kanamori, 1978) bajo similares condiciones, los cuales concordaban.

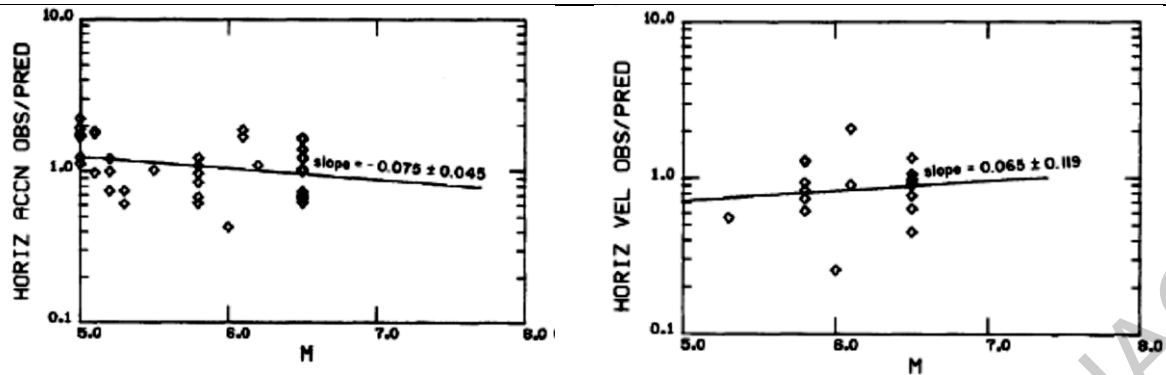


Figura A.4. Residuos de las amplitudes máximas a) de aceleración, b) de velocidad respecto a sus ecuaciones 4 y 5 contra la magnitud M para las estaciones con distancia d menor o igual a 10 km.

Una comparación con el trabajo de Campbell (1981) fue expuesta en este trabajo de Joyner y Boore (1981), para la aceleración horizontal máxima mostrada en la figura B.5. Una vez realizada la corrección dado que el primer autor utilizó amplitudes de la media de las dos componentes horizontales, diferencia compensada con un porcentaje de alrededor del 13%, según Campbell; respecto a la distancia, él empleó la distancia más corta a la zona de ruptura (por lo que la comparación a distancias menores de 5 km no fue buena dado la influencia de la profundidad h). Por último, cabe mencionar que la base datos de Campbell (1981) fue comprendida en distancias menores de 50 km. Aún sí, concluyeron que las diferencias son pequeñas en comparación a las incertidumbres de la predicción estadística, resaltando que la mayor diferencia radica en el cambio de la forma con la magnitud mostrada por sus curvas, asumidas en parte al empleo conceptual de diferentes distancias.

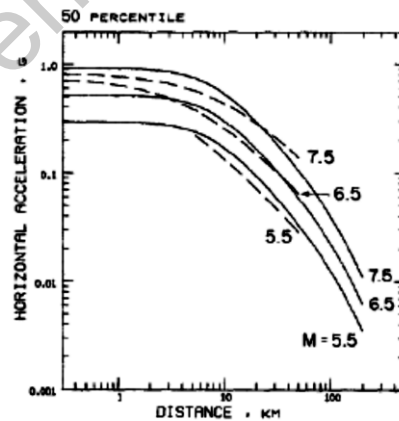


Figura A.5. Comparación de curvas de atenuación para la aceleración máxima horizontal por Campbell (1981) (líneas discontinuas) con curvas del 50 percentil de Joyner y Boore (1981) (líneas continuas). El modelo de Campbell (1981), ya está compensado la aceleración horizontal máxima por el 13% que él determinó como equiparable a tal comparación.

También se halló congruencia al sentido físico de las amplitudes máximas en relación al factor de calidad Q asociado a las frecuencias, acorde a la zona (un Q=350 para frecuencia de 2 Hz y Q=180 para una frecuencia de 1Hz, para aceleración y velocidad máximas, respectivamente). Por último, se analizó los valores de h definidos en las ecuaciones de predicción, hallándolos valores razonables puesto que se hallan dentro ¼ a ½ de los espesores de la zona sismogénica de California.

Brillinger y Preisler (1984)

En este trabajo se retomó la base de datos de Joyner y Boore (1981). Con base a un análisis exploratorio de los datos se derivó un proceso alternativo para la predicción. Dos tipos de procedimientos se presentaron:

- 1) Proponiendo una forma de ecuación paramétrica y
- 2) Una forma no paramétrica, expresada mediante gráficos

La primera (forma paramétrica), se partió tomando como base la forma general de ecuación 2.1, de la que resultó al ser ajustado, como la ecuación 2.2.

$$\theta(A_{ij}) = \phi(M_i) + \psi(d_{ij}) + \epsilon_i + \epsilon_{ij} \tag{2.1}$$

$$A_{ij}^0 = \underset{(0.072)}{0.432} + \underset{(0.012)}{0.110} M_i - \underset{(0.0101)}{0.0947} \ln(d_{ij}^2 + \underset{(3.24)}{6.35^2}) + \underset{(0.0096)}{0.0351} z_i + \underset{(0.0042)}{0.0759} z_{ij} \tag{2.2}$$

- A_{ij} = Denota la aceleración máxima horizontal,
- M_i = es la magnitud de momento del sismo,
- d_{ij} = es la distancia,
- ϵ_i y ϵ_{ij} = Son las variables aleatorias representando la variación entre y dentro del sismo,
- = Son formas funcionales especiales
- z_i, z_{ij} = Son variables aleatorias independientes con distribución normal de media=0, con varianza=1
- i, j = i indica el sismo i , que va desde $i=1, \dots, I$; j indica el registro dentro del sismo i , que va desde $j=1, \dots, J$.

Lo anterior se hizo en primer lugar, obteniendo las formas funcionales particulares $\theta(A)$, $\phi(M)$ y $\psi(d)$ mediante una extensión del procedimiento general conocida como “Alternativa Condicional de Expectación” (ACE) propuesto por Briman y Friedman, (1984), el cual permitió realizar las transformaciones óptimas de las variables básicas A, M y d (en términos generales las transformaciones óptimas consiste en hallar la función que mejor describa el comportamiento de

variable). Con estas formas funcionales particulares a su vez darían forma a la forma funcional general

2.1, quedando como sigue:

$$A_{ij}^{1/3} = \alpha + bM_i + \gamma \ln(d_{ij}^2 + \delta^2) + \epsilon_i + \epsilon_{ij}. \tag{2.3}$$

Como es de notarse, las funciones particulares resultantes fueron:

- $A^{1/3}$ = función de mejor raíz cúbica,
- $\alpha + bM_i$ = función con forma lineal,
- $\ln(d_{ij}^2 + \delta^2)$ = función con forma logarítmica,

y en segundo lugar, quedó sólo efectuar el ajuste de ecuación 2.3 por máxima verosimilitud, para hallar los valores de los coeficientes que la conforman.

El proceso sobre cómo obtener la transformación funcional, lo podemos hallar en trabajos de Tukey (1977), Mosteller y Tukey (1977) y Velleman y Hoaglin (1981).

Respecto a la segunda (forma no paramétrica), se re expresaron las variables de aceleración y la distancia como $A^{1/3}$ y $\ln(d^2 + 6.35^2)$, respectivamente. Y con ello se buscó las funciones θ, ϕ, ψ del modelo general siguiente

$$\theta(A_{ij}^{1/3}) = \phi(M_i) + \psi(\ln(d_{ij}^2 + 6.35^2)) + \epsilon_i + \epsilon_{ij} \tag{2.4}$$

Con la ϵ_i teniendo una distribución normal con media cero y varianza τ^2 . Las estimaciones obtenidas en este caso no son estimaciones de máxima verosimilitud, más bien son óptimos en relación al criterio al obtener ecuación 2.2 (Brillinger y Preisler, 1984). Cada una de las estimaciones obtenidas de las funciones θ, ϕ, ψ son aproximadamente lineales como resultado de las transformaciones introducidas, como se muestran en la figura 2.2.

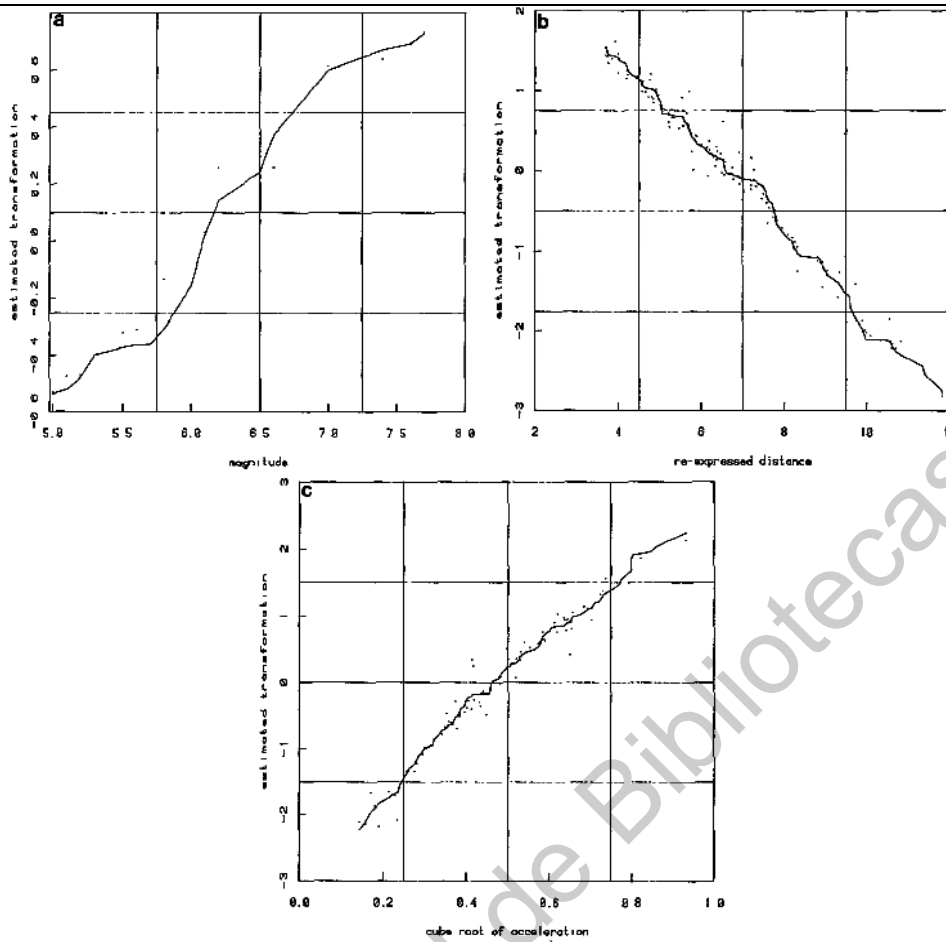


Figura A.6. (a) Estimación de la transformación sin restricción (sin unir los puntos) y monotónica transformación (la curva) de la magnitud para el efecto aleatorio del modelo. (b) Estimación de la transformación sin restricción (sin unir los puntos) y monotónica transformación (la curva) de la $\ln(d+6.352)$ para el efecto aleatorio del modelo. (c) Estimación de la transformación sin restricción (sin unir los puntos) y monotónica transformación (la curva) de $A^{1/3}$ para el efecto aleatorio del modelo. (Brillinger y Preisler, 1984).

De las gráficas de la figura 2.2 se puede obtener la equivalencia aproximada del resultado de la ecuación 3 de estimar la aceleración máxima de un sismo de $M=7.0$ para una distancia de $d=5.0$ km, mediante la estimación gráfica de $\phi=0.61$ para $M=7.0$ y $\psi=1.17$ para un valor de $\ln(5^2+6.35^2)=4.18$, sumando $\phi + \psi = 1.78$, obtenemos de gráfica 2.2c un valor de $A^{1/3}=0.80$ que nos da una aceleración máxima estimada de $A=0.51g$.

Finalmente, de este trabajo se concluyó la importancia de que a partir de un análisis de los datos se pudo proponer las funciones básicas particulares para conformar y/o construir la forma de la función general de predicción, siendo esta, conocida como la mejor raíz cubica ($A^{1/3}$). Recalcando que esta fue deducido empíricamente y no de un argumento simplemente físico (e.g. Joyner y Boore,

1981). Los resultados comparativos en la curvatura implícita entre las formas funcionales mencionadas, no existió diferencias considerables a pesar de que la aceleración logarítmica ($\log A$) fue transformada a $A^{1/3}$.

Brillinger y Preisler (1985)

En este trabajo se expone algo más sobre el trabajo desarrollado por Joyner y Boore (1981), retomando su base de datos como lo hicieron varios trabajos (e.g., Bolt y Abrahamon, 1982; Brillinger y Preisler, 1984) para la obtención de nuevas leyes de atenuación con algunas variantes tanto en la transformación de las variables (aceleración pico, momento de magnitud y distancia), como en la forma funcional.

En este trabajo de Brillinger y Preisler (1985) emplea una integración numérica para aproximar alguna expresión básica. De esto último, hallaron que no hay necesidad de las aproximaciones de integración numéricas. Puesto que pudieron evaluar con exactitud y, en consecuencia, el ajustado algoritmo siendo estable muy rápidamente. Propusieron los pasos del procedimiento a resolver el algoritmo, a disposición libre encaminada a programarse para la solución de otras formas funcionales. Siendo de su particular interés la solución de la forma paramétrica propuesta por Joyner y Boore (1981)(ecuación 2.1), basada ésta por razonamiento físico, la cual evaluaron en este trabajo, aplicando dicho algoritmo, ajustada bajo un análisis de efectos aleatorios (ecuación 2.2). También se hace referencia a un trabajo previo de estos mismos autores (Brillinger y Preisler, 1984) (en el cual se obtuvo una forma de ecuación que involucra una raíz cúbica de la aceleración) para efectos de comparación mostrada en grafica de la figura 2.1.

$$\log A = -1.02 + 0.249M - \log r - 0.00255r \tag{2.1}$$

Con $r^2 = d^2 + 7.3^2$ y un error estándar estimado de 0.26.

$$\log A_{ij} = \underset{(.196)}{-1.229} + \underset{(.034)}{0.277} M_i - \log r_{ij} - \underset{(.00062)}{.00231} r_{ij} + \underset{(.0305)}{0.1223} z_i + \underset{(.0127)}{0.2284} z_{ij} \tag{2.2}$$

Con

$$r_{ij}^2 = d_{ij}^2 + 6.650^2. \tag{2.612}$$

Donde

$A =$ Denota la aceleración máxima horizontal,

$M =$ es la magnitud de momento del sismo,

$d=$ es la distancia,
 $z_i=$ es el termino variación inter-evento, el cual es un efecto aleatorio para el i -ésimo evento

En otras palabras se puede decir que el trabajo de Brillinger y Preilser (1985), se basa en la propuesta de un algoritmo que se desarrolla siguiendo un procedimiento iterativo en el cual los efectos aleatorios, las variaciones y los valores de los parámetros del modelo se calculan sucesivamente. (Para mayores detalles del desarrollo del algoritmo ver más adelante el trabajo de Abrahamson y Youngs, (1992) en el cual resumimos sus aportaciones como la de una alternativa para alcanzar la máxima verosimilitud, esto respecto al presentado por Brillinger y Preilser (1985)).

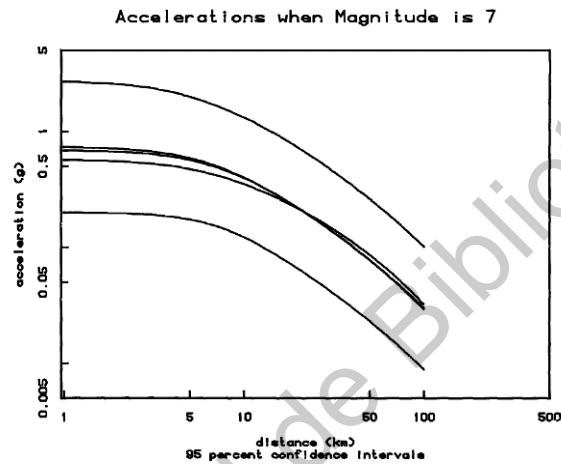


Figura A.7. Las tres curvas centrales son estimaciones de la aceleración pico horizontal calculada de (2.2), (2.1) y la mejor raíz cúbica (Brillinger y Preisler, 1984), respectivamente (leyendo de arriba abajo sobre la izquierda). Las curvas más afuera son intervalos de confianza del 95% centrado en la curva evaluada con (2.2). (Brillinger y Preilser, 1985).

Abrahamson y Youngs (1992)

En los años 90's, se publica un trabajo de Abrahamson y Youngs (1992), bajo el título "Un estable algoritmo para análisis de regresión usando el modelo de efectos aleatorios". En este trabajo se halló una propuesta de un mejor algoritmo para la solución de modelos de atenuación, clasificados como de tipo efectos mixtos (por el empleo en el modelado efectos aleatorios y fijos), en comparación al expuesto en el trabajo de Brillinger y Preisler (1985). Propuesta que ejemplificaron aplicando ambos algoritmos a la solución de una misma forma de modelo de atenuación, mostrando en resumen, ser más estable pero menos eficiente este nuevo algoritmo.

La forma de ecuación 6 es la correspondiente al modelo de efectos fijos mientras que la ecuación 7 es de efectos mixtos. Este último es caracterizado por dividir en dos partes el termino error, definidos como el debido a: inter evento (entre sismos) y al intra evento (entre registros).

$$\ln y_{ij} = f(M_i, r_{ij}, \theta) + \epsilon_{ij}, \quad (6)$$

$$\ln y_{ij} = f(M_i, r_{ij}, \theta) + \eta_i + \epsilon_{ij}, \quad (7)$$

- y_{ij} = a un parámetro del movimiento del suelo,
- $f(M_i, r_{ij}, \theta)$ = es la ecuación de atenuación,
- M_i = es la magnitud del sismo,
- r = es la distancia,
- θ = es el vector de parámetros del modelo (se refiere al conjunto de coeficientes de la ecuación de atenuación),
- ϵ_{ij} = es el termino de error para la j -ésimo registro del i -ésimo evento y es asumido ser de distribución normal (representa la variación intra-evento).
- η_i = es la variación inter-evento, el cual es un efecto aleatorio para el i -ésimo evento.

Donde η_i es el efecto aleatorio para el i -ésimo evento. El η_i representa la variación inter- evento y la ϵ_{ij} representa variaciones intra-evento. La η_i y ϵ_{ij} se suponen ser variables independientes con distribución normal con varianzas τ^2 y σ^2 , respectivamente.

En sentido estricto, podemos decir que más bien se trató de una adecuación que propone otra alternativa en la que por medio del método de ajuste denominado máxima verosimilitud, pueden obtenerse mejores resultados (es decir, una menor variación en los residuos). Esta alternativa fue posible al proponerse la ecuación 8, la cual permite dar solución alcanzando la máxima verosimilitud en la ecuación 7. La ecuación 8 fue dada por Searle, (1971) para datos con distribución normal.

$$\ln L = \frac{N}{2} \ln(2\pi) - \frac{1}{2} \ln |\mathbf{C}| - \frac{1}{2} (\mathbf{y} - \boldsymbol{\mu})^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{y} - \boldsymbol{\mu}), \quad (8)$$

Donde:

- N = al número de puntos de datos
- \mathbf{C} = es la matriz de covarianza
- $\boldsymbol{\mu}$ = es el vector de los valores predichos
- \mathbf{y} = es el vector de valores observados
- L = indica la función de verosimilitud

La matriz de covarianza (\mathbf{C}), su determinante ($|\mathbf{C}|$) e inversa (\mathbf{C}^{-1}) están definidas por:

$$\mathbf{C} = \sigma^2 \mathbf{I}_N + \tau^2 \sum_{i=1}^{M+} \mathbf{1}_{n_i} \quad (9)$$

$$|\mathbf{C}| = \sigma^{2(N-M)} \prod_{i=1}^M (\sigma^2 + n_i \tau^2), \quad (10)$$

y

$$\mathbf{C}^{-1} = \frac{1}{\sigma^2} \mathbf{I}_N - \frac{1}{\sigma^2} \sum_{i=1}^{M+} \frac{\tau^2}{\sigma^2 + n_i \tau^2}. \quad (11)$$

Los cuales sustituyendo en ecuación 8, la verosimilitud se reduce a:

$$\begin{aligned} \ln L = & -\frac{1}{2} N \ln(2\pi) - \frac{1}{2} (N - M) \ln(\sigma^2) - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^M \ln(\sigma^2 + n_i \tau^2) \\ & - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{n_i} (y_{ij} - \bar{Y}_i)^2 - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^M \frac{n_i (\bar{Y}_i - \bar{\mu}_i)^2}{\sigma^2 + n_i \tau^2}, \end{aligned} \quad (12)$$

Donde:

$$\bar{Y}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} y_{ij}, \quad (13)$$

$$\bar{\mu}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} \mu_{ij}, \quad (14)$$

Donde:

\mathbf{I}_N = es la matriz identidad de orden N

n_i = Es el numero de registros para el i ésimo evento.

\mathbf{I}_n = es la matriz de unos de n x n

M = es el numero de eventos

= Es el promedio de los valores observados

= Es el promedio de los valores predichos

Y a su vez, μ_{ij} es el valor predicho: $\mu_{ij} = f(M_i, r_{ij}, \Theta)$. Recordando que *no hay solución analítica para maximizar la verosimilitud en ecuación 12, así que esta es maximizada numéricamente.*

Así tenemos que para dados parámetros de un modelo (Θ) de atenuación, posteriormente maximizando por el método de verosimilitud se estiman a las varianzas τ^2 y σ^2 , para por último estimar la solución de máxima verosimilitud para el efecto aleatorio, de η_i (que representa la variación inter-evento), mediante la siguiente ecuación 15:

$$\eta_i = \frac{\tau^2 \sum_{j=1}^{n_i} y_{ij} - \mu_{ij}}{n_i \tau^2 + \sigma^2}. \quad (15)$$

A continuación se resumen las dos propuestas de algoritmos:

I. Brillinger y Preisler (1985), se basa en el enfoque de estimar la máxima verosimilitud usando un algoritmo donde la expectativa maximización para el cálculo de los parámetros del modelo (Θ , que representa a los coeficientes de ajuste) y las variaciones (τ^2 y σ^2). Este algoritmo es un procedimiento iterativo en el cual los efectos aleatorios, las variaciones y los valores de los parámetros del modelo se calculan sucesivamente. El procedimiento de cada uno de los pasos en el desarrollo de este algoritmo se exponen acorde a lo expuesto en el trabajo de Abrahamson y Youngs (1992).

1. Encontrar estimación inicial de Θ , σ^2 y τ^2 .
2. Dados Θ , σ^2 y τ^2 , estimar parámetros de efectos aleatorios c_i y d_i usando el algoritmo de la expectativa maximización. ($c_i = E\{n_i/\tau\}$ y $d_i = \text{VAR}\{n_i/\tau\}$)
3. Dados Θ , c_i y d_i , encontrar nueva estimación de σ^2 y τ^2 por maximizando el valor esperado de la verosimilitud (ver ec. 8 en el trabajo de Brillinger y Preisler 1985).
4. Dados c_i y τ^2 , encontrar nueva estimación de Θ usando un efectos fijos (ec.1) del procedimiento de regresión para $(\ln y_{ij} - \tau c_i)$
5. Repetir pasos 2, 3 y 4 hasta la verosimilitud en el paso 3 es maximizada.

Para mayores detalles de los algoritmos son dados en Brillinger and Preisler (1985).

II. Abrahamson y Youngs (1992), como ya se dijo, basada en una alternativa en estimar la máxima verosimilitud con apoyo de la ecuación 8 para obtener la mejor solución. Esta propuesta se resume en los siguientes pasos en el desarrollo del algoritmo para estimar σ^2 , τ^2 y Θ .

1. Estimar los valores de parámetros del modelo, Θ , usando procedimiento de regresión de efectos fijos (ec.1)
2. Dado Θ , estimar σ^2 y τ^2 por medio de maximizar la verosimilitud dada en la ec. 7.
3. Dado Θ , σ^2 y τ^2 , estimar η_i por medio de ec.10.
4. Dado η_i , estimar nuevo Θ usando procedimiento de regresión de efectos fijo dado por la ec.1 para $(\ln y_{ij} - n_i)$.
5. Repetir pasos 2, 3 y 4 hasta la verosimilitud en el paso 2 es maximizada.

Abrahamson y Youngs, (1992) aseguran que este algoritmo típicamente converge en menos que 30 iteraciones.

Puntualizando en las diferencias entre ambos algoritmos, se puede decir que la principal es, que el presentado por Abrahamson y Youngs, (1992) no incluye la estimación de los efectos aleatorios (γ_i) en la verosimilitud (paso 2), sino mas bien se hace dentro de la regresión de efectos fijos (paso 4) para estimar los nuevos parámetros (Θ) del modelo. Lo anterior implica iniciar con valores razonables de las variaciones σ^2 y τ^2 y que por consecuencia no causen problemas, es decir llegar a resultados verdaderos al obtenerse valores de máxima verosimilitud y no bajos que aparenten las “verdaderas” soluciones como sucede en el algoritmo de Brillinger y Preisler, (1985). Sin embargo una desventaja de este método es que requiere de mayores cálculos, puesto que el paso 2 no se puede resolver analíticamente, sino numéricamente. El algoritmo de Brillinger y Preisler, (1985) implica minimizar el valor de su ecuación (8). El algoritmo dado en el trabajo de Abrahamson y Youngs, (1992) consiste en maximizar el valor de la ecuación (12).

Se expuso que ambos métodos convergen a mismos resultados cuando la relación tiene valores razonables de τ^2 / σ^2 (es decir valores pequeños de tal relación, que a su vez implica una menor variación residual inter-eventos respecto a la intra-evento), de lo contrario los resultados obtenidos por el algoritmo de Brillinger y Youngs (1985) serán engañosos.

Un ejemplo fue expuesto para efectos de comparar resultados, mostrados en Tabla 1.1, de ambos algoritmos con datos típicos del movimiento fuerte ajustados a una ecuación de forma siguiente:

$$\ln y_{ij} = a + bM_i + d \ln(r_{ij} + c) + eF_i, \quad (17)$$

Donde:

M_i = es la Magnitud

r_{ij} = es la distancia

F_i = es el tipo de falla

a, b, d, c, e = son los parámetros o coeficientes de ajuste de la ecuación de forma

y_{ij} = es la amplitud del movimiento del suelo

Tabla A. 1 Resultados de los ejemplos de aplicación mostrando la sensibilidad de los valores iniciales de τ^2 / σ^2 para los dos algoritmos (Abrahamson y Youngs, 1992).

Parameter	Brillinger and Preisler (1985)		New Algorithm	
Initial τ^2 / σ^2	0.3	3.0	0.3	3.0
a	0.0586	0.640	0.0586	0.0586
b	0.696	0.609	0.696	0.696
c	12.0	12.1	12.0	12.0
d	-1.858	-1.890	-1.858	-1.858
e	0.205	0.398	0.205	0.205
σ	0.399	0.389	0.399	0.399
τ	0.201	0.360	0.201	0.201
BP eq. 8	-202.23	-215.38		
Likelihood (eq. 9)	90.16	88.30	90.16	90.16

En la tabla 1.1 se muestran los resultados de ambos algoritmos partiendo en cada uno con 2 valores de la relación inicial τ^2 / σ^2 igual a 0.3 (un valor pequeño) y 3.0 (un valor grande). Para el primer valor, ambos algoritmos convergen a la misma solución; Sin embargo para el valor de 3.0, el algoritmo de Brillinger y Preisler (1985) produce una solución aparente mejor (más pequeño valor de la ecuación BP 8) para un mayor valor de τ^2 . La verosimilitud de la ecuación 12 para esta solución es más bajo que de la solución para el primer caso (Abrahamson y Youngs, 1992), es decir más bajo con 88.3 en el valor de 3.0 que 90.16 para el valor de 0.3.

Finalmente algo a resaltar en su trabajo, donde es posible ver como el método de máxima verosimilitud particiona el término error en términos de inter-evento (representado por ecuación 12) e intra-evento. Además, se puede ver que si un sismo tiene solamente un registros, entonces el porcentaje de los residuos que es asignado al termino inter-evento es dado por la relación $\tau^2 / (\tau^2 + \sigma^2)$. Por otro lado, si hay una gran número de grabaciones de un sismo, el termino inter-evento se convierte en la media residual.

Apéndice B. Publicaciones

B.1 Relación de atenuación sísmica, Trayectoria Guerrero-Querétaro

(Clemente, et al., 2012)

B.2 Secuencia sísmica de Peñamiller

(Clemente-Chavez, et al., 2013)

B.3 Efectos de Sitio sobre el MVB

(Clemente-Chavez, et al., 2014)

RELACIÓN DE ATENUACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO PARA LA ACELERACIÓN MÁXIMA (PGA) SOBRE EL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO (MVB); ANÁLISIS POR TRAYECTORIA: GUERRERO-QUERÉTARO

Alejandro Clemente Chávez⁽¹⁾, G. Moisés Arroyo⁽¹⁾, Ramón Zúñiga⁽²⁾, Ángel Figuerod⁽²⁾, Miguel A. Pérez⁽¹⁾ y Carlos S. López⁽¹⁾

RESUMEN

Este artículo propone una metodología para determinar una relación de atenuación para estimar la aceleración máxima del suelo (PGA, por sus siglas en inglés) por medio del análisis de una trayectoria con base en regresiones lineales múltiples. A diferencia de estudios que determinan relaciones de atenuación usando varias trayectorias a la vez, este estudio presenta un enfoque en la delimitación del peligro sísmico que particulariza tanto la estratigrafía como la dirección a la fuente sísmica. Esta metodología fue aplicada a la trayectoria Guerrero-Querétaro a partir de registros sísmicos de estaciones que definen dicha trayectoria. Se analizaron seis sismos: el primero ocurrido en 1993 ($M_w=6.6$), dos en 2009 ($M_w=5.2$ y 5.6), y otros tres sismos de menor magnitud ocurridos en el 2010 ($M_w=4.3$, 4.7 y 4.9), conformando un total de 16 registros sísmicos, incluyendo las primeras señales sísmicas registradas en la ciudad de Querétaro. Estos sismos ocurrieron en la zona de subducción del Pacífico Mexicano, con fuente en el estado de Guerrero y todos ellos presentan características de la sismicidad interplaca. Respecto a estudios previos, los resultados muestran variaciones atribuidas a: 1) el análisis de una trayectoria y 2) la inclusión de registros en Querétaro (zona dentro del Cinturón Volcánico Mexicano, MVB por sus siglas en Inglés), los cuales presentan amplitudes que concuerdan con un decaimiento lento más no una amplificación del suelo.

Palabras Clave: atenuación sísmica, peligro sísmico.

ABSTRACT

This paper proposes a methodology to determine an attenuation relation to estimate the Peak Ground Acceleration (PGA) by analyzing a trajectory based on multiple linear regressions. Unlike studies that determine attenuation relations using several trajectories at once, this study focuses on the delimitation of seismic risk that centers on both the ground stratigraphy and the seismic source direction. This methodology was applied to the Guerrero-Querétaro trajectory from records of seismic stations that define the trajectory. Six earthquakes were analyzed: the first one occurred in 1993 ($M_w = 6.6$), two in 2009 ($M_w = 5.2$ and 5.6) and three other smaller magnitude earthquakes

Artículo recibido el 11 de julio de 2011 y aprobado para su publicación el 13 de julio de 2012

⁽¹⁾ Facultad de Ingeniería, UAQ, Centro Universitario, 76010 Querétaro, Qro. ing_accch@hotmail.com, marroyoc@uaq.mx, migperez@uaq.mx, hectorcslc1948@yahoo.com.mx

⁽²⁾ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, 76230 Querétaro, Qro. ramon@geociencias.unam.mx, angfsoto@geociencias.unam.mx

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

occurred in 2010 ($M_w = 4.3, 4.7$ and 4.9). A total of 16 seismic records, including the first seismic signals recorded in Querétaro city, were considered. These earthquakes occurred in the Mexican Pacific subduction zone; their source was in the state of Guerrero and all of them presented interplate seismicity characteristics. With respect to previous research, the results show variations attributed to: 1) the analysis of only one trajectory and 2) the inclusion of seismic records in Querétaro (area within of the Mexican Volcanic Belt, MVB), which have amplitudes that are consistent with a slow fall but not an amplification of the ground.

Key Words: seismic attenuation, seismic hazard.

INTRODUCCIÓN

La atenuación del movimiento sísmico del suelo está en función de la relación *fuente-trayectoria-sitio* así como la distancia focal y la magnitud del evento, que asociados forman una base fundamental en la estimación de ecuaciones empíricas de atenuación. Estas ecuaciones son de gran utilidad para la predicción de amplitudes en la delimitación del peligro sísmico en un lugar determinado. La estimación del peligro sísmico en México ha sido preocupación de diversos investigadores, por ejemplo Esteva y Villaverde (1973) obtuvieron relaciones de atenuación para la aceleración y velocidad máxima del suelo con el complemento de datos de los Estados Unidos de América; Bufaliza (1984) obtuvo relaciones de atenuación con base en datos registrados sólo en México. Después de ocurrido el sismo del 19 de septiembre de 1985, surgieron diversos estudios basados en sismos costeros como el presentado por Singh *et al.* (1987) analizando sismos registrados en la estación CUIP (localizada en Ciudad Universitaria, en suelo firme de la ciudad de México) y dos años después Ordaz *et al.* (1989) proponen una relación de atenuación para campo lejano, respecto a la zona de subducción del Pacífico Mexicano, basada en la técnica de regresión lineal descrita por Joyner y Boore (1981).

En últimas fechas, dado que se ha enriquecido más la base de datos sísmicos para México, se han llegado a obtener nuevas expresiones de atenuación como las que presenta García (2006), quien continuando con el enfoque de, justifica sus relaciones de atenuación a partir de una clasificación de eventos inter e intra placa, presentando éstos una atenuación distinta. Ambos autores determinaron que la variación del coeficiente de expansión geométrica (g), además de su conocida relación con la distancia hipocentral R , está en función de la magnitud del evento.

Gracias a la operación de nuevas estaciones sísmicas, que permiten delimitar el peligro sísmico a estudios regionales y locales (*e.g.*, Bustillos, 2005), en este trabajo se estudiaron eventos de carácter interplaca con origen en la zona de subducción del Pacífico Mexicano, fuente principal de numerosos eventos que delimitan el riesgo sísmico del centro-sur de México (García, 2006). En particular se dedujo una relación de atenuación para estimar la aceleración máxima del suelo (PGA, por sus siglas en inglés) para la trayectoria de Guerrero hasta Querétaro. El comportamiento de la fuente y su propagación tierra adentro hasta los márgenes del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB) y con especial atención dentro del Valle de la Ciudad de México, ha sido muy estudiado por la variabilidad amplificativa que presenta el suelo, como ocurrió por el sismo del 19 septiembre de 1985 (*e.g.*, Anderson *et al.*, 1986; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1989; Kawase y Aki, 1989; Singh *et al.*, 1989, 2000). Por otra parte los primeros en obtener parámetros que caracterizaron la atenuación en esta zona del Pacífico fueron: Rodríguez *et al.* (1983), Valdés *et al.* (1987), Singh *et al.* (1988), Castro *et al.* (1990), Rebollar *et al.* (1991), Ordaz y Singh (1992), Domínguez *et al.* (1997), Ottemöller *et al.* (2002) y estudios más recientes

 Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

como los de García *et al.* (2005) y García (2006), englobando sismicidad intra e interplaca, respectivamente.

Dada la incertidumbre que se tiene respecto a la señal sísmica observada al interior de los márgenes del MVB, en particular para el caso de Querétaro, este trabajo pretende formar la base para una sólida y justificada reglamentación ante el peligro sísmico que se tendría en la zona, motivo que sin lugar a duda es importante considerar dados los antecedentes que se conocen respecto a la presencia de efectos de amplificación en el MVB (*e.g.*, Ordaz y Singh, 1992; Shapiro *et al.*, 1997; Furumura y Singh, 2002; Iida y Kawase, 2004). Sin embargo, estudios recientes (*e.g.*, Cruz-Jiménez *et al.*, 2009; Ferrer-Toledo *et al.*, 2004) han mostrado que la señal sísmica procedente del Pacífico Mexicano presenta diferente comportamiento al entrar al MVB, esto acorde a las diferentes direcciones de las zonas sísmogénicas de subducción del Pacífico Mexicano. Cruz-Jiménez *et al.* (2009), basándose en una modelación numérica sobre el comportamiento de la señal sísmica cuando ésta entra al MVB proveniente de la zona sísmogénica de Guerrero, mostraron que no hay efectos de amplificación sino más bien un decaimiento lento de las amplitudes en frecuencias de alrededor de 0.5 Hz. Este tipo de discrepancias se deben quizás a las distintas características de terrenos que atraviesan las ondas sísmicas entre la zona del Pacífico y el MVB, con ello podría entenderse, bajo ciertas reservas, que quizás las discrepancias estén ligadas al tipo de trayectorias y emplazamientos analizados (García, 2006).

Por lo anterior, se decidió realizar un estudio que nos permita conocer el efecto de la señal observada en Querétaro proveniente de la fuente Guerrero, la más activa, de gran potencial sísmico (Singh *et al.*, 1981; Singh *et al.*, 1982; Nishenko y Singh, 1987a, 1987b) y de menor atenuación según se muestra en diversos estudios (*e.g.*, Castro *et al.*, 1994; Domínguez *et al.*, 1997; Nava *et al.*, 1999; Otemöller *et al.*, 2002; García, 2006); además de intentar resolver la controversia del nivel de atenuación para trayectorias a lo largo de la costa y hacia el interior del continente. Existe mayor consenso en que la atenuación es menor en dirección hacia el interior del continente que hacia la costa (*e.g.*, Valdés *et al.*, 1987; Gutiérrez y Singh, 1988; Singh *et al.*, 1988; Cárdenas *et al.*, 1994, 1998; Otemöller *et al.*, 2002; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003), pero por otro lado hay quienes no han encontrado diferencias de atenuación entre ambas trayectorias (*e.g.*, Ordaz y Singh, 1992; Novelo y Valdés, 2000). Un estudio más reciente de García *et al.* (2009) deja claro que efectivamente existe mayor atenuación en trayectorias a lo largo de la costa que en dirección al interior del continente debido a las distintas estructuras de la corteza y a efectos de guía de las ondas en ambas direcciones.

Estudios enfocados en la estimación del factor de calidad Q dentro y alrededor del MVB (*e.g.*, Ortega *et al.*, 2003; Ortega y Quintanar, 2005; Singh *et al.*, 2007) (principalmente con datos de sitios en la parte este del MVB) han coincidido en estimar un bajo valor de Q respecto al que se ha reportado para sitios fuera del MVB (sitios comprendidos entre el MVB y la costa del Pacífico Mexicano), lo que significa, en principio, que el suelo en sitios sobre roca dentro del MVB presenta mayor atenuación de la señal comparando con sitios fuera del MVB. Esto ocurre especialmente para frecuencias mayores a 1.0 Hz, mientras que para frecuencias menores a 1.0Hz ocurre una atenuación similar para sitios fuera y dentro del MVB. Esto es mostrado por Singh *et al.* (2007) en una comparación entre el espectro de aceleración predicho y el observado para un sismo de $M_w=7.4$ ocurrido en Oaxaca en 1995.

Con referencia a los estudios previos en el campo de atenuación, partimos de movimientos sísmicos registrados en diferentes estaciones a cargo del Centro Nacional de Prevención de Desastres de México (CENAPRED), así como de una estación nueva de la UNAM (denominada JUR1) ubicada en Juriquilla, Querétaro, con coordenadas 20.703° N y 100.447° W. Este trabajo permitió analizar la atenuación de la trayectoria Guerrero-Querétaro y obtener una relación de atenuación que permite predecir la PGA que se

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

presentaría en el municipio de Querétaro en suelo firme (roca), además de una predicción del PGA para eventos sísmicos de magnitudes mayores ($5.6 < M_w \leq 8$) de acuerdo con las tendencias de las curvas de atenuación con la propuesta metodológica presentada. Todo lo anterior con base en un análisis preliminar de las señales sísmicas observadas dentro del MVB correspondientes a sismos de magnitudes de entre 4.3 y 5.6Mw. Un primer punto de importancia de este estudio radica en la disponibilidad de datos sísmicos en Querétaro a distancias de 420km, aproximadamente, de Guerrero.

DATOS

La recopilación de datos sísmicos recientes ha permitido disponer de 16 registros correspondientes a 6 sismos. Sus respectivos epicentros se pueden ver en el mapa de la figura 1. Todos los sismos tienen epicentro en la zona de subducción de la costa de Guerrero, México. Las características más relevantes de los sismos seleccionados se muestran en la tabla 1. Para la selección de estos datos se tomó en cuenta la trayectoria con dirección a la zona de Querétaro, cruzando el MVB. Se consideraron las características de la fuente sísmica y formas de ecuaciones que describen las curvas de atenuación utilizadas por otros autores (*e.g.*, Joyner y Boore, 1981; Ordaz *et al.*, 1989; Atkinson y Boore, 2003; García, 2006) con la finalidad de comparar y complementar los resultados de este estudio.

Eventos y línea de registros en el análisis

La deducción de la expresión para la relación de atenuación se hizo en función del análisis de tres eventos principales: EP1, EP2 y EP3 (ver figura 1), de los cuales los dos primeros son eventos del año 2009 y el tercero es un sismo auxiliar, denominado así por no contar con su registro sísmico en la estación JUR1, dado que ocurrió en 1993, pero que fue tomado de la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes emitido por la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (BMDSF-SMIS, 1997); este evento se consideró dada la limitada disponibilidad de registros de sismos fuertes con la finalidad de conocer de manera más objetiva la tendencia de la trayectoria hacia Querétaro. A partir del registro de estos eventos considerados como sismos fuertes de tipo interplaca y con mecanismo focal inverso, se identificaron los registros sísmicos correspondientes en cada una de las estaciones ubicadas en la trayectoria Guerrero-Querétaro, gracias a la colaboración del CENAPRED (ver figura 1).

A los anteriores se añaden 3 eventos más (EP4, EP5 y EP6), que denominaremos eventos secundarios, todos de magnitud $M_w < 5.0$ y con registros observados sólo en estación JUR1, por tratarse de un sismógrafo de banda ancha (puesto que el resto de las estaciones del CENAPRED son acelerógrafos que están configurados para altas frecuencias en campo cercano, es difícil que registren eventos de magnitud $M_w < 5$). La figura 2 muestra la distribución de los datos considerados en este trabajo. Los eventos (EP4, EP5 y EP6) aportaron información adicional que nos permitió conocer la tendencia del PGA vs M_w en la estación JUR1 y estimar el punto faltante que se debió registrar para el evento EP3 de magnitud $M_w=6.6$. Lo anterior se planteó mediante la elección de un ajuste lineal para los puntos (ver figura 3) descartando la tendencia cuadrática también mostrada, decisión tomada luego de analizar lo siguiente.

Ambas tendencias (lineal y la cuadrática) ajustan muy bien a los datos observados disponibles, sin embargo sus tendencias hacia magnitudes mayores a $M_w \geq 6.0$ comienzan a mostrar marcadas diferencias en el nivel de PGA (ver figura 3). Por ejemplo, para un evento de $M_w=8.0$ en la tendencia lineal se tendría un $PGA=6.5$ Gal ($Gal \approx cm/s^2$) mientras que la tendencia cuadrática se tendría un PGA de 37.66 Gal. Así que teniendo en cuenta lo anterior y con base en estudios previos fue posible la elección de una tendencia

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

lineal, considerando tres aspectos: 1) el comportamiento de PGA vs Mw; 2) valores de PGA como referencia en la región norte del MVB (donde se localiza Querétaro); y 3) la ausencia de reportes cualitativos sobre daños en Querétaro debidos a algún sismo con fuente en la zona de subducción. El desarrollo de cada punto en el análisis es:

- 1) Considerar análogamente en este trabajo un ajuste del tipo lineal para el comportamiento de las variables PGA vs Mw como el propuesto en el trabajo de Atkinson y Boore (2003), el cual fue basado con mayores datos de eventos de gran magnitud respecto a los analizados en este estudio, además de ser también eventos del tipo de subducción.
- 2) Con valores de magnitud $M_w > 6$ la tendencia de los valores estimados con el ajuste lineal muestran mayor congruencia que la cuadrática, esto se mostró al comparar con valores estimados con base en las relaciones de atenuación (deducidas del análisis de múltiples trayectorias a la vez) reportadas por Ordaz *et al.* (1989) y García (2006); de los cuales el primero rige actualmente el peligro sísmico en la zona del MVB (por ejemplo., MDOC-CFE, 2008). En tabla 2 se muestra un ejemplo basado en información puntual ($M_w=8$, $H=17\text{km}$ y $R=416.22\text{km}$); esta comparación justificó también, en principio, parte de la viabilidad del presente estudio al percatarse de una sobre estimación del PGA observada en Querétaro para bajas magnitudes $M_w \leq 5.2$.

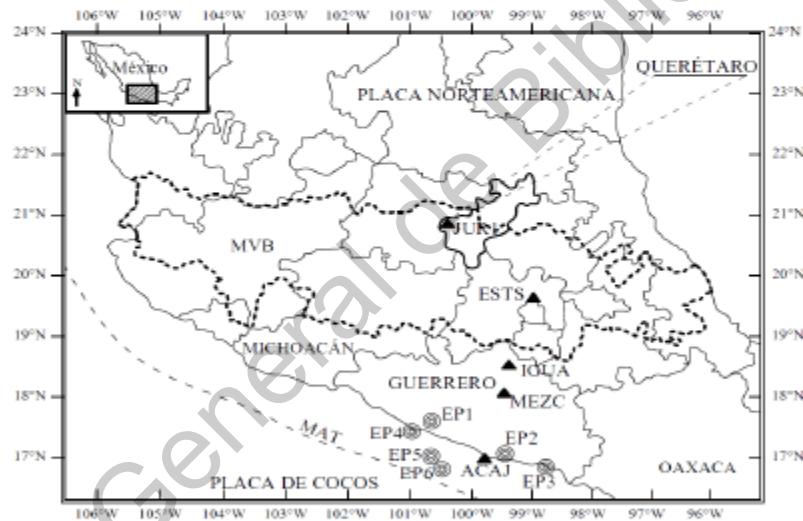


Figura 1. Zona de estudio, trayectoria Guerrero-Querétaro. Epicentros (círculos) y las estaciones (triángulos). MVB: Cinturón Volcánico Mexicano (línea intermitente). MAT: Fosa Centroamericana.

Lo anterior es congruente con estudios enfocados al MVB, recientemente realizados por Ortega *et al.* (2003), Ortega y Quintanar (2005) y Singh *et al.* (2007) al reportar valores bajos de Q , lo cual implica una mayor atenuación respecto a zonas tectónicamente activas. Singh *et al.* (2007) estimaron un bajo Q , (incluso menor a lo reportado en los dos estudios previos mencionados) en una sección norte-sur del MVB (utilizando dos estaciones DHIG y PLIG) pasando por el Valle de la Ciudad de México. Singh *et al.* (2007) reportaron un valor de $Q=98f^{0.72}$ el cual es menor respecto al que se tiene en la zona comprendida entre el MVB y la costa del Pacífico Mexicano, $Q=273f^{0.66}$, reportado por Ordaz y Singh

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

(1992). Singh *et al.* (2007) se basaron en registros de sismicidad tipo interplaca del Pacífico Mexicano, como los analizados en este trabajo. Con base en este valor de Q, estos autores estimaron un espectro de aceleración particular para la región norte del MVB (en el sitio de estación DHIG, en Hidalgo, con distancia hipocentral R de 424km) el cual fue comparado con el observado, mostrando gran concordancia. La comparación se basó en el sismo de Copala de 1995, con $M_w=7.4$, ocurrido en Oaxaca, el cual mostró un valor máximo de aceleración espectral observado de alrededor de 4.5Gal en la frecuencia de 0.5Hz. Ahora bien, si consideramos: la ubicación de JUR1 en Querétaro (ubicada también en la parte norte del MVB), la distancia $R_{prom}=416.22\text{km}$ entre Guerrero y Querétaro (R empleada en la figura 3) y que las amplitudes de las PGA de los sismos analizados en este trabajo están en el rango de 0.5 a 2Hz; el comportamiento en las amplitudes de la PGA esperadas para eventos de gran magnitud ($M \approx 8.0$) podrían ser similares para Querétaro respecto a las observadas en Hidalgo, mostrando así una mayor congruencia con la tendencia lineal que estima un valor de 6.5 Gal como se muestra en figura 3.

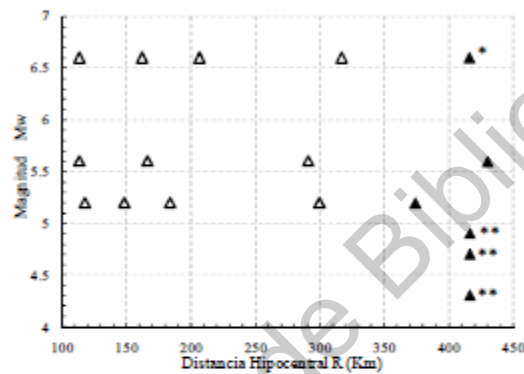


Figura 2. Distribución de base de datos. Registros de aceleración (triángulos vacíos). Registros de velocidad (triángulos sólidos). Predicción del evento EP3 basada en datos de JUR1 (sólido y un asterisco). Datos existentes sólo en JUR1 (sólidos y dos asteriscos).

Tabla 1. Características principales de los eventos interplaca de México utilizados en este trabajo.

No. Ep	Fecha	Lat °N	Long. °W	H km	Mw	Mec. Falla	No. Regs.	Obs.
1	27/03/2009	17.35	100.82	30	5.2	Inversa	5	1
2	27/04/2009	16.90	99.58	7	5.6	Inversa	4	1
3	24/10/1993	16.65	98.87	26	6.6	Inversa	4	2 y 4
4	19/03/2010	17.22	100.97	15	4.9	Inversa	1	3
5	06/01/2010	17.01	100.86	30	4.7	Inversa	1	1
6	31/01/2010	16.65	100.56	5	4.3	Inversa	1	3
Total=							16	

Observaciones:

- 1 La magnitud y el mecanismo de falla fueron tomadas de la página del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2010) (<http://axidoru.igeofcu.unam.mx/~cmt/nouveau/contact.php>).
- 2 Datos tomados de BMDSF-SMIS (1997), con observaciones en Memoria Doctoral de García (2006).
- 3 La magnitud fue estimada con base en una regresión de M_w vs M_d , con datos reportados por SSN (2010) (<http://axidoru.igeofcu.unam.mx/~cmt/nouveau/contact.php>, <http://www.ssn.unam.mx>).
- 4 Este es el único registro auxiliar utilizado en este trabajo, el resto son eventos recientes del 2009 y 2010.

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

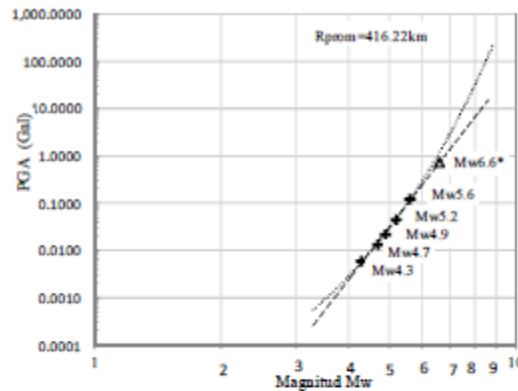


Figura 3. Tendencia PGA vs Mw en Querétaro (JUR1). PGA observado (cruces), estimación PGA para Mw=6.6 (triángulo). Tendencia cuadrática (línea punteada) y tendencia lineal (línea discontinua).

Tabla 2. Comparación puntual de la PGA estimada de la tendencia lineal y cuadrática con respecto a las estimaciones de relaciones de atenuación previas.

Autores de la relación de atenuación	Datos			Estimación PGA (Gal)	PGA -S (Gal)	PGA +S (Gal)
	Rprom (Gro-Qro)	Mw	H(km)			
Ordaz et al (1989)	416.22	8.0	-	1.79	1.00	3.17
García (2006)	416.22	8.0	17	2.69	1.26	5.75
Este trabajo: Tendencia lineal	416.22	8.0	-	6.50	-	-
Este trabajo: Tendencia cuadrática	416.22	8.0	-	37.66	-	-

-S,+S= indican más y menos una desviación estándar reportada para cada relación de atenuación

3) Cualitativamente la incongruencia del nivel de la PGA obtenida con la tendencia cuadrática presentada en la figura 3, radica en que para un evento de Mw=8.0, tendríamos 37.66 Gal en Querétaro (ver tabla 2), aspecto que asociado a la escala de Mercalli modificada implicaría que una aceleración del orden de 37.66 Gal es equivalente a la intensidad V (lo cual indica “sentido por todo el mundo”), lo que resulta una noticia que difícilmente pasaría desapercibida sin ser documentada en medios de comunicación impresos locales. Situación que debió presentarse en el evento de Michoacán de 1985 con Mw=8.0, este análisis sugiere pensar que ocurrieron aceleraciones muy inferiores a 37.66 Gal.

Con la exposición de estos tres puntos, resulta claro notar mayor congruencia con el ajuste lineal que con la cuadrática, es decir, existe mayor credibilidad que un evento de Mw=8.0 presente una PGA de alrededor de 6.5 Gal que una PGA de 37.66 Gal (ver figura 3). Resultando este último valor, ser muy alto para el sitio en JUR1, en comparación a los valores de aceleración de referencia reportados en estudios previos mencionados (ver tabla 2).

PROCESAMIENTO DE DATOS

La aceleración máxima correspondiente a cada componente horizontal (A_N es la aceleración máxima en la componente NS y A_E es la aceleración máxima en la componente EW) se obtuvo directamente de los

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

acelerogramas de alta calidad proporcionados por el CENAPRED. La calidad de los datos fue verificada al graficarse la A_N y A_E de cada registro de las estaciones en la trayectoria Guerrero-Querétaro con una previa selección de las estaciones en campo libre, situadas en roca y verificando que no presentaran efectos de amplificación. Los sismogramas en la estación JUR1 se deconvolucionaron y diferenciaron para obtener la A_N y A_E de los registros, todo ello bajo un largo periodo de pruebas de calibración en la estación JUR1 (Figuroa *et al.*, 2010). Solamente para el evento de $M_w=4.3$ fue necesario aplicar un filtro pasa altas, con el objeto de identificar fácilmente el valor A_N y A_E .

Posterior a este proceso, se calcularon los promedios cuadráticos de la aceleración máxima de las dos componentes horizontales de cada registro con base en la ecuación 1, que representan la PGA en este trabajo. Las distancias hipocentrales (R) se estimaron directamente con las coordenadas geográficas (utilizando principios básicos de geometría) a partir de la profundidad (H) para cada evento. Es importante mencionar que debido a la calidad de datos en la estación JUR1 (sismógrafo de banda ancha), el procesamiento de los registros requirió un menor tratamiento (aplicación de correcciones de línea base y filtros), en comparación a estudios pasados con datos analógicos que incluían numerosos filtros y correcciones, los cuales afectan de alguna forma los resultados (García, 2001).

$$PGA = \sqrt{\frac{A_N^2 + A_E^2}{2}} \quad (1)$$

METODOLOGÍA

Se emplearon los principios básicos del método de regresiones de efectos aleatorios en las formas de las relaciones de atenuación desarrolladas por Joyner y Boore (1981), Atkinson y Boore (2003) y García (2006). En estos trabajos se concluyó que los mejores resultados de la regresión lineal múltiple son los obtenidos a través del análisis de trayectorias particulares (trayectorias definidas como: las líneas que se forman a partir de la fuente sísmica a un sitio de interés, a través de la ubicación de estaciones sísmicas que están dentro de la dirección del sitio de interés) y con datos observados del sitio de interés. Lo anterior, como contraparte del manejo de trayectorias múltiples, tratando de cubrir varios sitios con distintas direcciones y al uso de datos de otras regiones, esto último bajo el sustento de contar con zonas tectónicamente similares.

Atkinson y Boore (2003) agruparon los sismos como eventos inter e intra placa de algunas zonas de subducción del mundo, a partir de los cuales se encontraron diferencias en los resultados para la predicción de la PGA, tales como: diferentes predicciones de amplitudes para dos zonas con el mismo tipo de evento, es decir la misma magnitud y distancia, hecho que fue justificado por las diferencias de las estratigrafías de las diversas zonas (EUA, México, Japón y zonas de América Central). Así también el mismo estudio de Atkinson y Boore (2003) dejó claro que el coeficiente de expansión geométrica (g) varía en función de la magnitud, como se observa en su propuesta de la forma general en la ecuación 2 para suelo firme.

$$\log PGA = f(M_w) + c_3 H + c_4 R - g \log R \quad (2)$$

$$g = 10^{(c_5 + c_6 M_w)} \quad (3)$$

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

$$f(Mw) = c_1 + c_2 Mw \quad (4)$$

El primer término de la ecuación 2 es función de la magnitud Mw expresada en un polinomio de primer orden, establecido en estudios previos por Joyner y Boore (1981) y que se muestra en la ecuación 4, así como la variable g definida por la ecuación 3.

Estas expresiones son resueltas mediante regresiones lineales múltiples, donde la solución consiste en determinar los coeficientes c_i por medio de diversos métodos, entre los que destaca el conocido Método de dos pasos ó el Método de Joyner y Boore (1981) mejorado por Atkinson y Boore (2003) quienes se centraron en resolver las ecuaciones 3 y 4, para finalmente obtener la solución de la ecuación 2.

Dichos antecedentes dieron la pauta en este trabajo para aplicar una regresión lineal múltiple, donde los datos de partida son en específico para el análisis de la trayectoria Guerrero-Querétaro. Al efectuar una regresión con la forma de la ecuación 5 para cada magnitud Mw , fue posible obtener los siguientes coeficientes: término de ajuste (a'), coeficiente de anelasticidad (c'_4) y el coeficiente de expansión geométrica (g'); valores mostrados más adelante. A esta etapa se le denominó primera etapa.

$$\log PGA = a' + c'_4 R + g' \log R \quad (5)$$

La segunda etapa consistió en efectuar regresiones de los coeficientes variables resultantes (a' , c'_4 y g'), como función de la magnitud Mw y la profundidad H , de esta manera se obtuvieron tres coeficientes: a , c_4 y g , definidos con la forma de una ecuación polinomial de primer orden y que son mostradas en las ecuaciones 6 a 8. De esta forma se determinan los coeficientes que definen la forma general de la relación de atenuación, mostrada en la ecuación 9.

$$a(Mw, H) = c_1 + c_2 Mw + c_3 H \quad (6)$$

$$c_4(Mw, H) = c'_1 + c'_2 Mw + c'_3 H \quad (7)$$

$$g(Mw, H) = c''_1 + c''_2 Mw + c''_3 H \quad (8)$$

$$\log PGA = a(Mw, H) + c_4(Mw, H) R + g(Mw, H) \log R \quad (9)$$

En las relaciones anteriores, PGA es el promedio cuadrático de la aceleración máxima de las dos componentes horizontales de cada registro de aceleración del suelo (en $\text{cm/s}^2 \approx \text{Gal}$), Mw es la magnitud de momento sísmico (Kanamori, 1977), R es la distancia hipocentral (en km), H representa la profundidad focal (en km); a' , a , c'_4 , c_4 , c'_3 , c_3 , g' y g , son los coeficientes de la relación de atenuación.

Por otra parte, se estimó la desviación estándar máxima resultante (σ_R) de los residuos (ecuación 10), en escala logarítmica de base 10, como función de las desviaciones estándar intra (σ_r) e inter-evento (σ_e) respectivamente (Atkinson y Boore, 2003).

$$\sigma_R = \sqrt{\sigma_r^2 + \sigma_e^2} \quad (10)$$

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

La metodología propuesta en este trabajo difiere en varios aspectos de los propuestos por Atkinson y Boore (2003) y García (2006), dichos aspectos son los siguientes:

1. En este trabajo se parte del análisis de una trayectoria en específico para tres eventos, lo que implica una menor dispersión de residuos (ecuación 10), en lugar de combinar las dos direcciones norte-sur y este-oeste (terreno en dirección a la costa), puesto que en otros estudios este segundo análisis ha mostrado diferencias, en el nivel de atenuación, para cada trayectoria (e.g., Valdés *et al.*, 1987; Gutiérrez y Singh, 1988; Singh *et al.*, 1988; Cárdenas *et al.*, 1994, 1998; Ottemöller *et al.*, 2002; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003; García *et al.*, 2009).
2. Se parte de las tres regresiones iniciales correspondientes a cada evento en la trayectoria Guerrero-Querétaro, mientras que para los otros estudios de comparación estas regresiones fueron efectuadas englobando diferentes trayectorias según las estaciones de estudio, lo que resultó en una expresión final para la relación de atenuación con un valor constante para el coeficiente de expansión anelástica (c_4), situación que contribuye a guardar cierto paralelismo entre curvas de atenuación de diferentes magnitudes (e.g., Ordaz *et al.*, 1989; García, 2006).
3. En la segunda etapa, se propuso una regresión múltiple con tendencia lineal logarítmica para los coeficientes a , c_4 y g en función de la magnitud M_w y profundidad H , sustentada en la tendencia de la señal sísmica mostrada en registros de la estación JUR1 como se muestra en la figura 3.
4. Finalmente se propone una relación de atenuación que nos permitió predecir valores de PGA en Querétaro para sismos con magnitudes mayores ($M_w > 5.6$) aún cuando nuestra base de datos, para la estación JUR1, no tiene registros de magnitudes superiores a este valor que respalde nuestra predicción, como ocurre en estudios previos (e.g., Ordaz *et al.*, 1989; García, 2006), es decir, los valores que definen las curvas de magnitudes mayores son producto de la tendencia determinada por medio del análisis de variabilidad de los coeficientes en las tres curvas de atenuación para las magnitudes inferiores.

ANÁLISIS DE COEFICIENTES Y EVALUACIÓN DE LA RELACIÓN DE ATENUACIÓN

1. Se efectuaron las tres primeras regresiones (primer etapa), para los tres eventos en la trayectoria Guerrero-Querétaro, con muy buenos índices de correlación y determinación (ver figura 4), obteniendo las tres siguientes ecuaciones:

$$\log PGA = 1.26 - 0.00653R + 0.0098 \log R \quad \text{para } M_w=5.2 \text{ y } H=30\text{km} \quad (11)$$

$$\log PGA = 1.53 - 0.00561R - 0.0239 \log R \quad \text{para } M_w=5.6 \text{ y } H=7\text{km} \quad (12)$$

$$\log PGA = 1.74 - 0.0047R - 0.005 \log R \quad \text{para } M_w=6.6 \text{ y } H=26\text{km} \quad (13)$$

2. Posteriormente, en una segunda etapa se obtuvieron los coeficientes mostrados en la tabla 3, donde es posible reconocer el nivel de dependencia con la magnitud M_w y profundidad H . Estos coeficientes determinan la forma general de la relación de atenuación (ecuación 9) y definen la relación de atenuación para la trayectoria Guerrero-Querétaro (ecuación 14).

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

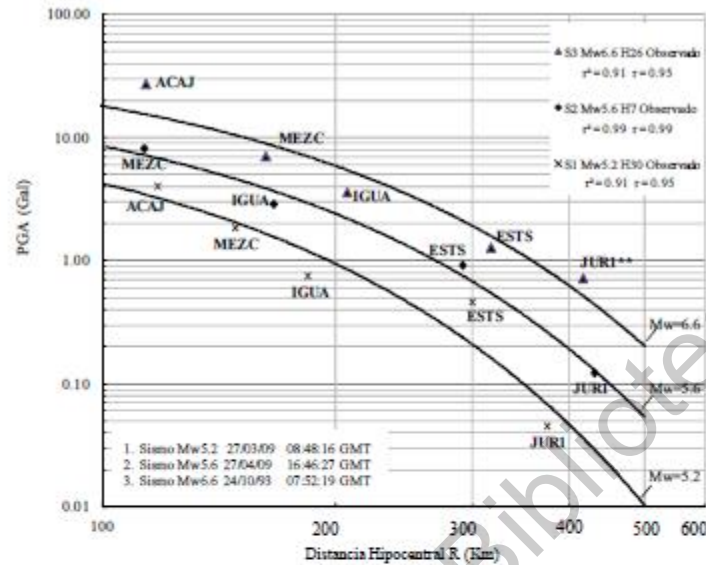


Figura 4. Curvas de regresión de los tres eventos principales en la trayectoria Guerrero-Querétaro. Las abreviaturas son las claves de las estaciones y los símbolos son cada uno de los datos de ajuste.

Tabla 3. Coeficientes de la relación de atenuación para estimar la PGA en la trayectoria Guerrero-Querétaro.

Predicción	a	c _d	g	σ_R	σ_E	σ_Y
PGA	$-0.250 + 0.325 M_w - 0.00608 H$	$-0.0125 + 0.00126 M_w - 0.000018 H$	$0.00429 - 0.00672 M_w + 0.00135 H$	0.21	0.14	0.16

Relación atenuación para trayectoria Guerrero-Querétaro:

$$\log PGA = (-0.25 + 0.325 M_w - 0.00608 H) + (-0.0125 + 0.00126 M_w - 0.000018 H) R + (0.00429 - 0.00672 M_w + 0.00135 H) \log R \quad (14)$$

La tendencia de los coeficientes a , c_d y g en la ecuación 14, se puede entender con mayor facilidad bajo el planteamiento siguiente:

1. Tendencia de cada uno de los coeficientes a , c_d y g en función de M_w y de H para los tres eventos principales.
2. Tendencia de cada uno de los coeficientes a , c_d y g en función de la PGA.

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

Del punto uno, se determinó la tendencia y el nivel de significancia para cada coeficiente, como función de la magnitud M_w y la profundidad H (figura 5).

El coeficiente de ajuste (a), que representa el término de mayor influencia en la relación de atenuación como lo presentan también Joyner y Boore (1981), varía principalmente en función de la variable de magnitud ($r^2=0.90$) guardando una muy fuerte correlación lineal creciente ($r=0.95$) (ver figura 5a), no así en el caso del mismo coeficiente con la profundidad ($r^2=0.055$). Además, el coeficiente a guarda una correlación decreciente respecto a la profundidad ($r=-0.23$) (ver figura 5b).

El coeficiente de anelasticidad c_4 y la magnitud M_w (figura 5c) guardan una muy fuerte correlación lineal creciente ($r=0.97$); la relación de ésta misma variable c_4 con la profundidad (figura 5d) es decreciente ($r=-0.16$).

La relación entre el coeficiente de expansión geométrica g y la magnitud M_w (figura 5c) es decreciente ($r=-0.21$) como se ha documentado en otros estudios (e.g., Atkinson y Boore, 2003 y García, 2006). En cuanto a la relación de g con la profundidad se determinó una muy fuerte correlación lineal creciente ($r=0.96$), como se muestra en la figura 5d.

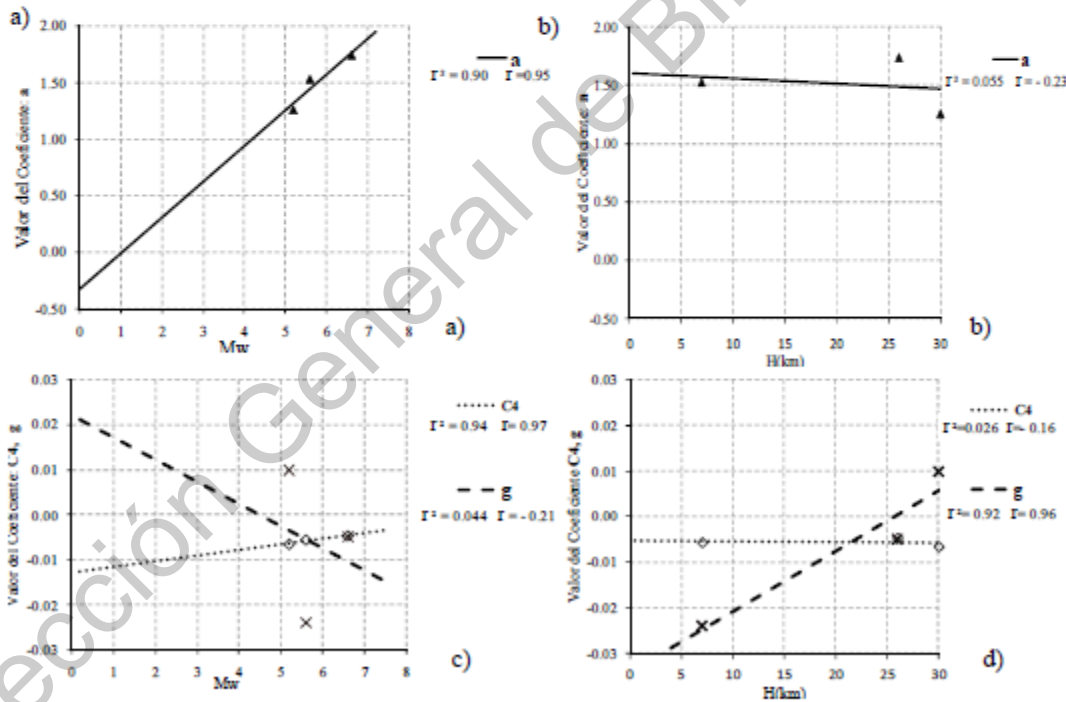


Figura 5. Tendencia lineal de los coeficientes a , c_4 y g , contra la magnitud M_w y la profundidad H , en la primera etapa de la metodología.

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

El significado físico que representa el fenómeno de atenuación con relación a los coeficientes a y g , indican que a mayor profundidad H el coeficiente de ajuste disminuye y el coeficiente de expansión geométrica crece, lo que implica menor valor del PGA en eventos interplaca a grandes distancias. Así mismo se observa que los coeficientes a y c_4 están definidos principalmente por el valor de la magnitud, de forma proporcional directa y con muy poca influencia de la profundidad, por su parte el comportamiento del coeficiente g se ve mayormente influenciado por la magnitud, como se ha reportado en trabajos recientes (por ejemplo, García, 2006; Atkinson y Boore, 2003).

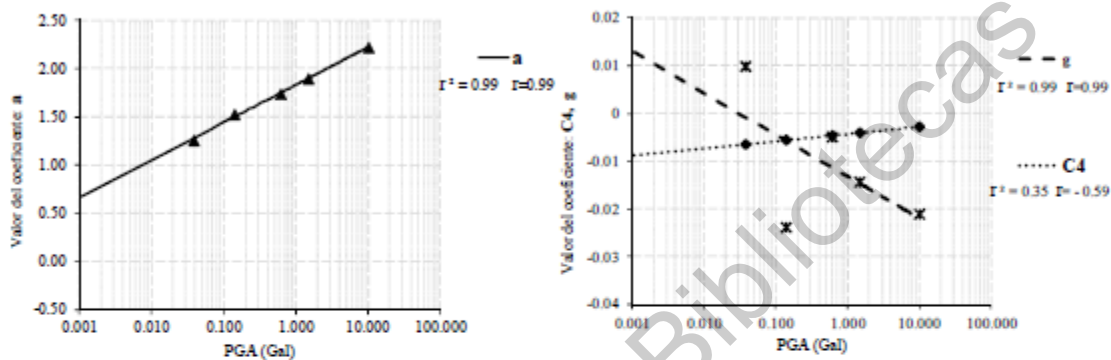


Figura 6. Tendencia lineal de los coeficientes a , c_4 y g , con la PGA de la relación de atenuación (ecuación 14), propuesta en este trabajo, evaluada para las magnitudes $5.2 \leq M_w \leq 8.0$ y la distancia $R_{\text{from QRO}} = 416.22$ km

Respecto al punto dos, correspondiente a la tendencia de los coeficientes en función de la PGA (figura 6), se realizó un análisis de forma análoga al punto anterior, identificando la dependencia del valor de la PGA, considerando una distancia R fija, producida por un sismo de magnitud M_w originado a cierta profundidad H y se define en orden decreciente el nivel de significancia de aporte a cada uno de los coeficientes de los términos involucrados en la relación de atenuación (a , c_4 y g). Los dos primeros coeficientes dependen principalmente de la magnitud, como se aprecia en las figuras 5a y 5c, lo que implica a su vez un mayor valor de la PGA como se muestra la tendencia en la figura 6a y 6b. En cuanto al tercer término g , se muestra una disminución con el aumento de la magnitud (ver figura 5c) lo que implica también la disminución consecuente con el aumento del PGA, tal y como se observa en la figura 6b. En conclusión, los coeficientes a , c_4 y g presentan una tendencia congruente al fenómeno de atenuación.

Respecto a la relación de atenuación propuesta (ecuación 14), se realizó la evaluación de la misma, obteniendo los residuos, que usualmente son medidos en escala logarítmica de base 10. La interpretación de estos valores nos indican qué tan subestimada o sobrestimada se halla la relación de atenuación planteada respecto a los valores observados, por ejemplo un residuo de -0.2 equivale a una sobrestimación con un factor de 1.58 respecto al valor observado. Comúnmente estos valores suelen estar entre 0.27 y 0.38 (factor de 1.86 y 2.4, respectivamente) (García, 2006). Los valores de los residuos en este trabajo oscila en un rango de 0.33 y -0.21 , con una media de -0.025 y una desviación estándar de 0.21 (equivalente a un factor de sobrestimación de 1.62), como se observa en la figura 7.

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

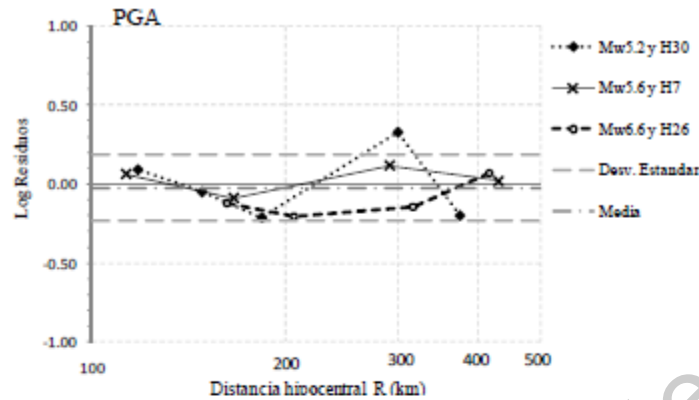


Figura 7. Residuos logarítmicos vs distancia hipocentral R, para la componente horizontal, para cada evento.

La variabilidad de la predicción de la PGA en cada relación de atenuación de comparación (Ordaz *et al.*, 1989 y García, 2006) y que se asocia a la desviación estándar de los residuos, resulta de difícil interpretación y comparación. Por lo anterior, se decidió graficar un ancho de banda (franja) para los tres eventos principales (Mw=5.2, 5.6 y 6.6) definida por la desviación estándar S de cada relación de atenuación como se muestra en la figura 8, donde cada franja representa la variabilidad de la PGA correspondiente para cada curva de atenuación y al mismo tiempo se hizo la inclusión de datos observados con el objetivo de analizar la dispersión para cada relación de atenuación. De este análisis identificamos los siguientes puntos:

1. Que el ancho de banda de la relación de atenuación de Ordaz *et al.* (1989) en la figura 8a, correspondiente al evento de magnitud Mw=5.2 sobrestima más allá del rango de su desviación estándar puesto que ningún punto observado cae dentro de tal franja. Por otro lado, en el ancho de banda de la relación de atenuación de García (2006) se incluye la mayoría de los puntos observados, excepto el registrado a mayor distancia con ubicación en la estación JUR1.
2. Para los datos observados del evento con magnitud Mw=5.6 mostrada en la figura 8b, los anchos de banda de las tres relaciones de atenuación se satisfacen en su mayoría, excepto por el punto en JUR1, que es sobrestimada por la relación de atenuación de Ordaz *et al.* (1989).
3. Por último, en la figura 8c, se muestra que el evento observado con magnitud Mw=6.6, es el que mejor satisface las dos relaciones de atenuación en comparación. Además, se observa que el punto inferido en JUR1 (con un valor de 0.72 Gal para la PGA) muestra congruencia por hallarse dentro de las dos bandas de desviación estándar de comparación.

Dado el ejercicio anterior, en la figura 9 se propuso anteponer gráficamente el ancho implícito para cada una de las relaciones de atenuación en comparación con la presentada en este trabajo, considerando las magnitudes más representativas ante el peligro sísmico así como la inclusión de todos los datos observados y empleados en este estudio. Así mismo se enfatizó en los valores de la PGA a distancias cercanas a la estación JUR1, (rectángulo de línea discontinua, figura 9) debido a que las relaciones de atenuación en comparación no son respaldadas con datos observados a éstas distancias y que muy probablemente sean en gran parte los responsables de las diferencias de las curvas de atenuación además

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

del análisis por trayectoria y del tipo de metodología propuesta. A partir de este análisis es posible reconocer lo siguiente:

1. Que los anchos de banda en las dos relaciones de atenuación de comparación mostrados en la figura 9a y 9b muestran una marcada intersección, de donde es posible reconocer que los puntos ubicados en esta zona se encuentran en una franja de traslape, por lo que podrían corresponder a un evento con una unidad de magnitud mayor o menor (e.g., en la figura 9b, para la relación de atenuación de García (2006) el punto de Mw=5.6 en JUR1 puede asociarse tanto a una magnitud de Mw=5.0 como de Mw=6.0).
2. La incertidumbre se puede acotar mucho mejor si se analiza la atenuación por trayectorias particulares como se muestra en la figura 9c con un menor ancho en las bandas estimadas en este trabajo.

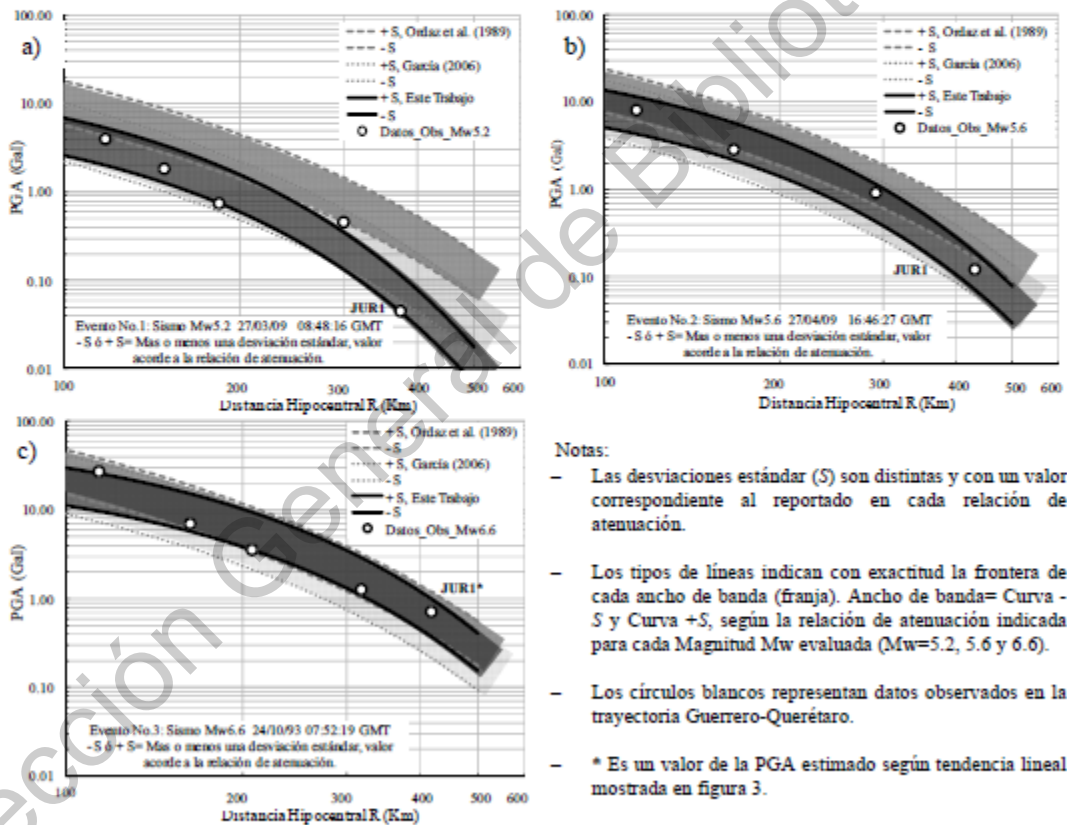


Figura 8. Análisis de curvas de atenuación de las tres relaciones de atenuación indicadas, expuestas con bandas definidas por su desviación estándar ($\pm S$) contra datos observados en las magnitudes Mw=5.2, 5.6 y 6.6

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

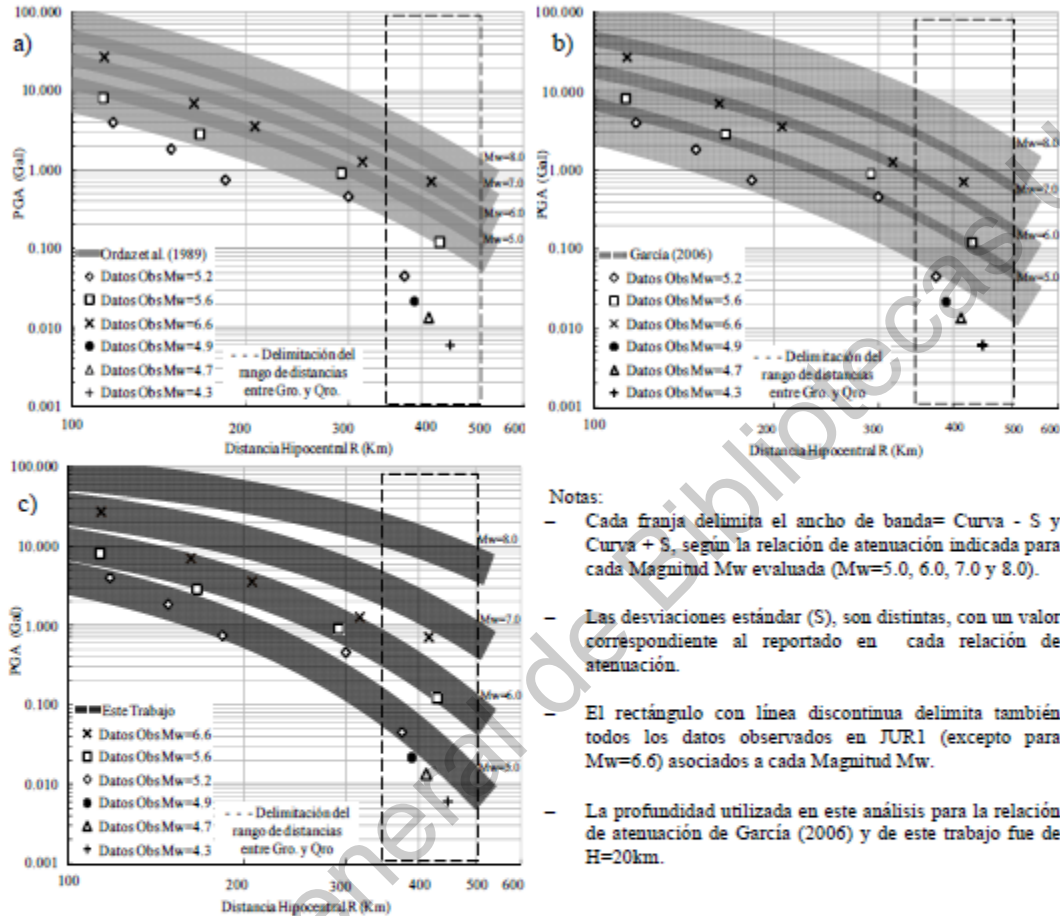


Figura 9. Análisis de curvas de las relaciones de atenuación indicadas, expuestas con una banda definida por su desviación estándar para las magnitudes $M_w=5.0$ a 8.0 con la inclusión de datos observados.

COMPARACIÓN CON: LAS RELACIONES DE ATENUACIÓN PREVIAS PARA LA PGA EN MÉXICO Y EL COMPORTAMIENTO DE ATENUACIÓN DENTRO DEL MVB

La relación de atenuación propuesta en este trabajo fue comparada con dos de las relaciones de atenuación que han sido de las más sobresalientes en la delimitación del peligro sísmico en México: Ordaz *et al.* (1989) y García (2006). El primero de ellos se basó en aproximadamente un centenar de registros de sismos interplaca ($5.0 \leq M \leq 8.1$, aprox.) de campo lejano ($R \leq 350\text{km}$) registrados en su mayoría por la red de Guerrero; el segundo autor utilizó 418 registros de 40 eventos interplaca ($5.0 \leq M_w \leq 8.0$), tanto de campo lejano como cercano ($16 \text{ km} \leq R \leq 400\text{km}$) de la zona de subducción entre los estados de Colima y Oaxaca. Mientras que en este trabajo se emplearon 16 registros de 6 eventos interplaca ($4.3 \leq M \leq 6.6$) analizados desde campo cercano a lejano (Trayectoria Guerrero-Querétaro, con distancias entre $100 \text{ km} \leq$

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

$R \leq 430$ km), que a diferencia de los anteriores trabajos se contó con datos de una nueva estación dentro del MVB. Conscientes de las anteriores diferencias particulares de análisis (análisis regional vs una trayectoria) y limitaciones de datos, se realizó una comparación para los tres eventos principales analizados en este trabajo ($M_w = 5.2, 5.6$ y 6.6) como se muestra en la figura 10 en donde es posible observar una sobrestimación de las curvas de Ordaz *et al.* (1989) respecto a las presentadas en este trabajo; esta diferencia es más relevante para los eventos de magnitud $M_w = 5.2$ y 5.6 . Por otro lado, para la curva correspondiente al evento de magnitud $M_w = 6.6$, en la cual el ajuste ha sido considerando un punto inferido y no observado en JUR1, se aprecia que pudiera presentar una menor sobrestimación. Esto tendría que ser verificado con datos observados. Mientras que con las curvas de la relación de atenuación de García (2006) se observan, en general, una mayor coincidencia con las presentadas en este trabajo, especialmente para las curvas correspondientes a los eventos de magnitud $M_w = 5.6$ y 6.6 ; no así el caso del evento de menor magnitud, que presenta una sobre estimación marcada a partir de la distancia hipocentral $R = 250$ km en adelante.

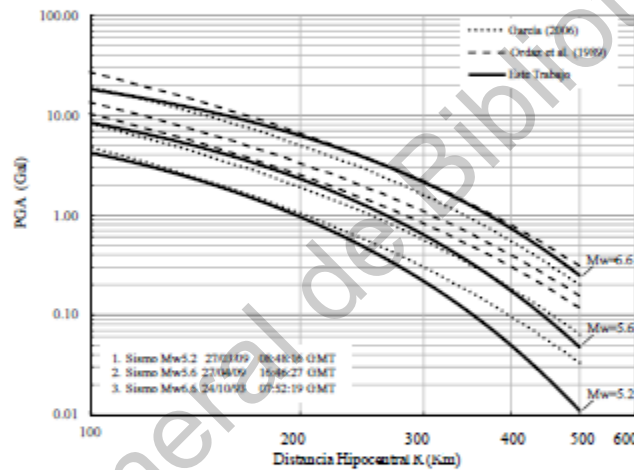


Figura 10. Comparación de curvas de las relaciones de atenuación indicadas respecto a la presentada en este trabajo, para las magnitudes de los tres eventos principales de análisis.

Analizando a detalle el comportamiento de las curvas presentadas en este trabajo respecto al de García (2006), en particular para la curva correspondiente a la magnitud $M_w = 6.6$, es posible observar que el decaimiento de la pendiente es más lento después de los 200 km, situación que parecía predecirse según la tendencia observada en la figura 4, al observar el grado de curvatura y la pendiente entre las curvas para $M_w = 5.2$ y para $M_w = 6.6$, por lo que es posible que la tendencia continúe para eventos de magnitudes mayores $M_w > 6.6$. Aún así, este hecho deja claro que la respuesta del suelo en la que se encuentra ubicada la estación JUR1 no presenta efectos de amplificación a pesar de hallarse dentro del MVB, al menos no para los eventos observados hasta el momento en JUR1 (eventos con valores de la PGA dentro del rango de frecuencias de entre 0.3 y 2 Hz. Esto identificado a través de los Espectros de Fourier de Aceleración).

Con el propósito de conocer el comportamiento de la señal sísmica, así como algunas comparaciones con el estudio de Cruz-Jiménez *et al.* (2009), fue realizado un análisis en términos del contenido de frecuencias con sus amplitudes de aceleración dentro de la trayectoria Guerrero-Querétaro, el

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

cual es mostrado en la figura 11a, para esto se utilizaron Espectros de Fourier de Aceleración (EFA) para analizar el sismo de magnitud $M_w=5.6$. A partir de EFA se estimaron amplitudes de aceleración para distintos valores de frecuencia (0.1, 0.3, 0.5, 2, 4,10 y 15 Hz), esto fue hecho para cada registro de las estaciones en la trayectoria. En esta figura 11a, en la frecuencia 0.5Hz se muestra una marcada tendencia a un decaimiento lento de la amplitud, más que una amplificación del suelo. Este comportamiento es similar para los demás eventos observados en JUR1 y es congruente con el estudio de Cruz-Jiménez *et al.* (2009) (ver figura 11b). El análisis de estos autores se basó en una modelación numérica sobre las diferencias de atenuación entre dos trayectorias perpendiculares a la costa del Pacífico Mexicano que parten de las fuentes sismogénicas en Colima y Guerrero con dirección hacia adentro del continente incluyendo parte del MVB. Ellos concluyeron que la atenuación en la trayectoria de Guerrero las amplitudes espectrales de aceleración en frecuencias de 0.5Hz la señal se atenúa lentamente al entrar al MVB (trayectoria Guerrero-MVB), no así en el caso de la trayectoria Colima-MVB la cual mostró una marcada amplificación tanto en la frecuencia de 0.5 Hz como la de 4.0 Hz, como se muestra en las figuras 11b y 11c.

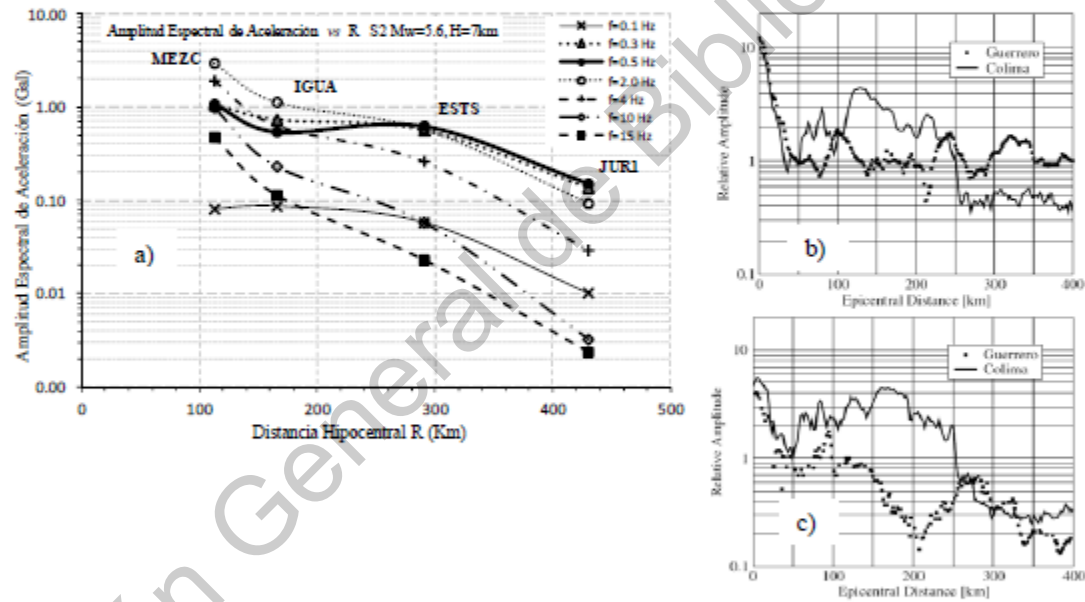


Figura 11. a) Análisis de la amplitud de EFA del terreno en la trayectoria Guerrero-Querétaro, acorde al contenido de frecuencia del evento No.2, realizado en este trabajo. Análisis con base en la amplitud relativa espectral de Fourier en frecuencias de 0.5 Hz y 4.0 Hz, para las trayectorias de: b) Guerrero-MVB y c) Colima-MVB, ambas reportadas por Cruz-Jiménez *et al.* (2009).

Otro aspecto que sustenta aún más dicho comportamiento de la atenuación en la trayectoria Guerrero-Querétaro es la estimación de velocidad aparente de las ondas P y S mostrada en la tabla 4 con valores de $V_p=6.6$ km/s y $V_s=3.6$ km/s respectivamente, a partir del registro en la estación JUR1 con base en el evento de $M_w=5.6$, muestran ser valores subestimados en su análisis de Cruz-Jiménez *et al.* (2009),

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

lo que justifica una mayor atenuación que la reportada en su modelación numérica al considerar valores de $V_p=4.0$ km/s y $V_s=2.0$ km/s para la zona del MVB. Por otro lado, estudios previos enfocados a la zona dentro del MVB (e.g., Campillo *et al.*, 1989; Shapiro *et al.*, 1997; Furumura y Kennett, 1998; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003) han reportado que el fenómeno de amplificación y duración en la fase *Lg* ocurren en frecuencias de 0.2 y 2.0 Hz, este comportamiento se muestra también en el sitio donde se localiza JURI (sitio localizado más al norte respecto a los sitios estudiados dentro del MVB), con valores de PGA dentro del rango de frecuencias de entre 0.3 y 2 Hz. Sin embargo, el análisis mostrado en la figura 11a, es consistente con un comportamiento de la señal que podría ser interpretado como un decaimiento lento de la amplitud al entrar al MVB, principalmente en las PGA asociadas a frecuencias de 0.3 y 2.0 Hz, mas no una amplificación del suelo. El comportamiento de la señal sísmica que ocurre a través de la trayectoria Guerrero-Querétaro, mostrada en la figura 11a, es consistente con lo reportado por Singh *et al.* (2007), Cruz-Jiménez *et al.* (2009) y García *et al.* (2009).

Tabla 4. Estimación de velocidad aparente de las ondas sísmica S y P, para la trayectoria Guerrero-Querétaro, basada en el evento (EP2) $M_w=5.6$.

Clave Estación	Distancia R (km)	Tiempos de arribo de la Onda Sísmica (Seg.)		Velocidad de la Onda Sísmica (km/seg)	
		P	S	V_p	V_s
JURI	430.40	65.66	119.7	6.6	3.6
ESTS	291.01	41.87	82.23	7.0	3.5
CNPJ	270.51	40.54	81.91	6.7	3.3
CUER	233.47	34.49	65.02	6.8	3.6
IGUA	166.10	25.21	46.13	6.6	3.6
MEZC	113.08	17.31	30.77	6.5	3.7
			$V_{promedio} =$	6.7	3.6

A pesar de que en esta zona no se han presentado eventos de magnitud $M_w=8.0$, es de nuestro interés conocer la estimación del PGA para Querétaro, para las magnitudes $M_w=5.0, 6.0, 7.0, 8.0$ y en particular para la magnitud de $M_w=7.6$ debido a que históricamente es el mayor sismo que se ha presentado en la zona de Guerrero. Las curvas de la relación de atenuación propuesta y de las relaciones previas (Ordaz *et al.*, 1989 y García, 2006) se presentan en la figura 12. Las predicciones de nuestro trabajo, a reserva de ser probado debido a la pequeña muestra de registros lo cual hace que nuestra relación de atenuación (ecuación 14) tenga un bajo nivel de confianza, son posibles a explicar que magnitudes grandes ($M_w > 7.5$) impliquen mayores valores de aceleraciones pico en Querétaro, que corresponderían alrededor de 5 y 10 Gal para eventos de magnitud $M_w=7.6$ y $M_w=8.0$, respectivamente.

En general en la figura 12 se puede identificar una caída cada vez más lenta de la pendiente de las curvas conforme crece la magnitud, así como una tendencia en la disminución del grado de curvatura, lo cual es de esperarse para magnitudes grandes (M_w entre 7.0 y 8.0), apoyando lo expuesto por Atkinson y Boore (2003) sobre el hecho de que la dependencia de la magnitud se debe a que los grandes eventos tienen una gran extensión espacial.

El comportamiento de las curvas de atenuación de este trabajo respecto a los de comparación, mostradas en la figura 12, podría ser explicada por los siguientes puntos:

1. Considerando los datos de partida en cada una de las relaciones de atenuación, resulta lógico pensar que la de García (2006) presente curvas con un decaimiento más rápido de la pendiente al final de la

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

curva de atenuación (ver figura 12a, principalmente después de la curva que representa la magnitud $M_w = 6.0$), resultado de la combinación de datos de diversas trayectorias para las múltiples regresiones realizadas, dado que las trayectorias con dirección paralela a la costa presentan una mayor atenuación que para las trayectorias tierra adentro (e.g., Valdés *et al.*, 1987; Gutiérrez y Singh, 1988; Singh *et al.*, 1988; Cárdenas *et al.*, 1994, 1998; Ottemöller *et al.*, 2002; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003; García *et al.*, 2009).

2. El comportamiento de las curvas presentadas en este trabajo, superiores a la curva que representa la magnitud $M_w = 6.0$, presentan valores mayores de la PGA respecto a las dos relaciones de atenuación en comparación, hecho que podría estar asociado implícitamente a que la PGA de uno de los eventos principales (evento EP2, $M_w=5.6$) se presenta en la frecuencia 0.5Hz, frecuencia a la cual la señal sísmica presenta las mayores amplitudes (PGA) correspondiendo una curva con un comportamiento de atenuación lento (ver figura 11a).

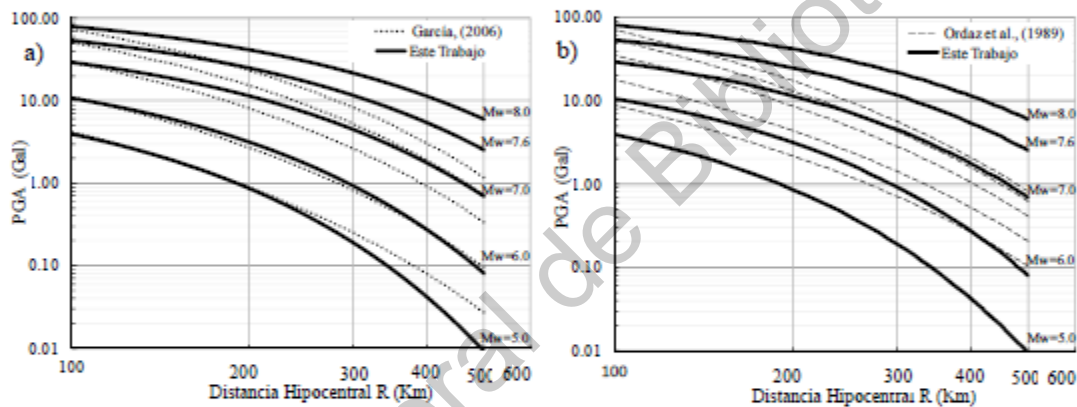


Figura 12. Comparación de PGA estimada entre las dos relaciones de atenuación según se indica, para $M_w=5.0$ a 8.0 en la trayectoria Gro-Qro. a) García (2006) y el presente trabajo. b) Ordaz *et al.* (1989) y el presente trabajo.

Tanto las curvas de atenuación presentadas en este trabajo como las determinadas por García (2006) coinciden en los puntos de partida y en el rango de distancias hipocentrales de entre 100 y 150 km (ver figura 12a), además de presentar un comportamiento similar en el grado de curvatura.

Por otro lado, los coeficientes de la relación de atenuación propuesta en este trabajo (ecuación 14) no resultan de fácil comparación con otras relaciones de atenuación, puesto que se encuentran en función de la magnitud M_w y profundidad H . Por lo anterior, se presenta una relación promedio que facilita el análisis de la similitud de sus coeficientes con otras relaciones de atenuación (e.g., Ordaz *et al.*, 1989; García, 2006) con lo cual es posible valorar la congruencia y sentido físico del fenómeno de atenuación sísmica regional.

Partiendo de la hipótesis de que la relación de atenuación obtenida del presente trabajo (ecuación 14) debería presentar resultados más congruentes con la relación de atenuación reportada por Ordaz *et al.* (1989) (ecuación 16), se propuso realizar una comparación entre ambas relaciones de atenuación. Esto con

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

el objetivo de analizar la congruencia entre los coeficientes de ambas relaciones. La comparación es consistente debido a que Ordaz *et al.* (1989) se basaron en datos sísmicos en su mayoría de la red acelerográfica de Guerrero. Sin embargo, debido a la naturaleza de nuestra relación de atenuación (ecuación 14), fue necesario obtener una relación promedio para ser comparada con la ecuación 16. Por lo que fue necesario evaluar la ecuación 14 para valores distintos de magnitud y profundidad, mostrados en la tabla 5, manteniendo constante solo el término independiente $a(Mw, H)$. De lo anterior, fueron obtenidos distintos valores para los coeficientes de anelasticidad (c_4) y expansión geométrica (g), a partir de los cuales se obtuvieron valores promedios que finalmente dieron forma a la relación de atenuación promedio (ecuación 15).

Tabla 5. Coeficientes promedio, estimados con la relación de atenuación de este trabajo, ecuación 14.

Mw	H(km)	a	Anelasticidad	Expansión Geométrica	
			c_4	g	
5.2	30	$-0.250 + 0.325 Mw - 0.00608 H$	-0.0065	0.0098	
5.6	7	"	-0.0056	-0.0239	
6.6	26	"	-0.0047	-0.0050	
7.0	21	"	-0.0041	-0.0144	
8.0	21	"	-0.0028	-0.0211	
Promedios=	6.5	21	$-0.250 + 0.325 Mw - 0.00608 H$	-0.0047	-0.0109

$$\log PGA = -0.250 + 0.325Mw - 0.00608H - 0.0047R - 0.0109\log R \quad (15)$$

$$\log PGA = 1.76 + 0.300Mw - 0.0031R - \log R \quad (16)$$

Con el formato de la ecuación 15, es posible verificar la existencia de similitudes entre los coeficientes con mayor significancia entre la relación de atenuación promedio y la de Ordaz *et al.* (1989), como lo es la influencia debida por la magnitud Mw con un valor de alrededor de 0.325 y la distancia R con un valor de -0.0047, valores congruentes para estudios de atenuación de sismos interplaca en México (e.g., Ordaz *et al.*, 1989; García, 2006).

Por otro lado, el coeficiente de expansión geométrica (g), está dentro del rango promedio definido por $g(R) = \sqrt{3} / \sqrt{50R}$ para distancias mayores a 150km, expuesto en el trabajo de García (2006) correspondiente a campo lejano, resultando para este trabajo un valor promedio de $g = -0.0109$ (con $R=430$ km, distancia promedio Guerrero-Querétaro). La comparación anterior respalda también el sentido físico y la congruencia de nuestra relación de atenuación.

Sin embargo, debe tenerse cuidado al seguir esta metodología de análisis por trayectoria, puesto que la dependencia de pocos datos puede a llevar una mínima variación en los coeficientes y que ésta represente grandes variaciones en los resultados finales, cayendo quizás en un comportamiento correspondiente a sismos intraplaca. Es importante mencionar que es fundamental realizar una buena selección de eventos representativos del fenómeno de sismicidad así como de estudios previos de relevancia (e.g., Joyner y Boore, 1981; Ordaz *et al.*, 1989; Atkinson y Boore, 2003; García, 2006), que hagan posible la calibración y obtener resultados confiables.

LIMITACIÓN DE LA RELACIÓN DE ATENUACIÓN

La relación de atenuación para la PGA (ecuación 14), presenta las siguientes limitaciones:

1. Es válido para una sola trayectoria de estudio: Trayectoria Guerrero-Querétaro.
2. Es válido sólo para sismos del tipo interplaca a profundidades entre 5 y 30 km, con menor incertidumbre.
3. Es aplicable dentro de la trayectoria Guerrero-Querétaro, para el rango de distancias hipocentrales de entre 100 y 500 km.
4. Existe incertidumbre al predecir el comportamiento para magnitudes mayores $M_w \geq 6.6$, puesto que a diferencia de las relaciones de atenuación en comparación, la base de datos de este trabajo corresponde a eventos de menor magnitud M_w (4.3 - 6.6). Nuestra idea está sustentada en que la tendencia de la PGA presenta un comportamiento lineal, en escala logarítmica (ver figura 3) con los datos observados en la estación JUR1.

CONCLUSIONES

Se presentó un estudio del fenómeno de atenuación sísmica basada en una pequeña muestra de datos sísmicos recientes (2009 y 2010) con interés particular del análisis por trayectoria. El caso particular de la trayectoria Guerrero-Querétaro fue posible gracias a la inclusión de la estación JUR1, la cual hizo posible conocer en primera instancia el comportamiento de la señal sísmica observada en la ciudad de Querétaro proveniente de la zona de subducción del Pacífico Mexicano con fuente en Guerrero, región sísmogénica de gran interés por la generación de grandes eventos (*a.g.*, 1957, 1962 y 1989 con magnitudes de $M_s=7.5$, 7.2 y 6.9, respectivamente) y por el potencial sísmico asociado a la llamada brecha de Guerrero.

Por otra parte, el presente trabajo apoya y sustenta aún más el análisis de atenuación por trayectoria, con respecto al análisis de múltiples trayectorias en estudios regionales. La atenuación observada en los registros de la estación JUR1 ubicada a 430km de la zona de Guerrero, principalmente para la frecuencia de 0.5Hz, concuerdan con: a) el modelo numérico de Cruz-Jiménez *et al.* (2009) que sustenta un decaimiento más lento para la amplitud de las ondas sísmicas a su paso por el MVB y b) lo reportado por García *et al.* (2009) respecto al comportamiento de la atenuación sísmica con dirección al interior del continente.

El comportamiento de atenuación de las ondas sísmicas hasta la estación JUR1, tiene ciertas variantes inesperadas que podrían explicarse de la siguiente manera:

1. Dada la incertidumbre que implica el uso de una PGA inferida en JUR1 para un evento de $M_w=6.6$, el cual es en gran parte el sustento en la obtención de la relación de atenuación para la trayectoria Guerrero-Querétaro, es posible que la relación de atenuación propuesta en este trabajo (ecuación 14), prediga valores de la PGA superiores a la propuesta por García (2006) para la curva de referencia correspondiente a la magnitud de $M_w=6.2$, mientras que para magnitudes inferiores a la curva de referencia, la relación de atenuación de García (2006) puede ser la que sobrestime los valores de la

Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

PGA respecto a los mostrados en este trabajo en la figura 12a. Algo semejante puede presentarse con la relación de atenuación de Ordaz *et al.* (1989), sólo que para el valor de referencia correspondiente a la magnitud de $M_w=6.6$, como se aprecia en la figura 12b. En general las tendencias de las curvas para los tres eventos principales, se pueden justificar: a) porque la PGA de algunos de los eventos analizados ocurre en la frecuencia de 0.5Hz, lo que implica que las curvas presenten un lento decaimiento (figura 11a); b) Porque la relación que guardan las curvas de los tres principales eventos de análisis, se conserva al inferir las curvas para las magnitudes mayores ($M_w > 5.6$), esta segunda suposición está justificada porque existe una relación lineal entre los coeficientes de cada curva así como por el comportamiento lineal entre PGA y M_w , sustentado con datos observados en la estación JUR1, como se mostró en la figura 3.

2. Aunque algunos autores reportaron la existencia de una amplificación notoria en la zona del MVB, en este trabajo se ve claramente que los datos observados en la nueva estación JUR1, no presentan efectos de amplificación, sino más bien un decaimiento lento de la atenuación con amplitudes máximas (PGA) asociadas a las frecuencias de 0.3, 0.5 y 2.0 Hz (ver figura 11a).
3. Los puntos anteriores implican que Querétaro parece estar vulnerable principalmente ante eventos de mayor magnitud con predicciones de $PGA > 5$ Gal, que corresponde a eventos de magnitud $M_w > 7.6$, valor que podría estar subestimado con las relaciones de atenuación previas (Ordaz *et al.*, 1989 y García, 2006). Sin embargo, cabe aclarar que la estimación de PGA de la relación de atenuación presentada en este trabajo, para eventos con magnitud $M_w \geq 6.6$, es una condición a ser comprobada.

Respecto a la relación de atenuación presentada en este trabajo (ecuación 14) podemos destacar que se minimiza la desviación estándar σ_R de los residuos, en comparación a los que García (2006) presenta en su relación de atenuación, pasando de 0.33 a 0.21 lo que implica en factor de 2.13 a 1.62, respecto a los valores observados (ver figura 7). Esta menor desviación es una ventaja de analizar solo una trayectoria en particular. Con esto podemos asegurar un grado de confiabilidad muy buena en nuestras predicciones, al menos para el rango de magnitudes analizadas en este trabajo ($4.3 \leq M_w \leq 6.6$). En cuanto a la relación de atenuación de Ordaz *et al.* (1989), reportan una desviación estándar σ_R de 0.25, lo cual quiere decir, tener factores de sobreestimación de 1.78 respecto a los observados.

Por último, se hace énfasis que a pesar de tratarse de una trayectoria en particular, que no se había estudiado con anterioridad debido a la falta de datos locales, este trabajo da pie para el principio metodológico para continuar estimando la PGA del suelo, para posteriormente estimar el cálculo de familias de espectros de respuesta escalados en función de la determinación de relaciones de atenuación por trayectorias para distintas fuentes. En nuestro caso para la fuente correspondiente a la zona de subducción (desde Colima hasta Oaxaca) que pudieran afectar a la ciudad de Querétaro. De esta manera estaríamos delimitando una reglamentación del peligro sísmico regional sustentado en registros locales observados, para posteriormente aplicar dicha metodología a otras entidades que carecen de un estudio regional de peligro sísmico en función de mediciones reales-observadas en el sitio de interés.

No olvidando que existe una diferencia en la cantidad de registros de partida en cada una de las relaciones de atenuación así como de la metodología propuesta de análisis por una trayectoria, por lo que este trabajo promete ser una opción de metodología de análisis a corto plazo a partir de una pequeña muestra representativa de datos y no estar supeditados a una gran base de datos, principal problema en estudios de sismicidad.

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT que, a través de las universidades UAQ y UNAM, brindó apoyo financiero al primer y cuarto autor, respectivamente.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres de México CENAPRED, por sus atenciones, colaboración y proporción de datos, lo cual hizo posible este trabajo.

Agradecemos al editor y a los comentarios de dos revisores anónimos que mejoraron la calidad del artículo.

REFERENCIAS

- Anderson, J G, P Bodin, J N Brune, J Prince, S K Singh, R Quaas, y M Oñate (1986), "Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake", *Science* Vol. 233, No. 4768, pp. 1043-1049. Doi: 10.1126/science.233.4768.1043.
- Atkinson, G M y D M Boore (2003), "Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 4, pp. 1703-1729.
- BMDSF-SMIS (1997), "Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes", *Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica-SMIS*, México.
- Bufaliza, M (1984), "Atenuación de intensidades sísmicas con la distancia en sismos mexicanos", *Tesis de Maestría*, Facultad de Ingeniería UNAM.
- Bustillos, J M (2005), "Microzonificación sísmica del Valle de Querétaro", *Tesis Maestría FI UAQ*.
- Campillo, M, J C Gariel, K Aki, y F J Sánchez-Sesma (1989), "Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, path, and site effects during great 1985 Michoacan earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, No. 6, pp.1718-1735.
- Cárdenas, M, J Lermo y F Núñez-Cornú (1994), "Atenuación de la energía sísmica en el graben de Colima", *GEOS*, Vol. 14, No. 5, pp. 112.
- Cárdenas, M, F Núñez-Cornú, J Lermo, D Córdoba, y A González (1998), "Seismic energy attenuation in the region between the coast of Guerrero and Mexico City: differences between paths along and perpendicular to the coast", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 105, No. 1, pp. 47-57.
- Cárdenas-Soto, M y F J Chávez-García (2003), "Regional path effects on seismic wave propagation in Central Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No.3, pp. 973-985. doi:10.1785/0120020083.
- 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", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 80, No.6, pp. 1481-1503.
- Castro, R R, L Munguía L, C J Rebollar y J G Acosta (1994), "A Comparative analysis of the quality factor Q for the regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico", *Geofísica Internacional*, Vol. 33, No. 3, pp. 373-383.

 Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

- Cruz-Jiménez, H, F J Chávez-García y T Furumura (2009), "Differences in attenuation of ground motion perpendicular to the Mexican subduction zone between Colima and Guerrero: An Explanation based on numerical modeling", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 1, pp. 400–406. Doi: 10.1785/0120080167
- Domínguez, T, C J Rebolgar, y R R Castro (1997), "Regional variations of seismic attenuation of Lg waves in Southern Mexico", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B12, pp. 27501-27509. Doi:10.1029/97JB02332.
- Esteva, L y R Villaverde (1973), "Seismic risk, design spectra and structural reliability", *Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng.*, pp. 2586-2597.
- Ferrer-Toledo, H, F J Chávez-García y M Cárdenas-Soto (2004), "Ground motion in Central Mexico. Path effects due to the Transmexican Volcanic Belt", *13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, paper no. 948.
- Figuroa, A, A Clemente-Chávez y R Zúñiga (2010), "Deconvolución de sismogramas digitales y determinación del ruido sísmico para el sismógrafo Trillium 120 instalado en el campus Juriquilla de la UNAM", *Boletín Órgano de comunicación electrónica del Centro de Geociencias de la UNAM*, Vol. 6, No. 1.
- Furumura, T y B L N Kennett (1998), "On the nature of regional seismic phases-III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: The 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes", *Geophysical Journal International*, Vol. 135, No. 3, pp.1060-1084. Doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00698.x.
- Furumura, T y S K Singh (2002), "Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes; the attenuation functions for inter-plate and in-slab events", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 6, pp. 2110-2125. Doi:10.1785/0120010278.
- García, J D (2001), "Atenuación sísmica. Aplicación a terremotos intraplaca en México Central", *Trabajo de investigación para obtener el grado de doctorado*, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.
- García, J D, S K Singh, M Herraiz, M Ordaz y J F Pacheco (2005), "In-slab earthquakes of Central Mexico: Peak ground-motion parameters and response spectra", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2272-2282.
- García, J D (2006), "Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México Central", *Memoria para el grado de Doctorado*, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.
- García, J D, S K Singh, M Herraiz, M Ordaz, J F Pacheco y H Cruz-Jimenez (2009), "Influence of subduction zone structure on coastal and inland attenuation in Mexico", *Geophysical Journal International*, Vol. 179, No.1, pp. 215-230.
- Gutiérrez, C y S K Singh (1988), "Evidencias de amplificación de fases sísmicas hacia dentro del continente respecto a trayectorias a lo largo de la costa del Pacífico, en México", *GEOS*, No. 155.
- Lida, M y H Kawase (2004), "A comprehensive interpretation of strong motions in the Mexican Volcanic Belt", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No.2, pp. 598–618.
- 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", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 6, pp. 2011-2038.

Alejandro Clemente Chávez, G Moisés Arroyo, Ramón Zúñiga, Miguel A Pérez y Carlos López

- Kanamori, H (1977), "The energy release in great earthquakes", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, No. B20, pp. 2981-2988.
- Kawase, H y K Aki (1989), "A study on the response of a soft Basin for incident S, P, and Rayleigh waves with spectral reference to the long duration observed in Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, No. 5, pp. 1361-1382.
- MDOC-CFE (2008), "Manual de Diseño de Obras Civiles: Diseño por sismo" *Comisión Federal de Electricidad-CFE*, México.
- Nava, F A, R García-Arthur, R R Castro, C Suárez, B Márquez, F Núñez-Cornú, G Saavedra y R Toscano (1999), "S wave attenuation in the coastal region of Jalisco-Colima, Mexico", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 115, No. 3-4, pp. 247-257. Doi:10.1016/S0031-9201(99)00114-4.
- Nishenko, S P y S K Singh (1987a), "The Acapulco-Ometepec, Mexico earthquakes of 1907-1982: Evidence for a variable recurrence history", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, No. 4, pp. 1359-1367.
- Nishenko, S P y S K Singh (1987b), "Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 77, No. 6, pp. 2095-2114.
- Novelo, D A y C Valdés (2000), "Coda wave attenuation parallel and perpendicular to the Mexican Pacific coast", *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 13, No. 4-5, pp. 469-476. doi:10.1016/S0895-9811(00)00037-7.
- Ordaz, M, J M Jara, y S K Singh (1989), "Riesgo sísmico y espectros de diseño en el Estado de Guerrero", *Mem. VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Acapulco, México, pp. D40-D56.
- Ordaz, M, y S K Singh (1992), "Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, No. 1, pp. 24-43.
- Ortega, R, R B Herrmann y L Quintanar (2003), "Earthquake ground-motion scaling in central Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 1, pp. 397-413.
- Ortega, R y L Quintanar (2005), "A study of local magnitude scale in the Basin of Mexico: Mutually consistent estimate of logA0 and ground motion scaling", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 2, pp. 605-613.
- Ottmöller, L, N M Shapiro, S K Singh y J F Pacheco (2002), "Lateral variation of Lg wave propagation in Southern Mexico", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. B1, 2008, doi:10.1029/2001JB000206.
- Rebollar, C J, L Munguía, A Reyes, A Uribe y O Jiménez (1991), "Estimates of shallow attenuation and apparent stresses from aftershocks of the Oaxaca earthquake of 1978", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 81, No. 1, pp. 99-108.
- Rodríguez, M, J Havskov y S K Singh (1983), "Q for coda waves near Petatlan, Guerrero, Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 1, pp. 321-326.
- Sánchez-Sesma, F J, S Chávez-Pérez, M Suárez, M A Bravo y L E Pérez-Rocha (1988), "The Mexico earthquake of September 19, 1985; on the seismic response of the Valley of Mexico", *Earthquake Spectra*, Vol. 4, No. 3, pp. 569-589. doi:10.1193/1.1585491.
- SSN (2010), "<http://www.ssn.unam.mx>, <http://laxdor.igeofcu.unam.mx>", *Servicio Sismológico Nacional - SSN*, México.


Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el cinturón ...

- 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", *Geophysical Journal International*, Vol. 128, No.1, pp. 151-166.
- Singh, S K, L Astiz y J Havskov (1981), "Seismic gaps and recurrence period of large earthquake along the Mexican subduction zone: a reexamination", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 71, No. 3, pp. 827-843.
- Singh, S K, J M Espindola, J Yamamoto y J Havskov (1982), "Seismic potential of Acapulco-San Marcos region along the Mexican Subduction zone", *Geophysical Research Letters*, Vol. 9, No. 6, pp. 633-636. Doi:10.1029/GL009i006p00633.
- Singh, S K, E Mena, R Castro y C Carmona (1987), "Empirical prediction of ground motion in Mexico City from coastal earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, No.5, pp. 1862-1867.
- Singh, S K, E Mena y 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", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, pp. 451-477.
- Singh, S K, M Ordaz, J G Anderson, M Rodríguez, R Quaas, E Mena, M Ottaviani, y D Almora (1989), "Analysis of near-source strong-motion recordings along the Mexican subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, No. 6, pp.1697-1717.
- Singh, S K, J F Pacheco, M Ordaz y V Kostoglodov (2000), "Source time function and duration of Mexican earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 90, No.2, pp. 468-482. doi:10.1785/0119990081.
- Singh, S K, A Iglesias, D García, J F Pacheco y M Ordaz (2007), "Q of Lg waves in the Central Mexican Volcanic Belt", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No.4, pp. 1259-1266.
- Valdés, C, D Novelo y R P Meyer (1987), "Contrast in coda Q parallel and perpendicular to the Mexican Pacific coast", *EOS* Vol. 68, No. 44, pp. 1362.

B.2 Secuencia sísmica de Peñamiller (Clemente-Chavez, 2013).

Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 2521–2531, 2013
 www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/13/2521/2013/
 doi:10.5194/nhess-13-2521-2013
 © Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.



Natural Hazards
 and Earth System
 Sciences 

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

A. Clemente-Chavez¹, A. Figueroa-Soto², F. R. Zúñiga², M. Arroyo¹, M. Montiel¹, and O. Chavez¹

¹División de Investigación y Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Querétaro, Centro Universitario, Cerro de las Campanas s/n, Querétaro, Querétaro, C.P. 76010, Mexico

²Centro de Geociencias (CGEO), Juriquilla, UNAM, P.O. Box 1-742, Querétaro, Querétaro, C.P. 76001, Mexico

Correspondence to: A. Clemente-Chavez (aclemente09@alumnos.uaq.mx)

Received: 11 January 2013 – Published in Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.: 21 February 2013

Revised: 8 August 2013 – Accepted: 1 September 2013 – Published: 14 October 2013

Abstract. The town of Peñamiller in the state of Querétaro, Mexico, is located at the northeast border of the seismogenic zone known as the Mexican Volcanic Belt (MVB), which transects the central part of Mexico with an east–west orientation. In the vicinity of this town, a sequence of small earthquakes occurred during the end of 2010 and beginning of 2011. Seismicity in the continental regimen of central Mexico is not too frequent; however, it is known that there are precedents of large earthquakes (M_w magnitude greater than 6.0) occurring in this zone. Three large earthquakes have occurred in the past 100 yr: the 19 November 1912 ($M_S = 7.0$), the 3 January 1920 ($M_S = 6.4$), and the 29 June 1935 ($M_S = 6.9$) earthquakes. Prior to the instrumental period, the earthquake of 11 February 1875, which took place near the city of Guadalajara, caused widespread damage. The purpose of this article is to contribute to the available seismic information of this region. This will help advance our understanding of the tectonic situation of the central Mexico MVB region.

Twenty-four shallow earthquakes of the Peñamiller seismic sequence of 2011 were recorded by a temporary accelerograph network installed by the Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ). The data were analyzed in order to determine the source locations and to estimate the source parameters. The study was carried out through an inversion process and by spectral analysis. The results show that the largest earthquake occurred on 8 February 2011 at 19:53:48.6 UTC, had a moment magnitude $M_w = 3.5$, and was located at latitude 21.039° and longitude -99.752° , at

a depth of 5.6 km. This location is less than 7 km away in a south-east direction from downtown Peñamiller. The focal mechanisms are mostly normal faults with small lateral components. These focal mechanisms are consistent with the extensional regimen of the southern extension of the Basin and Range (BR) province. The source area of the largest event was estimated to have a radius of 0.5 km, which corresponds to a normal fault with azimuth of 174° and an almost pure dip slip. Peak ground acceleration (PGA) was close to 100 cm s^{-2} in the horizontal direction. Shallow earthquakes induced by crustal faulting present a potential seismic risk and hazard within the MVB, considering the population growth. Thus, the necessity to enrich seismic information in this zone is very important since the risk at most urban sites in the region might even be greater than that posed by subduction earthquakes.

1 Introduction

The town of Peñamiller in the Mexican state of Querétaro is located at the northeast border of the seismogenic zone known as the Mexican Volcanic Belt (MVB), which extends through a central region of Mexico with east–west orientation, between the geographical coordinates 19° and 22° north latitude and 96° and 106° west longitude. The MVB is mostly a calc-alkaline volcanic arc which was formed as a result of subduction of the Rivera and Cocos plates underneath the North American plate (Suter, 1991).

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

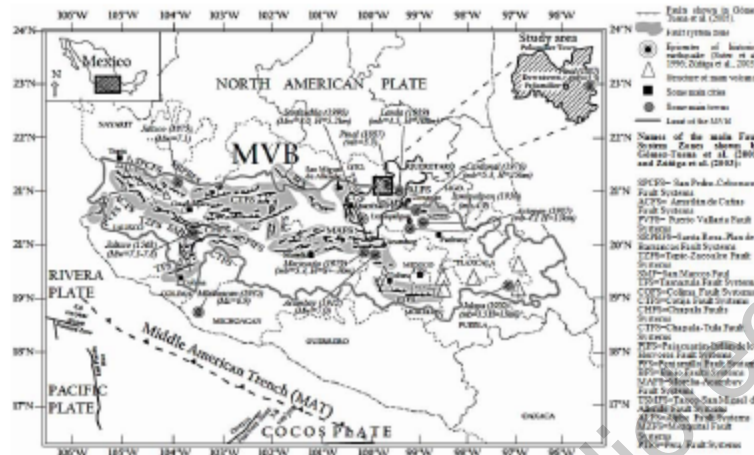


Fig. 1. Regional tectonic situation, main fault systems zones, historical large earthquakes of the MVB and study area.

The regional tectonic situation of the MVB is shown in Fig. 1. The central zone of the MVB includes several fault systems such as Chapala-Tula (CTFS) (Johnson and Harrison, 1990); Morelia-Acambay (MAFS) (Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990; Pasquaré et al., 1988); and Bajío (BFS) (Nieto-Samaniego et al., 1999; Alaniz-Álvarez and Nieto-Samaniego, 2005). This arc-parallel fault zone, and the volcanic arc itself, are superposed on a nearly perpendicular preexisting stress and deformation province, which may correspond to the extension of the Basin and Range (BR) into Mexico (Suter, 1991). The BR province comprises normal north-northwest to north-northeast-striking faults, some of these faults grouped in the Taxco-San Miguel Allende Fault Systems (TSMFS) (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1987; Nixon et al., 1987). The orientation of major faults in the TSMFS zone was identified through satellite and aerial imagery analyzed by Aguirre-Díaz et al. (2005).

The western zone of the MVB includes several fault systems such as Chapala (CHFS) defined as two half-graben of opposite convergence (Urrutia-Fucugauchi and Rosas-Elguera, 1994; Rosas-Elguera and Urrutia-Fucugauchi, 1998); Tepic-Zacoalco (TZFS), Colima (CFS) and Chapala (CHFS), intersecting at a triple junction to the south of Guadalajara (Demant, 1981).

The eastern zone of the MVB includes fault systems such as Pera-Tenango (PTFS) (García-Palomo et al., 2000; Ferrari et al., 2003); Aljibes (ALFS), and Mezquital (MZFS) with east-west orientations (Suter et al., 2001).

The stress state of the MVB zone has been inferred largely by major structures such as alignments of faults, shield volcanoes, dikes and elongations (e.g., Suter et al., 1995), mainly due to lack of seismic information because low frequency

of seismic occurrence (Zúñiga et al., 2003). An example of the activity of this system was provided by the seismic sequence of Sanfandila, Querétaro, in 1998, reported by Zúñiga et al. (2003). The historical seismicity in the MVB area shows that large earthquakes (see Fig. 1) can occur at depths less than 20 km (e.g., Singh et al., 1984; Suter et al., 1996; Zúñiga et al., 2003) with diverse fault styles. However, the most common mechanism type is extensional with north-south fault displacement (Zúñiga et al., 2003). In general, the MVB regional tectonics is characterized as extensional type with north-south fault displacements (Suter et al., 2001), although other orientations have been shown in some central parts of Mexico (Suter et al., 1995; Alaniz-Álvarez et al., 1998; Zúñiga et al., 2003).

Examples of similar documented events in other parts of the world where the seismic activity is too low are given in Polonia et al. (2012), Vipin et al. (2009) and Del Gaudio et al. (2009). In this study we present a detailed analysis of the seismic source parameters of events of the Peñamiller sequence, monitored during the first three months of 2011.

1.1 The Peñamiller seismic sequence

The sequence of small earthquakes ($M_w < 4.0$) analyzed here took place at the end of 2010 and beginning of 2011. Peñamiller is located between the geographical coordinates $20^{\circ}57'$ and $21^{\circ}14'$ north latitude and $99^{\circ}42'$ and $100^{\circ}02'$ west longitude, in the foothills of the Sierra Gorda, about 80 km northeast of the City of Querétaro. As a result of reports of earthquakes that caused consternation in the local communities, a small seismic network consisting of three accelerographs was temporarily installed by the UAQ (Universidad Autónoma de Querétaro). The first part of the study

Table 1a. Events analyzed in this study: Peñamiller Earthquake Sequence (PES).

Event No.	UTC Date (yyyy/mm/dd)	Number Records	Station Name
1	2011/01/30	3	EXT1, PIL1, HIG1
2	2011/01/30	3	EXT1, PIL1, HIG1
3	2011/02/07	3	EXT1, PIL1, HIG1
4	2011/02/07	3	EXT1, PIL1, HIG1
5	2011/02/08	3	EXT1, PIL1, HIG1
6	2011/03/01	3	EXT1, PIL1, HIG2
7	2011/03/01	3	EXT1, PIL1, HIG2
8	2011/03/26	3	EXT1, PEN2, HIG2
24			

consisted of identifying the origin of the activity and estimating the seismic source parameters in order to analyze and associate its occurrence with the regional tectonic regime of the MVB.

Additionally, this paper also presents other information useful for hazard studies such as PGA (peak ground acceleration). This information has not previously been reported for local earthquakes in the northeastern region of the MVB, and will help to contrast the vulnerability of population in the region to local seismic hazard sources to their vulnerability due to the occurrence of large regional events such as the large subduction earthquakes that occur in and along the Pacific Coast. All results are presented and discussed in detail below.

2 Data analysis

A total of 24 accelerograms from 8 events were analyzed for the characterization of the Peñamiller Earthquake Sequence (PES); see Table 1. The three seismic stations were installed near the town of Peñamiller, at distances from 4 to 16 km. No other stations from the national network were available at suitable distances for recording these events. In two of the stations, Etna accelerographs were installed, whereas a K2 model was employed in the third station (both models are Kinometrics line). The station locations were chosen based on intensity reports from the local population, the safety of equipment and the need to provide good azimuthal coverage. The stations were located at three communities whose names were associated with each station: Extoraz (EXT1); Pilon (PIL1, later renamed PEN2 at Peñamiller Town Center when it was relocated); and Higuierillas (HIG1, later renamed HIG2 when it was relocated). All stations are shown in Fig. 2.

2.1 Seismic location

The SEISAN software package (Havskov and Ottemoller, 2000) was used to locate the events, using the crustal veloc-

Table 1b. Station location.

Station Name	Location		
	Community	Lat. (° N)	Long. (° W)
EXT1	Extoraz	21.036	-99.777
PIL1	Pilon	21.065	-99.775
HIG1	Higuierillas	20.920	-99.763
PEN2	Peñamiller Center	21.054	-99.814
HIG2	Higuierillas	20.921	-99.770

Table 2. Velocity structure used in the location and inversion procedures.

Depth (km)	v_p (km s ⁻¹)	v_s (km s ⁻¹)
0.0	4.15	2.40
2.2	5.06	2.92
5.2	6.10	3.52
7.0	6.29	3.63
20.3	7.45	4.30
99.0	8.04	4.64

ity model shown in Table 2, which was a modified version of Zúñiga et al. (2003), following the model determined by Fuentes (1997). It was deduced from surface wave dispersion of Rayleigh waves across the MVB. The location results are shown in Table 3, which show that the events occurred at depths around 5 km and distances between 4 to 10 km from downtown Peñamiller in a southeast direction (see Fig. 3). Table 3 also shows small error values (less than 1.34 km and rms of 0.07 s).

2.2 Source parameters

To estimate the source parameters of the events, ISOLA software (Sokos and Zahradnik, 2008) was used. This program employs waveform modeling (inversion) to determine the focal mechanism and the scalar seismic moment. ISOLA software is based on a multiple point-source representation and an iterative deconvolution method, similar to Kikuchi and Kanamori (1991) for teleseismic records, but here the full wave field is considered and Green's functions are calculated by the discrete wavenumber method of Bouchon (1981). Thus, the method is applicable for regional and local events (Sokos and Zahradnik, 2008). The code transforms velocity into displacement, inverts the displacement, and provides synthetic displacement (Sokos and Zahradnik, 2008).

An inversion on eight events of Table 3 was performed. The results are shown in Table 4 and Fig. 3, where the largest earthquake analyzed had $M_w = 3.5$ and occurred on February 8 at 19:53:48.6 UTC, although it is possible that a larger event ($M_w > 3.5$) in the episode was missed because it occurred before the network was installed.



Fig. 2. The study area: northeast edge of the MVB. Location and identification of (a) Mexico, (b) Querétaro state within Mexico and delimitation of MVB zone with dotted line, (c) Peñamiller Town and Querétaro City within Querétaro state, and (d) seismic stations and Downtown Peñamiller.

Table 3. Results of the locations of all events analyzed: Peñamiller Earthquake Sequence (PES).

Event No.	UTC Date (yyyy/mm/dd)	Origin time (hh:mm:ss)	Location			Error			rms (s)	
			Lat. (°)	Long. (°)	H (km)	Lat. (km)	Long. (km)	H (km)		
1	2011/01/30	17:54:22.50	21.034	-99.756	5.7	0.3	1.5	0	0.08	
2	2011/01/30	17:54:41.70	21.034	-99.756	5.6	0.3	1.5	0	0.08	
3	2011/02/07	00:16:34.00	21.039	-99.754	5.5	0.3	1.2	0	0.07	
4	2011/02/07	09:42:54.50	21.024	-99.725	2.0	0.6	1.6	2.0	0.08	
5	2011/02/08	19:53:48.60	21.039	-99.752	5.6	1.2	0.3	0	0.06	
6	2011/03/01	12:59:40.70	21.031	-99.759	6.1	0.3	2.1	0	0.09	
7	2011/03/01	13:11:28.10	21.033	-99.758	6.1	0.3	1.7	0	0.06	
8	2011/03/26	01:42:17.40	21.015	-99.806	4.3	0.5	0.8	1.5	0.03	
			Averages			5.11	0.48	1.34	0.44	0.07

The lineaments of the geomorphological features in the vicinity of the epicentral area and all the focal mechanisms are shown in Fig. 3a, where there is a strike tendency in the southeast direction; this can be seen from the average values shown in Table 4. The fault associated with the largest shock has a strike of 174°, dip of 77° and rake of -85°. In general, the results of the focal mechanisms are mostly normal (see Fig. 3a and discussion) with a small lateral component. This is consistent with the main trend of the southern extension of the BR (Henry and Aranda-Gómez, 1992; Suter, 1991).

The waveform modeling was done on the P-wave phase in its three components EW, NS and V. A band-pass filter between 0.35 to 4.5 Hz was applied to obtain displacement since it was desired that the focal parameters be retrieved from the low frequency signal of the records, eliminating the noise produced by high frequency scatter waves and unknown crustal structure details (Zúñiga et al., 2003).

Figure 4 shows the observed P-wave and best fitting synthetic records obtained after the inversion for the largest event.

2.2.1 Spectral analysis

A spectral analysis on the seismic signal from the largest earthquake of the sequence was subsequently performed. This was done for P-wave and S-wave phases separately (see Figs. 5 and 6). In order to do this, the acceleration was twice-integrated to obtain displacement. The velocity signal is shown in Fig. 5, where it can be seen that a special baseline correction was not needed. The purpose of this analysis was to estimate some source parameters that the inversion procedure does not take into account such as fault radius (a), stress drop ($\Delta\sigma$) as well as the moment magnitude (M_w). A correction for attenuation was carried out on the displacement spectrum to obtain correct source parameters. The attenuation values used in the correction were $k = 0.02$ (Singh et al., 1990) and $Q(f) = 98f^{0.72}$ (Singh et al., 2007); the first value corresponds to the contribution on near surface attenuation and the second value to the attenuation along the path. The attenuation values are the best choice to represent the MVB zone since the Q value was estimated based on records

Table 4. Earthquake source parameters of best fit solutions from the Peñamiller sequence.

Event No.	UTC Date (yyyy/mm/dd)	Origin time UTC Hour (hh:mm:ss)	Location		H (km)	Magnitude				Number Records
			Lat. (° N)	Long. (° W)		M_w	ϕ (°)	δ (°)	λ (°)	
1	2011/01/30	17:54:22.50	21.034	-99.756	5.7	2.1	154	61	-116	3
2	2011/01/30	17:54:41.70	21.034	-99.756	5.6	3.0	108	45	-149	3
3	2011/02/07	00:16:34.00	21.039	-99.754	5.5	2.9	41	57	-162	3
4	2011/02/07	09:42:54.50	21.024	-99.725	2.0	2.5	268	86	-5	3
5	2011/02/08	19:53:48.60	21.039	-99.752	5.6	3.5	174	77	-85	3
6	2011/03/01	12:59:40.70	21.031	-99.759	6.1	3.2	85	67	-152	3
7	2011/03/01	13:11:28.10	21.033	-99.758	6.1	2.7	133	64	-143	3
8	2011/03/26	01:42:17.40	21.015	-99.806	4.3	2.9	124	34	-14	3

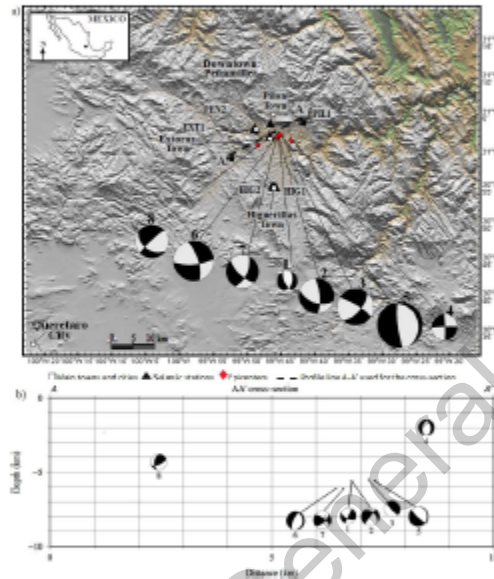


Fig. 3. (a) Epicenters of the Peñamiller Earthquakes Sequence and fault plane solutions (focal mechanisms) for eight events employed in the inversion procedure. (b) Cross-section A - A' with hypocenters.

within the MVB and the k value based on records near the MVB zone, with seismic sources located at the subduction zone. At present, no detailed study has been carried out on attenuation solely based with shallow earthquakes within the MVB. However, for this type of study (short distance and high frequencies), the path attenuation has a lesser effect in the spectral decay than the near surface attenuation since this is what dominates the spectral decay, and which affects the most the evaluation of the correct corner frequency (f_0)

Table 5. Results of spectral parameters from the largest earthquake in Peñamiller, which occurred on 8 February 2011 at 19:53:48.60 UTC.

Phase	Ω_0 (m. s)	f_0 (Hz)	a (m)	$\Delta\sigma$ (bar)	M_0 (N. m)	M_w
P	3.03×10^{-6}	6.0	516	5.1	1.59×10^{14}	3.4
S	3.63×10^{-6}	5.8	228	11.1	3.02×10^{13}	2.9

Ω_0 = spectral flat level,
 f_0 = corner frequency,
 a = source radius,
 $\Delta\sigma$ = static stress drop,
 M_0 = seismic moment and
 M_w = magnitude moment.

(Fig. 6). In Fig. 6 the shape of the theoretical source spectra was plotted for the displacement, according to the Brune (1970) model, thus allowing the identification of the correct spectral flat level (Ω_0). In addition, a plot from the spectra of background noise signals was made to compare with the spectra of the seismic signal. The signal/noise ratio observed in Fig. 6 ($\gg 1$) allows for an adequate estimation of the correct f_0 .

The results of spectral analysis are shown in Table 5. The first analysis was done based on a window of the corrected P-wave displacement spectrum (Fig. 6a), where $f_0 = 6.0$ Hz and $\Omega_0 = 3.03 \times 10^{-6}$ m. s, and consequently, values of $a = 0.516$ km, $\Delta\sigma = 5.1$ bar and $M_w = 3.4$ were calculated. The result of M_w obtained through the inversion procedure and that from the spectral analysis were similar, being $M_w = 3.5$ and $M_w = 3.4$, respectively. Hence, the source area of the largest event was estimated to have a radius of 0.516 km. In contrast, an analogous second analysis using the S-wave displacement (Fig. 6b) gave an estimate of $M_w = 2.9$. We infer that this is because the S-wave spectral flat level was not as clearly identified as that of the P-wave, in particular at low frequencies ($f < 2$ Hz) (Fig. 6b).

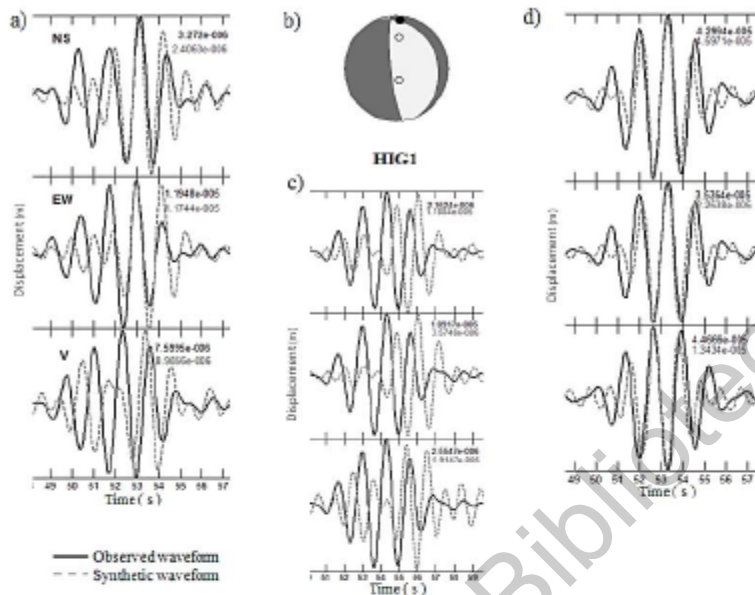


Fig. 4. (a), (c) and (d) Observed and synthetic waveforms and their displacement amplitudes at each station for the largest earthquake $M_w = 3.5$, 8 February 2011 at 19:53:48.6 UTC. (b) Focal mechanism; first motion polarities are shown to compare with the best solution.

Table 6. Earthquake source parameters and values of the maximum (σ_1) and minimum (σ_3) compressive principal stresses axes from the PES.

Event No.	UTC Date (yyyy/mm/dd)	Time origin UTC Hour (hh:mm:ss)	Magnitude M_w	Strike ϕ (°)	Dip δ (°)	Rake λ (°)	σ_1 Azimuth (°)	σ_1 Plunge (°)	σ_3 Azimuth (°)	σ_3 Plunge (°)
1	2011/01/30	17:54:22.50	2.1	154	61	-116	19	63	263	13
2	2011/01/30	17:54:41.70	3.0	108	45	-149	310	50	57	15
3	2011/02/07	00:16:34.00	2.9	41	57	-162	257	35	355	12
4	2011/02/07	09:42:54.50	2.5	268	86	-5	223	7	313	2
5	2011/02/08	19:53:48.60	3.5	174	77	-85	90	58	261	32
6	2011/03/01	12:59:40.70	3.2	85	67	-152	305	35	214	2
7	2011/03/01	13:11:28.10	2.7	133	64	-143	352	44	257	5
8	2011/03/26	01:42:17.40	2.9	124	34	-14	104	44	343	29

3 Discussion

3.1 Relation with regional tectonics

A statistical analysis of the σ_1 and σ_3 stress axes (the maximum and minimum principal compressive stress axes, respectively) by means of rose histograms (Table 6 and Fig. 7), and taking into account all the focal mechanisms (shown in Fig. 3a), is in agreement with an azimuthal direction of the minimum compressive horizontal stress, σ_3 , of approximately 260° (Fig. 7c). The lineaments of the geomorpholog-

ical features, when compared to the focal mechanism results (Fig. 3a), also provide support for the notion that the fault associated to the largest shock has a strike of 174°, dip of 77° and rake of -85°. This fault and the average minimum compressive stress direction are consistent with the main trend of the southern extension of the BR province (Henry and Aranda-Gómez, 1992), much like the Sanfandila sequence of 1998 (Zúñiga et al., 2003) farther to the south. Thus, the results for the PES are yet additional evidence supporting the notion that the state of stress in this region is similar to that of the southern BR and may even be part of the same province.

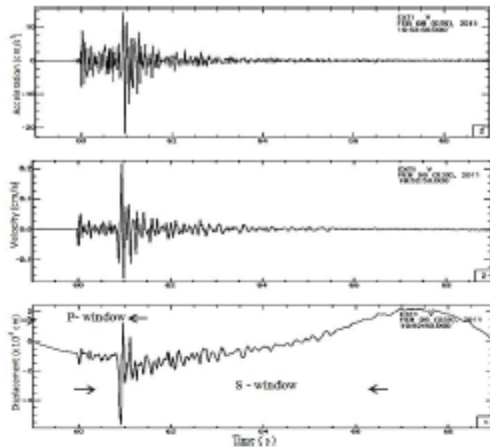


Fig. 5. Acceleration, velocity and displacement signal from the largest earthquake in Peñamiller that occurred on 8 February 2011 at 19:53:48.60 UTC are shown. Long of each phase-window on displacement signal for the spectral analysis are indicated with arrows. Note: although P-window includes some of the S phase, this is eliminated by the taper, which diminishes the effects of the window extremes.

3.2 Seismic risk and hazard

The frequency of occurrence of large shallow earthquakes in the MVB zone is much lower than that of the subduction zone. In Table 7 two earthquake catalogs are shown; the first is a list of 40 earthquakes (M_w between 5.0–8.0) used recently to estimate an attenuation relation by Arroyo et al. (2010) for the subduction zone, and the second is a compilation of the historical seismicity in MVB (M_s between 4–7.8), as reported by Suter et al. (1996), Singh et al. (1984), and Zúñiga et al. (2003).

The low density of seismic instrumentation in the MVB (most of the stations are south of the MVB) has not allowed a study of this type on the shallow seismicity. For example, at this moment it is not yet known (1) what is the behavior of seismic attenuation from large shallow earthquakes within MVB, (2) what is the ground amplification level at different sites within the MVB, and (3) which buildings would be more affected by shaking, among others questions. These are some questions that must be answered with the help of analyses such as the one presented here. Also, it is important to remember that the population is growing in this area at the fastest rate in Mexico.

For the MVB zone, due to the short source distance of urban centers to the possible causative faults, the risk posed by shallow local earthquakes may be larger than the risk due to the subduction earthquakes. The PGA amplitudes and their hypocentral distances (R_h) from this study are presented in

Table 7a. Relevant events in the Subduction zone region (SUB3 and SUB3).

Event No.	UTC Date (yyyy/mm/dd)	Location			Magnitude M_w
		Lat. ($^{\circ}$ N)	Long. ($^{\circ}$ W)	H (km)	
1	1985/09/19	18.14	-102.71	17.0	8.0
2	1985/09/21	17.62	-101.82	22.0	7.6
3	1988/02/08	17.45	-101.19	22.0	5.8
4	1989/03/10	17.45	-101.19	20.0	5.4
5	1989/04/25	16.61	-99.43	16.0	6.8
6	1989/05/02	16.68	-99.41	15.0	5.5
7	1990/01/13	16.82	-99.64	16.0	5.3
8	1990/05/11	17.12	-100.87	21.0	5.5
9	1990/05/31	17.12	-100.88	18.0	5.9
10	1993/05/15	16.47	-98.72	16.0	5.5
11	1993/10/24	16.65	-98.87	26.0	6.6
12	1995/09/14	16.48	-98.76	16.0	7.3
13	1996/03/13	16.59	-99.12	25.0	5.1
14	1996/03/27	16.36	-98.30	18.0	5.4
15	1996/07/15	17.35	-101.21	27.0	6.6
16	1996/07/18	17.44	-101.21	25.0	5.4
17	1997/01/21	16.42	-98.21	28.0	5.4
18	1997/12/16	16.04	-99.41	27.0	5.9
19	1998/05/09	17.5	-101.24	23.0	5.2
20	1998/05/16	17.27	-101.34	28.0	5.2
21	1998/07/05	16.81	-100.14	25.0	5.3
22	1998/07/11	17.35	-101.41	29.0	5.4
23	1998/07/12	16.85	-100.47	26.0	5.5
24	2001/09/04	16.29	-98.37	20.0	5.2
25	2001/11/10	16.09	-98.32	17.0	5.4
26	2002/06/07	15.99	-96.92	20.0	5.2
27	2002/06/07	15.96	-96.93	19.0	5.5
28	2002/06/19	16.29	-98.02	20.0	5.3
29	2002/08/05	15.94	-96.26	15.0	5.4
30	2002/08/27	16.16	-97.54	15.0	5.0
31	2002/08/30	16.76	-100.95	15.0	5.2
32	2002/09/25	16.80	-100.12	12.0	5.3
33	2002/11/08	16.28	-98.12	16.0	5.2
34	2002/12/10	17.36	-101.25	24.0	5.4
35	2003/01/10	17.01	-100.35	28.0	5.2
36	2003/01/22	18.62	-104.12	10.0	7.5
37	2004/01/01	17.27	-101.54	17.0	6.0
38	2004/01/01	17.32	-101.47	27.0	5.6
39	2004/02/06	18.16	-102.83	12.0	5.1
40	2004/06/14	16.19	-98.13	20.0	5.9

Information reported by Arroyo et al. (2010).

Fig. 8 and Table 8. In Table 8 we can see that the PGA on the Extoraz community site, where the EXT1 station was located, was close to 100 cm s^{-2} at around $R_h = 6.0 \text{ km}$ due to the largest earthquake from PES of $M_w = 3.5$. On the other hand, the PGA amplitudes within the MVB zone due to subduction earthquakes can be estimated through an attenuation relation reported by Clemente-Chavez et al. (2012) based on records within the MVB. For example, this attenuation relation estimates a PGA of 1.38 cm s^{-2} for an earthquake of $M_w = 7.1$ to a hypocentral distance of 523 km and a depth of 5 km (information of the event occurring on 20 March 2012 of $M_w = 7.1$; this is for a path between MVB sites and

Table 7b. Relevant earthquakes in the MVB region.

Event No.	UTC Date (yyyy/mm/dd)	Location Town, State	Location Lat. (° N)	Location Long. (° W)	H (km)	Magnitude M_w/m_b Ms
1 ^b	1568/12/27	Jalisco	≈ 20.1	≈ -103.6		7.5-7.8/-
2 ^b	1875/12/27	Near Guadalajara	≈ 21	≈ -103.9		7.1/-
3 ^a	1887/11/26	Pinal, Querétro	21.14	-99.63	-	-5.3
5 ^a	1912/11/19	Acambay, Mexico	19.83	-99.92	5-15	7.0 ^b /6.9
6 ^a	1920/01/04	Jalapa, Veracruz	19.27	-99.08	15.0	-6.5
7 ^a	1950/03/11	Ixmiquilpan, Hidalgo	20.35	-98.97	-	-4.9
8 ^c	1935/06/29	Michoacán	18.75	-103.50	-	6.9
9 ^a	1976/03/25	Cardonal, Hidalgo	20.62	-99.09	15.0	-5.3
10 ^a	1979/02/22	Maravatio, Michoacán	19.89	-100.18	8 ± 3 ^b	-5.3
11 ^a	1987/01/27	Actopan, Hidalgo	20.31	-99.21	15.0	-4.1
12 ^a	1989/09/10	Landa, Querétro	21.04	-99.43	10.0	-4.6

^a Information reported by Suter et al. (1996),
^b information reported by Zúñiga et al. (2003),
^c information reported by Singh et al. (1984).

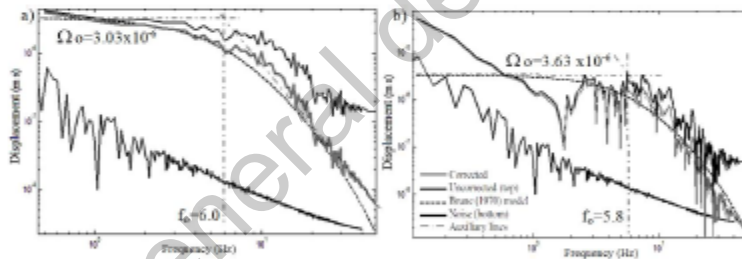


Fig. 6. (a) P-wave and (b) S-wave displacement spectrums from the largest earthquake in Peñamiller, corrected and uncorrected for attenuation, are shown. Spectral shape according to the Brune (1970) model and noise spectrum are also shown. The corner frequency f_0 and spectral flat level Ω_0 are identified.

subduction events). This estimation is consistent with the observed subduction earthquake in Oaxaca, which showed a maximum PGA of 1.3 cm s^{-2} recorded in Querétaro. Regarding the site amplification level observed in the PES, if the horizontal PGA is contrasted with the PGA from vertical component shown in the Fig. 5, in general it can be estimated that there is a site amplification of around 4 times in the horizontal ground motion with respect to the vertical. Finally, in Fig. 6 we see that the frequency range with the highest amplitudes, 0.5–6.0 Hz; this the range that can mainly affect buildings of up to 20 levels. These different scenarios show, in

principle (because at present there is not enough data to contrast), the higher risk due to the shallow earthquakes within the MVB zone than those of the subduction zone (except for Mexico City, which is a well known special case).

Another aspect observed in one of the seismic records was the existence of premonitory earthquakes for event No. 2 in Table 8 (Fig. 9). These earthquakes occurred 20 to 60 s before the main shock. When these premonitory earthquakes take place, they can be observed at short distances due to high signal/noise ratio. The importance of these earthquakes is the possibility of establishing an early warning for this region.

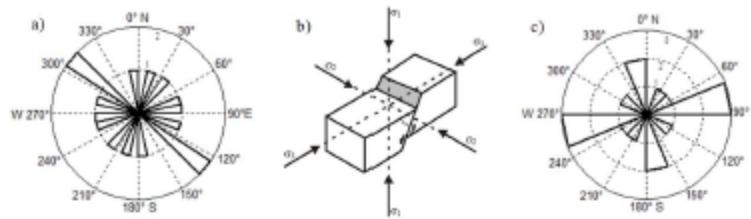


Fig. 7. Rose histograms: (a) Direction of maximum vertical (σ_1) and (c) minimum horizontal compressive stresses axes (σ_3). (b) A representation of the principal stress axes in a block-diagram of a normal fault.

Table 8. Amplitude of peak ground acceleration with respect to hypocentral distance from all events in each station.

Station	Event No. [M_w]							
	1 [2.1]	2 [3.0]	3 [2.9]	4 [2.5]	5 [3.5]	6 [3.2]	7 [2.7]	8 [2.9]
	Peak Ground Acceleration, PGA (cm s^{-2})/Hypocentral distance R_h (km)							
EXT1	4.66/6.11	27.23/6.02	9.28/6.01	8.26/5.93	93.63/6.19	36.24/6.41	7.82/6.42	8.12/5.74
PIL1	4.95/6.95	30.40/6.86	5.58/6.59	4.42/7.19	83.12/6.74	16.81/7.36	14.75/7.28	-
HIG1	0.69/13.92	1.91/13.88	0.50/14.36	0.52/12.39	3.44/14.41	-	-	-
HIG2	-	-	-	-	-	1.51/13.68	0.38/13.89	1.18/11.87
PEN2	-	-	-	-	-	-	-	4.91/6.14

PGA is root mean square of the horizontal components.

4 Conclusions

A sequence of small earthquakes occurred at the end of 2010 and beginning of 2011 near the town of Peñamiller, Querétaro, which is located at the northeast border of the seismogenic zone known as the MVB. In the MVB zone the seismic activity is not too frequent, but there are precedents of large earthquakes occurring there (e.g., Suter et al., 1996). From the study of the 2010–2011 Peñamiller Earthquake Sequence, several important aspects were found.

1. The seismic location and source parameters were estimated through an inversion process and spectral analysis, whereby the largest earthquake had a moment magnitude of $M_w = 3.5$, which corresponds to a source area with a radius of 0.5 km, with a normal fault of strike of 174° , dip of 77° and rake of -85° . This earthquake occurred on 8 February 2011 at 19:53:48.6 UTC at latitude 21.039° and longitude -99.752° and at a 5.6 km depth. This location is 7 km southeast from downtown Peñamiller and 3 km from the Extoraz community.
2. In general, all of the earthquake recordings correspond to normal faults. Thus, the lineaments of the geomorphological features and the results of the statistical analysis of the σ_1 and σ_3 stress axes are congruent with the extensional regimen, with east–west direction in agreement with that of the southern extension of the

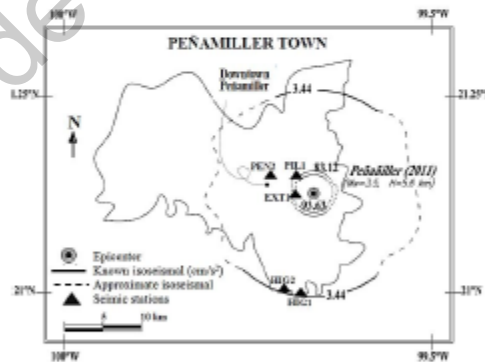


Fig. 8. Isoseismal of PGA amplitudes for the largest earthquake of $M_w = 3.5$, seismic stations and downtown Peñamiller are shown.

BR province. Furthermore, it is not far from the location of the largest historical event known to have occurred in the region (17 November 1887, $m_b \sim 5.3$), which Suter et al. (1996) attribute to the same stress province.

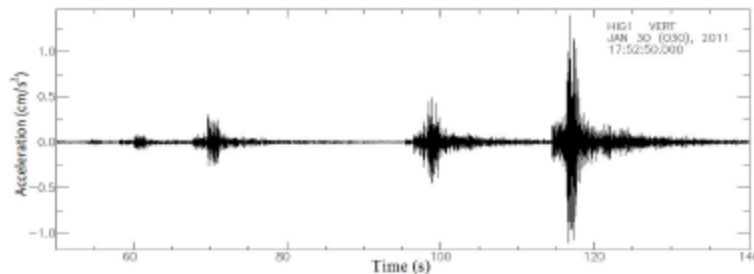


Fig. 9. Premonitory earthquakes for the event No. 2 of $M_w = 3.0$ are shown. The figure shows that there are between 20 to 60 s before of the main shock.

3. Twenty-four good quality acceleration seismic records were registered by a temporary seismic network from the UAQ. Six records correspond to epicentral distances less than 3.0 km, which are close to the seismic source of the largest event. With good quality records it is possible to see the P direct phase and to estimate the k attenuation value, among other things.
4. Most of the earthquakes discussed here have acceleration levels (up to 100 cm s^{-2} of PGA) greater than the largest acceleration values observed for subduction earthquakes in the north MVB area. This situation establishes the necessity of further study shallow earthquakes in central Mexico, since the hazard and risk posed by this type of events is very much neglected at this time.

Finally, this paper has presented seismic information, which helps to gain more insight into the tectonic situation of the central Mexico region.

Acknowledgements. The authors are grateful to CONACYT for its support in this research; and UAQ-PIFI 2012 for its financial partial support in the publishing process of this article. Alejandro Clemente Chavez wants to thank CONACYT-Mexico for their funded support of his PhD studies under the project number 227579; Gilberto Herrera Ruiz and Aurelio Domínguez González for their funded support in the installation of the temporary seismic network and its monitoring; María del Rosario Martínez López for her help with the SEISAN software; my students Edgardo Rocha Ugalde and José Luis Plancarte Escobar for their collaboration in the field work; and finally, referees and editor for their remarks, which made a better article.

Edited by: F. Guzzetti

Reviewed by: PhD Keffer and one anonymous referee

References

- Aguirre-Díaz, G. J., Nieto-Obregón, J., and Zúñiga, F. R.: 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, 2005.
- Alaniz-Alvarez, S. A. and Nieto-Samaniego, A. F.: El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 63–80, 2005.
- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., and Ferrari, L.: Effect of the strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-Mexican volcanic belt, *Geology*, 26, 591–594, 1998.
- Arroyo, D., García D., Ordaz, M., Mora, M. A., and Singh, S. K.: Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes, *J. Seismol.*, 14, 769–785, 2010.
- Bouchon, M.: A simple method for calculating Green's functions for elastic layered media, *B. Seismol. Soc. Am.*, 71, 959–972, 1981.
- Brune, J. N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997–5009, 1970.
- Clemente-Chavez, A., Arroyo, G., Moisés, Zúñiga Ramón, Figueroa Ángel, Pérez Miguel A., and López Carlos, S.: Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB); análisis por trayectoria: Guerrero-Querétaro, *Revista de Ingeniería Sísmica*, 87, 67–93, 2012.
- Del Gaudio, V., Pierri, P., and Calcagnile, G.: Seismogenic zonation and seismic hazard estimates in a Southern Italy area (Northern Apulia) characterised by moderate seismicity rates, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 161–174, doi:10.5194/nhess-9-161-2009, 2009.
- Demant, A.: Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 172–187, 1978.
- Demant, A.: Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano, *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 217–222, 1981.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., and Hernández-Bernal, M. S.: Volcanic record and

- age of formation of the Mexico City basin, *Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes GEOS*, 23, 120, ISSN 0186-1891, 2003.
- Fuentes, C.: Inversión de la estructura cortical del sur de México utilizando velocidades de fase y grupo de ondas superficiales, Master Thesis, Instituto de Geofísica, UNAM, 1997.
- García-Palomo, A., Macías, J., and Garduño, V.: Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico, *Tectonophysics*, 318, 281–302, 2000.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., and Ferrari, L.: Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. Conmemorativo del Centenario, Temas selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, 3, 227–285, 2005.
- Havskov, J. and Otemoller, L.: SEISAN: The earthquake analysis software, Institute of Solid Earth Physics, Norway, 2000.
- Henry, C. D. and Aranda-Gómez, J. J.: The real southern Basin and Range: Mid- to Late Cenozoic extension in Mexico, *Geology*, 20, 701–704, 1992.
- Johnson, C. A. and Harrison, C. G. A.: Neotectonics in central Mexico, *Phys. Earth Inter.*, 64, 187–210, 1990.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H.: Inversion of complex body waves – III, *B. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2335–2350, 1991.
- Martínez-Reyes, J. and Nieto-Samaniego, A. F.: Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México, *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 9, 33–50, 1990.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., and Rosas-Elguera, J.: Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 347–363, 1999.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., and Harakal, J. E.: K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 26, 109–158, 1987.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Perazzoli, V., Tiberi, M., and Turchetti, F.: Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 26, 177–194, 1987.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., and Ferrari, M.: Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 146, 353–364, 1988.
- Polonia, A., Torelli, L., Gasperini, L., and Mussoni, P.: Active faults and historical earthquakes in the Messina Straits area (Ionian Sea), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2311–2328, doi:10.5194/nhess-12-2311-2012, 2012.
- Rosas-Elguera, J. and Urrutia-Fucugauchi, J.: Tectonic control on the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico, *Int. Geol. Rev.*, 40, 350–362, 1998.
- Singh, S. K., Rodríguez, M., and Espindola, J. M.: A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981, *B. Seismol. Soc. Am.*, 74, 267–279, 1984.
- Singh, S. K., Mena, E., Anderson, J. G., Quana, R., and Lermo, J.: Source spectra and RMS acceleration of Mexican Subduction zone earthquakes, *PAGEOPH*, 133, 477–474, 1990.
- Singh, S. K., Iglesias, A., García, D., Pacheco, J. F., and Ordaz, M.: Q of Lg waves in the Central Mexican Volcanic Belt, *B. Seismol. Soc. Am.*, 97, 1259–1266, 2007.
- Sokos, E. N. and Zahradnik, J.: ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data, *Comput. Geosci.*, 8, 967–977, doi:10.1016/j.cageo.2007.07.005, 2008.
- Suter, M.: State of stress and active deformation in Mexico and western Central America in Decade of North American Geology, in: *Neotectonics of North America*, edited by: Slommons, D. B., Engdahl, E. R., Zoback, M. D., and Blackwell, D. D., *Geol. Soc. of Am., Boulder, Colorado, Decade Map*, 1, 401–421, 1991.
- Suter, M., Carrillo, M., López, M., and Farrar, E.: The Aljibes halfgraben – active extension in the transition zone between the trans-Mexican volcanic belt and the southern Basin and Range, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, 627–641, 1995.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., and Quintero-Legorreta, O.: Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican volcanic belt, *B. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1952–1963, 1996.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., and Carrillo-Martínez, M.: Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 693–703, 2001.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Rosas-Elguera, J.: Paleomagnetic study of the eastern sector of 21 Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico, *Tectonophysics*, 239, 61–71, 1994.
- Vipin, K. S., Anbazhagan, P., and Sitharam, T. G.: Estimation of peak ground acceleration and spectral acceleration for South India with local site effects: probabilistic approach, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 865–878, doi:10.5194/nhess-9-865-2009, 2009.
- Zúñiga, F. R., Pacheco, J. F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G. J., Espindola, V. H., and Nava, E.: The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 361, 229–238, 2003.

B.3. Efectos de Sitio sobre el MVB (Clemente-Chavez, 2014).

Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14, 1391–1406, 2014
 www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/14/1391/2014/
 doi:10.5194/nhess-14-1391-2014
 © Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.



Natural Hazards
 and Earth System
 Sciences 

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

A. Clemente-Chavez¹, F. R. Zúñiga², J. Lermo³, A. Figueroa-Soto², C. Valdés⁴, M. Montiel¹, O. Chávez¹, and M. Arroyo¹

¹División de Investigación y Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Querétaro, Centro Universitario, Cerro de las Campanas s/n, Querétaro, Querétaro, C.P. 76010, México

²Centro de Geociencias (CGEO), Juriquilla, UNAM, P.O. Box 1-742, Querétaro, Querétaro, C.P. 76001, México

³Instituto de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, México D.F., C.P. 04510, México

⁴Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán, México D.F., C.P. 04510, México

Correspondence to: A. Clemente-Chavez (aclemente09@alumnos.uaq.mx)

Received: 11 March 2013 – Published in Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.: 15 November 2013

Revised: 8 August 2013 – Accepted: 6 April 2014 – Published: 4 June 2014

Abstract. The Mexican volcanic belt (MVB) is a seismogenic zone that transects the central part of Mexico with an east–west orientation. The seismic risk and hazard of this seismogenic zone has not been studied in detail due to the scarcity of instrumental data as well as because seismicity in the continental regime of central Mexico is not too frequent. However, it is known that there are precedents of large earthquakes ($M_w > 6.0$) that have taken place in this zone. The valley of Mexico City (VM) is the sole zone, within the MVB, that has been studied in detail. Studies have mainly focused on the ground amplification during large events such as the 1985 subduction earthquake that occurred off coast of Michoacán. The purpose of this article is to analyze the behavior of site effects in the MVB zone based on records of shallow earthquakes (data not reported before) that occurred in the zone between 1998 and 2011. We present a general overview of site effects in the MVB, a classification of the stations in order to reduce the uncertainty in the data when obtaining attenuation parameters in future works, as well as some comparisons between the information presented here and that presented in previous studies.

A regional evaluation of site effects and Fourier acceleration spectrum (FAS) shape was estimated based on 80 records of 22 shallow earthquakes within the MVB zone. Data of 25 stations were analyzed. Site effects were estimated by using the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSr) methodology. The results show that seismic waves

are less amplified in the northeast sites of the MVB with respect to the rest of the zone and that it is possible to classify two groups of stations: (1) stations with negligible site amplification (NSA) and (2) stations with significant site amplification (SSA). Most of the sites in the first group showed small (< 3) amplifications while the second group showed amplifications ranging from 4 to 6.5 at frequencies of about 0.35, 0.75, 1.5 and 2.3 Hz. With these groups of stations, average levels of amplification were contrasted for the first time with those caused by the subduction zone earthquakes. With respect to the FAS shapes, most of them showed similarities at similar epicentral distances. Finally, some variations of site effects were found when compared to those obtained in previous studies on different seismicity regions. These variations were attributed to the location of the source.

These aspects help to advance the understanding about the amplification behavior and of the expected seismic risk on central Mexico due to large earthquakes within the MVB seismogenic zone.

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

1 Introduction

The MVB is related to the subduction of the Rivera and Cocos plates below the continental North American plate (Singh et al., 2007; Ferrari et al., 2012). In general, the regional tectonics in the MVB have shown to be of extensional type with the minimum compressive stress in the north–south direction (Suter et al., 2001). The stress state of the MVB area has been inferred largely from major structures – such as alignments, faults, and barriers of volcanoes and dikes (e.g., Suter et al., 1995) – because of the scarcity of instrumental seismicity data (Zuñiga et al., 2003). Several studies have suggested that due to the morpho-tectonic composition of the MVB, there are significant differences in the behavior of seismic signals originated from subduction earthquakes among sites within the MVB as opposed to other reception sites (e.g., Shapiro et al., 1997; Ferrer-Toledo et al., 2004; Cruz et al., 2009). These studies suggest that the site effects may differ within the entire MVB. However, at present time there are no detailed studies focusing on these characteristics. Most of the studies in the region (e.g., Singh et al., 1988a; Ordaz and Singh, 1992; Chávez-García et al., 1994; Sánchez-Sesma et al., 1995; Singh et al., 1995; Chávez-García and Cuenca, 1996; Reinoso and Ordaz, 1999; Montalvo et al., 2000; Chávez-García and Salazar, 2002) have emphasized the ground response within and around the Valley of Mexico (where Mexico City is located, hereafter referred to as VM).

The MVB is a zone of low seismicity compared to other seismogenic sources in Mexico. Few studies dealing with its seismicity characteristics in this region have been published (e.g., Astiz-Delgado, 1980; Suárez et al., 1994; Suter et al., 1996; Zuñiga et al., 2003; Quintanar et al., 2004). However, earthquakes have occurred in the past within the MVB which caused destruction including the 1568 Jalisco earthquake which had a magnitude M_w estimated between 7.5 and 7.8 (Suárez et al., 1994); the 1912 earthquake occurred in Acambay, State of Mexico, with $M_w = 7.0$ (Singh and Suárez, 1987) and the 1920 earthquake which took place near Jalapa, Veracruz with $M_s = 6.4$ (Suárez, 1992). These types of earthquakes represent an important risk due to their proximity to urban areas.

Previous studies on seismic signal behavior within the MVB, which have been based on the analysis of small zones of the MVB (mainly in or around the VM) have observed that there is variability in the amplified signal depending on the trajectories of analysis (e.g., Cruz et al., 2009) being significantly higher in the VM (e.g., Singh et al., 1988a, b; Shapiro et al., 1997; Reinoso and Ordaz, 1999). In the VM, amplitudes decrease rapidly toward the north (Figueroa, 1986), and the ground motion is commonly associated with longer durations (Kawase and Aki, 1989). The velocity of the seismic waves is slower as they propagate through the MVB, but higher velocities have been recorded in the north section of the MVB in comparison with the south (Shapiro et al.,

1997). Attenuation values show a low seismic quality factor (Q) $Q(Q(f) = 98 f^{0.72})$, as compared to the regional Q values ($Q(f) = 273 f^{0.66}$) (Ordaz and Singh, 1992), determined from analysis of seismic signals recorded at the extremes of a section of the MVB from south to north, including the VM (Singh et al., 2007).

Site effects are attributed to the response of shallow geology. In Mexico, several methods for the evaluation of site effects with the use of ambient noise and earthquake records have been carried out (e.g., Lermo, 1992; Lermo and Chávez-García, 1993, 1994a, 1994b). In particular the so-called standard spectral ratio (SSR) (Borcherdt, 1970) and the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSr) (Lermo and Chávez-García, 1993) have been used. The HVSr method which makes use of ambient noise data, has been employed for seismic microzonation studies worldwide, providing a reliable fundamental frequency (e.g., Nath et al., 2009; Abd El-Aal, 2010; Gosar et al., 2010). However, the HVSr method when employing data from earthquake signals, besides the fundamental frequency, allows for the estimation of a reliable amplification (Lermo and Chávez-García, 1993). Based on the HVSr method with the use of earthquake data, two types of seismic stations can be identified: (1) rock-ground and (2) soft-ground stations. This is possible since negligible site amplification (NSA) values at sites on rock is expected, while significant site amplification (SSA) values at sites on soft-ground (Castro and Ruiz-Cruz, 2005) should be found. However, SSA have occasionally been observed in rock sites (e.g., Tucker et al., 1984; Castro et al., 1990; Humphrey and Anderson, 1992). This classification of sites has been fundamental in several studies of seismic attenuation models in the world in order to confidently estimate how seismic amplitude decreases with distance (e.g., Joyner and Boore, 1981; Mandal et al., 2009). In Mexico, the evaluation of site effects has also helped to establish reliable attenuation models (e.g., Ordaz et al., 1989; García, 2006; Clemente-Chavez et al., 2012).

Several studies have included stations within the MVB that have been classified as with NSA, but they did not use the seismicity source types analyzed in this paper (e.g., Singh et al., 2006, 2007; Lozano et al., 2009; García et al., 2009), so currently there is no published study based on seismicity records within the MVB for sources also in the MVB. Even when there are seismic stations located within and around this region, which have been identified as having NSA (e.g., Castro and Ruiz-Cruz, 2005; Singh et al., 2006, 2007; García et al., 2009; Lozano et al., 2009), it is necessary to compare the level of amplification of each station due to local sources to the values observed for regional sources.

In this article, the evaluation of site effects and estimates of Fourier Acceleration Spectral (FAS) shapes focusing on the MVB seismogenic zone at regional level are presented for the first time. This was possible due to the existence of a growing number and better quality of seismic stations (broadband seismometers and accelerographs) in the MVB

Table 1. Earthquakes analyzed in this study.

Earthquake No.	Date	Latitude (° N)	Longitude (° W)	H (km)	M*	Epicentral Location (State)	Number Records	Epicentral Distance R (km)
1	18 Mar 1998	20.10	99.23	5	4.3	Hidalgo	6	69–85
2	27 Apr 1998	19.04	98.51	2	4.0	Puebla	1	13
3	4 Mar 2000	18.84	98.57	4	4.1	Puebla	3	26–110
4	12 Mar 2000	20.10	99.29	5	4.1	Hidalgo	3	134–190
5	5 Aug 2001	20.47	103.67	10	4.3	Jalisco	2	143 and 180
6	3 Nov 2002	19.26	98.04	2	4.0	Tlaxcala	2	65 and 182
7	16 Nov 2002	19.17	98.49	9	4.1	Puebla	5	18–226
8	4 Feb 2003	18.92	98.51	2	4.1	Puebla	2	21 and 120
9	28 Apr 2003	19.55	103.46	4	4.0	Jalisco	2	47 and 166
10	16 Nov 2003	19.18	98.97	7	4.0	Distrito Federal	13	11–242
11	5 Dec 2003	19.72	101.25	7	4.3	Michoacán	4	8–263
12	15 Dec 2003	20.35	99.07	4	4.0	Hidalgo	7	7–286
13	7 Oct 2004	20.81	103.48	5	4.2	Jalisco	2	219 and 268
14	5 Jun 2005	19.44	103.55	5	4.2	Colima	2	32 and 157
15	5 Dec 2007	18.64	102.22	4	4.1	Michoacán	2	27 and 153
16	29 Nov 2009	19.36	103.76	5	4.0	Colima	2	50 and 136
17	17 Apr 2010	20.38	98.96	2	4.1	Hidalgo	8	12–251
18	18 May 2010	20.27	99.04	3	4.3	Hidalgo	9	3–281
19	18 May 2010	20.35	98.92	5	3.6	Hidalgo	2	44 and 195
20	20 May 2010	20.34	98.89	2	3.9	Hidalgo	1	167
21	3 Oct 2010	19.48	103.52	6	4.0	Jalisco	3	25–203
22	8 Feb 2011	19.73	104.51	5	4.0	Jalisco	1	147

M* = Magnitude reported by Servicio Sismológico Nacional (SSN) (<http://www.ssn.unam.mx/>).

zone. We study the behavior of site effects in the MVB zone based on records of shallow earthquakes (data not reported before) that occurred in this region between 1998 and 2011. We furthermore provide a general overview of site effects in the MVB. A classification of the stations is also given to help future studies of attenuation parameters.

Site effect results based on the type of shallow seismicity of this study are compared with results of previous studies (e.g., Singh et al., 2006, 2007; Lozano et al., 2009; Castro and Ruiz-Cruz, 2005). These authors have reviewed only a few stations within or around the MVB based on in-slab seismicity and inter-plate seismicity. None of these studies have focused on showing regional site effect characteristics as presented in this study, much less with earthquakes occurring within the MVB. A discussion of some of the FAS shapes found is also given. Finally, a comparison of these results was made with the amplification levels that García et al. (2009) reported for a zone outside the MVB (an area between the Mexican Pacific coast and the MVB); due to the inter-plate seismicity that occurs in the Mexican Pacific. It has been shown that this inter-plate seismicity represents the greatest seismic hazard for central Mexico.

This study presents the first steps for the analysis of regional seismic hazard and risk due to the shallow seismicity present in the central zone of Mexico.

2 Data

A total of 80 records of 22 shallow earthquakes were used (see Table 1); of these, 77 records are of earthquakes with magnitudes between $4.0 \leq M \leq 4.3$ and the three remaining records correspond to two earthquakes of $M < 4$. These last three records were included for their contribution to a better evaluation of site effects at DHIG and JUR1 stations (located north of the MVB, see Fig. 1). All the selected earthquakes were recorded at epicentral distances within the range of 3.4 to 286 km and with depths of $H \leq 10$ km and occurred within the MVB during the period between 1990 and early 2011. The records were provided by the major seismic networks in Mexico (Tables 1 and 2)

For the purpose of obtaining a site effect average for each station, we selected only stations with at least two records. From this group, the first 13 stations in Table 2 were selected (12 seismographic stations and one acelerograph station). All records were converted to acceleration.

The remaining 12 stations in Table 2 (which have a single record) were analyzed trying to form groups of closely spaced stations to get their averages. Nine of these stations are located in the area of VM; and the three remaining stations are located in the states of Colima, Michoacan and Mexico. These nine stations were subgrouped according to the three known geotechnical zones within the VM (lakebed

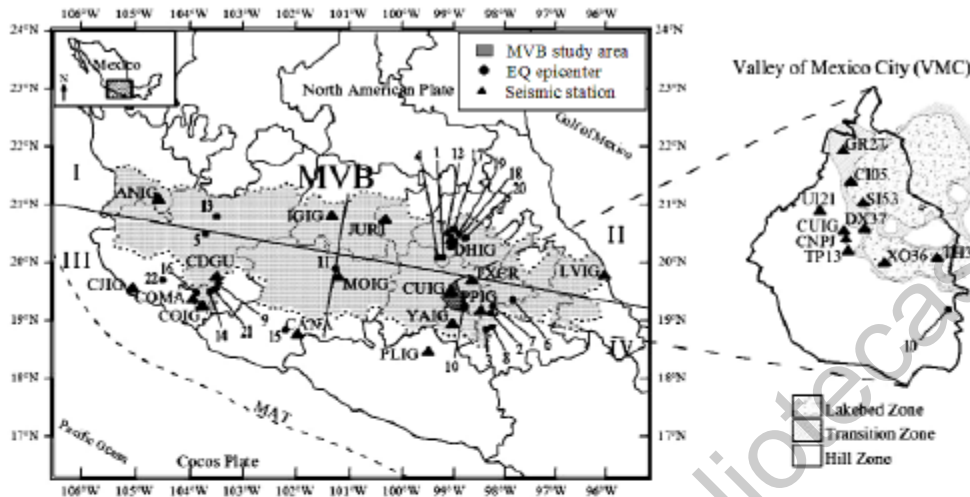


Figure 1. Map of the Mexican volcanic belt (MVB) according to Gómez-Tuena et al. (2005); Location of: epicenters in Table 1, seismic stations in Table 2, and the zone divided in quadrants (solid straight lines) are shown. To the right, the map of the VM located within the Distrito Federal, the stations, and the classification of the three geotechnical zones are also shown.

zone, transition zone and hill zone) (e.g., Reinoso and Ordaz, 1999) in order to obtain three representative H/V averages of each zone, (H/V represent the spectral ratio of the component horizontal to vertical. It was not possible to group the last 3 stations due to their geographic dispersion, so the site effects were estimated separately.

The location of earthquakes and the stations are shown in Fig. 1, a division of the zone in four quadrants is also shown and will be discussed later.

3 Methodology

The horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR) method (Lermo and Chávez-García, 1993) was used to estimate the site effects. First, the records were visually inspected to select signals that are complete and that had a good signal-to-noise ratio ($S/N \geq 2.0$). A baseline correction was applied to all the signals. For the spectral analysis only the strong ground motion was considered (this according to the criteria recommended by Castro et al., 1997), taking different time-window lengths of 5 to 40 s starting from the S-wave onset.

Two software packages were used for data processing: Degtra (Ordaz and Montoya, 2000) and Geopsy (Geophysical Signal Database for Noise Array Processing) (SESAME WP05, 2002). The results of these programs were compared because they have a different smoothing function in obtaining FASs, which are the basis to evaluate the H/V spectral ratios.

To determine the HVSR transfer functions, the FASs were calculated for the three components of each record. This is done automatically when estimating the H/V ratio with the Geopsy software. For the calculation of FAS for each selected window, a smoothing function defined in Eq. (1) (Konno and Ohmachi, 1998) was applied with a bandwidth coefficient of $b = 40$ and a 5% cosine taper-window. This type of smoothing function employs a different number of points at low and high frequency; its use is strongly recommended for frequency analysis (Konno and Ohmachi, 1998). The results are very similar in comparison with Degtra software results with a smoothing factor $F_S = 6$, which contains another type of smoothing function defined in Eq. (2). A comparison of these results is shown in Fig. 2.

$$A_s(f, f_c) = \left[\frac{\sin[\log_{10}(f, f_c)^b]}{\log_{10}(f, f_c)^b} \right]^4, \quad (1)$$

$$[A_s(f)]^2 = \frac{1}{N} \sum [A(f)]^2, \quad (2)$$

$$f_1 = f_2 \cdot 2^{(-1/N)} \quad f_2 = f_2 \cdot 2^{(1/N)}$$

In Eq. (1), $A_s(f, f_c)$ represents the smoothed amplitude; b , f and f_c are coefficients for band width, frequency, and center frequency, respectively. In Eq. (2), $A_s(f)$ represents smoothed amplitude based on frequency f . The sum is made in the range defined by frequencies f_1 and f_2 , of Eq. (3) and N is the number of points between frequencies f_1 and f_2 .

Table 2. Classification of the database by seismic network with its stations.

Institution	Seismic network	Station name	Site geology	Number of records			Instrument type
				/Station	/Network	/Network %	
Servicio Sismológico Nacional (SSN), Instituto de Geofísica (IG) Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)	SSN (IG-UNAM)	PPIG	Rock	10	62	77.5	Broadband seismographs. Most of them are composed of a STS-2 sensor and Q330 digitizer. Most of their recordings are at 80 samples per second (sps), while a few are at 100 sps.
		YAIG	Rock	9			
		PLIG	Rock	8			
		MOIG	Rock	7			
		CUIG	Rock	6			
		DHIG	Rock	6			
		CJIG	Rock	5			
		COIG	Rock	4			
		LVIIG	Rock	3			
		IGIG	Rock	2			
ANIG	Rock	2					
Centro de Geociencias (CGEO) in Juriquilla, Querétaro, Campus UNAM	CGEO (UNAM)	JUR1	Rock	4	4	5.0	Broadband seismograph. Composed of a Trillium 120P sensor and a Taurus digitizer. All its records are at 100 sps.
Instituto de Ingeniería (II), UNAM	II- (UNAM)	CDGU	Rock	2	5	6.3	Accelerographs. With Etna episenor. Their records are at 100, 200 or 250 sps.
		COMA	Rock	1			
		CANA	Rock	1			
		TXCR	Rock	1			
Centro de Instrumentación y Registro Sísmico A.C. (CIRES)	CIRES	CM05	Clay	1	8	10	Accelerographs. Models SSA-1 and RAD-851. Most of their recordings are at 200 sps, while a few are at 100 sps.
		GR27	Clay	1			
		UI21	Sand	1			
		DX37	Clay	1			
		SI33	Clay	1			
		TH35	Clay	1			
		TP13	Sand	1			
		XO36	Clay	1			
Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED)	CENAPRED	CNPJ	Rock	1	1	1.2	Accelerograph. Model Almus K2. Its record is at 100 sps.
				80			

The results of both programs did not show significant differences. Each program had advantages according to the available tools. Geopsy software was used to evaluate spectral ratios H/V , and Degtra software to estimate FAS shapes separately for each horizontal component.

We obtained HVSR transfer functions for all the records of the 25 stations. For this purpose H was defined as the square average of FAS of the horizontal components. Afterwards, for each group of earthquakes recorded at each station site, H/V averages were calculated with their standard deviations and plotted on a logarithmic scale.

Finally, FASs were obtained for each horizontal component of records of earthquakes with greater azimuthal coverage. This was performed with the aim of qualitatively analyzing the behavior of the shapes and amplitudes in the FASs for different trajectories of seismic wave propagation.

4 Results and discussion

Figure 3 shows averages and standard deviations of the H/V spectral ratios for the 13 stations analyzed as well as for the

three zones within the VM (Fig. 1) in order to estimate the site effects. Moreover, Table 3 shows all the estimated site effects grouped by quadrants in the MVB. Results are given for the fundamental frequency (f_0), the amplification factor (A_0) and values of other peaks in frequencies with smaller amplitudes.

Most of the ratios of Figs. 3 and 4 show a greater and more frequent variability at a frequency of about 0.5 Hz as compared to other frequencies. This coincides with the observations of Singh et al. (2007) who analyzed inter-plate earthquake data from two stations in order to estimate Q for a strip in the MVB. On the other hand, Table 3 and Fig. 5 show that stations LVIIG, DHIG, JUR1 and MOIG can be considered as reference stations to estimate relative amplification in the MVB zone, due to a low A_0 ($A_0 < 2.7$), as well as an almost flat level in the H/V spectral ratio.

With the objective of providing a general overview of site effects in the MVB, in Fig. 5 we include the H/V spectral ratio averages shown in Fig. 3, as well as three evaluations of site effects at stations with a single record (COMA, CANA and TXCR). This information is plotted as a function

Table 3. Results of the estimation of site effects grouped by quadrants in the MVB. It shows the following: fundamental frequency identification (f_0), amplified factor (A_0), the classification of the amplification level at each seismic station site, values of other peaks at frequencies with smaller amplitudes and the number of records used in each evaluation of the sites.

Quadrant no.	Station name or zone	f_0 (Hz)	A_0	Classification of the site amplification level	f_1 (Hz)	A_1	f_2 (Hz)	A_2	f_3 (Hz)	A_3	Number of Records
I	ANIG	16.58	4.97	S	0.25	3.36	0.35	3.29	-	-	2
	IGIG	0.75	6.20	S	23.59	5.80	14.82	5.80	-	-	2
II	JUR1	0.37	2.52	N	0.92	2.20	2.10	2.45	4.56	2.40	4
	DHIG	0.50	2.46	N	0.25	2.13	0.35	1.78	-	-	6
	LVTG	0.45	2.23	N	1.65	1.95	2.89	2.16	5.06	2.00	3
	MOIG*	0.20	2.65	N	0.13	2.43	0.40	2.31	1.00	2.07	7
III	CDGU	0.35	4.02	S	8.19	2.95	9.85	3.31	-	-	2
	CJIG	1.94	2.26	N	0.67	2.23	0.23	2.19	-	-	5
	COIG	0.28	4.64	S	1.30	3.72	2.17	3.37	-	-	4
IV	CUTG	0.17-0.22	5.05-4.93	S	0.70	3.40	10.75	2.54	-	-	6
	PPIG	12.52-14.01	5.53-5.61	S	0.67	4.20	0.05	4.19	0.35	4.05	10
	YAIG	0.70	3.35	N	0.40	2.75	4.05	2.37	-	-	9
	PLIG	0.35	3.81	N	-	-	-	-	-	-	8
	HILL	0.60	5.83	S	1.07	3.98	-	-	-	-	3
	TRANSITION	1.33	11.56	S	1.07	11.11	0.33	3.82	0.13	3.16	2
	LAKEBED	0.67	9.48	S	-	-	-	-	-	-	4

S = Significant, N = Negligible. * Considered in quadrant II, due to its behavior in H/V spectral ratio, in addition to its central location in the MVB.

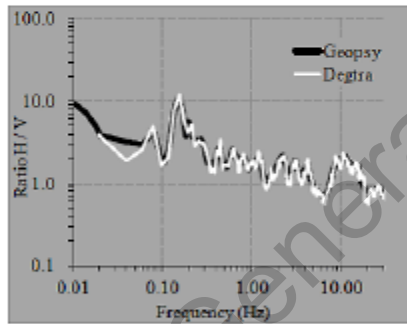


Figure 2. Comparison of H/V results of the Geopsy and Degtra softwares are shown. Observe that the ratios are similar although the smoothing functions are different.

of period and according to its geographical position associated to each site. Information of this type is often used to relate with the structural periods in order to evaluate the expected damage due to an earthquake.

Figure 5 shows the following key points in each MVB quadrant:

1. The sites evaluated in quadrant II indicate lesser amplifications than the sites at other quadrants. On the contrary, the greatest amplifications of seismic signals oc-

cur – in decreasing order – at sites in quadrants I, IV and III, with an amplification factor of up to 6.2, mostly at low frequencies of 0.1 to 2 Hz (or 10 to 0.5 s);

2. All sites of the four quadrants have up to three peaks with amplitudes of around 2, except for PLIG, which presents a single well-defined peak. This could be a clear difference in site effects for stations within and outside the MVB, since PLIG is regarded as outside the MVB. CJIG station, also outside the MVB, shows similar behavior.
3. Important differences on the averages of site effects for two of the three zones within the VM were identified with respect to those given by Reinoso and Ordaz (1999) in their analysis based on large earthquakes (magnitude between 7.4 and 8.1) of the subduction type. In the transition zone our results are similar to those of Reinoso and Ordaz (1999). On the other hand, in the southern part of the lakebed zone, our results do not show large values (values between 50 and 75) of amplification in the range of 3 to 4 s as those obtained by these authors for this period. However, our results agree with them in a second peak at approximately the 1.5 s period with amplification of about 10.

The results of Table 3 were further used to classify the stations. This classification is consistent with the criteria proposed in previous studies on site effects in Mexico (e.g.,

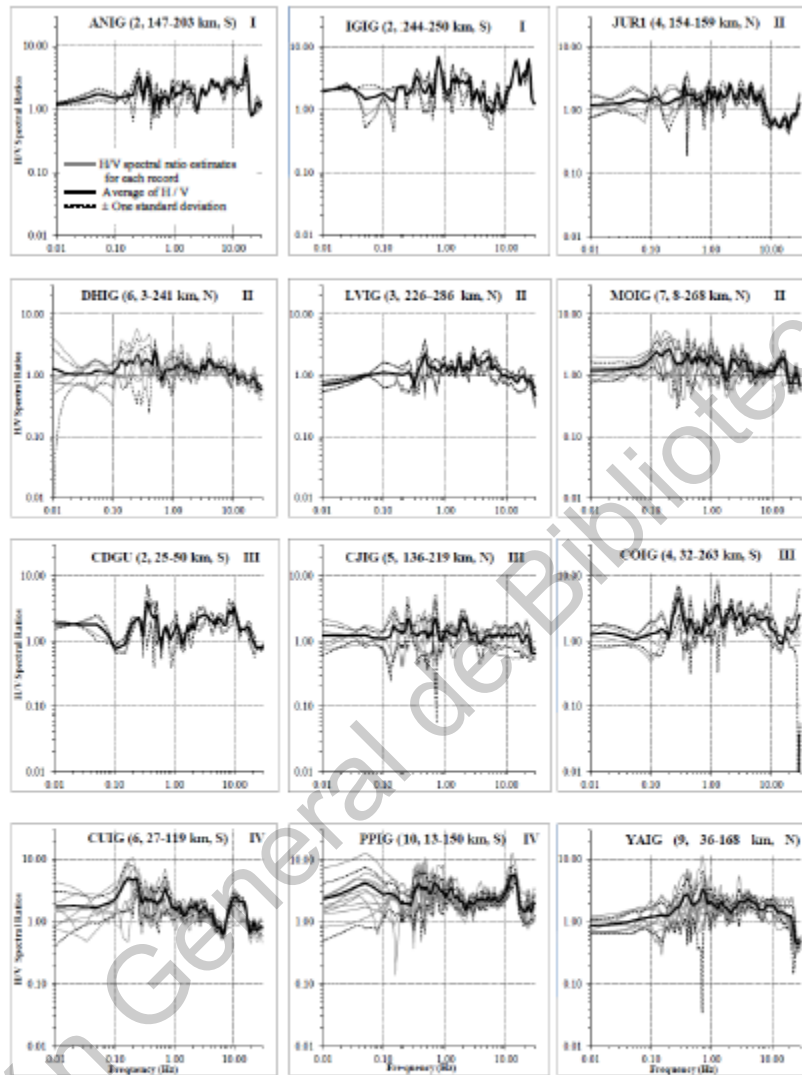


Figure 3. Averages of H/V spectral ratios \pm one standard deviation for all stations are shown. The headers in each graph correspond to the following nomenclature: Station (Number of records, epicentral distance range in km, site classification: N = negligible site amplification or S = significant site amplification) and quadrant number.

Lermo and Chávez-García, 1993; Bard, 1999; Castro and Ruiz-Cruz, 2005; García et al., 2009). They consider a site as having an NSA when A_0 is $\leq 2.5-3.0$ at the fundamental frequency f_0 (as it occurs for most hard-rock sites) and, conversely, they assign an SSA label to sites with $A_0 > 3$.

Thus, seven stations (JUR1, DHIG, LVIG, MOIG, CJIG, YAIG and PLIG) present NSA and six (ANIG, IGIG, CDGU, COIG, CUIG and PPIG) have SSA. However, in this study, YAIG and PLIG stations were placed in the group of stations with NSA, even though they showed amplifications between

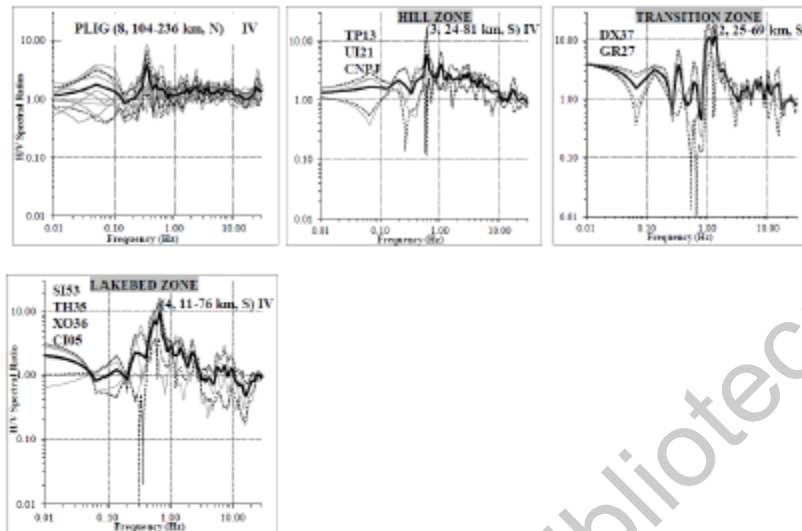


Figure 3. Continuation of Fig. 3. The last three graphs correspond to averages of grouped stations within each geotechnical zone in the VM, this according to the Fig. 1.

3.35 and 3.81. This is because: (a) they have a flat response ($H/V < 2$) for most of the frequency range (0.01 to 30 Hz) (see Figs. 3 and 5); and (b) their site amplification values do not significantly alter the average for this group of stations (see Fig. 4).

In order to show the behavior and differences between the two groups of stations (with classification NSA and SSA), we estimated the averages for both groups. These averages are shown in Fig. 4, which indicate that the main differences lie in the low frequency range of 0.1–1.0 Hz. The averages of the three zones within the VM were not considered in the above averages because they do not represent the general characteristics of the MVB, due to the large amplifications observed for that particular region. Only CUTG station has been included for such averages since its H/V ratio is close to those which represent site effects within the MVB.

Of the stations analyzed in this study it is clear that a low amplification occurs in quadrant II, compared to the rest of the MVB area. The causes of this behavior can be due to the wave velocity in the north being higher than in the southern part of the MVB as reported by Shapiro et al. (1997) for a strip in the zone. These authors associated this low velocity zone with the migration of volcanic activity from north to south, such as reported in Robin (1981). Recently, Singh et al. (2007) reported a higher attenuation, – low Q – in the northern part of the MVB with respect to the forearc (based on the station DHIG). Jödicke et al., 2006 also showed a correlation between this low Q and a low resistivity region.

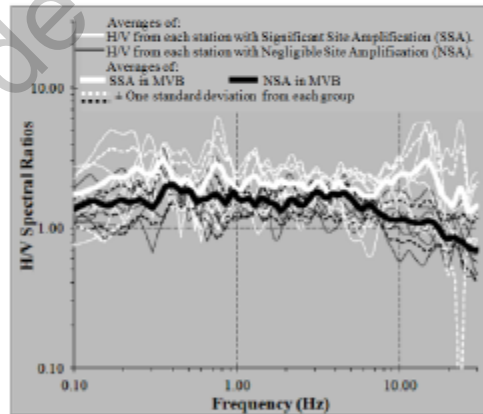


Figure 4. Comparison of the behavior and differences of site amplification between the two groups of stations within the MVB: (1) with SSA and (2) with NSA. Both groups are shown with ± 1 standard deviation. Observe that the main differences are in the low frequency range of 0.1–1.0 Hz. Averages of all the stations, which form each group, are also shown.

From the above arguments, and according to our results, this behavior might cover a larger area within the MVB, delimited by quadrant II.

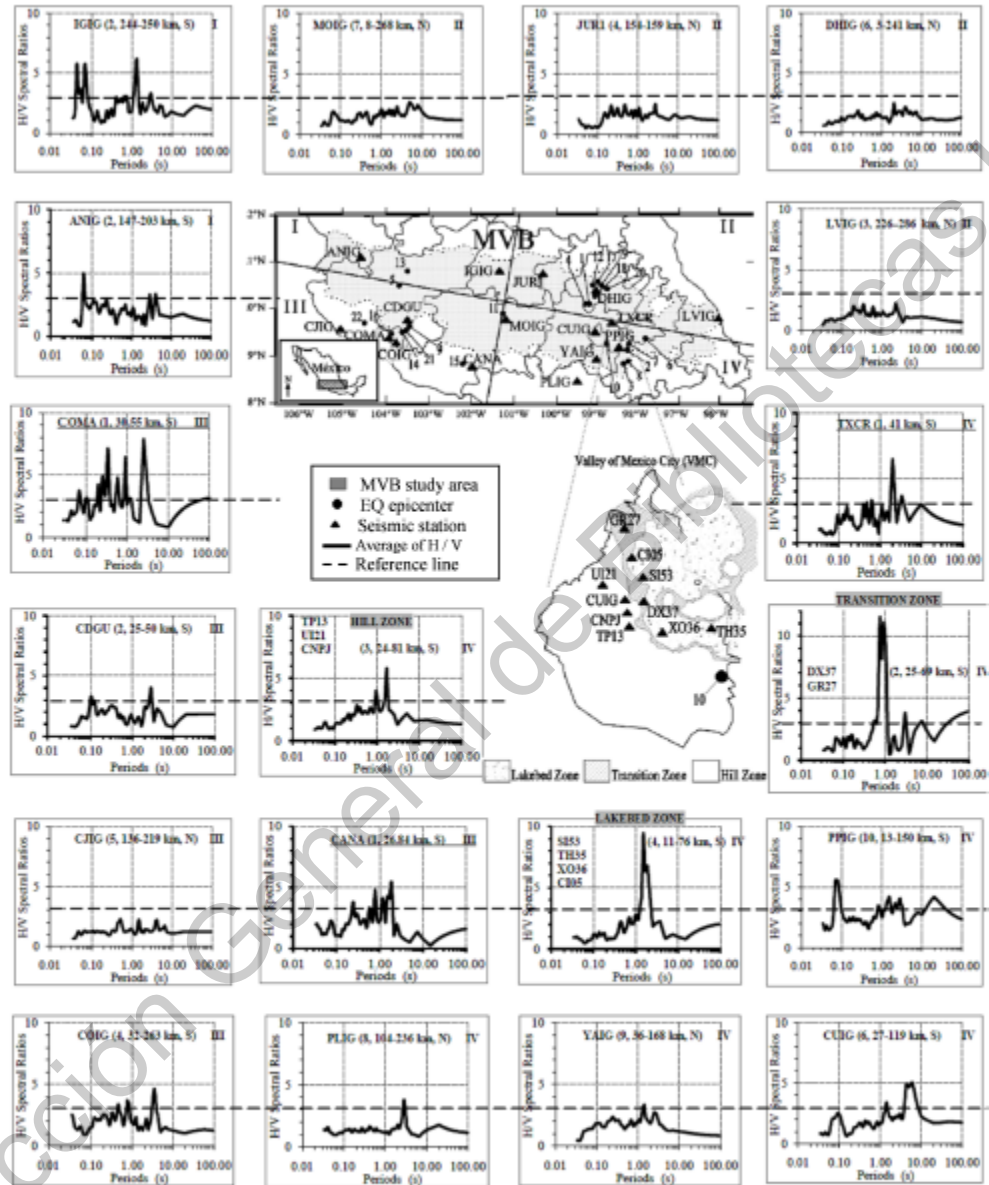


Figure 5. A general overview of site effects in the MVB is shown. Note: a smaller site amplification in the northeast part of the MVB (quadrant II) than those of the other quadrants. (the three stations with a single record: COMA, CANA and TXCR are also included).

Table 4. Comparisons of A_0 and f_0 (at sites of stations), reported in previous studies with the results of this study.

Authors	ID Station	Previous studies		This study		Increase in A_0
		f_0 (Hz)	A_0	f_0 (Hz)	A_0	
Castro and Ruiz-Cruz (2005)	YAIG	≈ 5.0	≈ 2.5	0.7	3.35	34 %
Singh et al. (2007)	PLIG	$\approx 0.7-0.8$	< 2.0	0.35	3.81	91 %
	DHIG	$\approx 0.5-0.6$	< 2.0	0.5	2.46	23 %
Lozano et al. (2009)	CUIG	0.2-0.7	1.0-3.0'	0.17-0.22	5.05-4.93	68 %
	PLIG	$\approx 4.0-5.0$	< 1.5	0.35	3.81	154 %

(\approx results observed in their results).

With respect to FAS, several FAS shapes of the horizontal components were estimated, in order to compare the decay of the amplitudes at each signal frequency with respect to the epicentral distance. This was made for earthquakes 10, 17 and 18 in Table 1, which have the largest number of records in quadrants I, II and IV, despite having a similar magnitude. The locations and FAS shapes of these earthquakes for each site are shown in Fig. 6. From this, the following aspects can be discerned:

1. In quadrants II and IV, the FAS estimated near the source of earthquakes 10 and 18, registered at YAIG and DHIG at distances of 37 and 3 km, respectively, show that their largest amplitudes occur at high frequencies (range 15 to 20 Hz). These FASs are similar to the FASs at the source according to the model presented by Hadzon (1996);
2. In records at distances greater than 100km, the highest amplitudes of the FAS shapes are in the range of frequencies from 1 to 10 Hz. This occurs at sites in quadrants I, II and IV, except for YAIG station, which retains its highest amplitudes at high frequencies of around 21 Hz;
3. The values of the maximum amplitudes are very similar between quadrants I, II and IV, except for earthquake 17, recorded at stations IGIG, MOIG and PLIG. It showed greater attenuation at low frequencies ($f \leq 6$ Hz) than at high frequencies (about 15 Hz);
4. The FAS shapes obtained from each horizontal component for each record showed little variability between them. The largest difference takes place at low frequencies (less than 1 Hz).

In Fig. 7, an analogous analysis to that shown in Fig. 6 was made for earthquake no. 11 whose epicenter is in the center of the MVB, recorded in three sites located in quadrants II, III and IV. There was a fourth record at MOIG station, which is located at a close distance from the epicenter ($R = 8.5$ km). The three records are from DHIG, COIG and PLIG stations, with similar epicentral distances (with an average of $R = 247$ km). Key points from this analysis are:

1. The FAS obtained close to the source, from the record in MOIG station, shows its maximum amplitudes at about 1 Hz as opposed to previous cases, in which their maximum amplitudes appeared at high frequencies (range 15 to 20 Hz), for similar epicentral distances (3 and 12 km) as MOIG station ($R = 8.5$ km);
2. When the four FAS shapes are superimposed (Fig. 7g), it is clear that the signal at DHIG presents larger attenuation in the 0.3 to 10 Hz frequency range;
3. To better understand the latter point, the seismograms recorded at the four stations are shown in Fig. 7f. In DHIG record, smaller amplitudes are observed at high frequencies as well as, partially, at low frequencies compared to the other north-south records.

Comparing our results to those from previous studies, we find the following.

Chávez-García and Tejada-Jácome (2010) presented an evaluation of site effects in Tecoman, Colima, Mexico, an area close to the MVB. These authors used inter-plate earthquake records with epicentral distances of about 100 km. In their results they reported two peaks. The first peak is the fundamental frequency of the site that varies between 0.5 and 0.7 Hz, with an amplification factor that varies between 6 and 8. A second smaller amplitude peak was also shown in their results, with an amplification of about 4 in the range of 1.2 to 2.1 Hz.

Of all the sites analyzed in the present study, the closest to Tecoman is the COIG station. In the present study, three well-defined peaks instead of only two were identified for that site. The first peak corresponds to a fundamental frequency $f_0 = 0.28$ Hz with amplification factor $A_0 = 4.64$; these values differ from those reported in the Tecoman study. The two other peaks ($f_1 = 1.30$ Hz with $A_1 = 3.72$ and $f_2 = 2.17$ Hz with $A_2 = 3.37$) are similar to the second peak values reported in the Tecoman study.

Site amplification averages from the MVB are contrasted for the first time to averages for other trajectories (within the subduction zone) which do not cross the MVB. The latter observations were García et al. (2009). The results of these authors were based on records of inter-plate seismicity that

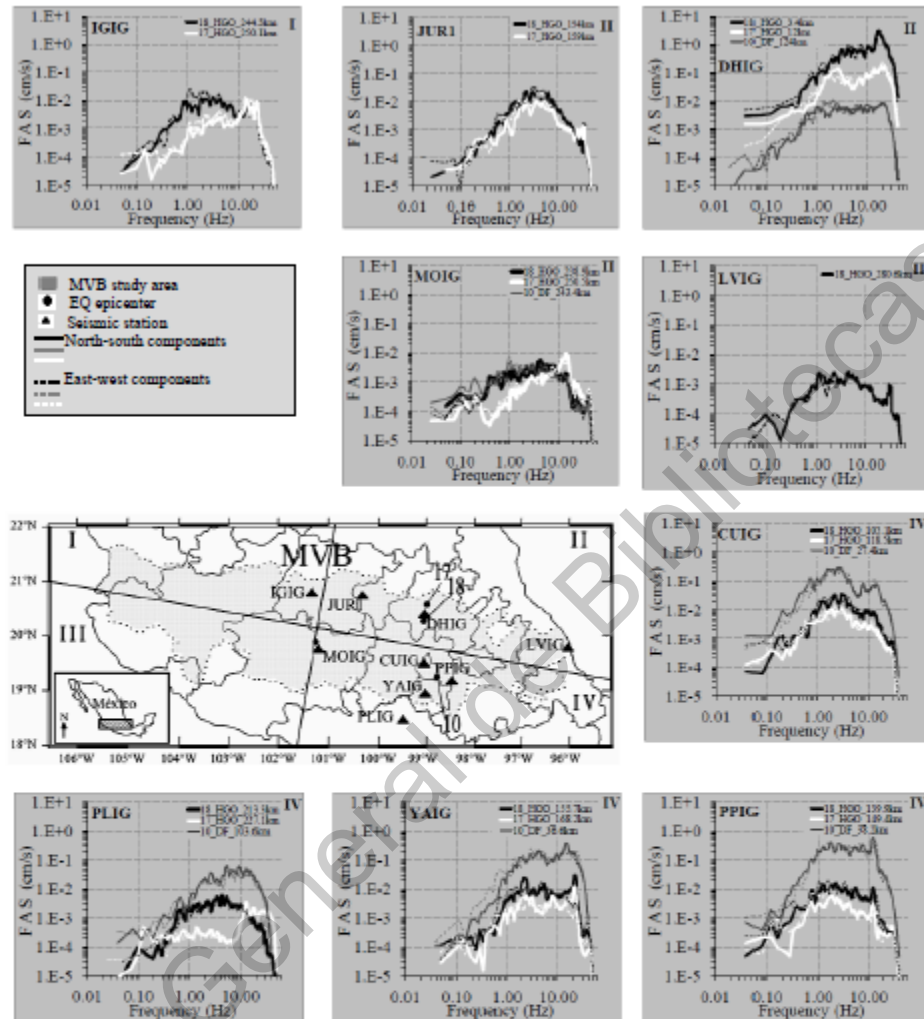


Figure 6. Comparisons of the amplitudes decay among the Fourier acceleration spectra (FAS) of earthquakes 10, 17 and 18 recorded in different places within the MVB are shown (earthquakes of the Table 1 with the largest record number and similar magnitude $M = 4$). FAS shapes correspond to the horizontal components. The legends in each graph indicate: earthquake number, epicenter location, and epicentral distance. (HGO = Hidalgo State, DF = Distrito Federal).

occurred at the Mexican Pacific coast. They obtained H/V averages for two groups of stations with NSA: (a) a group of inland stations and (b) a second group made up of coastal stations (see Fig. 8). Figure 8 shows the differences in site amplification averages of stations on rock at regional level, classified with NSA, outside and inside of the MVB. As seen

in Fig. 8, an amplification factor of up to 1.5 times at a frequency of 0.36 Hz, is shown for MVB stations with respect to the amplification level of inland stations. On the other hand, when compared with coastal station averages, the behavior is similar. This similarity may be due to the proximity to the seismic source. In frequency ranges from 1 to 5 Hz, the

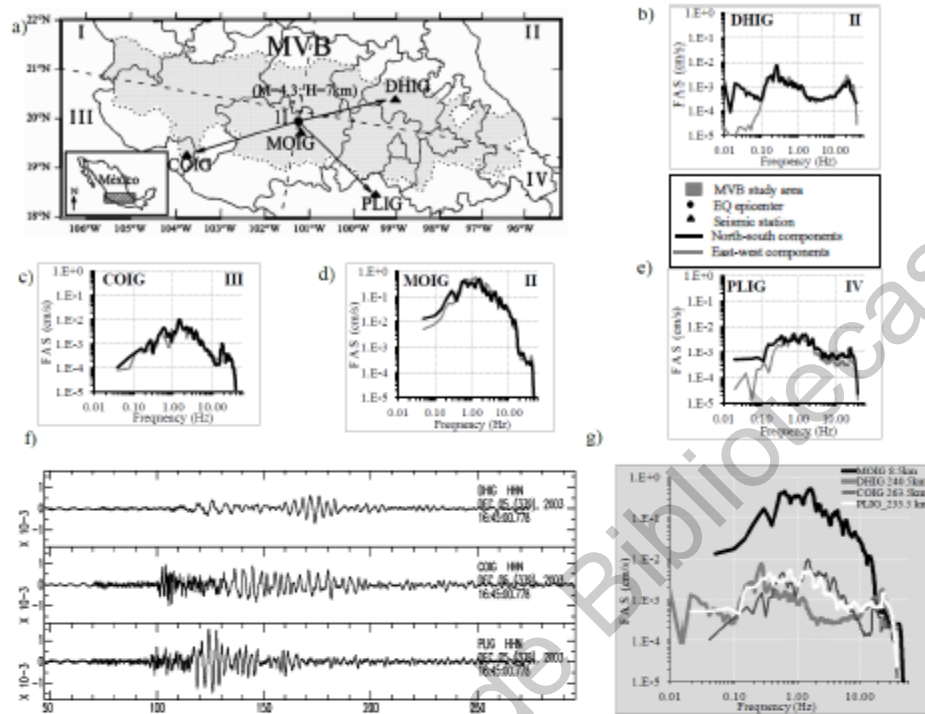


Figure 7. In the panels (a–e) Fourier acceleration spectra (FAS) of earthquake 11 for the station sites MOIG, COIG, PLIG and DHIG (with similar epicentral distances) are shown; in panel (f) seismograms of the north–south component of the COIG, DHIG and PLIG stations (where the DHIG station shows longer periods than the other stations) are also shown; and in panel (g) FAS shapes of the north–south components of the four stations are superimposed, where the greater attenuation is observed at DHIG site (at frequencies of 0.3 to 10 Hz) with respect to COIG and PLIG sites.

average levels of amplification at MVB station sites are very similar to the levels of both groups of stations (inland stations and coast stations).

Finally, Table 4 shows other comparisons of A_0 and f_0 from previous studies (which were based on inter-plate seismicity), with the results of this study. This is for specific stations. In general, the main differences are in A_0 with an increment to up a 150% compared to previous studies.

Regarding the instrumental response correction, it was done based on the generic value of station gain provided by Servicio Sismológico Nacional (SSN) from an instrument calibration sheet (station with STS-2 sensor and Q330 digitalizer). On the other hand, we did some tests for the instrumental response correction (deconvolution process) with two methods, in order to compare and validate our H/V results. First, we performed a deconvolution process (with use of the constant, poles and zeros; from factory information) and second, with the use of the value of station gain;

this was performed for the JUR1 station (Trillium 120 – TR120-broadband seismograph with similar instrumental flat response to the SSN stations), for which we have the complete information from factory (see technical information in Figueroa et al., 2010). The H/V results are shown in Fig. 9, where we can see that the H/V shapes are identical. This is due to the range of frequency content of the analyzed earthquakes in our study (0.01–40 Hz) which are within the flat range of the typical instrumental response for broadband seismographs. Thus, we performed the same procedure for all the SSN stations.

We also dealt with the difficulty obtaining reliable H/V results for low frequencies (< 2 Hz) with accelerometer data, which is a common problem for these instruments. This problem was studied in detail by Chávez-García and Tejeda-Jácime (2010), where they reported that accelerometers (like K2) have problems providing good H/V results at frequencies below 2 Hz. However, if the ambient noise level is higher

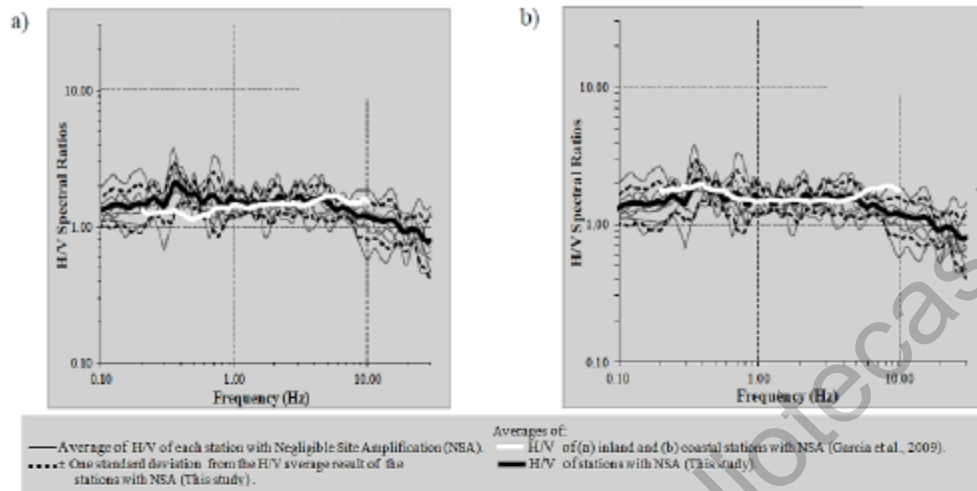


Figure 8. Comparisons of averages of site effects with NSA between those reported by García et al. (2009) – sites with trajectories in the subduction zone – and the results of this study are shown. The results of García et al. (2009) are shown for (a) inland stations and (b) coastal stations, this based on records of the inter-plate seismicity of the Mexican Pacific coast. Observe: in (a) an higher amplification factor in MVB sites than the amplification level of inland stations, this of up to 1.5 times at the frequency of 0.36; and in (b) the comparison between the MVB sites with averages of the coastal stations, the behavior is similar.

than the amplitude of the electronic noise of the instrument, then the H/V results are excellent. In our study, we have accelerometer data, but these are records at close epicentral distances (11–81 km) within the Mexico City area, where the ambient noise is much higher than the electronic noise level; furthermore our H/V results are acceptable because we can identify clear peaks for the fundamental frequencies of 0.6–1.33 Hz (this in last three graphics of the Fig. 3).

Another point worth discussing is the possibility that the different choice of the window employed in our analysis might bias the estimation of the fundamental frequency, in particular with reference to the results shown in Table 4. Thus, we performed a test with two different windows. We selected only the S-wave trend, with the criteria according to Castro et al. (1997), and compared it to our results from the whole record. The record used was the same from JUR1 station shown in Fig. 9. The H/V results are displayed in Fig. 10. Using an S-wave window alone as opposed to the complete record, we can see that both show the same frequency peaks; the only difference being lower amplitudes at low frequencies. This effect is similar to the effect reported by Parolai and Richwalski (2004) when the choice window is different.

5 Conclusions

The Mexican volcanic belt (MVB) is a seismogenic zone that has not been studied in detail in terms of its hazard. This is due to the scarcity of data and the low seismicity in the continental regimen of central Mexico. However, there are precedents of large earthquakes (M_w magnitude greater than 6.0) within the MVB. In this study, seismic data from this seismogenic zone were gathered in order to advance the understanding about the expected regional hazard and seismic risk in central Mexico. Eighty records of 22 shallow earthquakes (obtained from 25 stations belonging to the main seismic networks of Mexico during the last 13 years) that occurred within the MVB zone were used to determine site effects and Fourier Acceleration Spectra (FAS). The purpose of this study was to show a general overview of the behavior of site effects in the zone, a classification of seismic stations and to compare with previous studies.

In general, our study yielded the following results:

1. A difference in the level of amplification in the MVB zone was identified. Our results show that site effects in the northeastern part of the MVB present a lesser level of amplification compared to the rest of the zone. This difference coincides with the results of Shapiro et al. (1997) in their study of a strip (north to south) of the MVB across the Valley of Mexico. However, in the present study the results showed that this

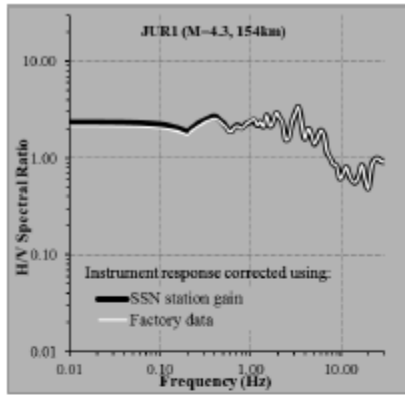


Figure 9. Example of instrumental response correction with two methods: SSN station gain and factory data. The H/V results show identical shapes. The earthquake record used corresponds to the number 18 of the Table 1 with magnitude 4.3 and epicentral distance of 154 km.

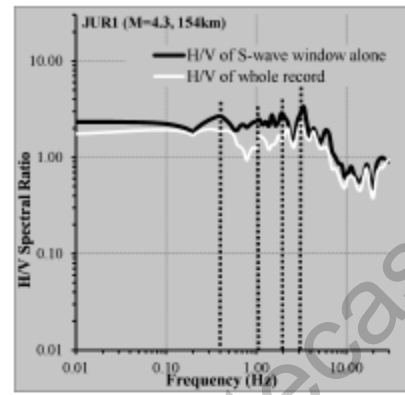


Figure 10. Comparison of H/V results with the use of different window longitude to analysis. The dotted lines show the same peaks at same frequencies in both H/V shapes.

behavior covers a greater area of the MVB, corresponding to approximately a quarter of the total MVB area. The average H/V spectral ratios indicate an amplification factor of 2.5 at a frequency of 0.38 Hz. On the other hand, the attenuation of the signals was analyzed qualitatively with FAS shapes to examine the difference in behavior (e.g., frequency ranges for the maximum amplitudes) between different propagation trajectories within the MVB. FAS shapes obtained for the horizontal component records showed a uniform behavior within the MVB, mainly for frequencies $f \geq 1$ Hz. However, only one trajectory showed greater attenuation in the northeast part of the MVB. This trajectory starts from the center to the northeast of the zone (see Fig. 7).

2. From the 13 stations on rock sites analyzed, two groups were identified: (1) seven stations with negligible site amplification (NSA) and (2) six stations with significant site amplification (SSA). The first group of stations in general showed amplification factors of 4 to 6.5 at frequencies of about 0.35, 0.75, 15 and 23 Hz. From this classification, the first group shows an amplification average similar to the sites analyzed by García et al. (2009) for coastal stations, which were also classified as negligible.
3. NSA and SSA average levels of amplification based on shallow seismicity within the MVB region are analyzed for the first time. We observed amplification differences with respect to the zones outside of the MVB (in particular between the Mexican Pacific coast and the MVB). The most important difference is that in the MVB there

is an amplification of up to 1.5 times more than that found by García (2009) for the Pacific coast in the frequency of 0.36 Hz. This result highlights the relevance of further studying the hazard within the MVB.

Finally, the dependence of site effects results on the characteristics of the source was analyzed. Variations of site effects were found when compared to those obtained in previous studies on different seismicity regions. These variations were attributed to the location of the source. Moreover, we identified more than one peak as the fundamental frequency (we attribute such behavior as typical of the MVB), as opposed to previous studies, in which only one peak was identified.

Acknowledgments. The authors are grateful to CONACYT, Engineering Institute-UNAM, Geosciences Center-UNAM, Institute of Geophysics-UNAM, CIRES and CENAPRED for their support and collaboration in this research. In particular to Mario Gustavo Ordaz Schroeder for his help in obtaining the data. Finally, Alejandro Clemente-Chavez wants to thank CONACYT-Mexico for this funded support for his PhD studies under the project number 227579.

Edited by: T. Glade
Reviewed by: three anonymous referees

References

Abd El-Aal, A. K.: Ground motion prediction from nearest seismicogenic zones in and around Greater Cairo Area, Egypt, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1495-1511, doi:10.5194/nhess-10-1495-2010, 2010.

- Astiz-Delgado, L. M.: Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979, B.Sc. Thesis Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, 130 pp., 1980.
- Bard, P.-Y.: Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?, State-of-the-art paper, Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on seismic motion, Yokohama, 1-3 December 1998, edited by: Irikura, Kudo, Okada & Sasatani, Balkema, Rotterdam, 3, 1251-1279, 1999.
- Borcherdt, R. D.: Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61, 1970.
- Castro, R. R. and Ruiz-Cruz, E.: Stochastic Modeling of the 30 September 1999 M_w 7.5 Earthquake, Oaxaca, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 2259-2271, 2005.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., and Singh, S. K.: Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, México, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1481-1503, 1990.
- Castro, R. R., Mucciarelli, M., Pacor, F., and Petrucci C.: S-wave site response estimates using horizontal-to-vertical spectral ratios, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 256-260, 1997.
- Chávez-García, F. J., and Cuenca, J.: Site effects in Mexico City urban zone. A complementary study, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 15, 141-146, 1996.
- Chávez-García, F. J. and Salazar, L.: A model to explain site response at Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 3087-3101, 2002.
- Chávez-García, F. J. and Tejeda-Jácome, J.: Site response in Tecoman, Colima, Mexico-I: Comparison of results from different instruments and analysis techniques, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 30, 711-716, 2010.
- Chávez-García, F., Sánchez-Sesma, F. J., Campillo, M., and Bard, P.-Y.: El terremoto de Michoacán de Septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra*, 6, 157-200, 1994.
- Clemente-Chavez, A., Arroyo, G., Moisés, Zúñiga Ramon, Figueroa Angel, Pérez Miguel A., and López Carlos S.: Relación de atenuación del movimiento del suelo para la aceleración máxima (PGA) sobre el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB): análisis por trayectoria: Guerrero-Querétaro, *Revista de Ingeniería Sísmica*, 87, 67-93, 2012.
- Cruz, J. H., Chávez, G. F., and Furumura, T.: Differences in attenuation of ground motion perpendicular to the Mexican subduction zone between Colima and Guerrero: An explanation based on numerical modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, 400-406, 2009.
- Ferrer-Toledo, H., Chávez-García, F., and Cárdenas-Soto, M.: Ground motion in Central Mexico, Path effects due to the Transmexican Volcanic Belt, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, 1-6 August, 13 WCEE, Vancouver, BC, Canada, paper no. 948, 2004.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea V., and Manea, M.: The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, 522/523, 122-149, 2012.
- Figueroa, J.: Isosistas de grandes temblores ocurridos en la República Mexicana, Serie Amarilla del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, DF, 1986.
- Figueroa, A., Clemente-Chavez, A., and Zúñiga, R.: Deconvolución de sismogramas digitales y determinación del ruido sísmico para el sismógrafo Trillium 120 instalado en el campus Juriquilla de la UNAM, Bol-e Órgano de comunicación electrónica del Centro de Geociencias de la UNAM, 6, <http://www.geociencias.unam.mx/~bole/bole/pagel/page29/files/fe7b6457275b6460b9f86be2f9bfba89-0.html>, 2010.
- García, D.: Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México central, PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid, Spain, 2006.
- García, D., Singh, S. K., Herraiz, M., Ordaz, M., Pacheco, J. F., and Cruz-Jiménez, H.: Influence of subduction zone structure on coastal and inland attenuation in Mexico, *Geophys. J. Int.*, 179, 215-230, 2009.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., and Ferrari, L.: Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. Conmemorativo del Centenario, Temas selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, Revista BSGM, 227-283, 2005.
- Gosar, A.: Site effects and soil-structure resonance study in the Kobarid basin (NW Slovenia) using microtremors, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 761-772, doi:10.5194/nhess-10-761-2010, 2010.
- Haddon, R. A. W.: Earthquake Source Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1300-1313, 1996.
- Humphrey, J. R. and Anderson, J. G.: Shear-wave attenuation and site response in Guerrero, México, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1622-1645, 1992.
- Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., and Rüpkke, L.: Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in Southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *J. Geophys. Res.*, 111, 1-22, 2006.
- Joyner, W. B. and Boore, D. M.: Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2011-2038, 1981.
- Kawase, H. and Aki, K.: A study on the response of a soft basin for incident S, P, Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1361-1382, 1989.
- Konno, K. and Ohmachi, T.: Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 228-241, 1998.
- Lermo, J.: Observaciones de Microtremores y su aplicación en Ingeniería Sísmica, Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM, Mexico City, 1992.
- Lermo, J. and Chávez-García, F. J.: Site effect evaluation using Spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1574-1594, 1993.
- Lermo, J. and Chávez-García, F. J.: Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1350-1364, 1994a.
- Lermo, J. and Chávez-García, F. J.: Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 13, 413-423, 1994b.
- Lozano, L., Herraiz, M., and Singh, S. K.: Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 29, 504-516, 2009.
- Mandal, P., Kumar, N., Satyamurthy, D., and Raju I.P.: Ground-motion attenuation relation from strong-motion records of the

- 2001 M_w 7.7 Bhuj earthquake sequence (2001–2006), Gujarat, India, *Pure Appl. Geophys.*, 166, 451–469, 2009.
- Montalvo, J. C., Reinoso E., and Sánchez-Sesma, F. J.: Diferencias en el movimiento sísmico observado en la zona de lomas, Ciudad de México, Memorias del primer simposio de riesgos geológicos y ambientales en la ciudad de México, Ciudad Universitaria, México, 2000.
- Nath, S.K. and Thingbaijam, K. K. S.: Seismic hazard assessment – a holistic microzonation approach, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1445–1459, doi:10.5194/nhess-9-1445-2009, 2009.
- Ordaz, M. and Montoya, C.: DEGTRA A4 Ver. 5.4.0, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, 2000.
- Ordaz, M. and Singh, S. K.: Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 24–43, 1992.
- Ordaz, M., Jara, J. M., and Singh, S. K.: Riesgo sísmico y espectros de diseño en el Estado de Guerrero, Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sismica, Acapulco, México, 16–19 Noviembre, D40–D56, 1989.
- Parolai, S. and Richwalski, S. M.: The Importance of Converted Waves in Comparing H/V and RSM Site Response Estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 304–313, 2004.
- Quintanar, L., Rodríguez-González, M., and Campos-Enriquez, O.: A Shallow Crustal Earthquake Doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 845–855, 2004.
- Reinoso, E. and Ordaz, M.: Spectral ratios for Mexico City from free-field recordings, *Earthquake Spectra*, 15, 273–95, 1999.
- Robin, C.: Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain. Thèse de doctorat, Université de Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, 1981.
- Sánchez-Sesma, F. J., Pérez-Rocha, L. E., Rodríguez-Zúñiga, J. L., and Flores-Cruz, F.: Efectos de sitio en la ciudad de México a 10 años de los sismos de 1985, La Ingeniería Civil a 10 años de los sismos de 1985, Mexico DF, Simposio Internacional, Septiembre 1995, 56–70, 1995.
- SESAME WP05: Site effects assessment using ambient excitations. Optimum deployment strategy for array measurements. European Commission - Research General Directorate Project No. EVG1 CT 2000-00026 SESAME. SESAME European research project WP05- Deliverable D07.05, Geopsy was developed by Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT) Grenoble, France and University of Potsdam, Germany, 2002.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S. K., Jongmans, D., and Sánchez-Sesma, F. J.: 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.*, 128, 151–166, 1997.
- Singh, S. K. and Suárez, G.: Overview of the seismicity of Mexico with emphasis on the September 1985 Michoacan earthquake, in: Cassaro, M. A. and Martínez Romero, E., *The Mexico Earthquakes—1985: Factors Involved and Lessons Learned*, Proc. Int. Conf. Am. Civil Eng. Soc. Am. Assoc. Civ. Eng., Washington, DC, 7–18, 1987.
- Singh, S. K., Mena, E., and Castro, R.: Some aspects 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, 1988a.
- Singh, S. K., Lermo, J., Domínguez, T., Ordaz, M., Espinosa, J. M., Mena, E., and Quass, R.: A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthquake Spectra*, 4, 653–673, 1988b.
- Singh, S. K., Quass, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., and Vázquez, R.: Is there truly a “hard” rock site in the Valley of Mexico?, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 481–484, 1995.
- Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., and Iglesias A.: An Estimate of shear-wave Q of the mantle wedge in Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 176–187, 2006.
- Singh, S. K., Iglesias, A., García, D., Pacheco, J. F., and Ordaz, M.: Q of Lg waves in the Central Mexican Volcanic Belt, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 1259–1266, 2007.
- Suárez, G.: El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920, *Revista Sociedad Mexicana de Ingeniería Sismica (SMIS)*, 42, 3–15, 1992.
- Suárez, G., García-Acosta, V., and Gaulon, R.: Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century, *Tectonophysics*, 234, 117–127, 1994.
- Suter, M., Carrillo, M., López, M., and Farrar, E.: The Aljibes halfgraben-active extension in the transition zone between the Trans-Mexican volcanic belt and the southern basin and range, Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107, 627–641, 1995.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., and Quintero-Legorreta, O.: Macroseismic study of shallow earthquake in the central and eastern parts of Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1952–1963, 1996.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., and Carrillo-Martínez, M.: Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 113, 693–703, 2001.
- Tucker, B. E., King, J. L., Hatzfeld, D., and Nersisov I. L.: Observations of hard-rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 121–136, 1984.
- Zúñiga, F. R., Pacheco, J. F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G. J., Espindola, V. H., and Nava, E.: The Santandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 361, 229–238, 2003.

Apéndice C. Reporte del primer sismo registrado en C.U. UAQ

Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería

Primer estación sísmica de la Universidad Autónoma de Querétaro: CU-UAQ.

Alejandro Clemente¹ y Moisés Arroyo²
ing_acoch@hotmail.com

Antecedentes.

Hace algunos años fueron adquiridos 3 instrumentos de medición sísmica por parte del grupo de investigadores de la Facultad de Ingeniería de nuestra Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ).

Sin embargo, hasta a partir del año 2009, bajo un constante interés, pasión y arduo trabajo sobre el proceso de calibración de los instrumentos (e.g., Clemente, 2010) aunado con el apoyo económico proporcionado por el Director de nuestra Facultad (Dr. Gilberto Herrera) y el Jefe de posgrado (Dr. Eusebio Ventura) fueron algunos de los ingredientes principales que hicieron posible el logro del funcionamiento de una PRIMER ESTACION SISMICA de la UAQ.

Así, el 13 de abril de 2012 se puso en operación la estación sísmica denominada CU-UAQ, localizada en el área de posgrado de la Facultad de Ingeniería.

Objetivo. Monitorear la actividad sísmica en el país (generadora de movimiento en el suelo) para emprender estudios sobre una mejor delimitación del riesgo y peligro sísmico que puedan afectar las construcciones en el Estado de Querétaro.

Localización de estación sísmica CU-UAQ.

La estación se localiza al fondo de un pozo ubicado en la división de posgrado de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Querétaro, Campus Centro Universitario (ver figura 1).



Figura 1. Localización de estación sísmica CU-UAQ.

¹ Estudiante de Doctorado, FI-UAQ

² Profesor e Investigador, FI-UAQ

1er. Sismo registrado en estación CU-UAQ.

En los últimos meses se han reportado diversos eventos sísmicos en el país con magnitudes superiores a $M=5.0$. Uno de los recientes eventos fue el ocurrido en las el Estado de Guerrero el cual fue el primer sismo que detectó la estación CU-UAQ. Los datos de: localización del sismo (según reporte del Servicio Sismológico Nacional, SSN) y estación sísmica CU-UAQ son mostrados en tabla 1 y 2, respectivamente, así como también son ilustrados en figura 2. El registro sísmico de la estación CU-UAQ es mostrado en la figura 3.

Tabla 1. Datos de localización del sismo registrado por estación CU-UAQ.

<i>Fecha</i>	01 de mayo de 2012
<i>Hora local (Hora GMT)</i>	11:37:59 (16:37:59) Hrs.
<i>Latitud</i>	18.2°
<i>Longitud</i>	-101.01°
<i>Profundidad</i>	51 km
<i>Magnitud</i>	5.6
<i>Epicentro</i>	40 km al suroeste de Cd. Altamirano, Guerrero, México.
<i>Distancia Epicentro – Estación CU-UAQ</i>	273 km

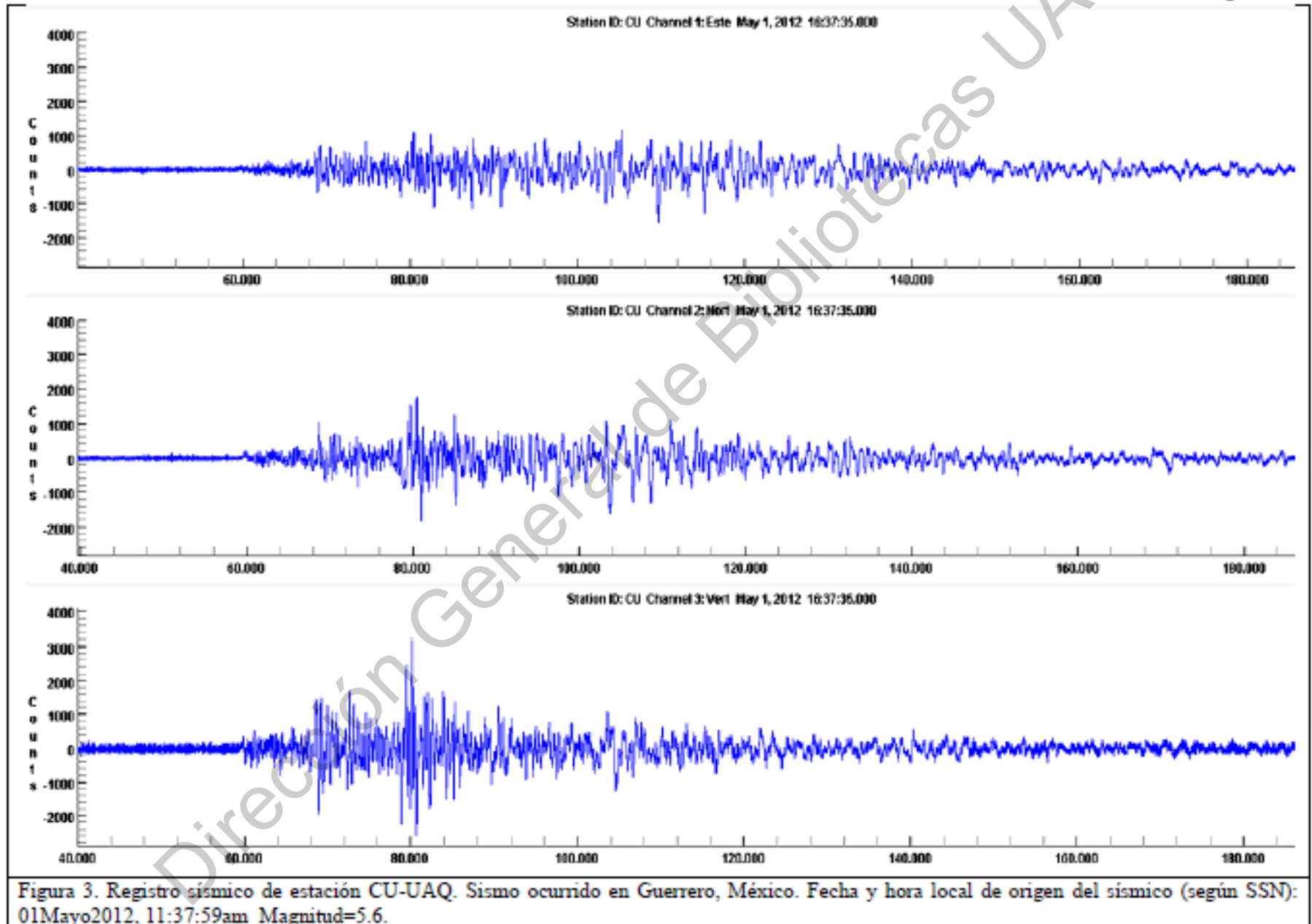
Tabla 2.- Localización de la estación sísmica CU-UAQ.

Nombre estación	ID	Latitud	Longitud	Elevación
Estación sísmica Centro Universitario, Universidad Autónoma de Querétaro	CU-UAQ	20.59°	-100.41°	1822 m



Figura 2. Localización de estación sísmica CU-UAQ (triángulo amarillo) y epicentro del sismo (círculo rojo) ocurrido en Guerrero el 01 Mayo 2012, de $M_w=5.6$.

¹ Estudiante de Doctorado, FI-UAQ
² Profesor e Investigador, FI-UAQ



¹ Estudiante de Doctorado, FI-UAQ

² Profesor e Investigador, FI-UAQ

Algunas características de la estación sísmica.

La estación se localiza sobre roca al fondo de un pozo con 10m de profundidad. El instrumento de medición es un acelerógrafo marca Kinematics, modelo Altus K2 de 3 canales con sistema GPS, este tipo de equipos son eficientes para registrar principalmente el movimiento fuerte del suelo.

Grupo de Investigadores en Facultad de Ingeniería UAQ.

EL grupo de investigadores en la línea de peligro sísmico en Posgrado de la Facultad de Ingeniería UAQ:

*M. en C. Alejandro Clemente Chávez
Dr. Moisés Guadalupe Arroyo Contreras
Ing. Edgardo Rocha Ugalde
Ing. José Luis Plancarte Escobar
Pasante Ing. Edgar Monjarás*

A partir de registros sísmicos en Querétaro se han logrado algunos productos como:

Clemente, A. (2010). Ley de Atenuación (PGA) y Escalamiento de Forma Espectral Sísmica para Querétaro, Deducidos por Análisis de Trayectorias: Aplicada a Guerrero-Querétaro. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UAQ.

Figueroa, A., Clemente, A., & Zúñiga, R. (2010). Deconvolución de Sismogramas Digitales y Determinación del Ruido Sísmico para el Sismógrafo Trillium 120 Instalado en el Campus Juriquilla de la UNAM. Bol-e (Órgano de Comunicación Electrónica del Centro de Geociencias de la UNAM), Vol. 6, No. 1.

Rocha Ugalde, E. (2011). Conformación de la base de datos sísmicos para los registros de la estación JUR1, Juriquilla, Querétaro. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UAQ.

Referencias.

Clemente, A. (2010). Ley de Atenuación (PGA) y Escalamiento de Forma Espectral Sísmica para Querétaro, Deducidos por Análisis de Trayectorias: Aplicada a Guerrero-Querétaro. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UAQ.

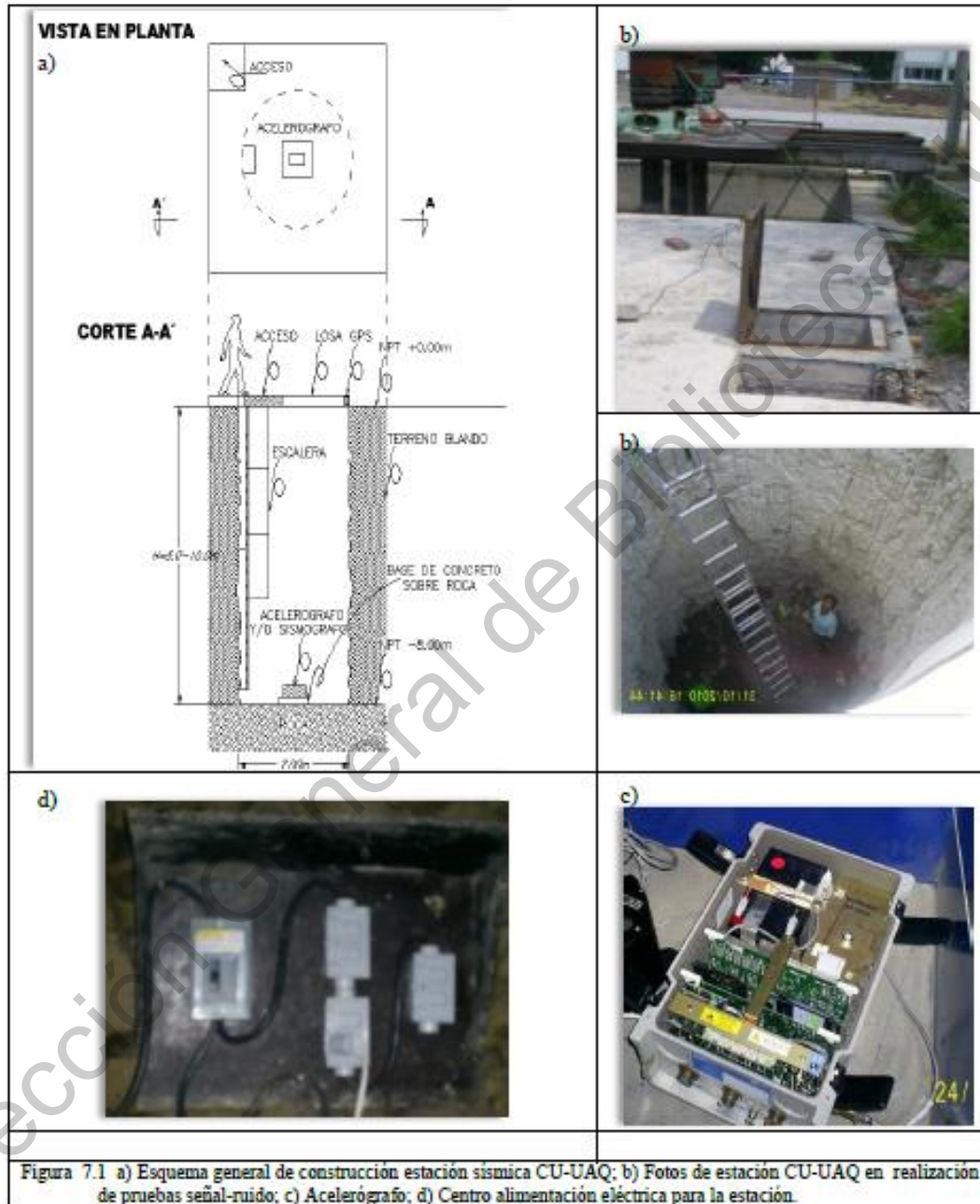
SSN, Servicio Sismológico Nacional, <http://www.ssn.unam.mx>.

¹ Estudiante de Doctorado, FI-UAQ

² Profesor e Investigador, FI-UAQ

I. Anexo.

Archivo fotográfico de la estación sísmica CU-UAQ



¹ Estudiante de Doctorado, FI-UAQ
² Profesor e Investigador, FI-UAQ