

APLICACIÓN DEL MÉTODO DE MÁXIMA VEROSIMILITUD PARA EL CÁLCULO DE RELACIONES DE ATENUACIÓN PARA LAS ACELERACIONES MÁXIMAS DE TERRENO DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA

Application of the maximum likelihood method to compute ground-motion prediction equations for peak ground accelerations of the Transmexican Volcanic Belt

Carlos Alberto Pedro Rivas Nieto^{1*}, Luis Francisco Pérez Moreno¹,
Guadalupe Moisés Arroyo Contreras¹, Miguel Ángel Pérez Lara y Hernández¹,
Liz Stephanie Velázquez Aguilar¹, Iván Fermín Arjona Catzim¹,
Ángel Gregorio Figueroa Soto²

¹Universidad Autónoma de Querétaro

²Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

*Autor de correspondencia
ing.rivas.nieto@gmail.com

RESUMEN

En los últimos diez años, la investigación en torno a la atenuación sísmica de la Faja Volcánica Transmexicana ha ido en aumento debido a la peculiaridad de esta zona, pues ha incrementado la información base para realizar análisis de riesgo sísmico. En este trabajo se ha optado por determinar una relación de atenuación para las aceleraciones máximas de terreno del sector Este de esta provincia volcánica, haciendo uso de registros de eventos sísmicos corticales someros, con profundidades entre 1 y 20 km y con magnitudes entre $2.7 < M < 4.6$, según el Servicio Sismológico Nacional. Todos estos fueron registrados por estaciones halladas al interior de esta zona y de la Red Sismológica de Banda Ancha del mismo organismo.

La atenuación se ha modelado con base en una función de efectos aleatorios en la que intervienen características como la magnitud, la distancia y variabilidades evento-a-evento y sitio-a-sitio, además, se ha aplicado un método de máxima verosimilitud de una etapa para obtener la solución de dicha relación de atenuación. Los resultados han sido puestos a prueba contra los datos originales evaluando su bondad de ajuste, con base en un análisis de datos pareados, el cual parte de una prueba t simple dada entre las diferencias de los datos esperados y los observados, hallándose una compatibilidad alta para distancias desde los 50 hasta los 200 km. Se prospecta obtener un conjunto de relaciones de atenuación para las ordenadas espectrales a partir de la misma base de datos adquirida en investigaciones posteriores.

Palabras clave: atenuación sísmica, México Central, sismicidad superficial, análisis de regresión.

ABSTRACT

Investigations on the seismic attenuation of the Transmexican Volcanic Belt have increa-

sed in the past ten years due to the peculiarity of the zone and the growth of the information and data used for the seismic risk analyses. In the present article a ground-motion prediction equation for the peak ground accelerations of the Eastern sector of this seismogenic zone has been determined, considering records that belong to shallow crustal seismic events with depths ranging from 1 to 20 km and magnitudes between 2.7 and 4.6, as reported by the Mexican National Seismological Service; all the data was recorded by stations located within the zone that belong to the Broadband Seismological Network of the same organization.

The attenuation was modeled using a random effects function, in which the magnitude, the epicentral distance, an earthquake-to-earthquake variability and a site-to-site variability were taken into account; moreover, a one-stage maximum likelihood method was applied to obtain the solution for such ground motion prediction equation. The results were tested against the original data to assess the goodness of fit between both. For this purpose an analysis of paired data was carried out, which returned a high compatibility of both for distances from the 50 to 200 km. An assembly of ground-motion prediction equations for spectral response accelerations is expected to be computed from this same database in forthcoming investigations.

Keywords: EST, ground motion prediction equations, Transmexican Volcanic Belt, shallow earthquakes, Maximum Likelihood Method.

INTRODUCCIÓN

La Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es una zona sísmica que se encuentra en el centro de la República Mexicana (véase Figura 1), la cual comienza en el Oeste en los estados de Jalisco y Nayarit y termina en el Este,



en el estado de Veracruz, y tiene una longitud de alrededor de 1000 a 1200 km [1] y un ancho de entre 80 y 230 km [2], [3]. Anteriormente, esta provincia volcánica había sido dividida por algunos estudiosos en distintas zonas o sectores de acuerdo con sus características geológicas y volcánicas. En [3], [4], por ejemplo, se menciona que esta zona fue dividida en tres sectores: Este, Centro y Oeste, más recientemente, usando el mismo criterio "geovolcánico", una subdivisión más fue incluida dentro de [1], a la cual se le llamó como *Easternmost* (al extremo del este). En cambio, en [5] se consideró como criterio dividir en cuadrantes a la Faja Volcánica Transmexicana, basándose en las características geofísicas de amplificación de esta provincia volcánica.

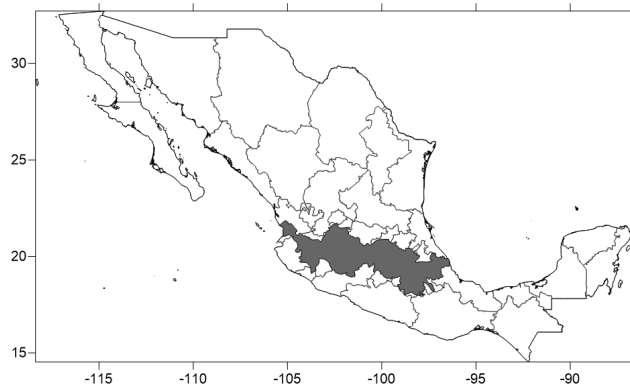


Figura 1. Localización de la Faja Volcánica Transmexicana
Fuente: Elaboración propia.

Sismicidad superficial en la Faja Volcánica Transmexicana

Aunque la FVTM es una zona en donde la sismicidad no es tan usual como sucede, por ejemplo, en la zona de subducción de la Trincheras de Acapulco, existen registros históricos en los que se reportan sismos de magnitud considerable, tal es el caso del sismo de Acambay de 1912 [6]. Además, es importante recalcar que en ésta se encuentra una vasta cantidad de fallas de diversos sistemas [6], [7] de los cuales los periodos de recurrencia son moderadamente altos [8], incluso para

sismos con magnitudes M_w semejantes a 6.0, estos se encuentran alrededor de los 60 años [9]. De la misma manera, dentro de esta provincia volcánica, están emplazadas una cierta cantidad de ciudades la República Mexicana, tal es el caso de la Ciudad de México, Guadalajara, Puebla y Querétaro, entre otras ciudades, con gran crecimiento en cuanto a población e industria, de acuerdo con datos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía [10]. También, es crucial tener en cuenta que la Comisión Federal de Electricidad en su Manual de Diseño de Obras Civiles establece que esta provincia se encuentra dentro de áreas en las que las aceleraciones máximas en roca son de intensidades sísmicas moderadas a altas, lo que indica que las aceleraciones máximas de esta zona estarían entre 50 y 200 cm/s^2 [11], e implica indicadores medianamente altos para el análisis y diseño estructural de las construcciones.

Relaciones de atenuación y la normativa en México

En la actualidad, para estimar el movimiento de terreno, ya sea como desplazamiento, velocidad o aceleración, para valores máximos o espectrales, se utilizan relaciones de atenuación (*ground-motion prediction equations*), que son ecuaciones que vinculan la intensidad sísmica con las características de los sismos, como magnitudes, distancias sitio-fuente, condiciones del suelo, mecanismos de falla, entre otras [12]. Las relaciones de atenuación pueden ser categorizadas en tres de manera general: 1) aquellas que se encuentran en zonas tectónicas activas y eventos sísmicos de tipo cortical, 2) en regiones continentales estables con presencia de sismos corticales someros y 3) enfocadas en eventos sísmicos de subducción [13].

En el caso de México, de acuerdo con [14], se utilizan relaciones de atenuación para sismos de subducción, sismos de profundi-

dad intermedia y sismos superficiales. En el primero de los casos, se usa la relación de atenuación de [15], la cual fue construida a partir de datos de aceleraciones máximas de terreno registradas por la Red Acelerográfica de Guerrero y de la técnica de regresión lineal descrita por [16], como es mencionado en [17]. Para los eventos sísmicos de profundidad intermedia se aplica el conjunto de relaciones de atenuación para ordenadas espectrales y máximas calculadas por [18], en las que se utilizaron 277 registros de 16 eventos sísmicos datados entre los años de 1994 y 2004. Por último, para eventos sísmicos corticales con ocurrencia en la Faja Volcánica Transmexicana, como en las fallas Polochic-Motagua y en las regiones continentales activas del país, se aplican las relaciones de atenuación calculadas por [13], en las que se tomó en cuenta una base de datos de 655 registros de 58 eventos sísmicos de estaciones encontradas en California, EE.UU.

Este último conjunto de relaciones de atenuación se calculó para respuestas espectrales horizontales y verticales a partir de formular un modelo de ecuación de efectos aleatorios y estimaciones empíricas con base en el método de máxima probabilidad y en factores como el estilo de fallamiento, efectos hanging wall y respuestas del sitio, sin embargo, no se calcularon las respuestas para las aceleraciones máximas de terreno.

Estudios de atenuación sísmica relacionados a la Faja Volcánica Transmexicana

Un vasto número de estudios de atenuación ha sido desarrollado en México, sobre todo para la zona de subducción. En los últimos años se presentan casos como el de [19], en el que se compara la atenuación entre dos modelos bidimensionales de estructura cortical perpendicular a la Trincheras de Acapulco y, a su vez, se trató de explicar cómo es que la FVTM afecta de manera directa a la propaga-

ción de ondas entre los estados de Colima y Guerrero. En [20] se aplica un modelo para la atenuación de la pseudoaceleración causada por sismos interplaca en la zona de subducción, en el que se partió de la base de datos recabada en [18] y de la teoría bayesiana y las metodologías expresadas en [21] y [22].

Posteriormente, en [23] se obtiene un conjunto de relaciones de atenuación para los casos de las ordenadas espectrales con un 5% de amortiguamiento, así como para la aceleración y velocidad máxima de terreno, por medio de 8 eventos de tipo interplaca con magnitudes que variaban entre $5.1 < M_w < 8.0$, de 25 eventos *inslab* de falla normal con magnitudes $5.0 < M_w < 7.2$, del método de máxima verosimilitud de una etapa como es descrito en [24] y de la forma funcional utilizada en [18]. Por otro lado, las metodologías metaheurísticas también han sido empleadas para obtener modelos de atenuación, como es apreciable en [25], donde se aplicó un modelo basado en una red neuronal de tres capas para conseguir valores de aceleración máxima de terreno para sitios en roca, a partir de una base de datos que comprendía registros desde los años 60 hasta el 2013, y se pudo decretar que el modelo era eficiente para estimar la respuesta de sitios en zona de subducción, inclusive en aquellos que no fueron incluidos dentro del análisis. Por lo que se demuestra que este tipo de modelos es, de la misma manera que otros, funcional.

En contraste con la zona de subducción, por una menor cantidad de instrumentación y de la escasa ocurrencia de eventos sísmicos dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, hasta la actualidad no se ha calculado una relación de atenuación propia para dicha provincia volcánica, es decir, una con la cual se puedan estimar correctamente las aceleraciones de terreno a partir de registros sísmicos obtenidos en las inmediaciones de esta zona, ya que la utilizada en el presente obtenida por [13] fue basada en registros sísmicos del



estado de California en los EE.UU, como se menciona con antelación.

Dada la razón antedicha, algunos análisis de regresión han sido llevados a cabo por investigadores con el objeto de estimar aceleraciones máximas de terreno, así como aceleraciones espectrales, y de detallar de esta forma la realidad de la FVTM. En [26], por ejemplo, se propuso desarrollar una relación de atenuación con la que se pudiera estimar la aceleración máxima de terreno proveniente de la zona de subducción del Pacífico y que llegara a la zona central de la Faja Volcánica Transmexicana, en especial hacia el estado de Querétaro. Por lo que se dispuso de un total de 12 eventos sísmicos con magnitudes del orden de $4.0 < M_d < 6.2$, y se determinó que para distancias cercanas a la fuente se subestiman las aceleraciones, mientras que para distancias lejanas a la fuente se sobrestiman los datos de las ecuaciones expuestas en [14]. Estos eventos en realidad son de tipo interplaca, los cuales no se presentan dentro de dicha zona. Ulteriormente, en [27] se propuso llevar a cabo un análisis en el que se integrara la teoría bayesiana y registros de 22 eventos sísmicos con magnitudes menores a $M=4.5$ y profundidades de entre 1 y 20 km, es decir, registros sísmicos corticales someros. De tal manera que se pudiera calcular un conjunto de relaciones de atenuación para las ordenadas espectrales, así como para las aceleraciones máximas de terreno, no obstante, a pesar de que se llegó a un resultado, no pudo encontrarse una solución estable, debido a que la cantidad de información con la que se contaba y la dispersión de los eventos sísmicos causaban una volatilidad entre los datos observados y los datos esperados, que después del análisis deberían haber sido semejantes a los primeros hasta cierto grado.

En esta investigación se ha calculado una relación de atenuación para las aceleraciones máximas de terreno de eventos sísmicos corticales que ocurrieron dentro de la zona Este

de la Faja Volcánica Transmexicana, así como es mostrado en [1], al partir del uso de una base de datos de 98 registros de 22 eventos. El método propuesto para llegar al resultado fue el método de máxima verosimilitud de una etapa expresado en [24], así como la formulación funcional de [28]. Además de eso, un análisis de datos emparejados fue realizado con el objetivo de determinar el grado de ajuste entre los registros obtenidos y los calculados por la expresión. Los resultados indican que la relación de atenuación obtenida se encuentra correctamente ajustada para distancias de entre 50 y 200 km, para magnitudes de entre 2.7 y 4.6.

METODOLOGÍA, MATERIALES Y MÉTODOS

Metodología

Esta investigación está marcada por los siguientes puntos, en primer lugar, se determinó cuál sería el área de estudio para la que se obtendría la relación de atenuación, por lo que se propuso considerar el sector Este de la FVTM, lo que se detallará en la siguiente sección. A partir de esta región se consiguieron y fueron procesados registros de sus eventos, de tal manera que se pudiera conformar una base de datos; a cada uno de estos registros se deconvulsionó y, en el caso en que estos fuesen registros de velocidad (sismogramas), su posterior derivación. Luego de que se procesaran los datos, se realizó un escrutinio con el objeto de revisar y eliminar aquellos registros que en realidad no proveyeran información valiosa para la investigación o que, al momento de derivar los datos, el registro no se pudiera ver claramente por confundirse con el ruido.

Los anteriores puntos llevarían a conformar una base de datos de registros claros para que se pudiera computar una relación

de atenuación. Es por ello que fue necesario escoger un modelo de regresión, así como una forma funcional que integrara variables características de los eventos sísmicos, para después llevar a cabo el análisis de regresión y, finalmente, determinar la bondad de ajuste entre los datos observados y los valores obtenidos por la relación de atenuación. En la Figura 2 se muestra un diagrama de flujo de la metodología para este proyecto de investigación, mientras que en las siguientes secciones se detalla cada uno de estos puntos de una forma más específica.

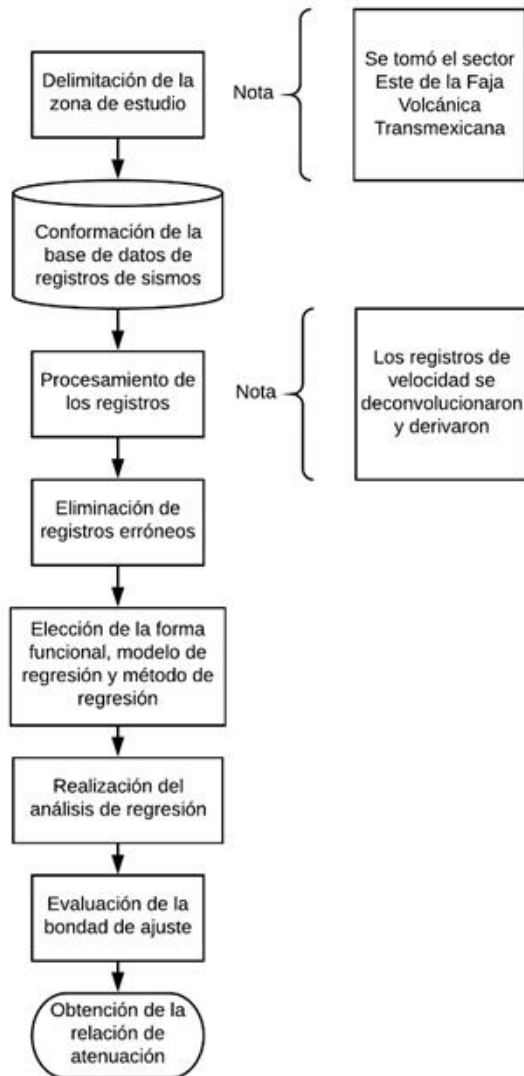


Figura 2. Diagrama de flujo de la metodología.

Base de datos y estaciones

La base de datos para este artículo constó de un total de 97 registros de 22 eventos sísmicos corticales con distancias epicentrales máximas de alrededor de 430 km, con magnitudes entre los órdenes 2.7 y 4.6, y con profundidades focales entre 1 y 20 km, debido a que [1] refiere que la profundidad de este tipo de sismos dentro de la FVTM se encuentra como máximo hasta los 30 km y con el objetivo de emular lo realizado en [27] y [29]. Un resumen de los eventos sísmicos y sus características es mostrado dentro de la Tabla 1.

Como propuesta, se utilizaron señales registradas por estaciones sísmicas que están desplantadas en el interior del sector Este de la Faja Volcánica Transmexicana, o, cuando más, muy cercanas a este sector. De tal forma que se pudiera delimitar mejor el área misma. La subdivisión considerada está ubicada entre las longitudes $\sim 97^\circ$ W hasta $\sim 101^\circ$ W de acuerdo con [1] y se muestra en la Figura 3.

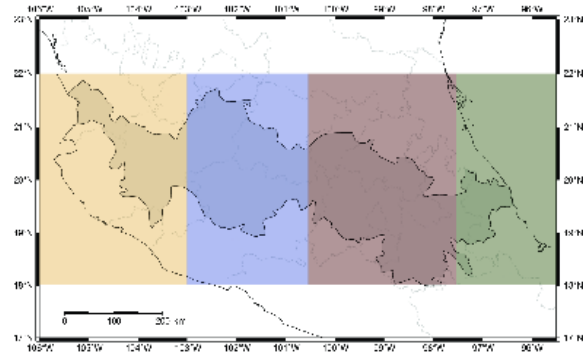


Figura 3. División aproximada de la FVTM en sectores

Fuente: imagen elaborada con base en [1]



Tabla 1. Eventos sísmicos compilados en esta investigación.

Número de evento	Fecha UTC	Hora UTC	Magnitud	Profundidad (km)	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Número de registros
1	07/08/2005	03:25:09	4.0	7.0	19.74	98.61	2
2	16/10/2005	14:12:36	3.5	14.0	19.30	99.20	3
3	23/11/2005	23:11:26	3.6	20.0	19.35	98.94	2
4	24/01/2006	12:59:38	3.7	5.0	20.34	99.22	4
5	12/03/2006	01:41:32	3.6	2.0	19.17	98.95	3
6	12/03/2006	01:47:21	3.4	5.0	19.18	98.96	3
7	05/05/2006	15:24:06	3.5	1.0	19.17	98.95	2
8	30/05/2007	20:42:28	4.0	3.0	19.21	99.45	3
9	17/04/2010	07:03:29	4.0	2.0	20.45	99.04	7
10	18/05/2010	05:29:09	4.0	5.0	20.35	98.92	7
11	18/05/2010	05:32:37	3.4	10.0	20.37	98.96	7
12	08/02/2013	01:24:58	3.8	6.5	20.12	100.47	6
13	21/06/2013	09:41:33	4.0	2.0	18.52	98.73	5
14	19/07/2014	11:57:23	3.5	8.0	19.17	98.97	5
15	01/12/2014	08:50:06	3.4	2.0	19.35	99.21	6
16	09/08/2015	15:17:17	3.7	5.0	18.95	98.20	7
17	08/02/2016	21:16:07	4.6	6.9	19.65	97.34	5
18	11/06/2016	19:06:14	3.9	12.5	18.85	97.19	7
19	29/08/2016	16:24:17	3.8	3.0	18.94	98.57	7
20	10/09/2017	02:54:12	2.7	9.4	19.30	99.18	6
21	06/11/2017	09:38:09	3.1	3.0	19.18	98.43	7
22	24/12/2017	12:25:12	3.4	3.1	18.82	98.59	7

(*) Esta magnitud es la que provee el Servicio Sismológico Nacional en [30].

Los registros constaron de sismogramas provistos por el Servicio Sismológico Nacional [30], que fueron procesados, deconvolucionados y diferenciados en el paquete *Seismic Analysis Code* [31]. En el proceso de deconvolución se multiplicaron las trazas correspondientes por las constantes empíricas de cada uno de los sismómetros de dichas estaciones. En la Figura 4 se muestra un mapa de la Faja Volcánica Transmexicana donde se pueden apreciar los eventos y estaciones sísmicas utilizadas. Los eventos se encuentran indicados con un símbolo de estrella, mientras que las estaciones del Servicio Sismológico Nacional fueron marcadas con triángulos.

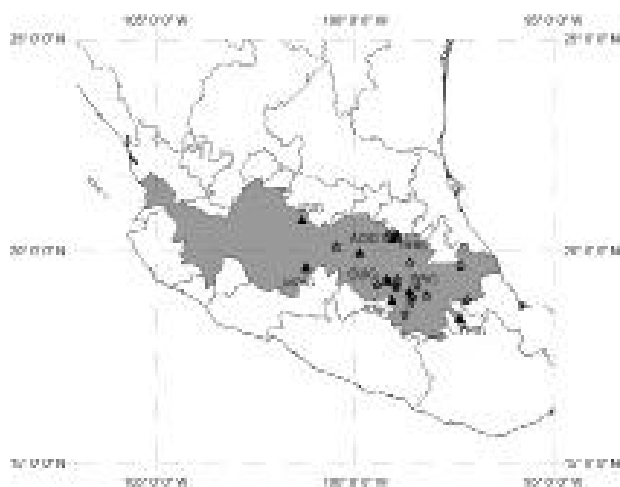


Figura 4. Localización gráfica de las estaciones sísmicas (triángulos) y los eventos (estrellas).

En cuanto a la Tabla 1, cabe destacar que se registraron los eventos sísmicos por al menos dos estaciones sísmicas, aunque a la postre no se utilizaron todos los registros debido que muchos no podían distinguirse del ruido ambiental, lo que se abordará en la sección de resultados. Las estaciones sísmicas de este trabajo se encuentran dentro de la FVTM y pertenecen a la Red Sismológica de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional. En la Tabla 2 se muestra un compendio en el que se incluye cada una de éstas, sus correspondientes características de localización, el suelo sobre el que se encuentran desplantadas, de acuerdo con el SSN, y la cantidad de registros de los eventos.

Forma funcional y método de máxima verosimilitud de una etapa

Con el fin de encontrar una relación de atenuación, se decidió usar un modelo de efectos aleatorios [13], pues los modelos de efectos fijos o de efectos mixtos no toman en consideración las variabilidades (errores) que pudieran surgir de acuerdo con características propias de las estaciones de registros o de los sismos, per sé [18], [24]. El modelo de efectos aleatorios tiene una forma de la Ecuación 1:

$$\log(A_i) = f(M_i, R_i) + \epsilon_r + \epsilon_e \quad (1)$$

Tabla 2. Estaciones sísmicas encontradas en el sector Este de la Faja Volcánica Transmexicana.

Estación	Ubicación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Tipo de suelo	Porcentaje de eventos registrados
ACIG	Acambay, México	19.9845	99.8823	Roca	1%
CUIG	El Pozo, CDMX	19.3290	99.1780	Roca	11%
DHIG	Demacú, Hidalgo	20.3003	99.0354	Roca	18%
IGIG	Irapuato, Guanajuato	20.7530	101.3278	Roca	8%
MOIG	Morelia, Michoacán	19.6468	101.2271	Roca	10%
PPIG	Popocatepetl, México	19.0670	98.6281	Roca	22%
TPIG	Tehuacán, Puebla	18.4202	97.3619	Roca	12%
YAIG	Yautepec, Morelos	18.8625	99.0669	Roca	18%



Donde A_i es una variable característica del movimiento del terreno, ya sea la aceleración o velocidad, para el i -ésimo registro, $f(M_i, R_i)$ es la forma funcional en la que se incluyen la dependencia de la magnitud, M_i , así como la dependencia de la distancia, R_i , y, en otros casos, variables relacionadas a efectos como tipo hanging wall, foot wall, efectos de sitio, entre otros. mientras que ϵ_r y ϵ_e son componentes de variabilidad estocásticos, que son llamados registro-a-registro y evento-a-evento, respectivamente.

La forma funcional, que se ha decidido utilizar dentro de este trabajo, ha sido la de [28] a través de la modificación presentada en [24]. Además se muestra una separación de la dependencia de la magnitud y de la dependencia de la distancia, que son las siguientes:

$$f(M_i, R_i) = f(M_i) + f(R_i) \quad (2a)$$

$$f(M_i) = a + b(M_i - 6) + c(M_i - 6)^2 \quad (2b)$$

$$f(R_i) = -\log(R_i^2 + h'^2)^{1/2} + d(R_i + h'^2)^2 \quad (2c)$$

La Ecuación 2b expresa la dependencia de la magnitud, que consta de un polinomio de primer o segundo grado [32], del que se obtienen los coeficientes a , b y c a partir del análisis de regresión. El polinomio es de primer grado cuando el cálculo se realiza para aceleraciones máximas de terreno, por lo que c toma el valor de cero, mientras que para aceleraciones espectrales se debe de tomar íntegra la formulación. El cuanto a h'^2 , que es una distancia ficticia, se calcula a partir de la regresión, así como se lleva a cabo con los otros coeficientes [32]. Para encontrar la solución a la Ecuación 1, es necesario linearizar el problema usando expansiones de Taylor de primer grado, quedando la función en forma matricial, como se muestra en la Ecuación 3:

$$\mathbf{Y} = \mathbf{XB} + \mathbf{e} \quad (3)$$

Donde, \mathbf{Y} es un vector conformado por la suma del logaritmo base 10 de los valores correspondientes a de aceleraciones (o velocidades) mas el logaritmo base 10 del valor de la distancia epicentral, \mathbf{X} es una matriz conformada por los valores conocidos asociados a cada una de las variables (véase [24]), \mathbf{B} es el vector de los coeficientes de la regresión y \mathbf{e} es el vector de las desviaciones, que está compuesto por ϵ_r y ϵ_e .

Posteriormente, para determinar los coeficientes de la regresión se ha planteado aplicar el método de máxima verosimilitud [33] de una etapa, debido a que como es mencionado por [18] los métodos tradicionales de mínimos cuadrados y mínimos cuadrados ponderadores tienden a ser inestables para formas funcionales no lineales o no resuelven el desacoplamiento entre las distancias de registros y las magnitudes de cada uno de los eventos sísmicos, como se puede observar en las Ecuaciones 2a, 2b y 2c. Estas inestabilidades causan que los coeficientes de la regresión que, en este caso son a , b , c y d , tengan resultados poco confiables y carentes de significado físico.

En contraste los métodos de máxima verosimilitud otorgan mejores resultados después de realizar los análisis de regresión. En [18], [24] se expresa que cualquiera de estos dos métodos otorga resultados igualmente correctos, con la única diferencia de que el método de una etapa [28] es menos eficiente en cuanto al tiempo de los resultados, aunque con una elegancia matemática mucho mayor, lo que lo lleva a ser más comprensible, y, por tanto, más utilizado. En cambio, el método de dos etapas [16], [24] separa por completo el análisis de la dependencia de la magnitud y la dependencia de la distancia, usando por tanto dos verosimilitudes en cada una de las etapas, mientras que el método de una etapa lo realiza al mismo tiempo y con un solo cálculo de verosimilitud. En otros aspectos, los métodos que utilizan la teoría bayesiana pueden ser incluso más efectivos que todos los

métodos anteriores, no obstante, para aplicar estos métodos es necesario considerar parámetros en lugar de coeficientes de regresión, como lo son los relacionados a la expansión geométrica de frente de onda, anelasticidad, atenuación intrínseca, atenuación extrínseca, el factor de calidad de la región, entre otros [18], mismos que dependen de cada una de las regiones o subregiones de las zonas sísmogénicas analizadas y que, para el caso de la Faja Volcánica Transmexicana, no se encuentran determinados. Hasta el momento aún se busca calcular estas características de la Faja Volcánica Transmexicana. Por la facilidad de uso del método de una etapa y su desarrollo matemático sencillo se optó por usarlo.

En los métodos de máxima verosimilitud, la verosimilitud, L , es obtenida a partir de la siguiente ecuación:

$$L = (2\pi)^{-N/2} |\mathbf{V}|^{-1/2} \exp\left\{-\frac{1}{2}(\mathbf{Y} - \mathbf{XB})^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{Y} - \mathbf{XB})\right\} \quad (4)$$

En ésta, \mathbf{V} es la matriz conformada por las varianzas y las covarianzas asociadas a las variables aleatorias que intervienen en este análisis, que en este caso serían las relacionadas a las desviaciones sitio-a-sitio y evento-a-evento. El vector de estimados de los coeficientes de la regresión $\hat{\mathbf{B}}$ se calcula de la misma forma que para el método de mínimos cuadrados generalizados, sin embargo, no es el mismo que para el método de mínimos cuadrados ordinarios, ya que en [34] fue comprobado que no otorga resultados adecuados. El vector $\hat{\mathbf{B}}$ se presenta como:

$$\hat{\mathbf{B}} = (\mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{Y} \quad (5)$$

Análisis de datos emparejados

Una prueba t de Student para datos emparejados se utiliza a partir de la proposición de tener dos conjuntos de datos P y O con valores esperados $E(P)=\mu_1$ y $E(O)=\mu_2$, y de la supo-

sición de que cada uno de ellos se encuentra normalmente distribuido, es decir, contando con una media igual a cero, así como otro parámetro que sea la desviación estándar de cada uno de ellos. Al llamar a P al conjunto de los datos predichos por la relación de atenuación calculada, así como O al conjunto de los datos observados, es decir, los registrados por las estaciones sísmicas, entonces se puede formar un vector de diferencias de la siguiente manera:

$$D_i = P_i - O_i \quad (6)$$

Esto implicaría que las diferencias que se calculan son iguales a los residuos de la regresión, en la forma $D_i = Y_i - E[Y_i]$, o viceversa. Con base a lo anterior, y suponiendo que cada una de las diferencias es diferente entre sí, para todos sus casos, el valor esperado de la diferencia de los conjuntos equivale a:

$$\mu_D = \mu_1 - \mu_2 \quad (7)$$

Lo que supone que el conjunto de las diferencias D_i se halla a su vez normalmente distribuida, con una media μ_D y una varianza σ_D^2 . La hipótesis nula es representada como $H_0: \mu_D=0$, puesto que ésta indica que la variación debe de ser mínima entre los conjuntos utilizados, así como en la media de los totales [35]. Además, como se refiere en [36], para llevar a cabo esta prueba es necesario que los conjuntos analizados sean dependientes entre sí, pues de lo contrario debería de llevarse a cabo una prueba t de dos muestras. El estadístico t para el análisis de los datos de forma emparejada es calculado a partir de la siguiente formulación:

$$t = \frac{\bar{d}}{\frac{s_D}{\sqrt{n}}} \quad (8)$$

Donde \bar{d} y s_D son la media y la desviación estándar del vector de diferencias, que equi-



valdrían a μ_D y a σ_D , respectivamente. En la Ecuación 8, n corresponde al número total de eventos registrados, y, a partir de éste, se obtiene la cantidad de grados de libertad, ν , que equivalen a $n-1$. Para el cálculo del estadístico, por lo general, se considera un nivel de significancia, al que se le denomina como α y que, para esta investigación, ha sido tomado igual al 5%.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con base en los registros sísmicos que se presentan en la Tabla 1, se procesaron cada uno de sus sismogramas. De tal manera que se pudiera obtener la velocidad del movimiento del terreno al hacer un proceso de deconvolución, para el que se usaron constantes empíricas de cada uno de los aparatos de las estaciones sísmicas, que en la mayoría de los casos son sismómetros STS-2, salvo para el caso de la estación de Acambay, México, donde se encuentra un sensor tipo Trillium 120PA. De la misma manera, para algunos de los registros se aplicó un proceso de deconvolución a través de la función de transferencia, con ayuda de las especificaciones de polos y ceros de los mismos aparatos, con el fin de corroborar que los resultados obtenidos al aplicar la constante empírica fueran aproximadamente iguales.

Las constantes empíricas y las especificaciones de polos y ceros de los aparatos fueron provistas por el Servicio Sismológico Nacional [30]. Una vez hecho el proceso de deconvolución para todos los casos, se derivaron estos registros de velocidad, con ayuda del software Seismic Analysis Code (SAC), de forma en que se pudieran determinar las aceleraciones máximas del terreno (PGA). Cabe mencionar que este programa de cómputo utiliza por defecto el algoritmo para derivación entre dos puntos.

Posterior a esto, se tomaron las PGAs de cada uno de los registros y, partiendo de éstas y de las distancias epicentrales de todos los registros, se hizo un depurado de las señales para determinar si éstas se encontraban adecuadamente registradas, pues se observaba una confusión entre el ruido ambiental y las aceleraciones correspondientes al evento sísmico. En otros casos, además del ruido, tal como sucede en la estación IGIG, se hallaban incongruencias con los valores registrados, pues para algunos eventos si el registro se tenía en una distancia lejana, de alrededor de los 250 km o más, se mostraban aceleraciones que no correspondían a las reales. En muchos de los registros para esta estación se vio tal complicación, por lo que se trató de que se tuvieran los mejores y quitar aquellos que no. En otras oportunidades se pudo apreciar que había picos grandes, que eran muy próximos entre sí, lo que se aprecia únicamente en las señales registradas por esta estación y sucede sobre todo en los últimos años, por lo que se especula la posibilidad de una mala ubicación por parte de esta estación o por la existencia de algún factor que induzca picos de manera repetitiva y que deba revisarse en investigaciones posteriores.

Después de reducir la base de datos al extraer las señales pobremente registradas, como se ha mencionado en el párrafo anterior, se obtuvo una cantidad total de 81 registros que se pueden observar en la Tabla 3.

Tabla 3. Comparación entre el total de registros sísmicos iniciales, usados y removidos.

Número de evento	Número de registros iniciales	Número de registros usados	Porcentaje de registros removidos
1	2	1	50%
2	3	3	0%
3	2	1	50%
4	4	3	25%

Número de evento	Número de registros iniciales	Número de registros usados	Porcentaje de registros removidos
5	3	3	0%
6	3	3	0%
7	2	2	0%
8	3	3	0%
9	7	6	14%
10	7	6	14%
11	7	5	28%
12	6	5	16%
13	5	4	20%
14	5	5	0%
15	6	5	16%
16	7	2	70%
17	5	5	0%
18	7	3	57%
19	7	5	28%
20	6	3	50%
21	7	4	42%
22	7	4	42%

En el apéndice se muestra la base de datos de los eventos sísmicos registrados una vez que fueron removidos los registros que no satisficieron los criterios de exclusión considerados. También se exhiben el evento, las estaciones que registraron el sismo, así como los valores de aceleración máxima de terreno en sus coordenadas este-oeste (E-W), norte-sur (N-S) y la raíz cuadrada de la media de los cuadrados de éstas con la que se ha hecho el análisis de regresión.

Ya con la base de datos filtrada, se hizo la regresión a partir de aplicar el método de máxima verosimilitud (Ecuación 5) para lo que fue necesario conformar las matrices varianza-covarianza para cada uno de los eventos e incluirlas como bloques dentro de la matriz general, así como del vector de los términos expresados en logaritmos base 10, Y , la cual incluyó las aceleraciones máximas de terreno (PGA) y las distancias epicentrales, R , en km. Asimismo, la matriz de los términos asocia-

dos a los coeficientes de la regresión, X , fue calculada, de tal manera que se determinaron los siguientes resultados de la relación de atenuación:

Tabla 4. Coeficientes y desviaciones de la regresión.

a	b	d	h'	ϵ_e	ϵ_r
1.5789	0.3383	-0.0015	3.70	0.2778	0.4686

Los coeficientes de la Tabla 4 deben ser incluidos dentro de las Ecuaciones 1-2c de tal manera que pueda escribirse algebraicamente la relación de atenuación.

Para comparar los datos observados por las estaciones sísmicas desplantadas dentro de la Faja Volcánica Transmexicana y los valores obtenidos a partir de la relación de atenuación para así observar las variaciones entre los datos originales, se dispuso inicialmente de revisar los residuos de la regresión, que se obtuvieron a través de la división entre las aceleraciones observadas y las predichas, de la misma manera en que se realiza dentro de [16]. Por lo general, los residuos son una resta entre el valor esperado y el valor observado, pero muchos de los autores, como el mencionado con anterioridad, practican esta modalidad en forma de cociente.

En la Figura 5 se muestran los residuos para este análisis de regresión, de la cual puede decirse que existe una variación muy alta de los datos sobre todo para distancias cercanas a la fuente, de tal manera que no se hallarían correctamente representadas por la relación de atenuación como podría esperarse. Lo anterior sucede para distancias de entre 0 y 70 km de manera visual, mientras que entre más se alejan los registros de la fuente, mejor representados se muestran los cocientes, pues la mayoría de los puntos tienen valores por debajo de diez, salvo pocos casos excepcionales.



Por este hecho, para determinar si los valores esperados tenían un adecuado ajuste con respecto a los valores observados, y a su vez que se corroboraba que los estimados para distancias cercanas a la fuente no eran correctamente representados por la relación de atenuación, se llevó a cabo un análisis de datos emparejados, en el que se tomaron las diferencias entre el vector de datos esperados y el vector de datos observados.

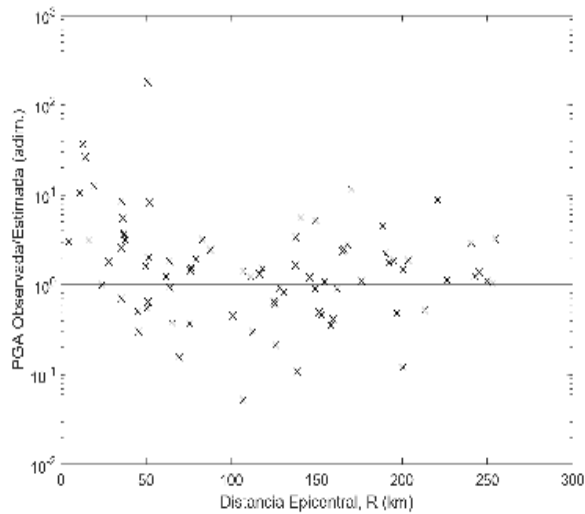


Figura 5. Residuos de la aceleración observada con referencia a la estimada, graficando contra la distancia epicentral.

De este análisis, si se consideran todos los datos, es decir, los datos para distancias iguales a 0 km hasta las distancias más lejanas, se desprendió que las diferencias poseían una media equivalente a $\bar{d} = -0.6696$, mientras que había una desviación estándar equivalente a $s_D = 2.7225$. Al conocer que el total de datos usados finalmente fue de 81, se obtuvo un valor para t equivalente a 2.2134. Con base en el estadístico ya calculado, se determinó el valor asociado a un nivel de significancia de 5% y a un número de grados de libertad igual a 80, que es igual a $t_{(\alpha, \nu)} = 1.99$, por lo cual se determinó que para el conjunto global de distancias la relación

de atenuación obtenida no era representativa. Lo anterior tuvo como significado que la forma funcional expresada por [28] no es la mejor para modelar la atenuación de la aceleración máxima de terreno para los sismos corticales de la Faja Volcánica Transmexicana, sin embargo, el uso de los métodos de máxima verosimilitud de [24] son útiles para calcular las relaciones de atenuación, pues con base en ellos se obtienen estas expresiones rápida y efectivamente. De modo en que se pudiera corroborar que la relación de atenuación tenía efecto para ciertas distancias, se analizaron los datos pareados para todos los registros que hubieran sido detectados a distancias mayores a los 0 km, por lo que se propuso que se tomaran como límite los valores 50 y 200 km, debido a que las aceleraciones máximas de terreno se buscan para distancias cercanas a la fuente. En la Tabla 5 se muestran los resultados del análisis.

Tabla 5. Resultados del análisis de datos pareados para distancias entre los 50 y 200 km.

Límite inferior (km)	Límite superior (km)	Número de registros	Grados de libertad, ν	t	$t_{(\alpha, \nu)}$
50	200	51	50	-1.2014	± 2.009

Lo mostrado por este último análisis supuso que la relación de atenuación efectivamente proyecta resultados con aproximaciones aceptables para distancias entre los 50 y los 200 km. Considerando esto, se tomaron como válidos los resultados expresados dentro de la Tabla 4, debido al grado de ajuste calculado, para a la postre graficar los datos obtenidos para las mismas distancias límite mencionadas en conjunto con la curva de tendencia de cada una de las magnitudes. Además, se agregaron las curvas de tendencia en las que se añade la desviación estándar, y así se obtuvo lo mostrado por Figura 7 y Figura 8.

En las gráficas correspondientes a las magnitudes 2.7, 3.6, 3.7, 3.9, 4.0 y 4.6 se puede observar que los resultados obtenidos por la relación de atenuación se encuentran justo encima de las líneas de tendencia, es decir, del valor esperado de la aceleración máxima de terreno, después de haber hecho la regresión, lo que indica un buen ajuste incluso sin tomar en cuenta las desviaciones estándar. Para los casos de las magnitudes iguales a 3.1, 3.4, 3.5 y 3.8 se aprecia una mayor volatilidad de los datos, lo que podría ser por causa de otros efectos que no se han contemplado dentro de este estudio, como son los efectos de sitio.

En las Figura 6, 7 y 8 es apreciable, incluso gráficamente, que más del 80% de los datos

caen dentro de los límites de las desviaciones estándar, lo que indica que el método de máxima verosimilitud de una etapa es efectivo para calcular sencillamente relaciones de atenuación, sin embargo, se debe de considerar, también, el entrecruzamiento entre las magnitudes, lo que siempre ha sido un tema de discusión entre toda la comunidad sismológica, pues no queda del todo definido hasta qué límites se puede determinar cuál es la aceleración correspondiente a una magnitud requerida, es decir, si se observa cualesquiera dos magnitudes consecutivas, se podrá ver que, para todos los casos, si superpusiéramos las dos gráficas, en la práctica serían casi idénticas una a la otra, salvo por un desfaseamiento por el incremento de la misma magnitud.

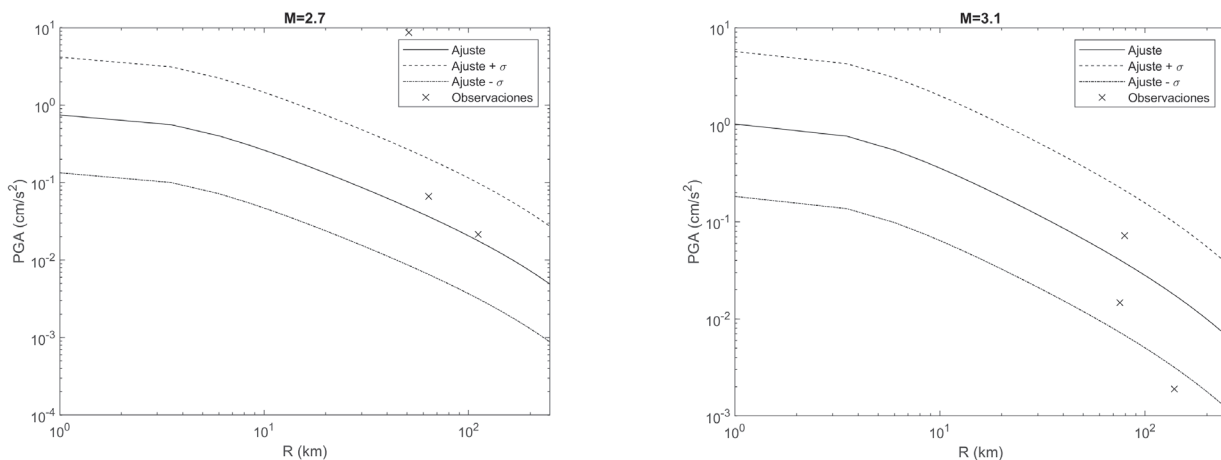


Figura 6. Curvas de ajuste para las aceleraciones máximas de terreno (PGA, en cm/s²) contra distancias epicentrales (R) para magnitudes 2.7 y 3.1. En todos los casos se muestran las curvas de tendencia (líneas continuas), así como las desviaciones estándar (líneas punteadas) y los valores registrados por las estaciones sísmicas (observaciones, cruces).

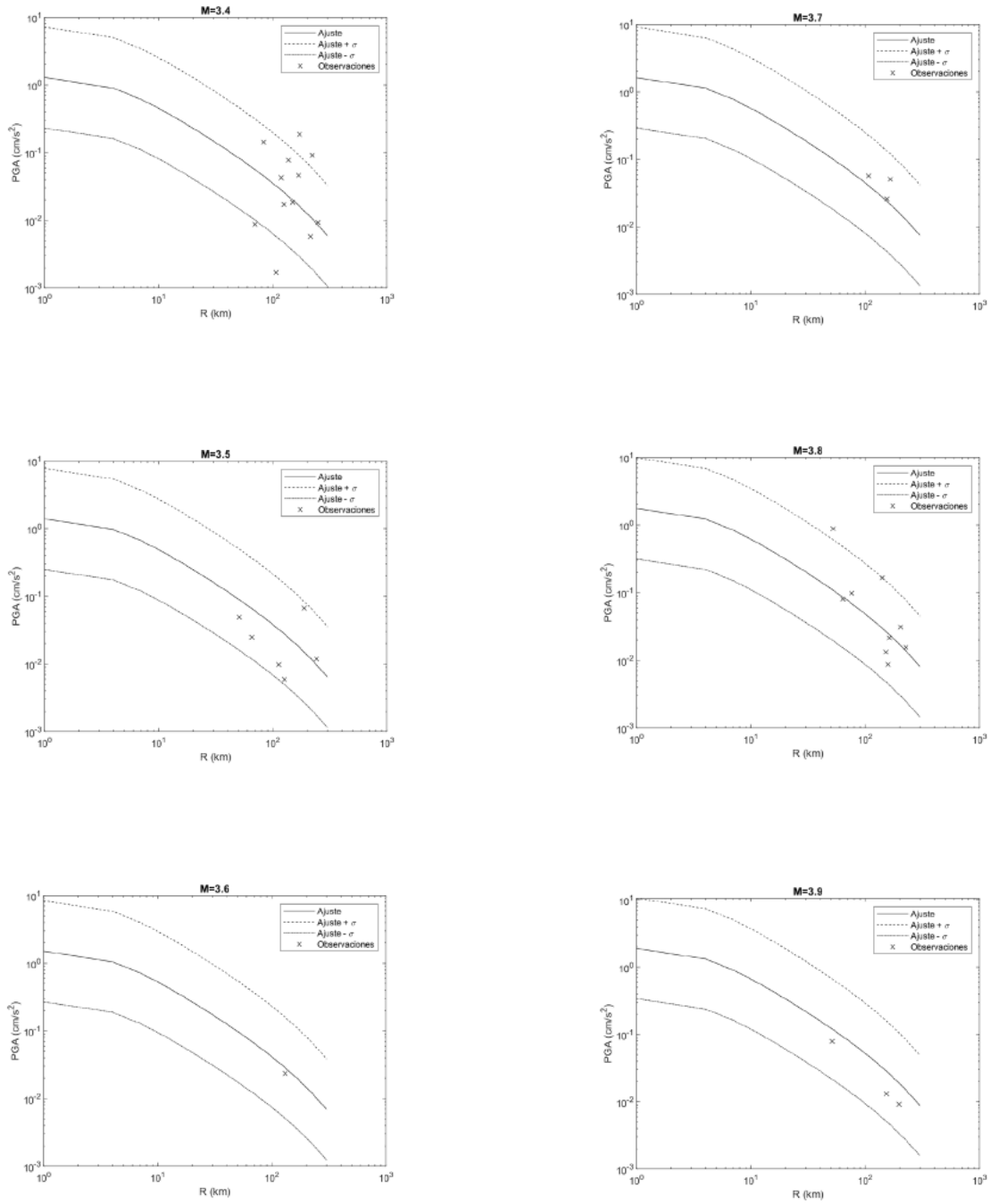


Figura 7. Curvas de ajuste para las aceleraciones máximas de terreno (PGA, en cm/s²) contra distancias epicentrales (R) para magnitudes 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8 y 3.9. En todos los casos se muestran las curvas de tendencia (líneas continuas), así como las desviaciones estándar (líneas punteadas) y los valores registrados por las estaciones sísmicas (observaciones, cruces).

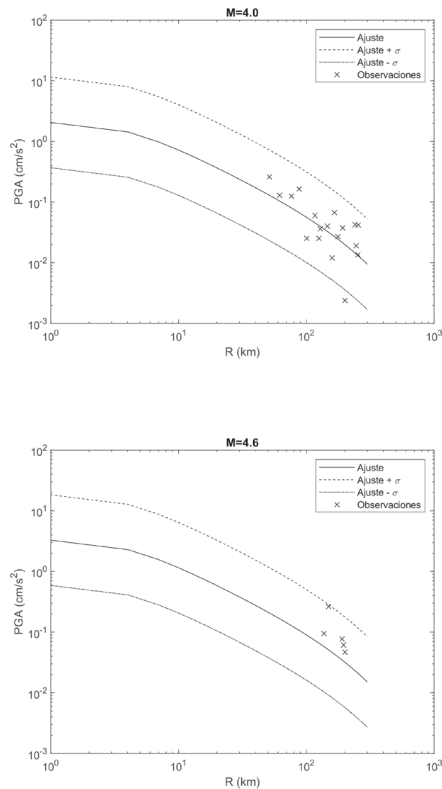


Figura 8. Curvas de ajuste para las aceleraciones máximas de terreno (PGA, en cm/s²) contra distancias epicentrales (R) para magnitudes 4.0 y 4.6. En todos los casos se muestran las curvas de tendencia (líneas continuas), así como las desviaciones estándar (líneas punteadas) y los valores registrados por las estaciones sísmicas (observaciones, cruces).

CONCLUSIONES

Una relación de atenuación para estimar las aceleraciones máximas de terreno de la zona Este de la Faja Volcánica Transmexicana ha sido calculada dentro de este artículo basándose en utilizar sismos corticales someros con profundidades entre 1 y 20 km y magnitudes que rondan entre $2.7 \leq M \leq 4.6$, los cuales ocurrieron dentro de la misma región y fueron registrados por estaciones sísmicas de la misma área, entre los años de 2005 y 2017. Además, para calcular esta expresión fue utilizado el método de máxima verosimilitud de una eta-

pa de [24]. La relación de atenuación obtenida tiene la siguiente forma final:

$$\log_{10} A_n = -0.4509 + 0.3383M - \log_{10} r - 0.0015r \pm 0.7464P \quad (9a)$$

$$r = \sqrt{R^2 + 13.69} \quad (9b)$$

En la expresión 9a, el término correspondiente a P indica el percentil de la aceleración máxima de terreno a considerarse, de tal manera que se tomaría como P=0 al valor esperado o valor medio, es decir, el percentil 50, mientras que P tendría el valor de 1 cuando se toma en cuenta el percentil asociado a una desviación estándar. Además, en sismología es común considerar el percentil 84 como un valor estadístico idóneo, como es mencionado por [18]. Para usar esta expresión, es necesario retomar magnitudes, M, que se encuentren entre 2.7 y 4.6, ya que fueron las únicas que se tomaron para calcular y que provienen del Servicio Sismológico Nacional. De la misma manera, se deben de usar para su cálculo, distancias epicentrales, R, que, como se pudo apreciar dentro del análisis de datos emparejados, deben de estar entre los 50 y los 200 km, pues si se hiciera la aplicación de esta curva para estimar valores para distancias cercanas a las fuente, los resultados que se tendrían serían erróneos hasta cierto punto, ya que las variabilidades que se han calculado, con base en el análisis de residuos, son considerablemente altas, y que en muchos de los casos llegan a decuplicar (o más) las ampliificaciones de los valores esperados. Lo anterior posibilita aplicar factores que contemplen la proximidad a la falla para futuras investigaciones relacionadas al cálculo de expresiones como ésta, o que se agreguen dentro de la forma funcional características de los efectos de sitio, como la velocidad de onda de corte en los 30 metros superficiales, V_{s30} , o realizar



un análisis de cocientes espectrales [37], los cuales no fueron considerados directamente en este artículo, y que podrían mostrar cambios considerables en los resultados de la relación de atenuación.

Asimismo, se sugiere que, para magnitudes por encima de $M=4.6$, se revise la aplicabilidad de las expresiones expuestas en este artículo, pues, debido a la falta de instrumentación y ocurrencias dentro de esta zona, es ardua la labor para determinar un modelo real que comprenda no sólo magnitudes en las que las deformaciones en el suelo se comporten dentro del rango elástico, sino también uno que incluya magnitudes superiores en las que el comportamiento es por completo diferente. Además, a partir de la base de datos que se muestra al final de este texto, y de los registros sísmicos de estos eventos, puede surgir un conjunto de ecuaciones para las ordenadas espectrales, de tal manera que en un futuro se pueda elaborar un espectro de diseño propio de la zona con el que se pueda realizar los cálculos estructurales de edificios al interior de esta provincia sísmica, no obstante, por el momento conviene utilizar aún las ecuaciones de [13], por las razones antedichas.

Finalmente, es menester usar registros de aceleración, en lugar del uso de sismogramas, de tal manera que se pueda comparar los resultados obtenidos en este trabajo y los que pueden proveer dichas aceleraciones, así, se podrá determinar si tal expresión es, en efecto, apropiada para las estimacio-

nes de las aceleraciones máximas de terreno para las distancias mencionadas. De lo contrario, habrá de calcularse una expresión que esté basada en las aceleraciones máximas de terreno registradas por acelerómetros per sé.

APÉNDICE

En la Tabla 6, se muestra la base de datos reducida utilizada en esta investigación. Para cada uno de los eventos sísmicos registrados dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, se anexan las estaciones que compilaron cada una de las señales, las aceleraciones máximas de terreno (PGA) para la orientación Este-Oeste, la orientación Norte-Sur, así como la raíz cuadrada de la media de los cuadrados de los últimos dos términos, la cual se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$PGA_{HOR} = \sqrt{\frac{((PGA_{E-W})^2 + (PGA_{N-S})^2)}{2}} \quad (A1)$$

Igualmente, en la Tabla 6 son mostrados los valores esperados de aceleración máxima que se calcularon a partir de la relación de atenuación obtenida en este trabajo (Ecuaciones 9a-9), los cuales se muestran en la columna con el encabezado E(PGAHOR). Finalmente, en la última columna se exponen las diferencias entre los valores esperados y los valores observados. Todos los valores de aceleración listados, así como las diferencias, se encuentran en cm/s^2 (gals), las que son unidades básicas para este tipo de análisis.

Tabla 6. Base de datos reducida de eventos sísmicos utilizados dentro de este trabajo.

No. Evento	Estación	PGA _{E-W}	PGA _{N-S}	PGA _{HOR}	E(PGAHOR)	Di
1	DHIG	0.1044	-0.1423	0.1248	0.0800	-0.0448
2	DHIG	-0.0101	0.0095	0.0098	0.0325	0.0227
	PPIG	-0.0248	-0.0247	0.0248	0.0658	0.0411
	YAIG	-0.0507	-0.0467	0.0488	0.0894	0.0407
3	PPIG	0.0465	0.0623	0.0549	0.1097	0.0547
4	DHIG	3.7009	3.6851	3.6930	0.2936	-3.3994

No. Evento	Estación	PGAE-W	PGAN-S	PGAHOR	E(PGAHOR)	Di
	PPIG	0.0218	0.0295	0.0260	0.0240	-0.0020
	YAIG	-0.0544	-0.0463	0.0505	0.0216	-0.0289
5	DHIG	-0.0238	-0.0231	0.0235	0.0284	0.0049
	PPIG	-0.3395	0.4030	0.3726	0.1439	-0.2287
	YAIG	-0.7065	-0.8278	0.7695	0.1411	-0.6284
6	DHIG	-0.0176	0.0167	0.0172	0.0260	0.0088
	PPIG	0.4418	0.4323	0.4371	0.1181	-0.3190
	YAIG	0.3170	-0.5082	0.4236	0.1182	-0.3054
7	DHIG	-0.0057	-0.0062	0.0059	0.0278	0.0218
	PPIG	0.0847	0.1010	0.0932	0.1331	0.0399
8	DHIG	0.0381	-0.0345	0.0364	0.0397	0.0034
	MOIG	0.0307	-0.0434	0.0376	0.0213	-0.0163
	PPIG	0.1581	-0.1701	0.1642	0.0671	-0.0971
9	CUIG	0.0238	-0.0266	0.0253	0.0412	0.0160
	DHIG	1.4586	1.2691	1.3671	0.4427	-0.9245
	IGIG	-0.0477	0.0358	0.0422	0.0145	-0.0278
	MOIG	-0.0150	-0.0225	0.0191	0.0139	-0.0052
	PPIG	-0.0132	-0.0106	0.0120	0.0288	0.0168
	YAIG	0.0187	-0.0334	0.0271	0.0246	-0.0025
10	CUIG	0.0605	0.0601	0.0603	0.0457	-0.0146
	DHIG	-18.2441	22.5625	20.5172	0.5538	-19.9634
	IGIG	-0.0474	0.0358	0.0420	0.0130	-0.0290
	MOIG	0.0139	0.0131	0.0135	0.0131	-0.0004
	PPIG	0.0458	-0.0337	0.0402	0.0330	-0.0072
	YAIG	-0.0434	-0.0848	0.0674	0.0271	-0.0403
11	CUIG	0.0466	0.0380	0.0425	0.0282	-0.0143
	DHIG	5.4024	-2.9785	4.3622	0.4127	-3.9494
	MOIG	0.0093	-0.0094	0.0093	0.0084	-0.0009
	PPIG	-0.0191	0.0175	0.0183	0.0201	0.0017
	YAIG	0.0402	0.0517	0.0463	0.0167	-0.0297
12	ACIG	0.0845	0.0752	0.0800	0.0857	0.0057
	CUIG	0.0201	-0.0229	0.0215	0.0241	0.0026
	DHIG	-0.0136	0.0129	0.0133	0.0267	0.0134
	PPIG	-0.0150	-0.0161	0.0156	0.0138	-0.0018
	YAIG	-0.0227	-0.0375	0.0310	0.0166	-0.0144
13	CUIG	0.0246	-0.0258	0.0252	0.0557	0.0305
	DHIG	-0.0022	0.0026	0.0024	0.0199	0.0175
	PPIG	0.1456	-0.1110	0.1295	0.1039	-0.0256
	YAIG	0.2239	-0.2924	0.2604	0.1296	-0.1308
14	CUIG	-0.2458	-0.3669	0.3122	0.1731	-0.1392
	MOIG	0.0104	0.0131	0.0119	0.0096	-0.0022
	PPIG	0.3739	-0.4169	0.3960	0.1252	-0.2707
	TPIG	0.0670	-0.0660	0.0665	0.0149	-0.0516
	YAIG	-0.8083	-1.3840	1.1333	0.1332	-1.0001
15	CUIG	2.7432	-2.0627	2.4269	0.8117	-1.6153



No. Evento	Estación	PGAE-W	PGAN-S	PGAHOR	E(PGAHOR)	Di
	DHIG	-0.0018	0.0015	0.0017	0.0323	0.0306
	MOIG	-0.0047	0.0067	0.0058	0.0112	0.0054
	PPIG	0.0093	0.0082	0.0088	0.0566	0.0478
	TPIG	0.1095	-0.0697	0.0918	0.0105	-0.0812
16	PPIG	0.0363	-0.0333	0.0349	0.1168	0.0820
	TPIG	-0.0635	-0.0505	0.0574	0.0407	-0.0167
17	CUIG	-0.0705	-0.0514	0.0617	0.0332	-0.0285
	DHIG	-0.0868	0.0666	0.0774	0.0347	-0.0427
	PPIG	0.2876	0.2365	0.2633	0.0509	-0.2124
	TPIG	0.0985	-0.0907	0.0947	0.0576	-0.0371
	YAIG	0.0491	0.0442	0.0467	0.0317	-0.0150
18	PPIG	-0.0118	0.0143	0.0131	0.0285	0.0154
	TPIG	0.0748	0.0825	0.0787	0.1204	0.0416
	YAIG	0.0106	0.0076	0.0092	0.0190	0.0097
19	CUIG	-0.1079	0.0876	0.0983	0.0690	-0.0293
	DHIG	-0.0097	0.0078	0.0088	0.0250	0.0162
	PPIG	-10.6441	12.3926	11.5515	0.4350	-11.1164
	TPIG	0.1793	0.1505	0.1655	0.0298	-0.1357
	YAIG	-0.9027	0.8628	0.8830	0.1090	-0.7740
20	DHIG	0.0180	0.0245	0.0215	0.0177	-0.0038
	PPIG	-0.0672	0.0650	0.0661	0.0363	-0.0298
	YAIG	7.5097	-9.6570	8.6502	0.0476	-8.6026
21	CUIG	-0.0768	-0.0676	0.0724	0.0379	-0.0345
	DHIG	0.0015	0.0022	0.0019	0.0177	0.0158
	PPIG	-0.1480	0.1489	0.1485	0.1489	0.0004
	YAIG	-0.0136	0.0157	0.0147	0.0404	0.0257
22	CUIG	0.1589	0.1271	0.1438	0.0451	-0.0987
	PPIG	0.1945	-0.1769	0.1859	0.0162	-0.1696
	TPIG	0.0804	-0.0743	0.0774	0.0226	-0.0548
	YAIG	0.1404	-0.1359	0.1382	0.0848	-0.0534

AGRADECIMIENTOS

Se agradece fundamentalmente al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por haber provisto los fondos necesarios para desarrollar esta investigación, así como al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, en especial al departamento del Servicio Sismológico Nacional por haber provisto los registros sísmicos de velocidad y aceleración que se

utilizaron dentro de este trabajo. Los autores agradecen al grupo de trabajo de la maestría en Ciencias línea terminal en Estructuras de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Querétaro por hacer posible realizar este artículo.

REFERENCIAS

[1] L. Ferrari, T. Orozco-Esquivel, V. Manea, and M. Manea, "The dynamic history

of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone," *Tectonophysics*, vol. 522–523, pp. 122–149, 2012.

[2] L. Ferrari, "Avances en el Conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la Última Decada," *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LIII, pp. 84–92, 2000.

[3] A. Gómez-Tuena, M. T. Orozco-Esquivel, and L. Ferrari, "Igneous Petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt," *GSA Special Papers*, vol. 2422, no. 05, pp. 129–181, 2007.

[4] A. Demant, "Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación," *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, vol. 2, no. 2, pp. 172–187, 1978.

[5] A. Clemente et al., "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*, vol. 14, no. 6, pp. 1391–1406, 2014.

[6] F. R. Zúñiga, "El Otro Riesgo Sísmico: los Sismos en el Centro de México," in *XI Simposio Nacional de Ingeniería Sísmica*, 2010, p. 15.

[7] A. Mendoza-Ponce, Á. Figueroa-Soto, D. Soria-Caballero, and V. H. Garduño-Monroy, "Active faults sources for the Pátzcuaro-Acambay fault system (Mexico): Fractal analysis of slip rates and magnitudes Mw estimated from fault length," *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 18, no. 11, pp. 3121–3135, 2018.

[8] F. R. Zúñiga, J. M. Gómez-González, and M. Guzmán Speziale, "La Sismicidad en Querétaro," in *El Valle de Querétaro y su Geotorno*, 1st ed., J. Arzate Flores and A. Cortés, Eds. Querétaro: CONCYTEQ, 2007, p. 171.

[9] F. R. Zúñiga, G. Suárez, Á. Figueroa-Soto, and A. Mendoza-Ponce, "A first-order seismotectonic regionalization of Mexico for seismic hazard and risk estimation," *Journal of Seismology*, vol. 21, no. 6, pp. 1295–1322, 2017.

[10] INEGI, "Instituto Nacional de Estadística y Geografía." [Online]. Available: <https://www.inegi.org.mx/>. [Accessed: 27-Aug-2019].

[11] CFE, *Manual de Diseño de Obras Civiles Capítulo C.1.3 Diseño por Sismo*. México, D.F., México, 2015, p. 389.

[12] F. O. Strasser, J. J. Bommer, and N. A. Abrahamson, "Estimating Ground-Motion Variability: Issues, Insights & Challenges," in *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, 2008, p. 8.

[13] N. A. Abrahamson and W. J. Silva, "Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes," *Seismological Research Letters*, vol. 68, no. 1, pp. 94–127, 1997.

[14] CFE, *Manual de Diseño de Obras Civiles Capítulo C.1.3 Diseño por Sismo*. México, D.F., México: Instituto de Investigaciones Eléctricas, 2008, p. 745.

[15] M. Ordaz, E. Reinoso, S. K. Singh, E. Vera, and J. M. Jara, "Espectros de respuesta en diversos sitios del Valle ante temblores postulados en la brecha de Guerrero," in *Memorias del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica y VII Congreso Nacional de Ingeniería Estructural*, 1989, pp. A187–A198.

[16] W. B. Joyner and D. M. Boore, "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, 1981.

[17] S. K. Singh and M. Ordaz, *Sismicidad y movimientos fuertes en México: una visión actual*. México, D.F.: Centro Nacional de Prevención de Desastres, 1990.

[18] D. García, "Estimación de Parámetros del Movimiento Fuerte del Suelo para Terremotos Interplaca e Intraslab en México Central," Universidad Complutense de Madrid, 2006.

[19] H. Cruz, F. Chávez, and T. Furumura, "Differences in Attenuation of Ground Motion Perpendicular to the Mexican Subduc-



tion 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, 2009.

[20] M. Mora, D. Arroyo, M. Ordaz, D. García, and K. Singh, "Modelo para la Atenuación de la Seudoaceleración Generada por Sismos Interplaca en la Zona de Subducción Mexicana," in *XVII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 2009, pp. 1–21.

[21] M. Ordaz, S. K. Singh, and A. Arciniega, "Bayesian Attenuation Regressions: an Application to Mexico City," *Geophysical Journal International*, vol. 117, no. 2, pp. 335–344, 1994.

[22] D. Arroyo and M. Ordaz, "Multivariate Bayesian Regression Analysis Applied to Pseudo-Acceleration Attenuation Relationships," in *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, 2008, vol. 1, no. 1, pp. 12–17.

[23] Q. Rodríguez-Pérez, "Ground-Motion Prediction Equations for Near-Trench Inslab Subduction Zone Earthquakes in Mexico," *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 104, no. 1, pp. 427–438, 2014.

[24] W. B. Joyner and D. M. Boore, "Methods for Regression Analysis of Strong-Motion Data," *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 83, no. 2, pp. 469–487, 1993.

[25] L. Manjarrez and S. García, "Atenuación del Valor de la Aceleración Máxima en Superficie de Sitios en Roca para Zonas en Subducción," in *XXVII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica*, 2014, pp. 1–8.

[26] A. Clemente, G. Arroyo, R. Zúñiga, Á. Figueroa, M. Pérez, and C. López, "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*, vol. 93, no. 87, pp. 67–93, 2012.

[27] L. F. Pérez, "Análisis Bayesiano de Leyes de Atenuación Sísmica para la Región de

la Faja Volcánica Transmexicana," Universidad Autónoma de Querétaro, 2018.

[28] D. R. Brillinger and H. K. Preisler, "An Exploratory Analysis of the Joyner-Boore Attenuation Data," *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 74, no. 4, pp. 1441–1450, 1984.

[29] J. A. Bayona Viveros, G. Suárez Reynoso, and M. Ordaz, "A probabilistic seismic hazard assessment of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico based on historical and instrumentally recorded seismicity," *Geofísica Internacional*, vol. 56, no. 1, pp. 87–101, 2017.

[30] SSN, "Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional, México," 2019. [Online]. Available: <http://www.ssn.unam.mx>. [Accessed: 28-Aug-2019].

[31] P. Goldstein and J. A. Snoke, "SAC Availability for the IRIS Community," *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*, 2005.

[32] W. B. Joyner and D. M. Boore, "Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion," in *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent Advances in Ground-Motion Evaluation: Proceedings of the Specialty Conference*, 1988, pp. 43–102.

[33] S. R. Searle, *Linear Models*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1971.

[34] Y. Fukushima and T. Tanaka, "A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan," *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 80, no. 4, pp. 757–783, 1990.

[35] H. Hsu and P. A. Lachenbruch, "Paired T Test," *Wiley Encyclopedia of Clinical Trials*. John Wiley & Sons, Inc., pp. 1–3, 2008.

[36] J. L. Devore, *Probability & Statistics*, Eighth. Boston, MA: Cengage Learning, 2010.

[37] Y. Nakamura, "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface," *QR of RTR1*, vol. 30, no. 1, pp. 25–33, 1989.