



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS DEL MOVIMIENTO DEL
TERRENO DEL SISMO DE PUEBLA-
MORELOS ($M_w=7.1$) DEL 19 DE
SEPTIEMBRE DE 2017**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Diana Itzel Valencia Medina

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Leonardo Ramírez Guzmán



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis padres.

Tengo la fortuna de tener a los mejores padres, quienes siempre me han brindado un apoyo incondicional para alcanzar cada uno de mis sueños. No tengo palabras para agradecerles todo lo que han hecho por mí y siempre cuidarme.

Gracias mamá por consentirme con todo tu amor, enseñarme a ser responsable y estar conmigo desde mi primer día en el kinder hasta ahora. Gracias papá por enseñarme a ser perseverante, independiente, fuerte y a no ser conformista.

Este logro también es de ustedes.

A mis hermanas Dulce y Vanesa.

Han sido mis compañeras de vida, gracias por apoyarme en momentos complicados, a pesar de que en ciertos momentos no estamos de acuerdo, siempre estaré para ustedes. Las quiero mucho.

A Carlos

Gracias por motivarme para terminar este trabajo, sin ti no habría sido posible. Por acompañarme a recorrer esta etapa de mi vida que a tu lado ha sido increíble, por sostenerme en las dificultades e inspirarme a lograr nuevos retos. Tú también me conviertes en mejor persona.

A mis abuelos Guille y Agustín

¡Ya por fin abuelito! Lo que tanto me pedías. Les quiero agradecer por ser tan amorosos conmigo y apoyarme en mis aventuras, por siempre estar pendiente de mí. Sé que siempre puedo contar con ustedes, los quiero mucho.

A mi abuelita Rita

Abuelita gracias por preocuparte por mí, por apoyarme y cuidarme. Te quiero mucho.

A mis tíos y primos

A todos ustedes les agradezco el apoyo que me han dado en todo este trayecto, por su cariño y los momentos llenos de risas.

Agradecimientos

Quiero dar gracias al Dr. Leonardo Ramírez Guzmán por orientarme, por las oportunidades y por el tiempo que me ha brindado para el desarrollo de este trabajo. Agradezco también a mis sinodales por su disposición, tiempo y contribución. También quiero agradecer a la Unidad de Instrumentación Sísmica y al Instituto de Ingeniería por el financiamiento otorgado. De igual forma agradezco a mis amigos del Instituto de Ingeniería, especialmente a Fernando Monroy y Miguel Carillo por tomarse el tiempo de revisarme y darme comentarios respecto a esta tesis. También a mis amigos de la universidad y la preparatoria. Por último pero no menos importante, agradezco a la Facultad de Ingeniería y a la UNAM lugares donde he vivido experiencias maravillosas, por formarme como ingeniera.

Este trabajo fue patrocinado por la Secretaría de Ciencia, Tecnología e Innovación (SECITI) de la Ciudad de México. Proyecto SECITI/073/2016 y el programa de becas del Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Resumen

Los sistemas computacionales han evolucionado de tal forma que hoy permiten hacer estimaciones robustas del movimiento del terreno. Tradicionalmente, el análisis del movimiento orientado a aplicaciones ingenieriles se efectúa usando Ecuaciones de Predicción de Movimiento, por sus siglas en inglés GMPE. Estas ecuaciones solo toman en cuenta la contribución de la fuente, la trayectoria y el sitio de manera estadística. En este trabajo se analizó el movimiento del terreno del sismo del 19 de septiembre del 2017 mediante una simulación tridimensional, a una frecuencia de 0.8 Hz, usando el Método del Elemento Finito. La propagación de las ondas sísmicas se resolvió con la herramienta Hércules (Tu *et al.*, 2006). El modelo de velocidades que se empleó fue el estimado por Juárez (2016).

En el estudio se hace un análisis comparativo entre los parámetros del movimiento del terreno (PMT) calculados a partir de observaciones, GMPE y la simulación. Los resultados muestran que en un análisis del movimiento del terreno son necesarias ambas estimaciones. Las GMPE generan estimaciones con mayor incertidumbre pero en un periodo de tiempo más corto en comparación con una simulación tridimensional, en la que el tiempo de análisis es mayor, pero se reduce la incertidumbre considerablemente.

Finalmente, se estudiaron los parámetros del movimiento del terreno y su posible correlación con las zonas de daños y deslizamientos de tierra. El comportamiento de las GMPE y las simulaciones fue similar.

Abstract

Computing systems have rapidly evolved, allowing us to carry out complex ground motion calculations. The ground motion analysis oriented to engineering application usually uses Ground Motion Prediction Equations (GMPE), which only considers the path, site, and source effects statistically. In this research, I analyze the ground motion of the September 19th, 2017 earthquake using the results of a tridimensional simulation with a maximum frequency of 0.8 Hz. The wave propagation was resolved with the Finite Element Method. Hercules (Tu *et al.*, 2006) employing the 3D velocity model developed by Juárez (2016). A comparative analysis of the ground motion parameters (PMT) calculated from observation, GMPE, and the simulation data was performed. Results show that in a ground motion analysis, both calculations are needed. GMPE generate estimations with a higher uncertainty but in a shorter time than a tridimensional simulation, where the analysis time is longer, but the uncertainty is dramatically reduced. Additionally, I studied the potential correlation of the PMT and the damage and landslides; both the GMP and the simulation have similar behavior.

Índice general

1. Introducción	1
2. Antecedentes	5
2.1. Aspectos geotectónicos.	5
2.1.1. Geometría de la subducción.	6
2.1.2. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).	8
2.1.3. Sierra Madre del Sur.	9
2.1.4. Terrenos tectonoestratigráficos.	9
2.2. Principales sismos ocurridos en la región Centro-Sur de México.	10
2.3. Sismo del 19 de septiembre del 2019.	13
2.3.1. Información básica.	14
2.3.2. Efectos y daños	15
2.3.2.1. Deslizamientos inducidos	16
3. Fundamentos teóricos	19
3.1. Esfuerzos y deformaciones	19
3.1.1. Esfuerzos	20
3.1.2. Esfuerzos principales.	21
3.1.3. Esfuerzo cortante máximo.	23
3.1.4. Deformación.	24
3.1.5. Ecuación de movimiento.	25
3.2. Intensidades.	26
3.3. Ecuaciones de predicción de movimiento del terreno o GMPE.	28
3.3.1. Parametrización de la fuente.	29
3.3.2. Parametrización de la trayectoria.	30
3.3.3. Parametrización del sitio	31
3.4. Parámetros del movimiento del terreno	33
3.4.1. Parámetros de amplitud.	33
3.4.1.1. Aceleración pico.	34
3.4.1.2. Velocidad pico.	35
3.4.1.3. Desplazamiento pico.	35
3.4.1.4. Relaciones de las componentes horizontales	35
3.4.2. Duración.	36

ÍNDICE GENERAL

3.4.3. Parámetros de contenido espectral.	36
3.4.3.1. Espectro de respuesta.	36
3.4.4. Intensidad de Arias.	37
3.5. Interpolación por el método de Kriging.	38
3.6. Método de elementos Finitos (<i>FEM</i>).	41
4. Datos y metodología.	43
4.1. Datos.	43
4.1.1. Pre-procesamiento.	44
4.1.2. Cálculo del espectro de respuesta.	45
4.1.3. Cálculo de mapas de parámetros del movimiento del terreno	46
4.2. Modelado tridimensional mediante el método de elemento finito	49
4.2.1. Fuente	49
4.2.2. Características de la simulación	50
4.2.3. Cálculo de parámetros del movimiento del terreno	52
4.2.4. Esfuerzos	52
5. Resultados y análisis	55
5.1. Mapas de PMT usando GMPE	55
5.2. Mapas de PMT a partir de la simulación	59
5.3. Comparación de PMT con daños	63
5.4. Comparaciones	67
5.5. Deslizamientos de Tierra	69
5.6. Esfuerzos principales y cortantes	70
6. Conclusiones	73
Bibliografía	77
A. Apéndice	83
A.1. Valores del espectro de respuesta	83

Introducción

El sismo que azotó el país el 19 de septiembre del 2017, con M_w 7.1, ha sido el más destructivo en la región central de México, desde el gran sismo de Michoacán de 1985 (Melgar *et al.*, 2018). El terremoto afectó diversas aglomeraciones urbanas, *e.g.* las áreas metropolitanas de la Ciudad de México y Puebla, en donde se concentra la mayor parte de la población e infraestructura y es, sin duda, el centro económico del país.

La Ciudad de México se encuentra ubicada aproximadamente a 120 km del epicentro del terremoto del 2017 y resultó severamente dañada, en parte por estar construida sobre material arcilloso que provoca amplificaciones de las ondas sísmicas (Melgar *et al.*, 2018). Este efecto en combinación con la distancia del epicentro a la ciudad, provocaron movimientos fuertes del terreno. Las grandes intensidades sísmicas y largas duraciones dentro de la ciudad, causaron miles de damnificados, grandes pérdidas económicas, monumentos históricos afectados, 46 estructuras colapsadas y 246 personas perdieron la vida (Melgar *et al.*, 2018).

Por su ubicación geográfica sobre el anillo de fuego del Pacífico, México se caracteriza por una actividad sísmica intensa, que se genera por la interacción de cinco placas tectónicas: Pacífico, Cocos, Norteamericana, Rivera y Caribe. En los últimos 20 años (SSN, 2018) ocurrieron poco más de 105 mil sismos, cuyos epicentros se ilustran en la Figura 1.1, de los cuales 11 tuvieron magnitudes $M_w \geq 7$.

A pesar de que los sismos de mayor magnitud y los más destructivos del país están asociados a la zona de subducción Mexicana (Figura 1.1) –que se extiende por el Centro-

1. INTRODUCCIÓN

Sur del Pacífico mexicano, con una longitud aproximada de 1,800 km desde el estado de Jalisco hasta la frontera con Guatemala –el terremoto del 19 de septiembre de 2017 fue un sismo intraplaca (al interior de la placa oceánica)(Melgar *et al.*, 2018).

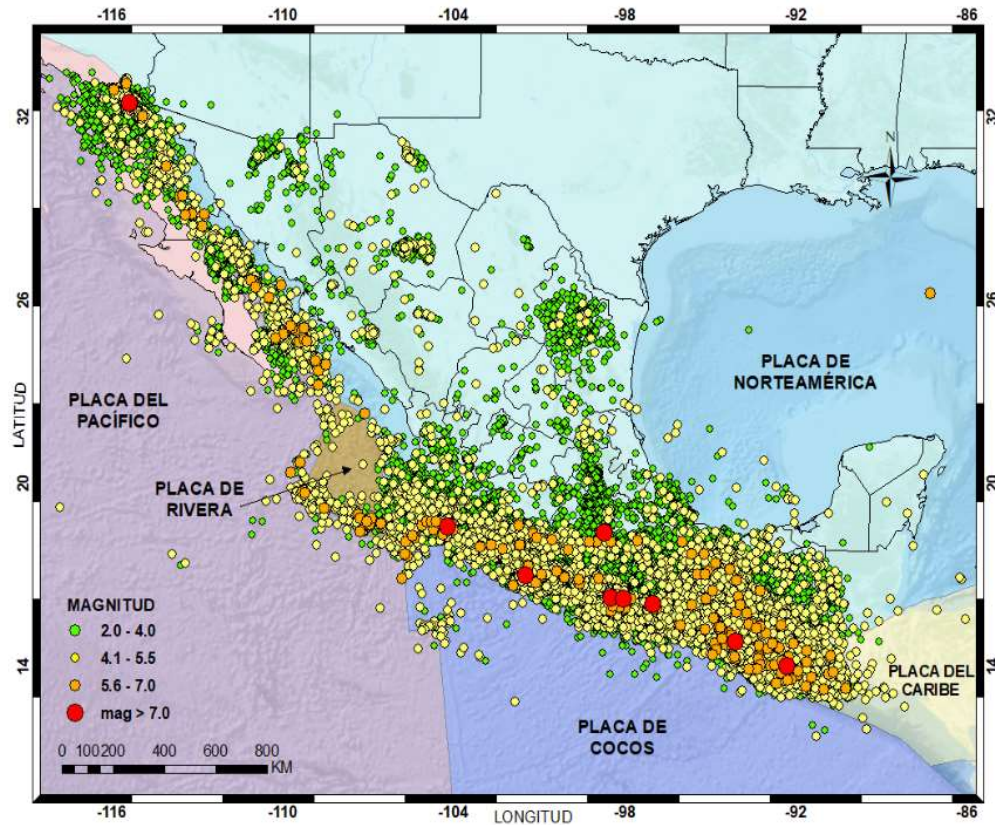


Figura 1.1: La sismicidad en México desde el 1 de enero de 1998 hasta el 18 de marzo del 2018. Los sismos se clasifican de acuerdo con su magnitud. Fuente: SSN, 2018.

Después de la ocurrencia de un sismo es importante analizar el movimiento fuerte para estimar el peligro y riesgo en estructuras. Utilizando modelado numérico, análisis estadístico de las señales sísmicas o ecuaciones de predicción de movimiento (GMPE) se pueden elaborar mapas de parámetros del movimiento del terreno útiles para los fines mencionados y alimentar los sistemas de estimaciones de daños; información útil para considerarse en los protocolos de emergencia después de la ocurrencia de sismos importantes (Wald *et al.*, 2003).

En este trabajo se analizan diferentes parámetros del movimiento del terreno debidos al sismo del 19 de septiembre de 2017 usando GMPE y la herramienta Hercules (Tu *et*

al., 2006), con el modelo de la corteza del Centro-Sur de México calculado por Juárez (2016) a partir de una inversión de forma de onda completa. Asimismo, se proponen algunas hipótesis acerca del comportamiento del suelo con los resultados obtenidos de la simulación.

1.1 Objetivos

- Analizar el movimiento fuerte del terreno del sismo del 19 de septiembre del 2017 usando ecuaciones de predicción de movimiento.
- Reducir la incertidumbre del análisis del movimiento del terreno empleando simulaciones numéricas tridimensionales utilizando la herramienta Hercules (Tu *et al.*, 2006).
- Proponer hipótesis sobre el comportamiento del suelo con los resultados obtenidos de la simulación, asociados con los daños y las posibles causas de la variabilidad del movimiento.

Antecedentes

Es importante conocer la compleja estructura del subsuelo y la sismicidad histórica, para comprender por qué la Ciudad de México resultó severamente dañada con la ocurrencia del sismo del 19 de septiembre del 2017. Por ende, se profundiza en la geometría de la subducción y la geotectónica del Valle de México. Además en este capítulo se estudia la Faja Volcánica Transmexicana y la Sierra Madre del Sur; ambas provincias son generalmente las más afectadas por la sismicidad local. Finalmente, se presenta un resumen sobre los principales sismos que han afectado el centro-sur del país.

2.1. Aspectos geotectónicos.

En México interactúan cinco placas tectónicas: la Placa de Norte América, del Pacífico, de Cocos, de Rivera y del Caribe. Esto no era así hace más de 55 millones de años, existía la placa Farallón, que estuvo en subducción y posteriormente se dividió en dos, en Farallón Norte y Farallón Sur durante el Eoceno. Hace aproximadamente 25 millones de años la placa Farallón Sur se subdividió en las placas de Guadalupe y Nazca. Finalmente, hace 17 a 12 millones, la placa de Guadalupe se segmentó en las placas de Cocos y Rivera (Mammerickx y Klitgord, 1982).

2. ANTECEDENTES

Las placas tectónicas interactúan entre sí con diferentes velocidades y tipos de límites de placa. En la Figura 2.1 se observan los tres tipos de límites de placas: divergente, transformante y convergente. Por ejemplo, la placa de Norte América interactúa con la placa del Pacífico mediante un límite transformante y con la placa de Cocos mediante un límite convergente. La velocidad de convergencia es menor en la parte norte de la placa de Cocos, al contrario de lo que ocurre en la zona de Chiapas, en donde la velocidad se incrementa (Demets *et al.*, 2010).

México se conforma por 15 provincias fisiográficas (Figura 2.1): la Península de Baja California, la Llanura Sonorense, la Sierra Madre Occidental, las Sierras y Llanuras del norte, la Sierra Madre Oriental, las Grandes Llanuras de Norteamérica, Llanura Costera del Pacífico, Llanura Costera del Golfo Norte, Mesa del Centro, la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), Península de Yucatán, Sierra Madre del Sur, Llanura Costera del Golfo del Sur, Sierras de Chiapas y Guatemala y la Cordillera Centroamericana (INEGI, 2018).

Este trabajo se enfocó en el Centro-Sur de México, porque fue la zona más afectada por el sismo del 19 de septiembre del 2017, abarcando la Faja Volcánica Transmexicana y la Sierra Madre del Sur, por lo cual se abordan con detalle más adelante.

2.1.1. Geometría de la subducción.

Cuando se habla de subducción se hace referencia al proceso en el que una placa se hunde por debajo de otra por una diferencia de densidades. Se presenta en donde dos placas tectónicas convergen. Las zonas de subducción se componen de una fosa oceánica profunda, formada en donde la placa en subducción se dobla y desciende hacia el manto y un arco volcánico (Tarbuck y Lutgens, 2005).

El complejo ambiente tectónico proveniente de la interacción de la placa de Cocos con la placa de Norte América complica la determinación de la geometría de subducción. El ángulo de subducción en la costa del Pacífico varía considerablemente del estimado debajo del centro de México (Pardo y Suárez, 1995). Para determinar la geometría de subducción se han efectuado diferentes estudios, *e.g.* usando localizaciones hipocentrales locales y de eventos telesísmicos (Pardo y Suárez, 1995) o a través del estudio de funciones receptor y tomografías sísmicas (Pérez-Campos *et al.*, 2008).

A través del estudio de funciones receptor se detectó el efecto que provocan las interfa-

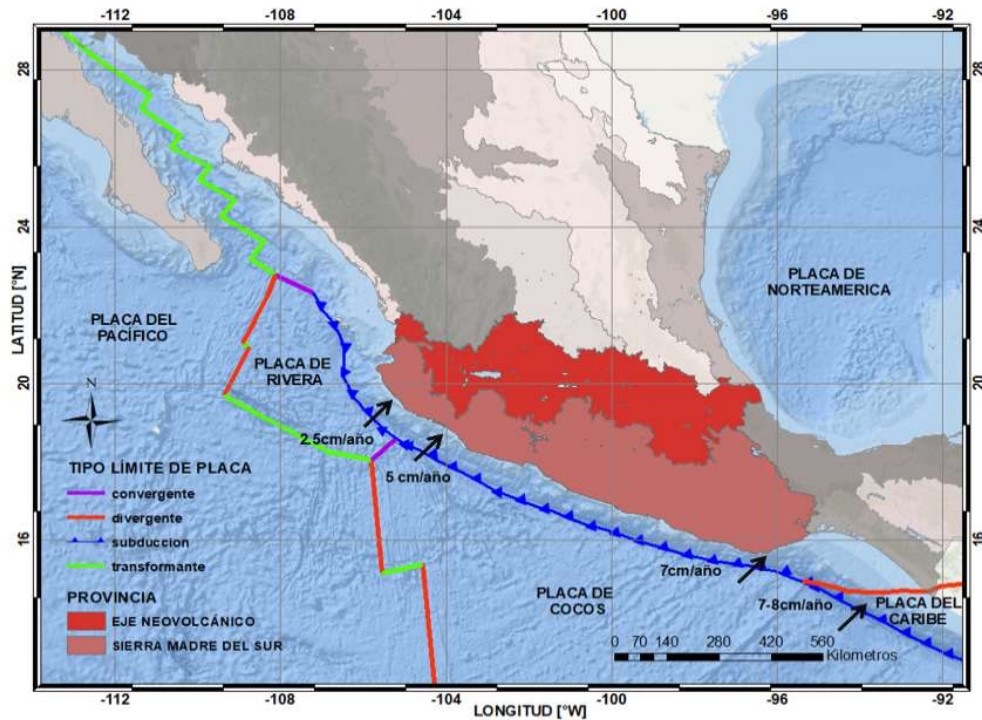


Figura 2.1: Provincias fisiográficas de México y los tipos de límites de placas tectónicas. Este trabajo se centra en el Centro-Sur del país, específicamente en el Eje Neovolcánico y la Sierra Madre del Sur (Fuente: INEGI, 2018). También se muestran las velocidades de convergencia de las placas tectónicas (Demets *et al.*, 2010).

ces a las ondas sísmicas por debajo de la superficie de la Tierra, permitiendo delimitar diferentes medios. Para poder caracterizar profundidades mayores, se aplicaron técnicas de tomografía sísmica, que permitieron estimar la estructura hasta 700 km de profundidad, incluyendo el manto.

En la Figura 2.2 se muestran los resultados combinados, tanto del análisis de función del receptor como el de la tomografía sísmica. Pérez-Campos *et al.* (2008) concluyeron que la subducción es casi horizontal desde la costa hacia la Ciudad de México por 250 km. Al comienzo la placa subduce con un ángulo pequeño y luego se vuelve casi horizontal. Finalmente, por debajo de la Ciudad de México, la placa se hunde abruptamente en el manto y termina a una profundidad de aproximadamente 500 km (Pérez-Campos *et al.*, 2008).

2. ANTECEDENTES

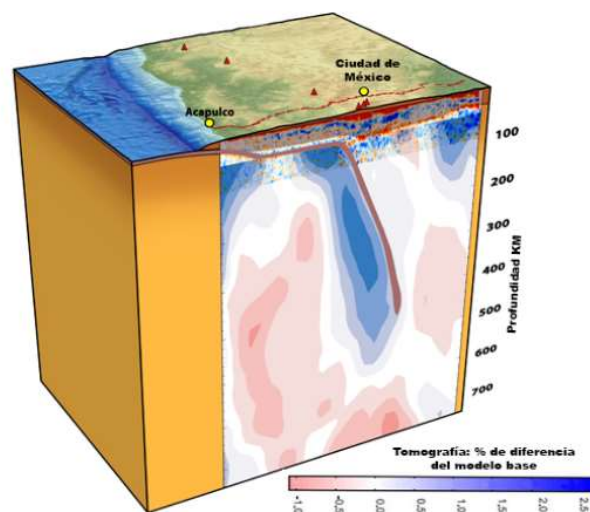


Figura 2.2: Geometría de subducción. En la tomografía se muestra las velocidades de onda, los colores azules representan velocidades más rápidas. Modificada de Davis (2008)

2.1.2. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) o Eje Neovolcánico se desarrolla sobre el margen sudoccidental de la placa de Norte América como resultado de la subducción de las placas de Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera Mesoamericana (Figura 2.1). Este arco volcánico tiene características peculiares tales como variabilidad del estilo volcánico y composición química, la oblicuidad con la trinchera y la variación del ancho del arco (Ferrari, 2000).

La composición química y estilo volcánico de la FVTM varía a lo largo de su dominio. La parte occidental está formada por estratovolcanes, domos dacítico-riolíticos y centros monogenéticos basálticos correspondientes a la parte de la Sierra Madre Occidental (SMO). La sección norte del bloque de Jalisco se compone por vulcanismo casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica. El sector central se compone de centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica-andesítica, no se tiene presencia de estratovolcanes, con excepción del Pico de Tancítaro. El sector oriental se caracteriza por grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica-riolítica, con una minoría de volcanes monogenéticos basálticos. A lo largo de toda la faja volcánica se presentan rocas volcánicas alcalinas. Sin embargo, una parte de ellas (principalmente el sector occidental) no son derivadas de la subducción sino tienen afinidad intraplaca (Ferrari, 2000).

La mayoría de las zonas de subducción tienen un arco volcánico en el interior, paralelo a la trinchera. Sin embargo, esto no ocurre en México, ya que el sector occidental sí es paralelo a la trinchera pero el sector central y oriental se aleja de ella con un ángulo de aproximadamente 15° (Ferrari, 2000). Además, comúnmente los arcos volcánicos tienen un ancho constante, y en la FVTM varía. En la región de Michoacán-Guanajuato tiene un ancho máximo de 200 km y un mínimo de 65 km en las regiones de Chapala-Morelia (Ferrari, 2000).

2.1.3. Sierra Madre del Sur.

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia fisiográfica, formada por la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América. Abarca desde el estado de Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec (Figura 2.1). La SMS se conecta al norte con la FVTM y está constituida principalmente por rocas de composición andesítica a dacítica cuyas edades van desde el Mioceno hasta el periodo actual. La posición oblicua con respecto a la trinchera Mesoamericana se puede interpretar como resultado de los cambios de inclinación de los segmentos subducidos de las placas Rivera y Cocos (Morán-Zenteno *et al.*, 2000).

2.1.4. Terrenos tectonoestratigráficos.

La zona Centro-Sur de México se encuentra dividida en seis terrenos tectonoestratigráficos: Guerrero G, Mixteco Mi, Oaxaca O, Juárez J, Maya M y Xolapa X (Figura 2.3). Se clasifican como masas o entidades geológicas caracterizadas por sus paquetes líticos, con una historia geológica diferente. Estos terrenos se separan por límites tectónicos y tienen una estratigrafía distintiva (Longoria, 1993). En otras palabras, los terrenos se dividen con base en su tectónica, historia geológica y estratigrafía. Dentro de cada uno existe una subdivisión de unidades que se agrupan, y se denominan formaciones o complejos (Córdoba *et al.*, 2014).

2. ANTECEDENTES

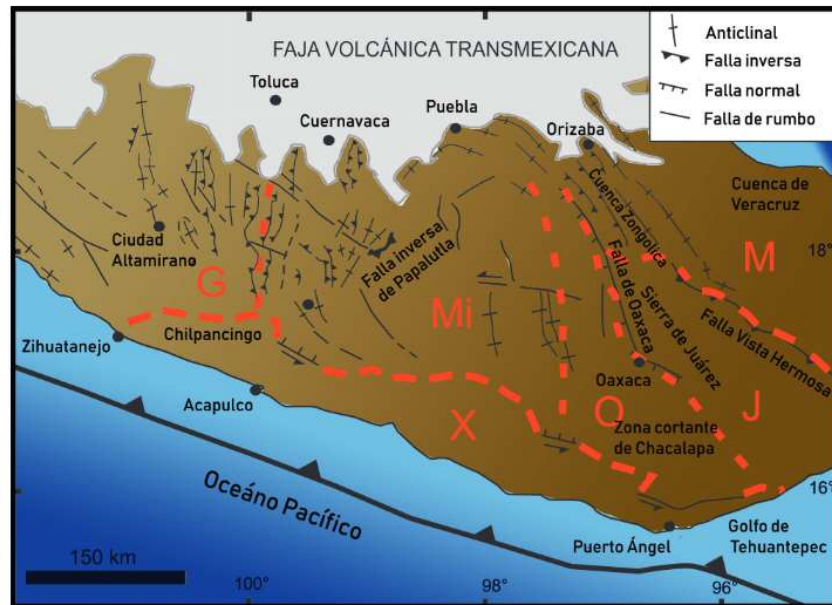


Figura 2.3: Terrenos tectonoestratigráficos de la zona Centro-Sur de México indicados con letras mayúsculas: G-Guerrero, Mi-Mixteco, O-Oaxaca, J-Juárez, M-Maya y X-Xolapa. Las líneas rojas representan las fronteras de los terrenos tectonoestratigráficos. Modificado de Morán-Zenteno *et al.* (2005)

2.2. Principales sismos ocurridos en la región Centro-Sur de México.

México es un país con alta sismicidad. En el 2018 se registraron 83 sismos por día en promedio (SSN, 2018). En los últimos 40 años se han registrado 19 terremotos en la zona Centro-Sur del país, de magnitud $M_w \geq 7$, la mayoría de los sismos han ocurrido en la zona de subducción, y solo tres se presentaron en el interior de la placa (Figura 2.4). Estos sismos han afectado grandes aglomeraciones urbanas, provocando derrumbes, afectaciones estructurales, decesos y miles de damnificados, además de colosales pérdidas económicas.

Los sismos de tipo intraplaca ocurren lejos de la costa y no son catalogados como los más dañinos. Sin embargo, pueden ser muy destructivos. Un ejemplo en la historia de México, es el sismo del 19 de noviembre de 1912 ocurrido a las 07:55, hora local, cerca del Poblado de Acambay, Estado de México (19.93°N , 99.83°W) con una magnitud y profundidad aproximada de 6.9 y 33 km respectivamente (SSN, 2018).

2.2 Principales sismos ocurridos en la región Centro-Sur de México.

La zona de ruptura se localizó en el graben de Acambay-Tixmadejé. En la Ciudad de México, pudo alcanzar aceleraciones de 9.7 cm/s^2 (Singh et al. 2011). Según Urbina y Camacho (1913), el sismo tuvo aproximadamente 60 réplicas entre el 19 de noviembre y el 15 de abril de 1913. La reconstrucción de Acambay tardó más de una década y más de 100 personas perdieron la vida (SSN, 2018).

En la Tabla 2.1 se listan los tres sismos de tipo intraplaca de magnitud $M_w \geq 7$ que han afectado la zona Centro-Sur del país en las últimas cuatro décadas (Figura 2.4).

Tabla 2.1: Sismos intraplaca

Fecha y hora	M_w	Lat °N	Lon °W	H [km]	Ubicación	Daños
24/10/1980 08:53	7.1	18.174	98.222	65	Huajuapán de León	<ul style="list-style-type: none"> ▪ 90% de las construcciones de Huajuapán de León se dañaron . ▪ 54 muertes (SRI, 2014). ▪ 35 mil damnificados.
15/06/1999 15:42	7.0	18.133	97.539	63	Tehuacán, Puebla	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Afectó siete estados de la República. ▪ Afectaciones en monumentos históricos, viviendas, escuelas, hospitales, carreteras y puentes. ▪ 45 mil damnificados (Alcocer <i>et al.</i>, 1999). ▪ 17 muertos (Juárez <i>et al.</i>, 1999).
19/09/2017 13:14	7.1	18.329	98.671	57	Puebla-Morelos	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Miles de damnificados y 246 muertes (Melgar <i>et al.</i>, 2018). ▪ 46 colapsos (Melgar <i>et al.</i>, 2018). ▪ 800 construcciones dañadas.

Los sismos de tipo interplaca son los que ocurren en los límites de la placa. Existen grandes diferencias entre los movimientos fuertes que produce un sismo interplaca con respecto a los que produce un sismo intraplaca. En los eventos intraplaca existe una gran caída de esfuerzos que causa niveles altos en el espectro de fuente y altas frecuencias, los movimientos fuertes son más grandes y las ondas sísmicas decaen más rápido probablemente debido a la dispersión geométrica (García *et al.*, 2005). Los sismos interplaca suelen ser de menor profundidad comparado con un sismo intraplaca, y a pesar de que se detonan lejos de la Ciudad de México han sido los más destructivos debido al efecto de sitio de la zona. En la Tabla 2.2 se muestran los sismos de magnitud $M_w \geq 7$ en los últimos 40 años de tipo interplaca, y se enlistan los daños y muertes provocados.

2. ANTECEDENTES

Tabla 2.2: Sismos interplaca

Fecha y hora	Mw	Lat °N	Lon °W	H [km]	Ubicación	Daños
14/03/1979 05:07	7.4	17.75	101.263	25	Petatlán, Gro	<ul style="list-style-type: none"> • 39 estructuras con daño, colapso de la Universidad Iberoamericana en la CDMX • 5 muertes (Ventura y Quinde, 2019).
24/10/1981 21:22	7.3	18.088	102.061	21	Las Guacamayas, Mich	<ul style="list-style-type: none"> • 2 muertes.
07/06/1982 04:59	7.0	16.516	98.339	19	Ometepec, Gro	–
19/09/1985 07:17	8.1	18.419	102.468	15	La Mira, Mich	<ul style="list-style-type: none"> • Entre 10000 y 12000 muertes. • 800 edificios derrumbados. • Se afectaron principalmente estructuras de más de 9 pisos (Meli y Miranda, 1986).
20/09/1985 19:37	7.6	17.828	101.681	17	Manzanillo, Col	<ul style="list-style-type: none"> • 49 muertos y 100 heridos. • Tsunami de 5 m (Colunga, 1997).
30/04/1986 01:07	7.0	18.361	103.045	22	Coalcoman, Mich	<ul style="list-style-type: none"> • Es considerado una réplica del sismo del 19 de septiembre de 1985.
14/09/1995 08:04	7.3	16.752	98.667	21	Ometepec, Gro	<ul style="list-style-type: none"> • 4 muertes (Nación, 2012). • 5000 damnificados.
09/10/1995 09:35	8	18.993	104.245	25	Manzanillo, Col	<ul style="list-style-type: none"> • 49 muertos y 100 heridos. • Daños en Colima y Jalisco. (Alameda <i>et al.</i>, 2017)
24/02/1996 21:08	7.1	15.88	97.98	15	Pinotepa Nacional, Oax	–
11/01/1997 14:28	7.1	18.34	102.58	40	La Mira, Mich	–
30/09/1999 11:31	7.4	16.056	97.004	39	Puerto Escondido, Oax	<ul style="list-style-type: none"> • 23 muertes y 215 heridos (Alameda <i>et al.</i>, 2017). • 250 millones de pesos en pérdidas.
09/08/2000 06:41	7	17.99	102.66	16	La Mira, Mich	–
21/01/2003 20:06	7.6	18.6	104.22	9	Cd de Armeria, Col	<ul style="list-style-type: none"> • 29 muertes, 300 heridos y 10,000 damnificados • 2000 casas destruidas • 6,600 dañadas. (Alameda <i>et al.</i>, 2017)
20/03/2012 12:02	7.5	16.264	98.457	18	Ometepec, Gro	<ul style="list-style-type: none"> • 2 muertes en Guerrero, 11 heridos en Oaxaca y 2 en la CDMX (Alameda <i>et al.</i>, 2017). • En algunos poblados 80% de las viviendas se dañaron y varias se destruyeron completamente. • Deslizamientos de tierra. (Rodolfo, 2012).
18/04/2014 09:27	7.2	17.011	101.46	18	Petatlán, Gro	<ul style="list-style-type: none"> • 75 réplicas. • Registrado en 15 entidades del país (Alameda <i>et al.</i>, 2017).
16/02/2018 17:39	7.2	16.218	98.0135	16	Pinotepa Nacional, Oax	–

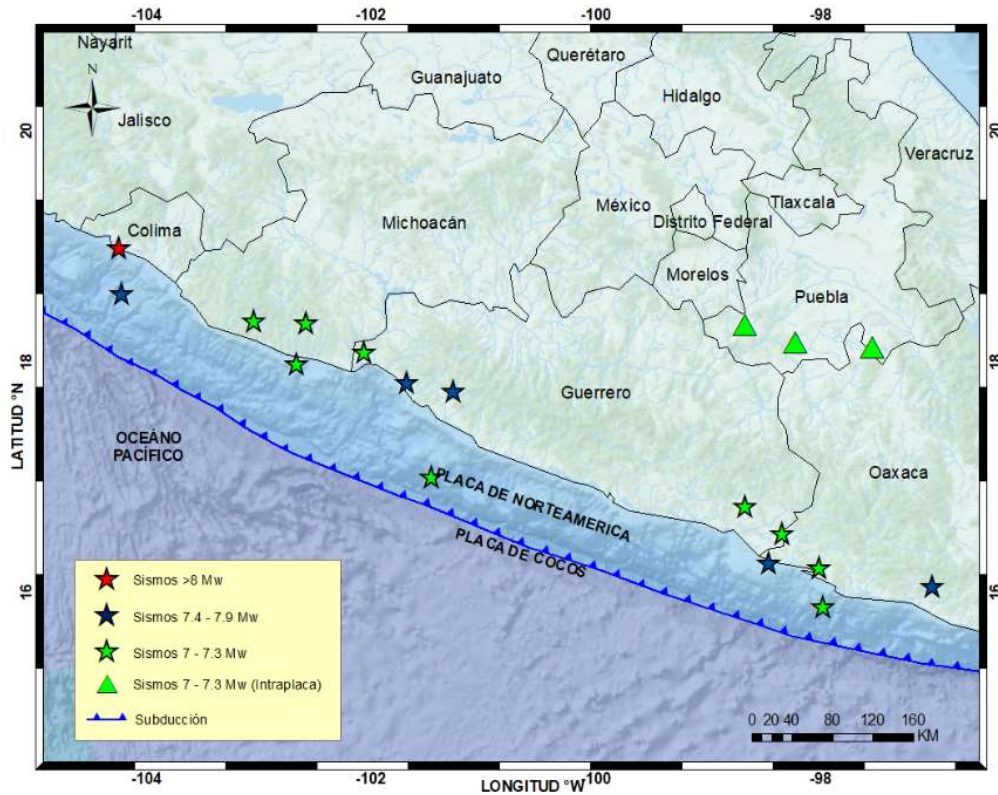


Figura 2.4: Sismos ocurridos de 1979 a marzo 2019 de magnitud $M_w \geq 7$, en la zona centro-sur de México.

2.3. Sismo del 19 de septiembre del 2019.

Uno de los sismos más catastróficos para el país ocurrió el 19 de septiembre de 1985 en las costas de Michoacán. Este sismo fue un parteaguas para el desarrollo de la sismología en México, además impulsó el desarrollo de una alerta sísmica.

El 19 de septiembre del 2017, exactamente 32 años después del sismo del 85, se generó otro sismo con epicentro entre los límites de Puebla y Morelos, a 12 km al sureste de Axochiapan, Morelos y a 120 km de la Ciudad de México, con una magnitud M_w 7.1. Este sismo no comparte relación alguna con el sismo de Michoacán, a excepción de que ocurren el mismo día. Debido a la cercanía del epicentro con la Ciudad de México, la alerta sísmica proporcionó un aviso tardío y el sismo tomó por sorpresa al país,

2. ANTECEDENTES

afectando principalmente la Ciudad de México y los estados de Morelos y Puebla. El sismo provocó el deceso de 246 personas (Melgar *et al.*, 2018), miles de damnificados, varios edificios colapsados, viviendas e iglesias severamente dañadas y grandes pérdidas económicas.

2.3.1. Información básica.

En México, los sismos de mayor magnitud se generan principalmente en la zona de subducción, es decir, en la costa que se extiende a lo largo del Centro-Sur del Pacífico Mexicano, desde el estado de Jalisco hasta la frontera con Guatemala, con una longitud de 1,800 km. Sin embargo, el sismo del 19 de septiembre del 2017 se generó dentro de la placa y no en los límites. La profundidad reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) fue de 57 km y las coordenadas del epicentro fueron 18.40° latitud N y 98.72° longitud W. Con base en la profundidad, se concluyó que el sismo ocurrió dentro de la placa de Cocos. El mecanismo focal muestra una falla de tipo normal rumbo = 296°, echado = 44° y deslizamiento = -87°, característico de un sismo intraplaca (SSN, 2018). El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) reportó una profundidad menor. Sin embargo, el mecanismo focal que reportaron también es de tipo normal. En la Figura 2.5 se muestra un mapa con la localización del epicentro y el mecanismo focal de tipo normal.

El sismo ocurrió dentro de la placa de Cocos. Como se sabe, en la primer parte de la zona de subducción, la que antecede la parte plana, Pacheco y Sing (2010) identificaron eventos normales e inversos. En el segmento plano se nota una escasa sismicidad, Pacheco y Singh (2010) identificaron solo algunos terremotos de pequeña magnitud. Continuando hacia abajo, en donde la pendiente cambia abruptamente a 70°, los eventos que ocurren son de fallamiento normal, como el terremoto de Puebla-Morelos en 2017.

El SSN reportó 39 réplicas y la aceleración máxima (PGA) registrada por el Instituto de Ingeniería fue de aproximadamente 170 cm/s² en la estación Lomas Estrella (LEAC), ubicada a una distancia epicentral de 109 km, en la Ciudad de México; la aceleración máxima registrada en la estación de Ciudad Universitaria fue de 58.8 cm/s².

Melgar *et al.* (2018) concluyeron que el terremoto fue probablemente el resultado de las tensiones que se producen en la flexión que existe en la zona de transición de la parte plana de la placa y el cambio abrupto del ángulo de subducción.

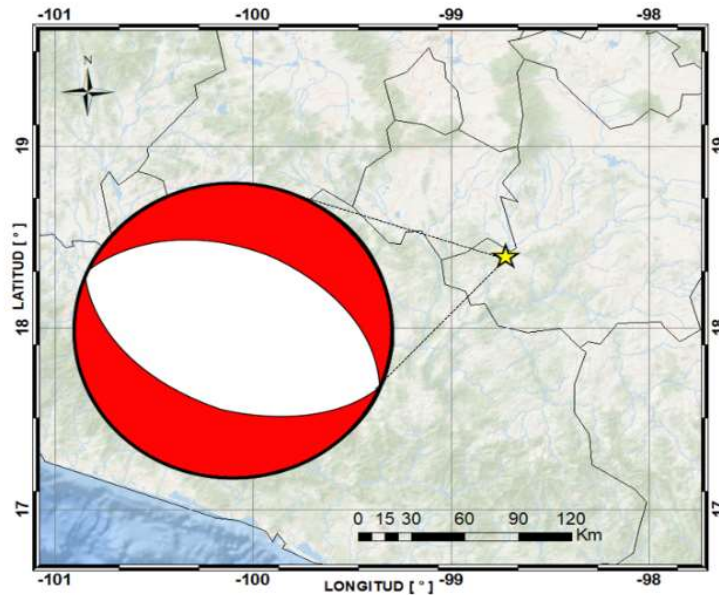


Figura 2.5: Se muestra el mecanismo focal normal (SSN) del sismo del 19 de septiembre del 2017. Rumbo= 112° , 296° ; Echado= 46° , 44° ; Desplazamiento= -93° , -87° . La estrella amarilla es el epicentro.

2.3.2. Efectos y daños

El terremoto de septiembre del 2017 causó grandes pérdidas económicas, destrucción de varias viviendas, edificios, monumentos históricos y dejó afectaciones estructurales. En la Figura 2.6 se observa la zona de daño ocasionada por el sismo de 1985 y el sismo del 2017. En 1985 los daños se concentraron en estructuras grandes, de aproximadamente 7 a 14 pisos de altura (Cruz-Atienza *et al.*, 2017). A diferencia del sismo del 2017 que dañó principalmente, estructuras de baja altura (4 y 7 pisos) ubicadas en la zona de transición (entre la zona de lago y suelo firme) (Cruz-Atienza *et al.*, 2017). En el mapa de la Figura 2.7 se muestran los daños reportados que ocasionó el sismo del 19 de septiembre del 2017, en triángulos rojos se muestran los edificios colapsados.

En 2008, el Instituto de Ingeniería de la UNAM evaluó las edificaciones construidas con el Reglamento de Construcciones del Distrito Federal de 2004 (RCDF-2004) y concluyeron que el reglamento es adecuado y moderno, pero no hay una aplicación correcta del código y existe impunidad en la aplicación de la ley cuando se detectan irregularidades en el proceso de diseño y construcción. El 3.5 % de las viviendas diseñadas con el RCDF-2004 presentaron daños durante el sismo del 19 de septiembre del 2017 y el 2.6 % de las

2. ANTECEDENTES

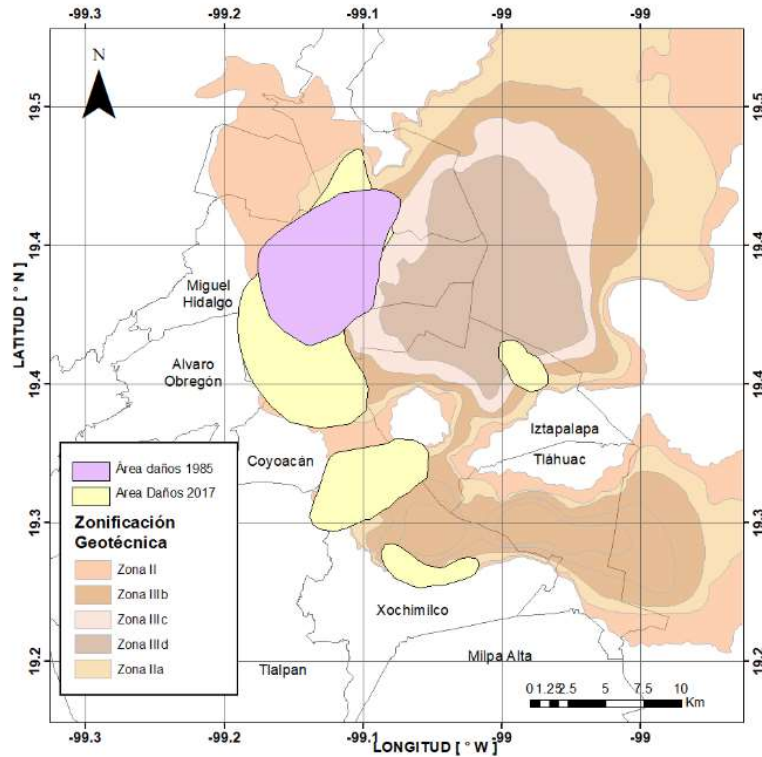


Figura 2.6: Comparación entre las zonas de daño de el sismo del 19 de septiembre de 1985 y 2017

viviendas presentaron problemas de desplome. El 14.8% de las viviendas de mediana altura rehabilitados y/o reforzados después de los sismos de 1985, presentaron daños durante el sismo del 2017, un 32% han tenido que ser demolidas y el 8.3% presentan problemas de desplome (Jaimés, 2018).

2.3.2.1. Deslizamientos inducidos

Este sismo provocó varios deslizamientos de tierra. Sin embargo, la información disponible es escasa por lo que fue necesario recurrir a fuentes de información en periódicos y en redes sociales, a pesar de que no se tiene una ubicación exacta de los deslizamientos ocurridos se pudo hacer una buena aproximación de la localización utilizando los videos, imágenes y noticias disponibles. En la Figura 2.8 se muestran las localización aproximada de los deslizamientos ocurridos por el sismo del 19 de septiembre del 2017.

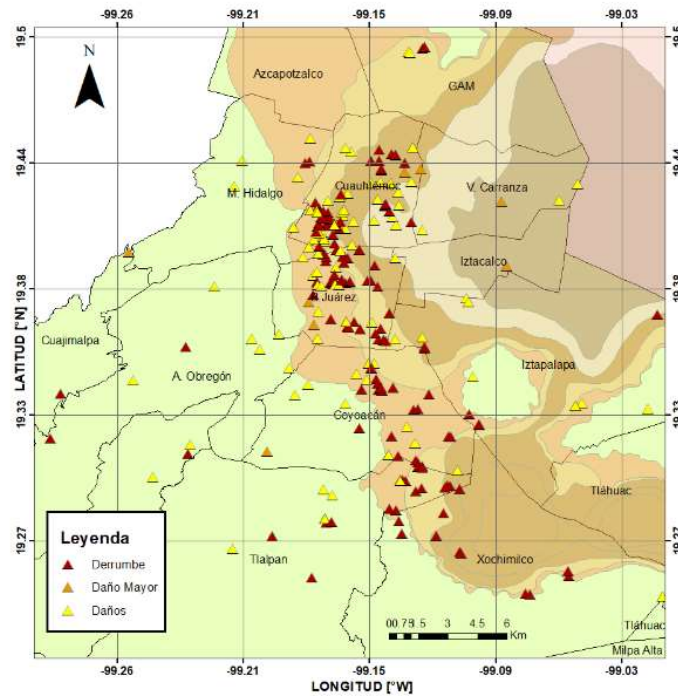


Figura 2.7: Daños reportados (Fuente: Google Maps, 2017)

- Tlaxcala.
- Estado de México.
Se reporta un gran deslizamiento de tierra en El Jale, Ixtapaluca en una cantera de materiales volcánicos mostrado en la Figura 2.9 (Petley, 2017).
- Puebla.
 - Ocurrieron una serie de deslizamientos de tierra en una franja de 2.5 kilómetros en Huejotzingo, la zona más afectada es Santa María Nepopualco, en donde se encuentra la barranca Mapalco la cual tuvo una apertura de 100 metros debido al deslizamiento (Espinoza, 2017).
 - El mismo fenómeno ocurrió en San Lorenzo Chiantzingo, en la comunidad de San Antonio Tlatenco, en donde fue necesario desalojar a los habitantes de tres casas (Espinoza, 2017).

2. ANTECEDENTES

- Guerrero.
 - Deslizamiento en la colonia El Mirador, Chilpancingo en la parte alta de la barranca del Tule. 10 casas resultaron afectadas y fueron evacuadas 30 más como medida de prevención (Blancas, 2017).
 - Derrumbe de tierra en la colonia 24 de febrero, Iguala que provocó la muerte de una mujer y dos lesionados (Televisa, 2017).
- Ciudad de México
Se reportaron dos deslizamientos de tierra en Xochimilco (Milenio, 2017).

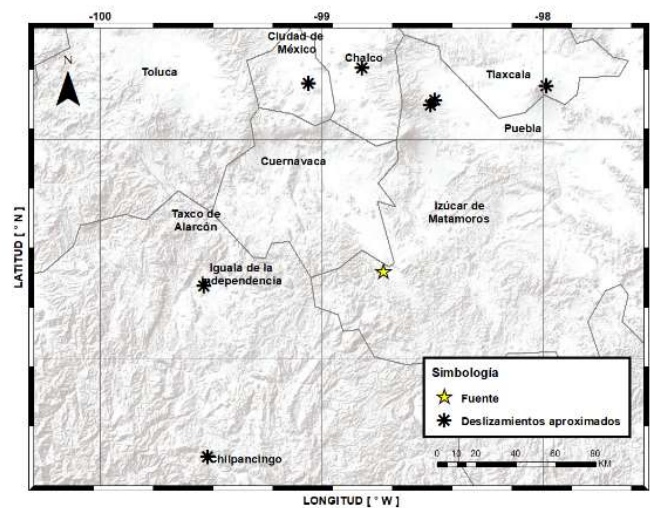


Figura 2.8: Ubicación aproximada de los deslizamientos inducidos por el sismo del 19 de septiembre del 2017 $M_w = 7.1$



Figura 2.9: Deslizamiento detonado por el sismo del 19 de septiembre del 2017, en El Jale, Ixtapaluca (Petley, 2017).

Fundamentos teóricos

En el siguiente capítulo se abordan los fundamentos teóricos necesarios para el desarrollo del presente trabajo. Inicialmente, se aborda la teoría elastodinámica. Enseguida se abordan temas básicos para el análisis del movimiento del terreno; *e.g.*, ecuaciones de predicción de movimiento y parámetros del movimiento del terreno. Se explica a grandes rasgos el método de interpolación Kriging y el Método de Elementos Finitos usado en la simulación. También, se da una breve explicación del concepto de intensidad y las principales escalas utilizadas.

3.1. Esfuerzos y deformaciones

Cuando se deforma la Tierra se generan ondas sísmicas, que se estudian usando conceptos de la mecánica de los medios continuos. Si bien el material a nivel atómico no es continuo, a gran escala las partículas están lo suficientemente juntas para que la densidad, la fuerza y el desplazamiento puedan considerarse funciones continuas y diferenciables. Los conceptos teóricos de la propagación de ondas que se exponen a continuación consideran que el material es isótropo, homogéneo, elástico y lineal (Stein y Wysession, 2003).

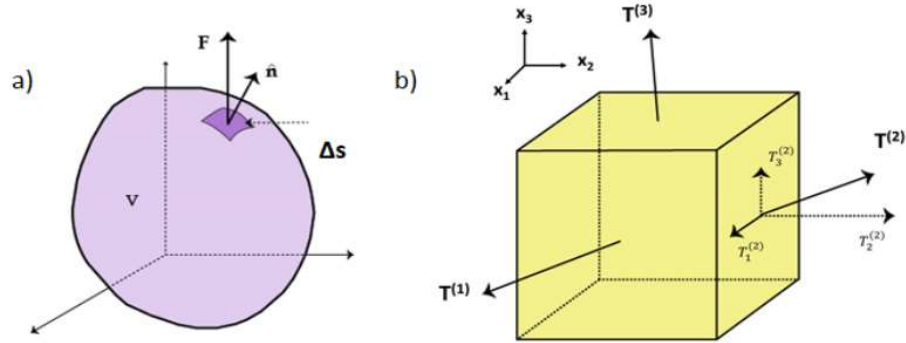


Figura 3.1: a) Fuerza de superficie F actuando sobre un diferencial de superficie, la cual tiene un vector normal \hat{n} . b) Vectores tracción. Las componentes son representadas por un subíndice y el número de cara por un superíndice. Modificado de Stein y Wysesession (2003).

3.1.1. Esfuerzos

Sobre cualquier cuerpo en el espacio interactúan dos tipos de ondas: las ondas de cuerpo y las de superficie. En la Figura 3.1a se muestra un volumen V con una superficie S , las fuerzas de cuerpo son las que actúan dentro de V y las fuerzas de superficie son debido al material exterior en la superficie S . Si se toma un diferencial de superficie ΔS y se aplica una fuerza exterior, se define el vector de tracción T , como el límite de la fuerza de superficie por unidad de área en cualquier punto, cuando $\Delta S \rightarrow 0$ (Stein y Wysesession, 2003).

$$T(\hat{n}) = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{F}{\Delta S}. \quad (3.1)$$

El sistema de fuerzas de superficie que actúan sobre un cubo con caras paralelas a los ejes coordenados (Figura 3.1b) se describe por tres vectores de tracción que actúan sobre las caras principales. El vector tracción se representa como $T_i^{(j)}$ en donde el índice j indica la superficie sobre la que actúa y el índice i indica la componente y pueden ser agrupadas dentro del tensor de esfuerzos σ_{ji} (Stein y Wysesession, 2003).

$$\sigma_{ji} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{33} & \sigma_{33} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{T}^{(1)} \\ \mathbf{T}^{(2)} \\ \mathbf{T}^{(3)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1^{(1)} & T_2^{(1)} & T_3^{(1)} \\ T_1^{(2)} & T_2^{(2)} & T_3^{(2)} \\ T_1^{(3)} & T_2^{(3)} & T_3^{(3)} \end{pmatrix}. \quad (3.2)$$

El esfuerzo es la fuerza por unidad de área que el material en el exterior de la superficie ejerce sobre el material en el interior, en la Figura 3.1b se aprecia claramente que $\sigma_{ji} = T_i^j$. Una propiedad importante del tensor de esfuerzos es que es simétrico; *i.e.*,

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}. \quad (3.3)$$

Los tres elementos de la diagonal del tensor de esfuerzos, σ_{11} , σ_{22} y σ_{33} son conocidos como los esfuerzos normales y los elementos que no se encuentran en la diagonal son los esfuerzos cortantes. Si los esfuerzos normales tienen valores positivos corresponde a una tensión, es decir, el volumen se expande y si los valores son negativos es a una compresión, el volumen se hace más pequeño. En la mayoría de los puntos de la Tierra, los esfuerzos normales son negativos, debido al peso de las rocas, por lo que comúnmente se habla del máximo o mínimo esfuerzo de compresión, es decir, el más o menos negativo de los tres elementos de la diagonal.

3.1.2. Esfuerzos principales.

La mayoría de las superficies dentro de un material tiene tanto componentes normales como tangenciales. Sin embargo, existen algunas superficies orientadas, de tal manera que, los esfuerzos cortantes desaparecen, estas superficies se pueden caracterizar por sus vectores normales llamados ejes de esfuerzos principales.

Para encontrar los esfuerzos principales, se usan la fórmula de Cauchy: $T_i = \sigma_{ij}n_j$. La componente cortante de la tracción será cero si los vectores tracción y normal son paralelos tal que, solo difieren por una constante de escalamiento λ

$$T_i = \sigma_{ij}n_j = \lambda n_i, \quad (3.4)$$

así, los ejes de los esfuerzos principales \hat{n} son los eigenvectores del tensor de esfuerzos,

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

y los esfuerzos principales λ son los eigenvalores y se pueden encontrar resolviendo el siguiente sistema de ecuaciones lineales homogéneas:

$$(\sigma_{ij} - \lambda\delta_{ij})n_j = 0 \quad (3.5)$$

que se puede escribir en forma desarrollada como:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{11} - \lambda & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - \lambda & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - \lambda \end{pmatrix} \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}, \quad (3.6)$$

en donde la delta de Kronecker es $\delta_{ij} = 0$ excepto cuando $i = j$, en ese caso es igual a 1. Para que esta ecuación se satisfaga para el caso no trivial (que los valores no sean cero) se requiere que el siguiente determinante se anule, tal que la matriz sea singular (no tiene inversa),

$$\det \begin{vmatrix} \sigma_{11} - \lambda & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - \lambda & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0, \quad (3.7)$$

resolviendo el determinante se obtiene el polinomio característico

$$\lambda^3 - I_1\lambda^2 + I_2\lambda - I_3 = 0, \quad (3.8)$$

donde los coeficientes I son los invariantes del tensor de esfuerzos y se definen como:

$$\begin{aligned} I_1 &= \sigma_{ii}, \\ I_2 &= \frac{1}{2}(\sigma_{ii}\sigma_{jj} - \sigma_{ij}\sigma_{ji}), \\ I_3 &= \det(\sigma_{ij}). \end{aligned}$$

Las raíces λ de la ecuación 3.8 son los eigenvalores o esfuerzos principales, denotados por σ_m . En Ciencias de la Tierra se ordenan de acuerdo con su magnitud de forma decreciente siendo σ_1 el mayor, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (Stein y Wysession, 2003).

3.1.3. Esfuerzo cortante máximo.

El esfuerzo cortante máximo se define como la diferencia entre el esfuerzo principal máximo σ_1 y el esfuerzo principal mínimo σ_3 dividido entre dos:

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2, \quad (3.9)$$

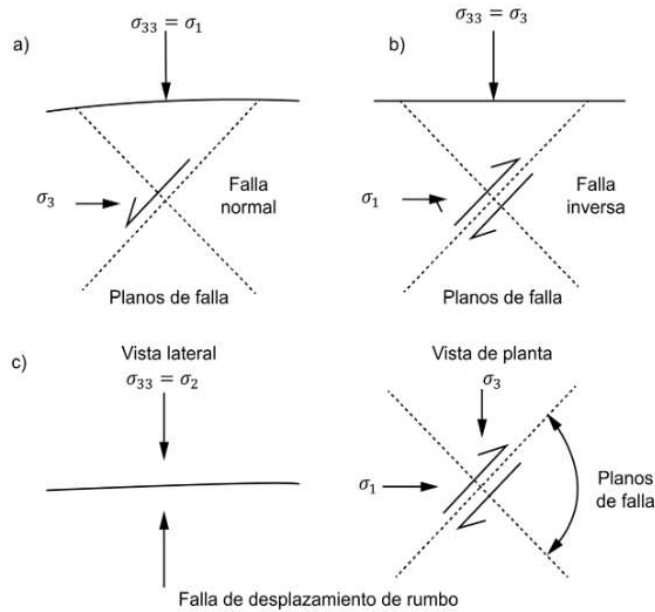


Figura 3.2: a) Falla normal, b) inversa y c) de desplazamiento de rumbo o lateral. Se asume que un sismo ocurre sobre el plano de esfuerzo cortante máximo. Modificado de Stein y Wysession (2003).

Las geometrías básicas de fallamiento se asocian con el esfuerzo máximo cortante (Figura 3.2) ya que teóricamente es en donde ocurre la falla. Asíumase la superficie de la Tierra libre con un eje vertical y dos paralelos a la misma. Si el esfuerzo vertical es el más compresivo, se genera una falla normal y si es el menos compresivo se genera una falla inversa. Cuando el esfuerzo principal vertical es el intermedio ocurre una falla lateral. (Stein y Wysession, 2003).

3.1.4. Deformación.

Cuando se le aplica un esfuerzo a un material no rígido se ocasiona una deformación. Cada partícula del material se mueve. A la diferencia de la posición final y la inicial se le conoce como vector de desplazamiento u_i .

Puede haber traslación o rotación del cuerpo rígido sin deformarse, por lo que el desplazamiento relativo se define como:

$$\partial u_i = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \partial x_j + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \partial x_j = (e_{ij} + \omega_{ij}) \partial x_j, \quad (3.10)$$

en donde ω_{ij} es lo que corresponde a una rotación rígida, y e_{ij} es el tensor de deformaciones. Este tensor es simétrico y describe las deformaciones internas con componentes adimensionales (Stein y Wysession, 2003).

Los esfuerzos y las deformaciones para un material elástico lineal se relacionan a través de la ley de Hooke: $\sigma_{ij} = C_{ijkl} e_{kl}$. El módulo elástico C_{ijkl} describe las propiedades del material y consta de 81 componentes. Finalmente, usando propiedades de simetría, el concepto de energía y la isotropía se reducen a sólo dos componentes: las constantes de Lamé λ y μ .

Por lo tanto, se puede escribir la ecuación constitutiva en términos de las constantes de Lamé para un medio isótropo como:

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}, \quad (3.11)$$

en donde μ es el módulo de cortante, λ es la constante de Lamé, e_{ij} es el tensor de deformaciones y θ su traza, a la que se le conoce como dilatancia y es la divergencia del campo de desplazamientos $u_i(x_j)$.

$$\theta = e_{ii} = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = \nabla \cdot \mathbf{u}. \quad (3.12)$$

3.1.5. Ecuación de movimiento.

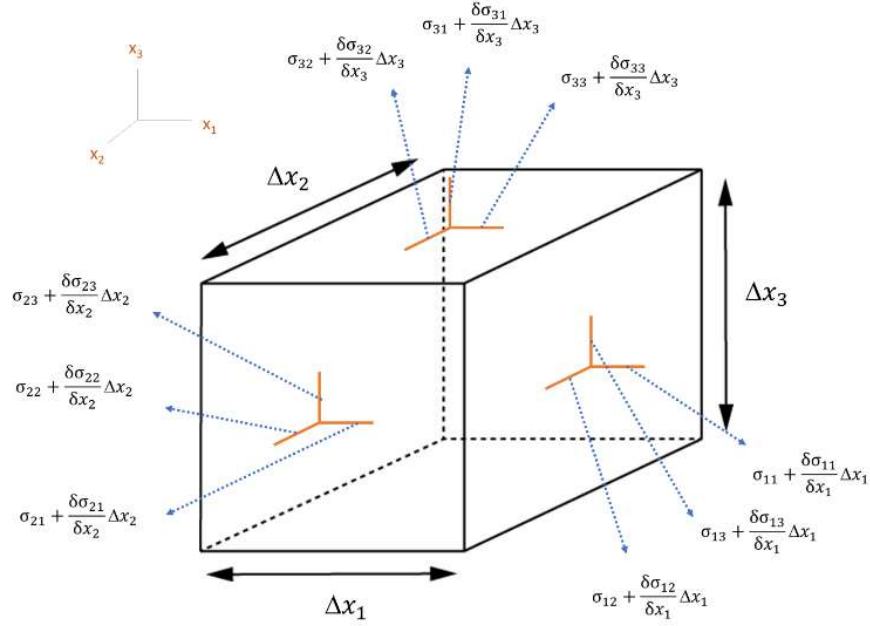


Figura 3.3: Estados de esfuerzos de un elemento δx . Modificado de Stein y Wysession (2003).

En la Figura 3.3 se muestra un volumen finito en un medio continuo. Si se establece el equilibrio del sistemas de fuerzas y se toma el limite, la ecuación resultante es:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad (3.13)$$

donde se han incluido fuerzas de cuerpo y de superficie. En esta expresión ρ =densidad de masa, u_i =desplazamiento en la dirección i , f_i =fuerza de cuerpo en la dirección i y σ_{ij} =tensor de esfuerzos. Si se calculan las derivadas parciales con respecto a x_i , resulta la ecuación de movimiento y se satisface para un medio continuo.

$$\sigma_{ij,j}(x, t) + f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2}. \quad (3.14)$$

Retomando la Ecuación 3.11 para relacionar esfuerzo y deformación para materiales

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

isótropos, la Ecuación 3.13 y la definición de ϵ_{ij} se puede escribir:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \epsilon_{kk}}{\partial x_i} + \mu \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) + f_i, \quad (3.15)$$

o en su versión vectorial

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu \nabla^2 \mathbf{u} + \mathbf{f}, \quad (3.16)$$

donde ∇ es el operador Nabla y ∇^2 recibe el nombre de Laplaciano.

Utilizando la identidad $\nabla^2 \mathbf{u} = \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u})$ se escribe la ecuación 3.16 como:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - (\mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) + \mathbf{f}, \quad (3.17)$$

la expresión anterior es la ecuación de movimiento o (de Navier) para un medio elástico, líneal, homogéneo e isótropo (Stein y Wysession, 2003).

3.2. Intensidades.

En ocasiones se presenta una confusión entre la magnitud y la intensidad de un sismo. La magnitud es una escala que pretende estimar la cantidad de energía liberada durante la ruptura, por otro lado, cuando se hace referencia al término intensidad se habla de una medida de la percepción del daño.

Entre sismólogos e ingenieros sísmicos ha existido gran discrepancia al usar el término intensidad, ya que los sismólogos hacen referencia a intensidades macrosísmicas y los ingenieros sísmicos asocian intensidad con parámetros del movimiento del terreno. La intensidad macrosísmica es una medida no instrumental de los efectos observados, en un sentido puramente descriptivo, a diferencia de la intensidad utilizada por ingenieros que se basa en registros instrumentales, generalmente acelerogramas, de donde se calculan parámetros de amplitud, duración y contenido espectral.

Siempre ha existido el interés en poder cuantificar los daños que produce un sismo, saber cuáles son las principales áreas afectadas, y los efectos que tienen sobre las construcciones. En un principio, lo único que podía saberse eran los efectos observables, por lo que se construyeron una serie de escalas para medirlos. Existieron varias escalas, la primera que se conoce fue propuesta por Egen (1828). La primera escala en ser adoptada internacionalmente fue la de Rossi (1883) que es una combinación de la escala propuesta por el italiano Stefano Rossi (Rossi, 1874) y la propuesta por el suizo François Forel (Forel, 1881), esta escala de RF contenía 10 grados de intensidad, poco a poco tuvo varias modificaciones de las que se desprendían versiones nuevas.

Charles Davison en 1921 identificó 27 diferentes escalas (Davison, 1921), y para 1933 el número pasó de 27 a 39 diferentes escalas, de entre 3 y 12 grados de intensidad (Davison, 1933). El número se ha incrementado considerablemente desde entonces (Musson *et al.*, 2009). Una de las escalas más relevante fue la de Giuseppe Mercalli, con 10 grados de intensidad (Mercalli, 1902), dos años más tarde se amplió de 10 a 12 grados (Cancani, 1904). En 1912, August Heinrich Sieberg (Sieberg, 1912) publicó una escala más detallada, pero basada en las dos escalas mencionadas; la escala de Mercalli-Cancani-Sieberg MCS.

Posteriormente en 1931, los sismólogos norteamericanos Harry O. Wood y Frank Neumann mejoraron la escala de MCS dando resultado en la escala de Intensidad de Mercalli Modificada IMM (Wood y Neumann, 1931). Más adelante, Richter (1958) la perfecciona, pero se rehusó a ponerle su nombre para evitar confusiones con la escala de magnitud de Richter. La escala de Mercalli Modificada va del intervalo I hasta el intervalo XII, y es la que se utiliza en el continente americano.

En 1964 la primera versión de la escala MSK fue publicada por Medvedev *et al.* (1964) basada en la escala IMM. La escala MSK, muy utilizada en Europa y en la URSS, tiene doce intervalos de intensidad. En 1988 la Comisión Sismológica Europea modificó la escala MSK y generó la Escala Macrosísmica Europea, cuya versión final se publicó en 1988 y es la usada actualmente en países Europeos.

Otra escala de intensidad es la JMA (Japan Meteorological Agency), utilizada en Japón, con 8 intervalos de intensidad, de 0 a 7. Su unidad de medida es el Shindo, que significa grado de agitación. En la República Popular China y Hong Kong se utiliza la escala CSIS con 12 intervalos de intensidad. Aunque los rangos de las escalas varíen, en general, son aproximadamente equivalentes (Musson y Cécic, 2012).

Durante varios años se ha tratado de relacionar las percepción de la severidad de la sacudida con parámetros instrumentales del movimiento del suelo. Actualmente, no se

han logrado generar correlaciones satisfactorias, lo que se ha hecho es obtener regresiones empíricas entre algún parámetro de movimiento y la intensidad macrosísmica, pero las relaciones resultantes son particulares de la zona de estudio y se limitan a la poca disponibilidad de datos.

3.3. Ecuaciones de predicción de movimiento del terreno o GMPE.

Uno de los aspectos más importantes para comprender las causas y características del movimiento ocasionado por un sismo es poder modelarlo empleando hipótesis consistentes con nuestros modelos matemáticos del fenómeno. Así, diversos autores tratan de estudiar de manera aislada los efectos de la fuente, trayecto y sitio, a pesar de formar parte de un proceso no lineal, empleando modelos simplificados y calibrados de manera empírica. En la mayoría de los casos, los modelos simplificados no consideran la geología, litología o heterogeneidades del plano de falla, régimen tectónico y efectos de sitio. No obstante, el modelado a través de ecuaciones paramétricas o de predicción de movimiento — en las que se seleccionan variables dependientes e independientes, que cambian notablemente de un estudio a otro, dada la gran variabilidad de la naturaleza del movimiento fuerte — proporcionan una primera aproximación del fenómeno.

Las ecuaciones de predicción de movimiento (GMPE, por sus siglas en inglés), conocidas anteriormente con el término de leyes de atenuación, son estimaciones estadísticas basadas en registros o simulaciones de los parámetros del movimiento del terreno, que relacionan magnitud, distancia, profundidad, intensidad sísmica o algún otro parámetro. Las GMPE son comúnmente utilizadas en ingeniería sísmica y civil para el análisis de peligro sísmico, proporcionando estimaciones de los niveles de aceleración y parámetros del movimiento del terreno.

De forma análoga al sismograma, la GMPE se puede descomponer o fragmentar en los principales aspectos que modifican el campo de ondas, estos de manera general se pueden expresar como:

$$\ln Y = C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4} + C_5 \ln [R + C_6 \exp(C_7 M)] + C_8 H + F(\text{fuente}) + S(\text{efectos de sitio}) + \epsilon, \quad (3.18)$$

donde:

- M es la magnitud.
- R es la distancia fuente-sitio (existen varias definiciones).
- C_i son los coeficientes obtenidos a partir de datos o simulaciones.
- H es la profundidad del sismo.
- F es un factor que caracteriza al tipo de falla.
- S describe las condiciones locales de emplazamiento.
- ϵ es el error.

Dependiendo del estudio y la disponibilidad de los datos, estos factores pueden desaparecer e incluso aparecer nuevos como directividad, efectos de bloque de techo y bloque de piso (García, 2007). Las principales variables dependientes empleadas son parámetros máximos o picos, aceleraciones espectrales y la duración. Una vez escogidas las variables dependientes y los parámetros adecuados, que describan el comportamiento del movimiento (variables independientes), se hace una regresión para determinar la forma funcional que mejor se adapte a la zona de estudio.

Como se ha mencionado anteriormente, la parametrización suele dividirse en tres contribuciones básicas: la fuente, la trayectoria y el sitio, que permiten una simplificación considerable en los cálculos (García, 2007). En las secciones siguientes se profundiza en cada una de ellas.

3.3.1. Parametrización de la fuente.

En un evento sísmico es importante encontrar parámetros que permitan caracterizar a la fuente. Los factores que se utilizan comúnmente: magnitud, espectro de fuente, mecanismo focal, el régimen tectónico, profundidad, directividad, efectos de bloque de techo y piso. En este trabajo se utilizan GMPE que parametrizan la fuente utilizando solo la magnitud.

3.3.2. Parametrización de la trayectoria.

El objetivo de hacer la parametrización de la trayectoria es entender cómo se comporta el movimiento a lo largo de la ruta por la que se propaga la energía hasta poco antes de llegar al sitio. Lo anterior es complicado debido al desconocimiento de la estructura cortical del medio, las distintas fases sísmicas, la geología del medio y la importancia de la caracterización de la fuente. Alguno de los factores que se utilizan en la parametrización de la trayectoria son: distancia, dispersión geométrica del frente de onda, y atenuación anelástica.

Las GMPE utilizadas en este trabajo dependen de la distancia. La distancia fuente-estación es de las cuestiones más debatidas en la estimación de movimientos fuertes, dependiendo del tamaño del sismo y la distancia de estimación se usan distintas definiciones que se listan en la Figura 3.4, ya que para eventos grandes y distancias pequeñas las medidas de fuente puntual resultan aproximaciones pobres (García, 2007).

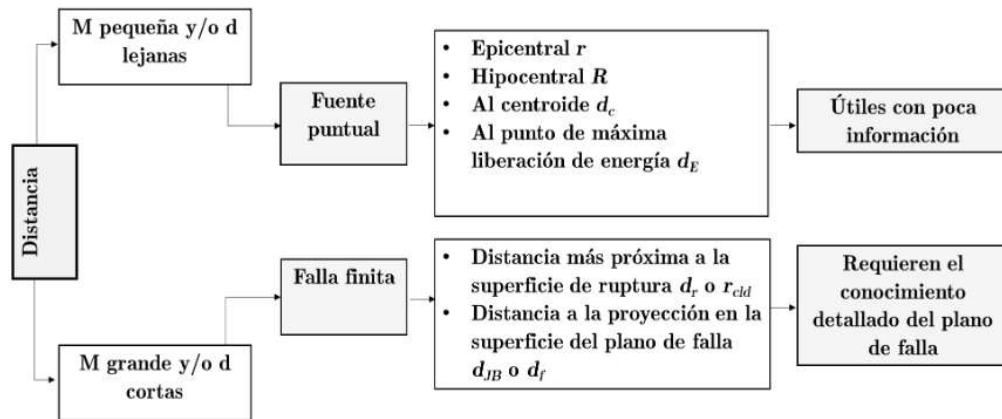


Figura 3.4: Uso de la distancia dependiendo la magnitud y distancia

Como se observa en la Figura 3.4 en sismos de magnitud pequeña y/o distancias grandes, la fuente se considera como puntual, por lo que se utilizan principalmente distancias epicentrales o hipocentrales. Cuando se tiene un evento de magnitud grande y/o distancias cortas, la fuente se considera como finita y se acostumbra utilizar la distancia más próxima al plano o superficie de falla. En este trabajo se analiza el sismo del 19 de septiembre con una de magnitud 7.1, en el Centro-Sur de México por lo tanto, se utiliza la distancia más corta al plano de falla.

3.3.3. Parametrización del sitio

En sitios con suelos de sedimentos aluviales, poco cohesivos, plásticos, o saturados en agua se produce una amplificación de las ondas sísmicas, resonancia o licuefacción, que pueden causar daños, como el terremoto de Michoacán de 1985. Este fenómeno se conoce como efecto de sitio y una de las causas es el contraste de impedancia (producto de la densidad del material por la velocidad de la onda) entre dos materiales. Los suelos blandos de baja impedancia atrapan la energía y producen amplificación en todas las frecuencias, en especial a las frecuencias o periodos de resonancia. La topografía, geología y estructuras geotécnicas juegan un factor importante al influir en las características de la respuesta al movimiento fuerte en un sitio, por ejemplo, una cuenca sedimentaria provoca un incremento en amplitudes y duración con fases dominantes constituidas principalmente por ondas superficiales (García, 2007).

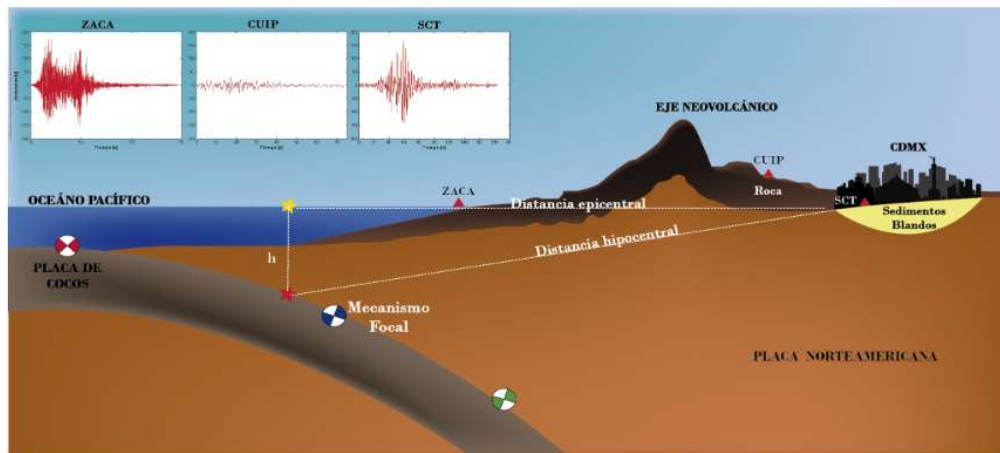


Figura 3.5: Representación de los parámetros en las ecuaciones de predicción de movimiento.

En este trabajo se usó la ecuación de predicción de movimiento propuesta por García *et al.* (2005) que tiene como parámetros distancia y magnitud. Sin embargo, se utilizan otros parámetros como efectos de sitio (Jaimes *et al.*, 2015). En la Figura 3.5 se esquematizan los parámetros que se consideran en las ecuaciones de predicción de movimiento y se observa la distancia epicentral, distancia hipocentral, mecanismos focales y el efecto de sitio. En los recuadros superiores izquierdos se toma como ejemplo el sismo en Michoacán de 19/09/1985 con M_w 8.0, $H=15$ km y se observa que en la estación ZACA la amplitud del acelerograma es mayor porque es más cercana al epicentro, en la estación CUIP la amplitud se reduce porque la distancia aumenta pero en la estación SCT la amplitud se incrementa de nuevo a pesar del aumento de distancia, debido al efecto de sitio que produce los sedimentos blandos en la cuenca de la Ciudad de México.

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

García *et al.* (2005) utilizó un conjunto de 16 eventos intraplaca con magnitudes $5.2 \leq M_w \leq 7.4$ y una profundidad intermedia entre rangos de $35 \leq H \leq 138$ km. En su estudio utilizó el método de máxima verosimilitud para la regresión de la base de datos y obtener los coeficientes. La forma funcional que adoptó para todas las regresiones fue:

$$\log Y = C_1 + C_2 M_w + C_3 R - C_4 \log R + C_5 H + \sigma, \quad (3.19)$$

donde:

- Y es la componente vertical o la media cuadrática de las componentes horizontales.
- M_w es la magnitud de Momento.
- H es la profundidad focal en kilómetros.
- C_i son los coeficientes determinados por el análisis de regresión.
- σ es la desviación estándar de los residuales definida como:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_r^2 + \sigma_e^2}, \quad (3.20)$$

en donde σ_r y σ_e denotan la variabilidad intra e inter, respectivamente. La variabilidad inter se refiere a la variabilidad del movimiento del terreno debido a factores particulares de cada evento, por ejemplo, la aleatoriedad de la fuente. A diferencia de la variabilidad intra que es debido al registro, por ejemplo, la aleatoriedad en amplificaciones del sitio.

- R es la medida de la distancia aproximadamente igual al promedio de la distancia a la superficie de falla y está definida como:

$$R = \sqrt{R_{cld}^2 + \Delta^2} [\text{Km}], \quad (3.21)$$

- R_{cld} depende de la magnitud del sismo, para eventos grandes ($M_w \geq 6.0$) toma la distancia más cercana a la superficie de falla y para eventos pequeños se considera como la distancia hipocentral.
- Δ es el término de saturación cercana a la fuente definido como:

$$\Delta = 0.00750 * 10^{0.507 M_w}. \quad (3.22)$$

3.4. Parámetros del movimiento del terreno

Los parámetros del movimiento del terreno (PMT) se obtienen, generalmente, de acelerogramas y son típicos para el estudio de movimientos fuertes. Entre los más comunes se encuentran parámetros de amplitud, duración y contenido espectral (Kramer, 1996). En la Tabla 3.1 se mencionan los parámetros más empleados.

Tabla 3.1: Principales parámetros de movimiento del terreno.

Parámetros de amplitud	<ul style="list-style-type: none"> •Aceleración pico (<i>peak ground acceleration</i>) PGA. •Velocidad pico (<i>peak ground velocity</i>) PGV. •Desplazamiento pico (<i>peak ground displacement</i>) PGD. •Raíz Cuadrática Media de la aceleración.
Duración del movimiento fuerte	<ul style="list-style-type: none"> •Duración acotada (<i>bracketed duration</i>).
Parámetros de contenido espectral	<ul style="list-style-type: none"> •Espectro de Fourier. •Espectro de respuesta. •Espectro de potencia.
Otros parámetros	<ul style="list-style-type: none"> •Intensidad de Arias.

3.4.1. Parámetros de amplitud.

Los parámetros de amplitud son calculados a partir de una historia de tiempo de aceleración, velocidad o desplazamiento. Los registros de desplazamiento han sido los menos utilizados pues no se consideraban fiables, debido a que la mayoría de los instrumentos no permitían registrar el movimiento a bajas frecuencias. Sin embargo, con las nuevas tecnologías, como el GPS, es posible registrar bajas frecuencias de manera confiable.

Es importante mencionar que en los registros de aceleración existe un predominio significativo de altas frecuencias, en velocidad predominan las frecuencias intermedias y en los registros de desplazamiento se resaltan las frecuencias bajas (Figura 3.6).

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

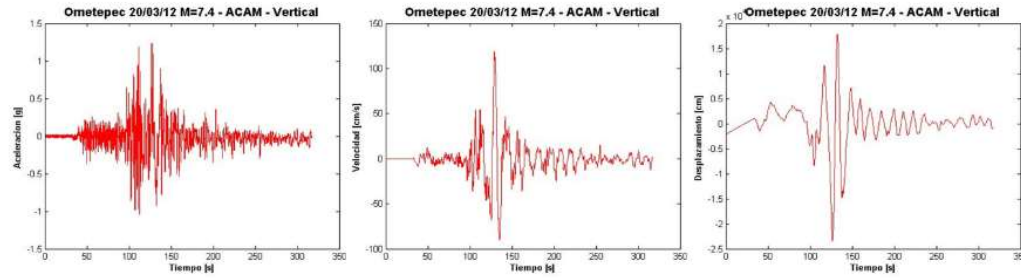


Figura 3.6: Series de aceleración (izquierda), velocidad (centro) y desplazamiento (derecha) para la componente vertical de sismo de Ometepec del 20/03/12 con magnitud $M_w = 7.4$ del registro de la estación ACAM. Las velocidades y los desplazamientos fueron obtenidos por integración numérica de aceleración tras haber corregido por línea base. Notar que el registro de aceleración muestra frecuencias altas, el de velocidad frecuencias intermedias y el de desplazamiento frecuencias bajas.

3.4.1.1. Aceleración pico.

La aceleración pico es el valor máximo de aceleración en un registro, es uno de los parámetros comúnmente utilizados en la caracterización del movimiento intenso. Los movimientos fuertes con altas aceleraciones son usualmente, pero no siempre, más destructivos que los movimientos con bajas aceleraciones, por lo que este parámetro es un buen estimador de los efectos que los sismos producen.

Las componentes horizontales PHA (por sus siglas en inglés *Peak Horizontal Acceleration*) son las más utilizadas en la ingeniería sísmica debido a su relación con fuerzas de inercia que se generan las estructuras, principalmente, estructuras rígidas.

La componente vertical PVA (por sus siglas en inglés *Peak Vertical Acceleration*) no se suele utilizar, porque la mayoría de las estructuras se diseñan por cortante. Las aceleraciones pico en las componentes verticales son usualmente tomadas como $\frac{2}{3}$ PHA. Sin embargo, es variable, ya que para sismos grandes, la $PVA > \frac{2}{3}$ PHA cerca de la fuente, y para distancias grandes la $PVA < \frac{2}{3}$ PHA (Kramer, 1996).

Se suele correlacionar la PHA con la intensidad del sismo. Sin embargo, este parámetro por sí solo queda lejos de ser preciso, puede ser una estimación muy útil solo cuando hay información de la intensidad macrosísmica disponible o con alguna otra información adicional. Además, es un parámetro que no provee información del contenido de frecuencia o duración del movimiento.

3.4.1.2. Velocidad pico.

La velocidad pico describe principalmente el efecto del movimiento en frecuencias intermedias, por lo tanto, provee información del potencial del daño sobre estructuras en este rango de frecuencias, como son edificios altos, puentes, etc. Además, este parámetro tiene una mejor correlación con la intensidad macrosísmica (Kramer, 1996).

3.4.1.3. Desplazamiento pico.

El desplazamiento pico es el máximo valor de desplazamiento en un registro. Es el parámetro menos utilizado debido a dos razones: 1) solía ser difícil determinarlo con buena exactitud, a causa de la falta de aparatos con gran resolución en bajas frecuencias (actualmente es posible mediante el uso de GPS) y 2) sin utilizar equipo especializado se obtiene el desplazamiento mediante integración numérica de velocidad o aceleración, la cual provoca errores en la estimación.

3.4.1.4. Relaciones de las componentes horizontales

Un registro de aceleración, velocidad o desplazamiento tiene tres componentes; en ingeniería sísmica las componentes que se utilizan son las horizontales debido a que el movimiento cortante es el que provoca que las estructuras se derrumben. Pero, ¿cuál de las dos componentes horizontales se usa? En ocasiones se usa el valor máximo entre ambas componentes o algún promedio, los parámetros más utilizados son:

- Valor aleatorio escogido entre las dos componentes.
- El valor máximo entre ambas componentes.
- Media aritmética

$$\frac{PMTH_1 + PMTH_2}{2}. \quad (3.23)$$

- Media geométrica

$$\sqrt{PMTH_1 * PMTH_2}. \quad (3.24)$$

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

- Media cuadrática

$$\sqrt{\frac{PMTH_1^2 + PMTH_2^2}{2}}. \quad (3.25)$$

Las limitaciones de los parámetros picos para representar el movimiento del suelo son importantes, pues cada uno aporta información correspondiente a una frecuencia (García, 2007).

3.4.2. Duración.

La duración se define como el tiempo entre el primero y la última excedencia de cierto valor umbral de aceleración, usualmente es de 0.05g. Otra definición se basa en un intervalo de tiempo, por ejemplo, para México central es entre el 5% y 95% del total de la energía del registro, en Baja California, se suele utilizar la duración del movimiento intenso del 5% al 75%.

3.4.3. Parámetros de contenido espectral.

3.4.3.1. Espectro de respuesta.

Es un concepto de gran importancia en el área del diseño sísmico, inicialmente propuesto por Biot en 1932. El espectro es un gráfico de la respuesta máxima que produce una acción dinámica determinada en una estructura u oscilador simple (de un grado de libertad), ya sea en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento o cualquier otro parámetro de interés para distintas relaciones de amortiguamiento (Medrano, 2009).

En la Figura 3.7 se ilustra el procedimiento para construir un espectro de respuesta. Se considera una serie de osciladores de un grado de libertad con diferentes periodos de vibración T_n , un amortiguamiento k y masa m . Los osciladores se someten a un mismo movimiento (U_g) y se determina el valor máximo absoluto de las respuestas temporales del desplazamiento, velocidad o aceleración absoluta de todos los osciladores. El máximo de cada respuesta se coloca en un gráfico en función del periodo de vibración.

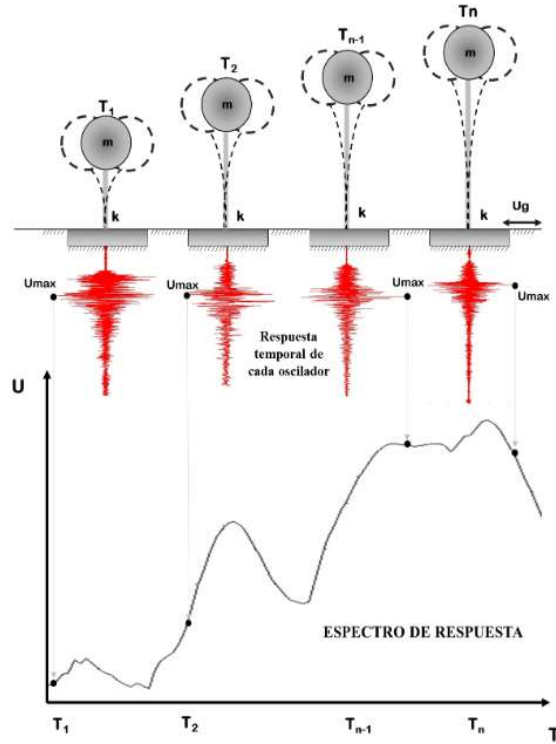


Figura 3.7: Construcción del espectro de respuesta.

Este espectro ofrece la respuesta para diferentes frecuencias y su importancia radica en que brinda información sobre la respuesta elástica de una estructura a la carga sísmica. Sin embargo, no contempla la duración del movimiento.

3.4.4. Intensidad de Arias.

La intensidad de Arias (I_a) es una medida de la capacidad de daño basada en la energía total del movimiento del suelo. Se calcula mediante la suma de la energía absorbida por un conjunto de osciladores simples uniformemente espaciados en frecuencias. Físicamente, es la energía contenida en un registro de movimiento fuerte (Arias, 1970). Para una componente del movimiento en una dirección dada, la energía acumulada por unidad de peso para un conjunto de osciladores simples de un grado de libertad en un sitio se puede expresar como:

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

$$I_{xx}(\nu) = \frac{\arccos(\nu)}{g\sqrt{1-\nu^2}} \int_0^{t_0} a_x^2(t) dt, \quad (3.26)$$

donde:

- I_{xx} es la intensidad dependiente del amortiguamiento viscoso en dirección x.
- ν es el radio de amortiguamiento de los osciladores.
- g es la aceleración de la gravedad.
- t_0 es la duración del movimiento sísmico.
- $a_x(t)$ es la aceleración.

El amortiguamiento para depósitos de suelos no licuables no produce un efecto significativo en la Intensidad de Arias. Por lo tanto, el factor $\frac{\arccos(\nu)}{g\sqrt{1-\nu^2}}$ en la Ecuación 3.26 es insensible a variaciones en el amortiguamiento estructural de los osciladores. Por lo tanto, si aproximamos el amortiguamiento a cero, se puede reducir la Ecuación 3.26 como:

$$I_{xx}(0) = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a_x^2(t) dt. \quad (3.27)$$

La I_a tiene unidades de velocidad y usualmente se expresa en metros por segundo.

3.5. Interpolación por el método de Kriging.

El método Kriging fue introducido por D. G. Krige, que en la década de los 50 desarrolló métodos empíricos, para estimar el mineral en una zona sin explorar usando datos de muestras de sitios cercanos. El método original ha tenido varias modificaciones y extensiones (K. universal, co-kriging, etc.) conservando las mismas bases.

Kriging es una técnica de estimación local; ha sido nombrado el mejor estimador lineal insesgado. Es lineal porque estima combinaciones lineales ponderadas de los datos y es insesgado porque trata de tener la media residual o el error igual a cero. Sin embargo, tiene algunas limitaciones, la principal es que para aplicar la técnica es necesario conocer la covarianza o el semivariograma.

La función básica del semivariograma es describir la variabilidad espacial, es decir, qué tan parecidos son los datos en el espacio a medida que estos se encuentran más alejados. En otras palabras, permite conocer la distancia máxima a la que una muestra afecta a otra muestra.

El método de interpolación por el método Kriging se usa para la predicción espacial de datos. Cuando se tienen información de algún parámetro (U), por ejemplo, aceleración, en diferentes posiciones de un dominio (D), comúnmente se trata de estimar el valor de U en aquellas posiciones donde no existe medición. El objetivo es predecir el valor de $U(x_0)$ en x_0 . En dónde x_0 denota una ubicación en D que usualmente es desconocida o no muestreada.

El Kriging Ordinario (KO) es un método de interpolación espacial que encuentra la mejor estimación lineal de una variable aleatoria, con estacionaridad de segundo orden, es decir, la media y la covarianza son constantes. Las propiedades del estimador se enlistan a continuación (Isaaks y Srivastava, 1989):

1. Es una combinación lineal de los valores de los datos,

$$\hat{U}(x_0) = \sum_{i=1}^n \omega_i U(x_i), \quad (3.28)$$

en donde $\hat{U}(x_0)$ es el valor estimado por Kriging en un punto sin muestrear, x_0 ; $U(x_i)$ es un valor real en un punto vecino de x_i ; y ω_i es la ponderación del factor $U(x_i)$.

2. Es insesgado,

$$E[\hat{U}(x_0)] = E[U(x_0)]. \quad (3.29)$$

3. Si se cumplen las primeras dos propiedades, se minimiza la varianza del error de predicción,

$$\text{var}[\hat{U}(x_0) - U(x_0)] \quad (3.30)$$

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

La diferencia entre el valor estimado y el valor real en la misma ubicación es $R(x_0)$ y se define como:

$$R(x_0) = \hat{U}(x_0) - U(x_0) = \sum_{i=1}^n \omega_i U(x_i) - U(x_0), \quad (3.31)$$

donde $U(x_0)$ es el valor real en el punto x_0 .

A partir de la primera propiedad, usando la definición de error, las propiedades de valor esperado, suponiendo que el error en cualquier ubicación tiene un valor esperado de 0 (para asegurar insesgabilidad) y que la función aleatoria es estacionaria:

$$\sum_{i=1}^n \omega_i = 1, \quad (3.32)$$

las ponderaciones deben sumar uno y se resuelven a partir del método de los multiplicadores de Lagrange.

El semivariograma se obtiene a partir de los datos disponibles, el cual nos permite obtener la estructura de la covarianza espacial del dominio. La covarianza es una medida de dispersión promedio de los datos con respecto a sus medias. Si se supone estacionariedad en el proceso, la predicción está limitada a las observaciones en la vecindad de cualquier punto desconocido y sus ponderaciones son obtenidas al minimizar su error de estimación bajo una condición sin sesgo (Padarian, 2011). La varianza de la predicción $\sigma^2(x_0)$ también se calcula en cada ubicación mediante

$$\sigma^2(x_0) = \Psi + \sum_{i=1}^n \omega_i \gamma(x_i, x_0), \quad (3.33)$$

donde Ψ es el multiplicador de Lagrange y $\gamma()$ es el modelo del semivariograma.

Este método tiene algunas restricciones que se enlistan a continuación:

1. La media es constante y desconocida.

2. El variograma o el correlograma es conocido.
3. Necesita ser un sistema insesgado.
4. La media y la varianza de todas las variables aleatorias del sistema son las mismas.

3.6. Método de elementos Finitos (*FEM*).

El FEM es una técnica numérica para resolver ecuaciones diferenciales e integrales con aplicaciones en varias áreas de ciencia e ingeniería, como análisis estructural, mecánica de fluidos, ingeniería nuclear, electro-magnetismo, propagación de ondas y varias otras áreas.

El FEM se puede resumir en tres pasos:

1. Dividir al dominio en un número finito de elementos más pequeños.
2. Crear el kernel que lo represente.
3. Resolver el conjunto de ecuaciones.

Lo primero es discretizar el problema en un número finito de elementos, es decir, subdividir al dominio en partes más pequeñas. Cada elemento tendrá características y propiedades particulares que se representan con una matriz de rigidez obtenida a través de ecuaciones de forma, las leyes constitutivas del medio y aproximaciones de la ecuación diferencial.

Los elementos se conectan a través de nodos para formar el dominio completo, de igual forma, las matrices de cada elemento se unen para formar una matriz de rigidez global o kernel. Los nodos son las incógnitas del problema, dos nodos son adyacentes si pertenecen al mismo elemento finito. Al conjunto de nodos se le conoce como malla.

En este trabajo se utiliza un medio tridimensional basado en mallas *octree*. Este tipo de mallado resalta por la capacidad para adaptarse a las longitudes de onda manteniendo una forma regular de los elementos finitos. Los hexaedros se subdividen recursivamente en 8 elementos hasta que satisfacen un criterio de refinamiento local. El grado de refinamiento es importante, ya que, entre mayor sea el número de elementos finitos, la

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

aproximación es más exacta. Sin embargo, no es práctico, computacionalmente ocupa grandes recursos. Para la propagación de ondas en un medio heterogéneo, el criterio es:

$$h_{max} < \frac{\beta}{pf_{max}}. \quad (3.34)$$

En donde h_{max} es el borde del elemento más grande, β es la velocidad local de onda S , p son los nodos por longitud de onda y f_{max} es la frecuencia máxima de interés (Tu *et al.*, 2006).

En Sismología, el interés se centra en encontrar los desplazamientos; matemáticamente, la matriz de rigidez multiplica a los desplazamientos, que son la incógnita y se iguala a las fuerzas externas aplicables generando un sistema de ecuaciones. Este sistema de ecuaciones es tan grande como el número de nodos o incógnitas. Una vez resuelto el sistema de ecuaciones, se pueden obtener las deformaciones y los esfuerzos.

Datos y metodología.

Con el finalidad de estudiar diversas características del sismo, se efectuaron análisis regionales, tanto del movimiento como de los efectos del sismo. Los mapas de parámetros de movimiento, uno de los elementos más importantes en el análisis, se calcularon usando ecuaciones de predicción de movimiento y mediante una simulación tridimensional usando el Método de Elementos Finitos. En las siguientes secciones se describen ambas metodologías, explicando a detalle las características del procesamiento. Finalmente, se hace una comparación de ambas metodologías, así como los daños causados por el sismo del 19 de septiembre del 2017.

4.1. Datos.

Se utilizaron 57 registros de aceleración en formato *.ASA del sismo del 19 de septiembre del 2017. Los acelerogramas se obtuvieron de las redes acelerográficas del Instituto de Ingeniería de la UNAM y el Servicio Sismológico Nacional (SSN) adscrito al Instituto de Geofísica (IGEF). En la Figura 4.1 se muestran las estaciones acelerográficas y el epicentro del sismo.

4. DATOS Y METODOLOGÍA.

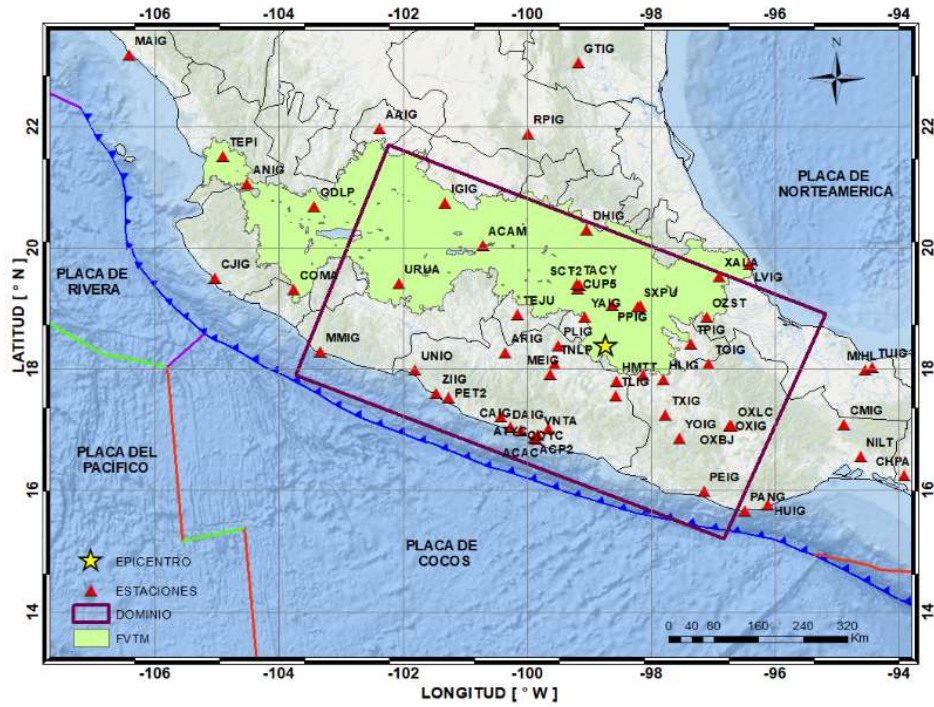


Figura 4.1: Los triángulos rojos representan las estaciones utilizadas del Instituto de Ingeniería de la UNAM y del Servicio Sismológico Nacional (SSN), con una estrella amarilla se hace referencia a la ubicación del epicentro y el cuadrado en morado es el área de simulación.

4.1.1. Pre-procesamiento.

Los registros de aceleración se corrigieron por línea base para obtener el registro de velocidad siguiendo el método de Wang *et al.* (2011). Posteriormente se usó un filtro pasabandas de 6 polos de entre 0.1-10 Hz mediante el programa *Seismic Analysis Code (SAC)*. Es importante realizar la corrección por línea base porque el valor del parámetro máximo puede verse afectado. En la Figura 4.2(b) se integró numéricamente el registro de velocidad sin hacer la corrección, al momento de realizar la integración, los valores se van acumulando dando como resultado un registro que no está sobre la línea 0. En la Figura 4.2(c) se muestra el registro de velocidad corregido previamente, es evidente cómo el valor máximo en la Figura (b) y (c) cambian sensiblemente.

Para calcular las aceleraciones espectrales se utiliza el registro de aceleración, por lo que resulta importante realizar la corrección por línea base de forma adecuada. En

la siguiente sección se explica el cálculo del espectro de respuesta de las aceleraciones espectrales.

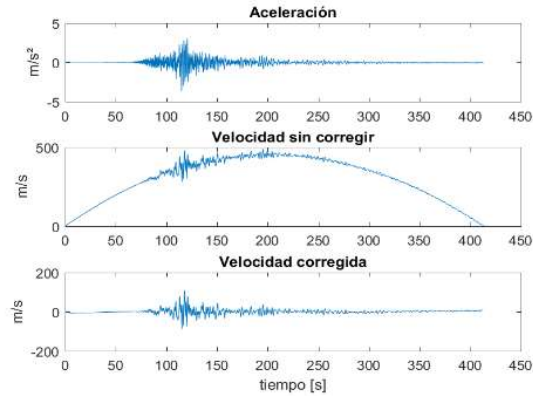


Figura 4.2: Corrección de la línea base del registro de aceleración de la estación ACAM para el sismo del 19 de septiembre del 2017. La gráfica superior es la traza de aceleración, la gráfica intermedia es el registro de velocidad sin corregir y la gráfica inferior es el registro de velocidad previamente corregido.

4.1.2. Cálculo del espectro de respuesta.

A partir del registro de aceleración de cada estación, se calcularon las aceleraciones máximas de un oscilador de un grado de libertad con un amortiguamiento de 0.05. Finalmente, para calcular las respuestas espectrales de aceleración se multiplica el desplazamiento por la frecuencia angular al cuadrado.

La Tabla A.1 muestran los valores máximos de aceleración, velocidad y aceleración espectral (SA) para los periodos $T=0.1, 0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0$ segundos, obtenidas para cada estación y canal. En la Figura 4.3 se observan los espectros de respuesta estimados para las estaciones más cercanas al epicentro del sismo del 19 de septiembre del 2017.

4. DATOS Y METODOLOGÍA.

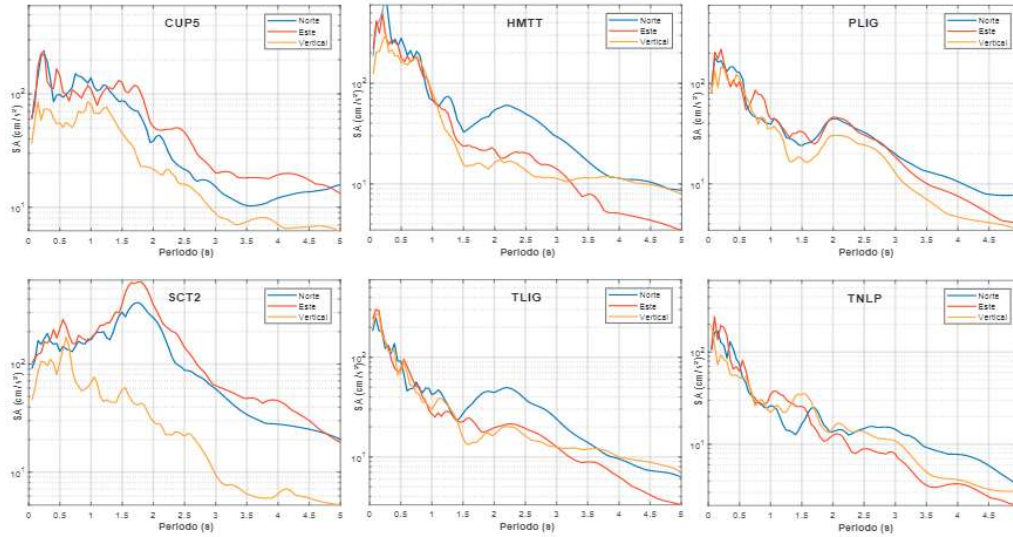


Figura 4.3: Espectros de respuesta de estaciones cercanas al epicentro del sismo del 19 de septiembre del 2017 (M_w 7.1). Se muestran las tres componentes: Norte-Sur(azul), Este-Oeste(naranja), Vertical (amarilla). La escala es la misma para todos los acelerogramas.

4.1.3. Cálculo de mapas de parámetros del movimiento del terreno

Se generó un sistema para calcular mapas de parámetros del movimiento del terreno que utiliza las ecuaciones de predicción de movimiento para sismos intraplaca e interplaca.

La malla se calcula dinámicamente alrededor del epicentro, con base en el tipo de sismo, con una dimensión de $8^\circ \times 4^\circ$. Se extiende 4° al oeste y al este a partir del epicentro. Para sismos interplaca la malla se genera 2° al sur y 2° al norte, y para sismos intraplaca se genera 0.25° y 3.75° al sur y norte, respectivamente (Figura 4.4). Las dimensiones de la malla se definieron a partir de las máximas distancias (400 km) que usan las GMPE de Arroyo *et al.* (2010) y García *et al.* (2005).

La malla cambia debido al tipo de sismo porque cuando se hace la interpolación, los nodos que se encuentran sobre el océano causan ruido. Por esta razón, los nodos fuera del continente son eliminados. Los sismos interplaca ocurren cercanos a la costa y con el fin de eliminar la menor cantidad de datos, la malla se extiende en mayor proporción hacia el norte (Figura 4.4b).

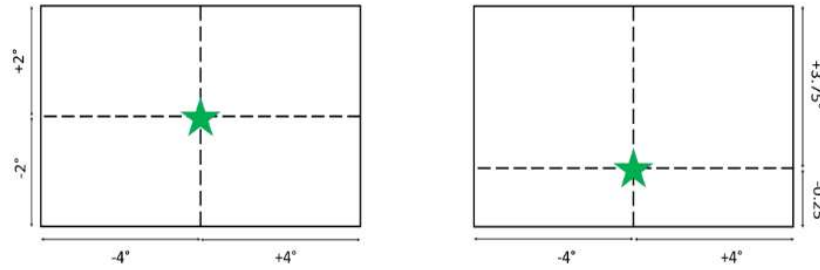


Figura 4.4: Las dimensiones de la malla son de $8^\circ \times 4^\circ$. La Figura (a) del lado izquierdo muestra la malla para un sismo intraplaca y la Figura (b) la malla para un sismo interplaca.

Para el sismo del 19 de septiembre del 2017 de tipo intraplaca se usó una malla de $8^\circ \times 4^\circ$ con centro en el epicentro y una resolución sobre el eje de longitud de ~ 18 km y sobre el eje de latitud de ~ 9 km (Figura 4.5). Para calcular el parámetro del movimiento del terreno en cada punto de la malla se utiliza la ecuación de predicción de movimiento propuesta por García *et al.* (2005) para sismos intraplaca, definida por

$$\log Y = C_1 + C_2 M_w + C_3 R - C_4 \log R + C_5 H + \sigma. \quad (4.1)$$

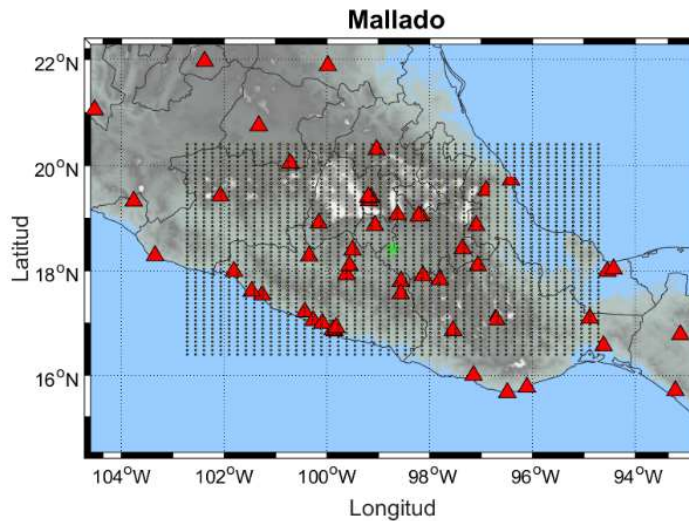


Figura 4.5: Malla (puntos en negro) utilizada para calcular PMT usando GMPE, los triángulos rojos son las estaciones utilizadas y el epicentro se representa con un asterisco verde.

4. DATOS Y METODOLOGÍA.

Se usaron los coeficientes C_1, C_2, C_3, C_4 y C_5 calculados por García *et al.* (2005), una magnitud M_w 7.1 y una profundidad de 57 km, la distancia (R_{rup}) se calcula a partir de un plano de falla definido por rumbo = 296° , echado = 44° y deslizamiento = -87° , datos según el Servicio Sismológico Nacional. Las dimensiones del plano son de 30 x 20 km con una resolución de 0.6 y 0.4 km a lo largo y ancho, respectivamente. El hipocentro es el centro de la malla. Se calculó la distancia más corta de cada punto de la malla en superficie al plano de falla.

En la Figura 4.6 se muestra una representación tridimensional del uso de las GMPE. Sobre la superficie se muestran los puntos del mallado (estrellas verdes) acoplados con las estaciones (triángulos rojos), en las estaciones se tiene el dato de aceleración directamente del acelerograma, y en cada punto de la malla se estima la aceleración usando la GMPE. Es importante mencionar que los datos de la malla que se encontraban en un rango de 50 km alrededor de una estación son eliminados, para darle mayor peso al dato real. También, se representa (Figura 4.6) la R_{rup} que es la distancia más corta de cada nodo de la malla y el plano de ruptura.

Finalmente, se hace una interpolación de tipo Kriging usando todos los datos dentro de un radio de 400 km con centro en el epicentro y sobre el continente. La dimensión del radio se escogió porque es el valor máximo al que están definidas las ecuaciones de predicción de movimiento en este trabajo. Los mapas obtenidos se muestran en la sección de resultados.

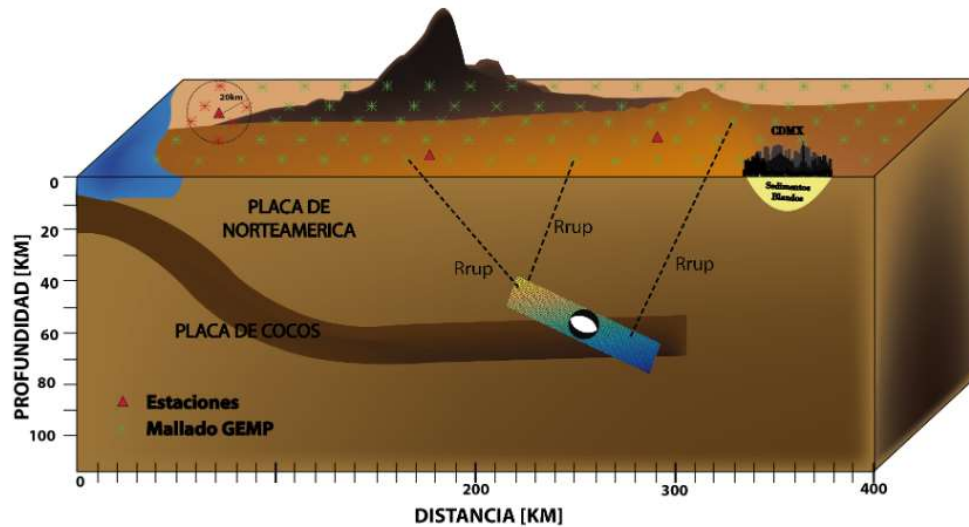


Figura 4.6: Esquema para representar la metodología usando GMPE, las estrellas verdes representan cada punto del mallado, los triángulos rojos a las estaciones. Además se muestra un esquema general de subducción para representar la distancia (R_{rup}) más cercana de cada punto al plano de ruptura.

4.2. Modelado tridimensional mediante el método de elemento finito

El método anterior contempla las irregularidades de la corteza como un promedio, no considera la topografía o los efectos de sitio que se generan cuando las ondas sísmicas se propagan. Por lo tanto, se realizó una simulación de la propagación de las ondas sísmicas con modelado tridimensional en el que se incluye la topografía y un modelo realista de la corteza terrestre.

4.2.1. Fuente

El modelo de deslizamiento utilizado en este trabajo fue proporcionado por el Dr. Carlos Mendoza mediante comunicación personal del Centro de Geociencias de la UNAM (Figura 4.7). Se obtuvo a partir de datos telesísmicos registrados en tiempo casi-real por el GSN (por sus siglas en inglés *Global Seismograph Network*), que permite au-

4. DATOS Y METODOLOGÍA.

tomatizar el proceso de inversión y obtener un modelo rápido de deslizamiento casi inmediatamente después de la ocurrencia del sismo (Mendoza, 2018). Se decidió utilizar este modelo de deslizamiento debido a la rapidez con la que se obtiene. La ubicación del epicentro, profundidad y mecanismo focal son los calculados por el Servicio Sismológico Nacional.

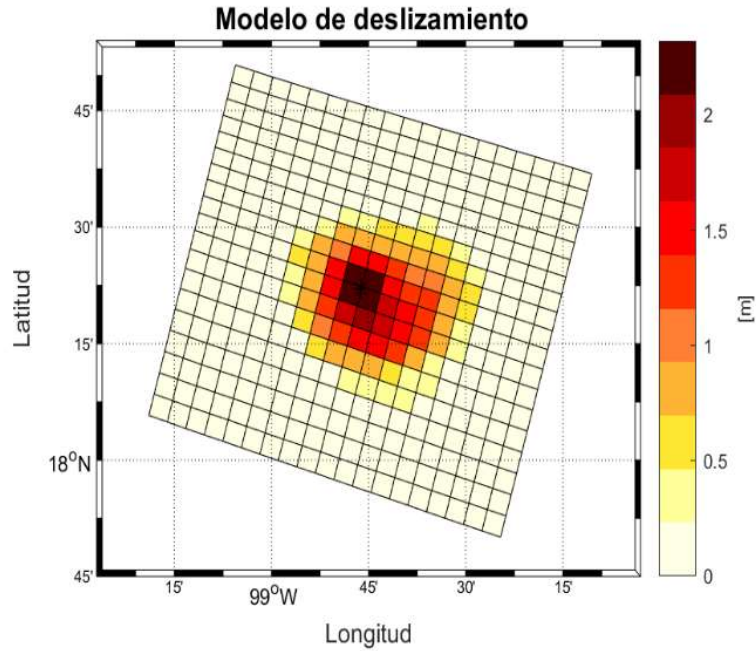


Figura 4.7: Modelo de deslizamiento en m.

4.2.2. Características de la simulación

El dominio de la malla tridimensional para realizar la simulación se muestra en la Figura 4.1, tiene dimensiones de 800 x 450 x 65.5 km. Como fuente se utilizó el sismo del 19 de septiembre del 2017 usando los datos que se muestran en la Tabla 4.1 y el modelo de falla finita de Carlos Mendoza proporcionado mediante comunicación personal.

Para realizar la propagación de las ondas sísmicas se utilizó la herramienta Hércules (Tu *et al.*, 2006). Esta herramienta realiza la descomposición de dominio usando una estructura de tipo *octree*, es decir, una malla semiestructurada de cubos regulares con una resolución variable dependiente de la velocidad local de onda S.

La ecuación de onda se resuelve mediante un esquema paralelo con elementos finitos usando el método de Galerkin y el campo de desplazamientos se calcula utilizando una aproximación tri-lineal de las funciones base y de forma adecuadas. El modelo de velocidades que se utilizó fue el calculado por Juárez (2016) mediante un método de inversión de forma de onda completa con base en la formulación del campo adjunto.

Los requerimientos computacionales para realizar la simulación fueron los siguientes:

- 0.8 Hz de resolución.
- Dominio 450 x 450 x 56 km.
- 80 s de simulación.
- Modelo de velocidades de Juárez (2016).
- Modelo de falla finita de Carlos Mendoza.
- 600,299,446 elementos en la malla de solución.
- 5,712 unidades de procesamiento (CPUxHr).

Los parámetros de salida que se obtuvieron a partir de la simulación son desplazamientos y el tensor gradiente de desplazamiento.

Tabla 4.1: Datos del sismo utilizado como fuente en la simulación.

Fecha	19 de septiembre del 2017
Localización	Puebla-Morelos
Epicentro	98.6878° W, 18.3044° N
Magnitud	M_w 7.1
Área de subfalla	25 km
Echado	44°
Rumbo	296 °
Desplazamiento	-87 °

4.2.3. Cálculo de parámetros del movimiento del terreno

En esta sección se presentan los cálculos de aceleraciones y velocidades máximas, el espectro de respuesta o pseudoaceleraciones espectrales para diferentes periodos, intensidad de Arias y duración de la velocidad.

Las aceleraciones y velocidades máximas se obtienen a partir de la segunda y la primera derivada de los desplazamientos respectivamente. Para obtener las velocidades se aplicó un filtro Butterworth de seis polos con un ancho de banda de 0 a 1.0 Hz.

Se calcula el espectro de respuesta para periodos de 0.01, 0.1, 0.25, 0.5, 1, 3, 5 y 10 segundos con un amortiguamiento de 0.05 del crítico, la velocidad y desplazamiento iniciales fueron de 0. La intensidad de Arias se calcula a partir de la aceleración y la duración de la velocidad se calculó usando

$$Dur_v = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} v_x^2(t) dt, \quad (4.2)$$

en donde:

- g es la aceleración de la gravedad.
- t_0 es la duración de la sacudida del movimiento sísmico.
- $v_x(t)$ es la historia de tiempo de la velocidad.

Finalmente se calculan la media cuadrática de cada parámetro y son representados en mapas que se muestran en la Sección 5.1.

4.2.4. Esfuerzos

A partir del tensor gradiente de desplazamientos $\frac{\partial u_i}{\partial x_j}$, donde $i, j = 1, 2, 3$ que se obtuvieron de la simulación, se calcula el tensor de deformaciones en cada nodo de la malla,

usando la Ecuación 4.3.

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right). \quad (4.3)$$

A partir del tensor de deformaciones se calculó el tensor de esfuerzos en cada nodo de la malla, usando la ley de Hook para medios isotropos en términos de las constantes de Lamé, se tiene

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}, \quad (4.4)$$

en donde los módulos elásticos y la densidad se calcularon a partir del modelo tridimensional de velocidades de la corteza en centro de México propuesto por Juárez (2016), ya que la velocidad de las ondas sísmicas dependen de los módulos elásticos. La dilatación θ es la suma de la traza del tensor de deformaciones.

A partir del tensor de esfuerzos se calculan los esfuerzos principales para calcular los cortantes en las tres direcciones:

$$\begin{aligned} \tau_1 &= (\sigma_1 - \sigma_3) / 2 \\ \tau_2 &= (\sigma_2 - \sigma_1) / 2 \\ \tau_3 &= (\sigma_3 - \sigma_2) / 2 \end{aligned} \quad (4.5)$$

Resultados y análisis

En esta sección se muestran los mapas de aceleración y pseudoaceleración para periodos de 0.1 y 0.3 segundos, calculados con ecuaciones de predicción de movimiento y la representación gráfica de la simulación tridimensional usando el Método de Elementos Finitos para desplazamiento, velocidad, aceleración y pseudoaceleración en diferentes periodos. Finalmente, se hizo una comparación entre ambos resultados y se correlacionó con los daños que ocasionó el sismo del 19 de septiembre del 2017.

5.1. Mapas de PMT usando GMPE

Los siguientes mapas fueron calculados usando ecuaciones de predicción de movimiento y datos de la red acelerográfica del Instituto de Ingeniería y el Servicio Sismológico Nacional, ambos de la UNAM. En la Figura 5.1 se muestran los valores picos de aceleración PGA con una estimación máxima de 280 cm/s^2 . La aceleración máxima (PGA) registrada por el Instituto de Ingeniería fue de aproximadamente 170 cm/s^2 .

En las Figuras 5.2 y 5.3 se muestran los mapas de pseudoaceleración espectral para periodos $T = 0.3 \text{ s}$ y $T = 0.1 \text{ s}$, respectivamente. En la Figura 4.3 se muestran los espectros de respuesta de las estaciones más cercanas al epicentro, donde se observa que los periodos dominantes son menores que 1 s, con la excepción de la estación SCT2, posiblemente por el tipo de suelo en donde se encuentra la estación.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

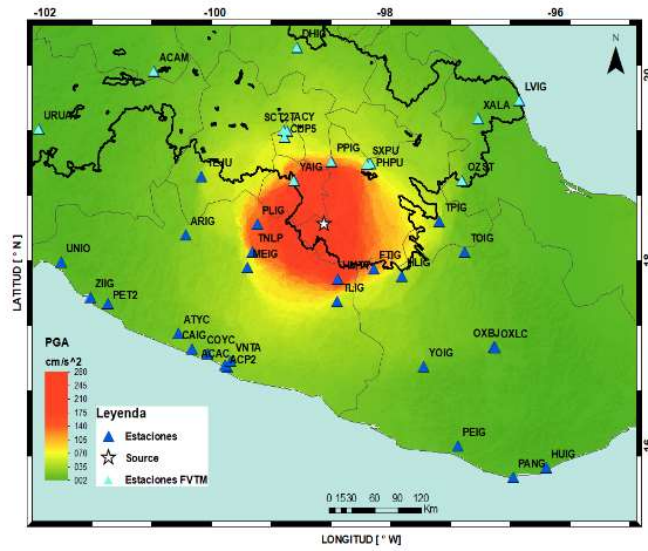


Figura 5.1: Mapa de aceleración del sismo del 19 de septiembre del 2017. Los triángulos representan las estaciones que registraron el sismo de la red del Instituto de Ingeniería y el Servicio Sismológico Nacional.

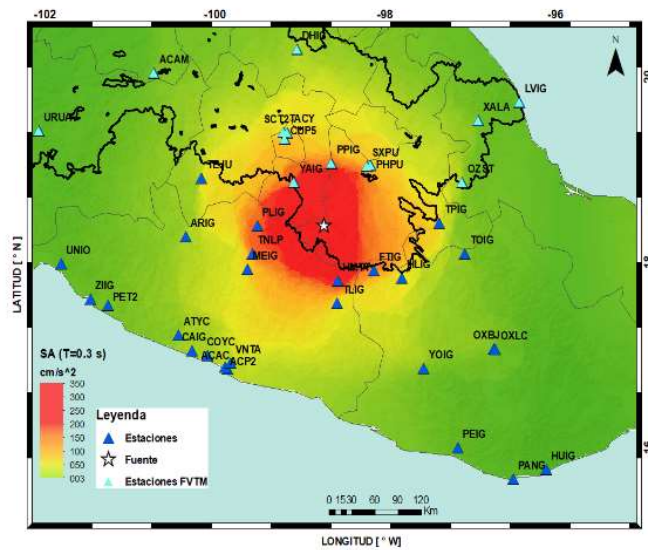


Figura 5.2: Mapa de aceleración espectral del sismo del 19 de septiembre del 2017 calculado para un periodo de $T = 0.3$ segundos. Los triángulos algunas de las estaciones que registraron el sismo de la red del Instituto de Ingeniería y el Servicio Sismológico Nacional.

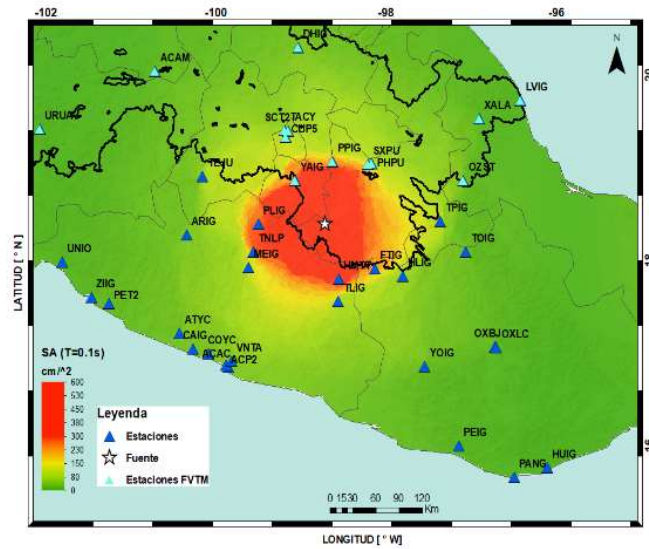


Figura 5.3: Mapa de aceleración espectral del sismo del 19 de septiembre del 2017 calculado para un periodo de $T = 0.1$ segundos. Los triángulos representan algunas de las estaciones que registraron el sismo de la red del Instituto de Ingeniería y el Servicio Sismológico Nacional.

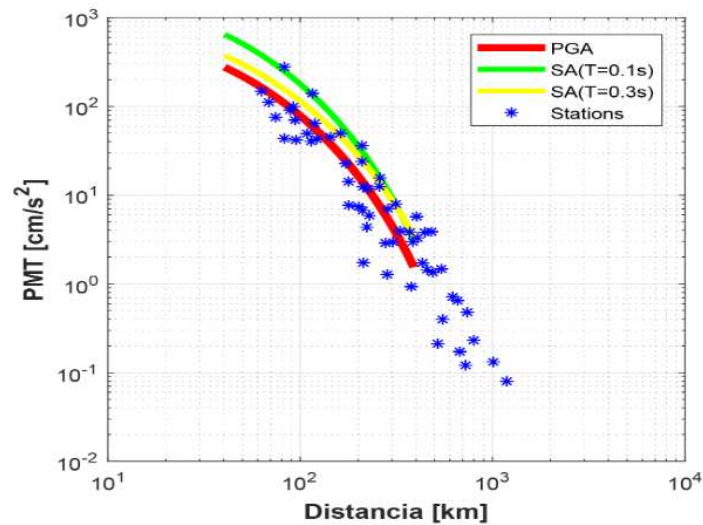


Figura 5.4: Comparación de las media cuadrática de cada PMT (PGA línea roja, SA para $T = 0.1$ s línea verde, SA para $T = 0.3$ s línea amarilla) para $M_w 7.1$ y $H = 57$ km. Los asteriscos azules representan los datos de las estaciones acelerográficas utilizadas.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

En la Figura 5.4 se muestra la comparación entre la media cuadrática de las componentes horizontales de cada PMT calculado con GMPE y los datos medidos en cada una de las estaciones acelerográficas. Se observan que las ecuaciones de predicción de movimiento sobreestiman los valores máximos de PMT en distancias pequeñas, además para distancias mayores de 400 km, las estimaciones no son válidas.

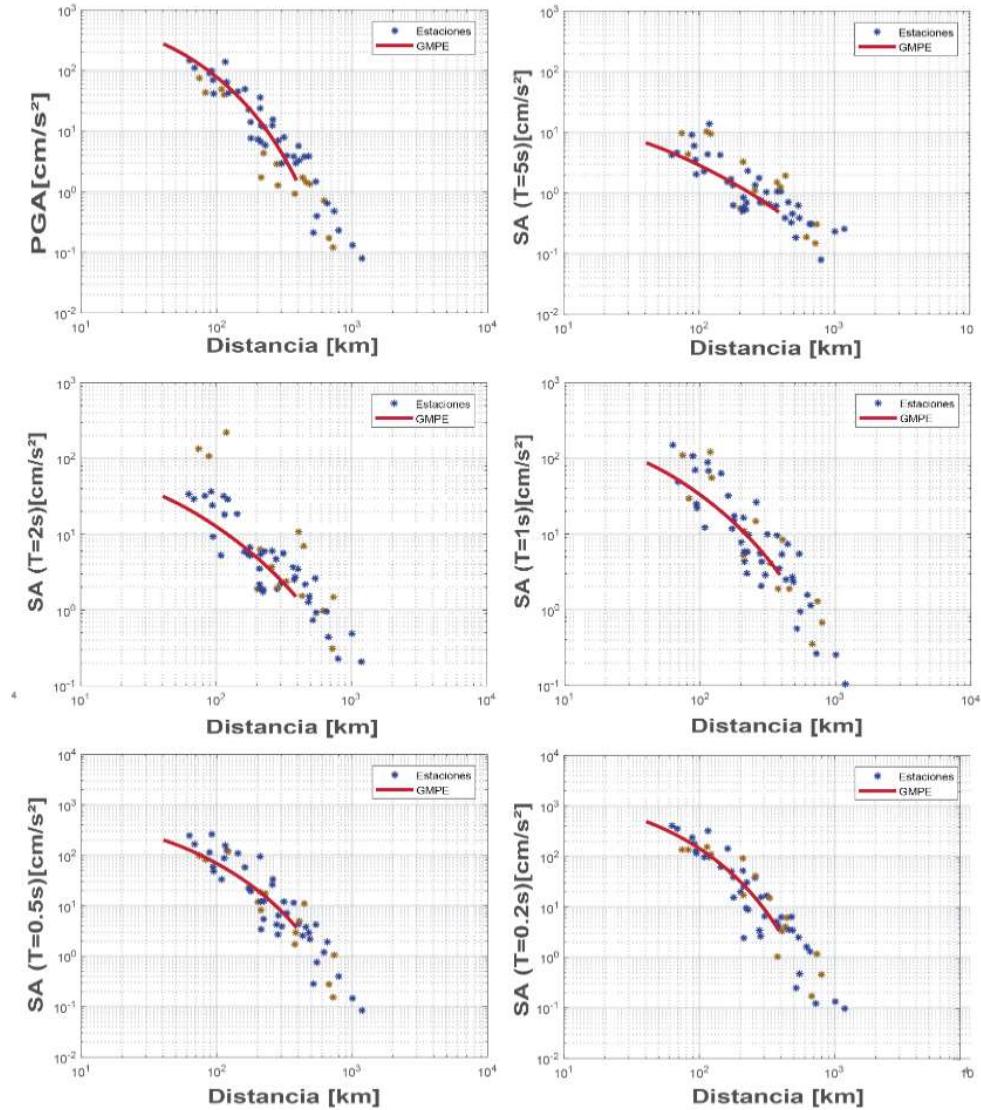


Figura 5.5: Comparación entre el espectro de respuesta de los datos y la estimación utilizando la ecuación de predicción de movimiento. Los asteriscos café representan las estaciones que se encuentran sobre la FVTM.

Si bien estos resultados toman en cuenta el tipo de sismo, magnitud y distancias hipocentrales, no toman en cuenta la heterogeneidad de la corteza, tipo de suelo, la topografía y los efectos de sitio de la zona de estudio. Existen GMPE que toman en cuenta otros parámetros, por ejemplo, Jaimes *et al.* (2015) calcularon los coeficientes considerando los efectos de sitio en tres diferentes zonas de la ciudad. Los mapas obtenidos a partir de GMPE muestran estimaciones radiales, lo que demuestra que se considera el medio como homogéneo, dejando a la estimación lejos de la realidad.

En la Figura 5.5 se muestra la comparación entre el espectro de respuesta de los datos y la estimación utilizando la ecuación de predicción de movimiento propuesta por García *et al.* (2005) calculada para distintos periodos. Se observa que para periodos cortos las GMPE tienen un buen ajuste con los datos, incluso en distancias cortas. Para periodos largos las GMPE subestiman los valores de los datos en distancias pequeñas. En todos los casos se observa que las GMPE están limitadas a 400 km de distancia epicentral. Además, los coeficientes que se utilizan para calcular la ecuación están definidos solo para frecuencias entre 0.2-25 Hz, es decir, para periodos de 0.04 a 5 segundos como máximo.

5.2. Mapas de PMT a partir de la simulación

Los PMT calculados con GMPE no toman en cuenta los efectos topográficos ni las heterogeneidades de la corteza como en la simulación con Elementos Finitos. En esta sección se muestran los mapas resultantes con una vista en planta y una vista en donde se incluye la topografía.

En la Figura 5.6 se muestran los desplazamientos calculados. En la vista en planta se observan que los mayores desplazamientos se concentran en tres lóbulos que pueden estar asociados al patrón de radiación de las ondas S, debido a que fueron calculados a partir de las componentes horizontales.

En cada parámetro se observa que al sur del epicentro el valor del PMT se reduce, pareciendo que el movimiento se divide en dos (Figura 5.8 y Figura 5.9). Esto es debido, quizá a los patrones de radiación o a un efecto de *hanging wall*, el cual es definido como el incremento del movimiento del terreno sobre el bloque de techo de la falla de ruptura en comparación con el bloque de piso a las mismas distancias (Donahue y Abrahamson, 2014).

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

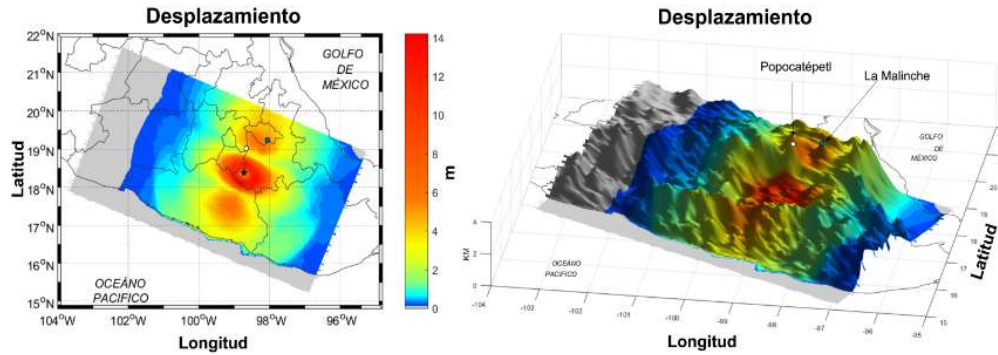


Figura 5.6: Desplazamiento [cm] calculados a partir de las componentes horizontales. Los colores cálidos representan intensidades de aceleración mayores. A la izquierda se muestra una vista en planta y a la derecha una vista en 3D con topografía.

Para verificar que esta reducción del valor del PMT es debido al patrón de radiación de la onda S, se volvieron a calcular los PMT usando la componente vertical, en donde existe una mayor contribución de ondas P (Figura 5.7).

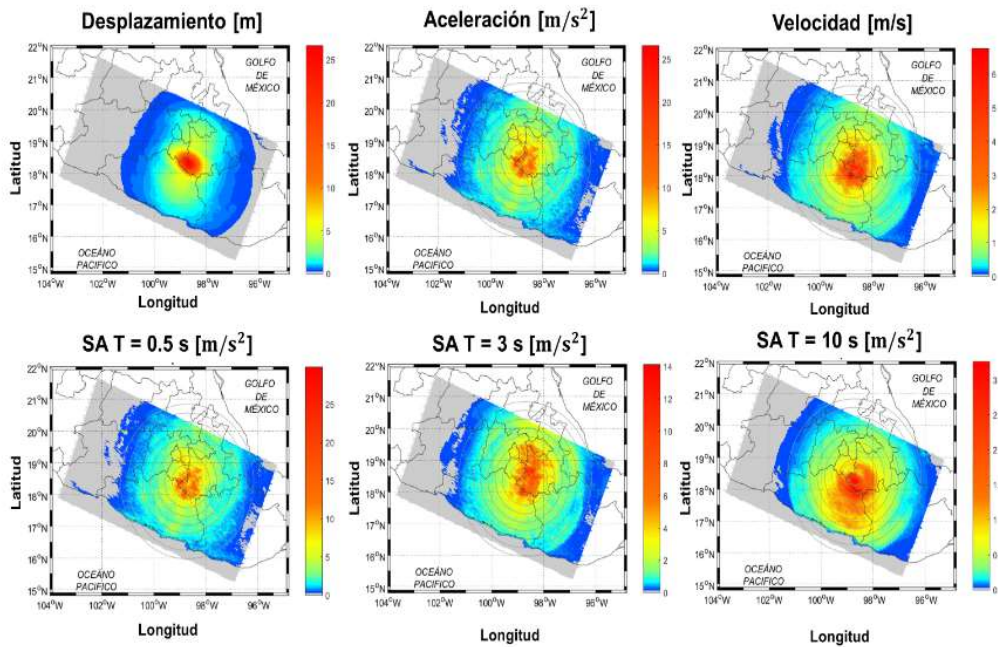


Figura 5.7: Parámetros del movimiento del terreno calculados a partir de la componente vertical

En la Figura 5.7 se muestran los parámetros del terreno calculados a partir de la componente vertical y se resalta la importancia de la misma durante el sismo de Puebla-Morelos.

Es notorio que la propagación de ondas es mucho más complicada que las estimaciones de las GMPE, pues las simulaciones consideran la direccionalidad, los patrones de radiación, los efectos topográficos y discontinuidades de la corteza.

En la Figura 5.8 de la izquierda se muestra el mapa de velocidad con vista de planta, en donde se colocaron circunferencias con centro en el epicentro del sismo del 19 de septiembre del 2017. Se observa que la velocidad no tiene una distribución de amplitudes circulares, como se muestra en los mapas calculados con ecuaciones de predicción de movimiento. En la Figura 5.8 de la derecha se muestra una vista tridimensional de las velocidades.

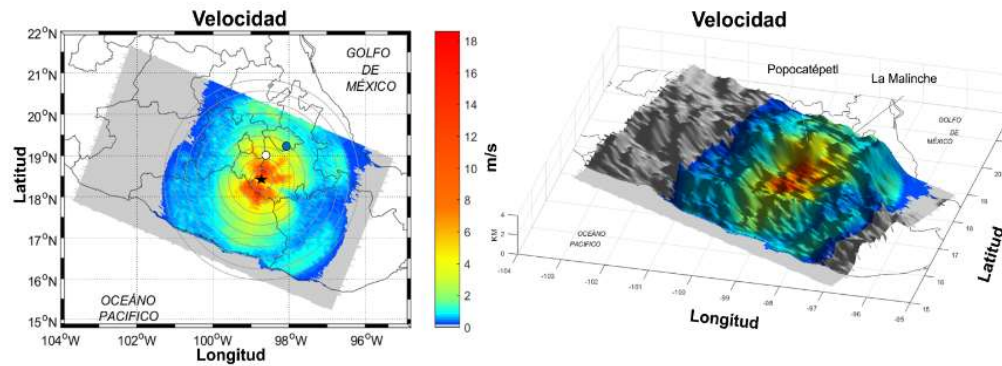


Figura 5.8: Velocidad [cm/s] calculados a partir de las componentes horizontales. Los colores cálidos representan velocidades mayores. A la izquierda se muestra una vista en planta y a la derecha una vista en 3D con topografía.

Se muestran vistas tridimensionales para observar el papel de la topografía. En la Figura 5.9 se muestra la aceleración, y el espectro de respuesta para un periodo largo y uno corto, respectivamente. Se resaltaron el volcán Popocatepetl y el Iztaccíhuatl como referencia espacial. En ambos casos hay reducciones de los PMT dirección noroeste-sureste y no están asociados a cambios topográficos.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

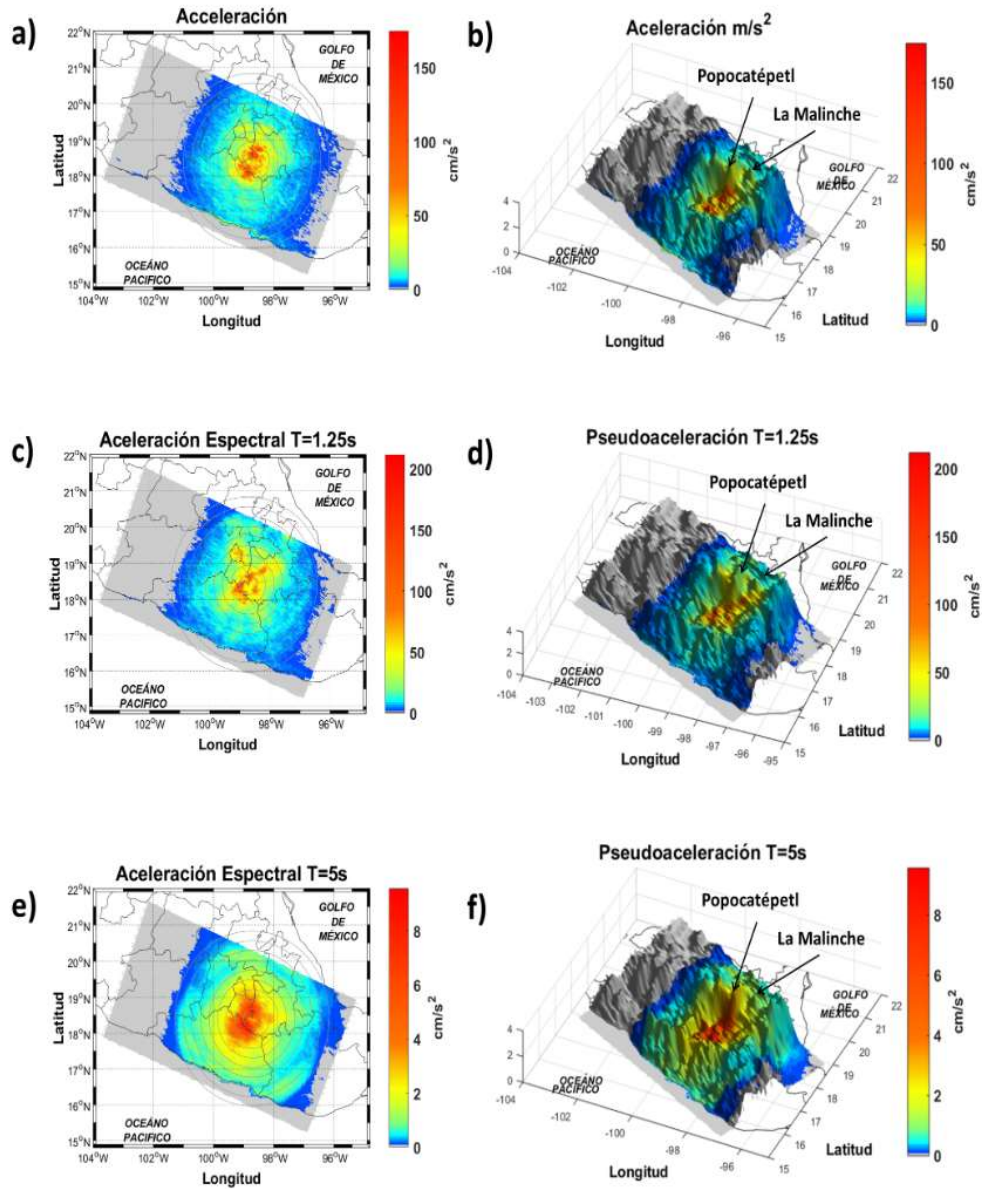


Figura 5.9: Vista en plana de PMT calculados a partir de la simulación a) Aceleración [cm/s^2], c) y e) aceleración espectral para $T = 0.01$ y $T = 10$ segundos, respectivamente, d) y f) aceleraciones espectrales con topografías. En todos los mapas el color rojo representa mayores valores intensidades de PMT y los azules valores bajos.

5.3. Comparación de PMT con daños

Se hizo una análisis de los PMT en comparación con los daños ocasionados por el sismo del 19 de septiembre del 2017. Los datos se obtuvieron de la plataforma digital de Fuerza México (<https://www.transparenciapresupuestaria.gob.mx/es/PTP/fuerzamexico>) y se encuentran divididos por sector salud, escuelas y monumentos históricos. Se cuenta con un total de 586 daños graves, 5,972 moderados y 8,944 menores (Figura 5.10).

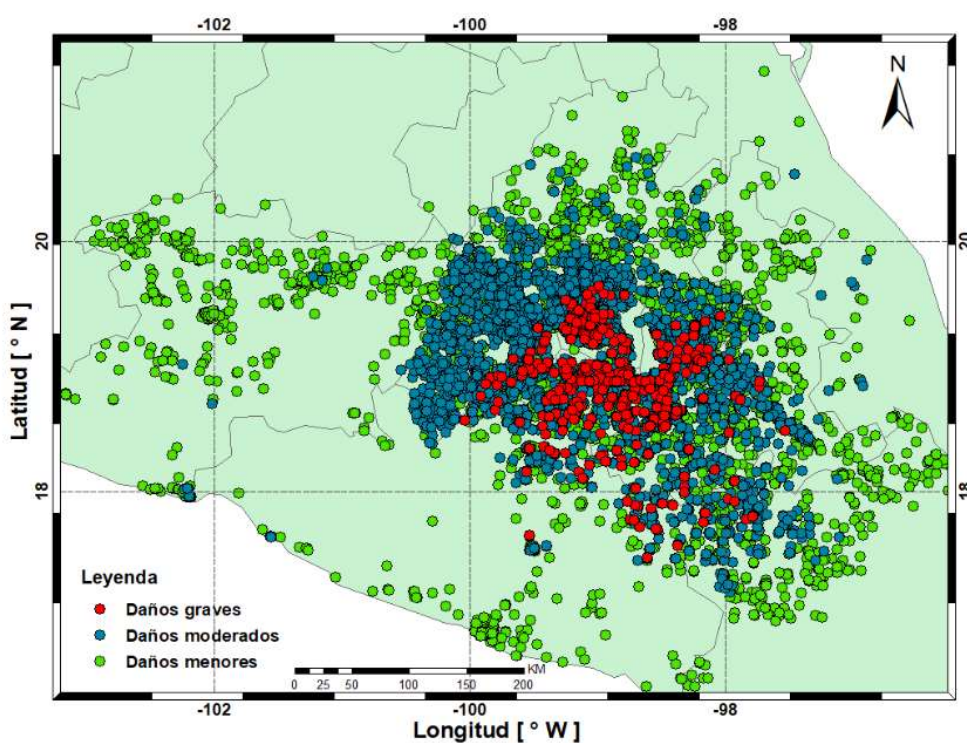


Figura 5.10: Daños del sismo del 19 de septiembre del 2017. En verde se representa los daños menores, en azul los moderados y en rojo los graves.

En la Figura 5.11 (superior) se muestran los desplazamientos y los daños catalogados como graves asociados al sismo del 19 de septiembre del 2017. Un 42% de daños graves se concentraron en desplazamientos de 2 a 4 cm, y el 23% en 2 a 3 cm. En la Figura 5.11 inferior se muestran el número de daños moderados asociados a los desplazamientos, 24% de daños moderados también se concentran en 2 a 3 cm.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

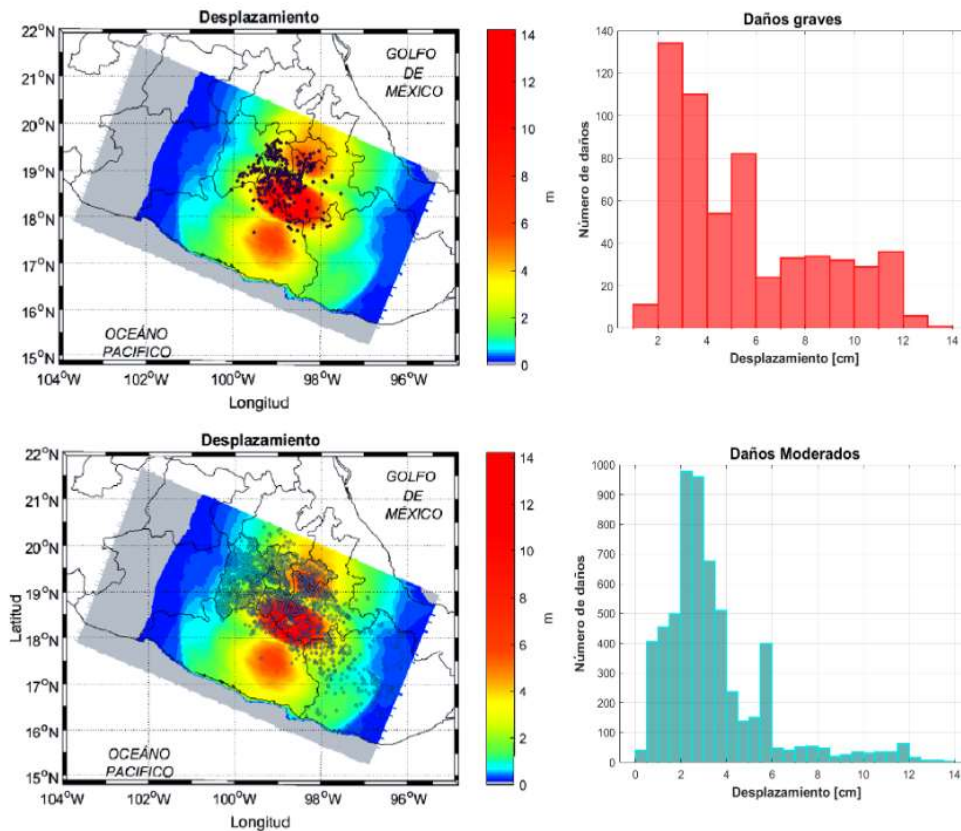


Figura 5.11: Daños graves (superior) y moderados (inferior) comparados con los desplazamientos del sismo del 19 de septiembre del 2017.

En la Figura 5.12 se muestran la aceleración (a) y la velocidad (b) asociadas con los daños del sismo del 19 de septiembre del 2017. Aproximadamente el 32% de los daños graves se dieron en aceleraciones de 20 a 30 cm/s^2 , y el 37% de los daños moderados entre 8 a 19 cm/s^2 . El rango de velocidades con mayor número de daños graves es de 3 a 4 cm/s y los moderados es 1.5 a 2.5 cm/s .

En la Figura 5.13 se muestran histogramas de pseudoaceleraciones para diferentes periodos $T = 1.25, 3$ y 5 segundos, respectivamente. Para un periodo de 1.25 segundos el 21% de daños graves se concentraron en 30 y 40 cm/s^2 , y los daños moderados entre 6.4 y 12 cm/s^2 . En un periodo de 3 segundos el 23% de daños graves se concentraron en aproximadamente 5 cm/s^2 , y el mayor número de daños moderados entre 1 y 4 cm/s^2 . Con un periodo de 5 segundos el 20% de los daños graves se presentaron en pseudoaceleraciones de 2 a 2.5 cm/s^2 , y los daños moderados en 1.6 a 2 cm/s^2 .

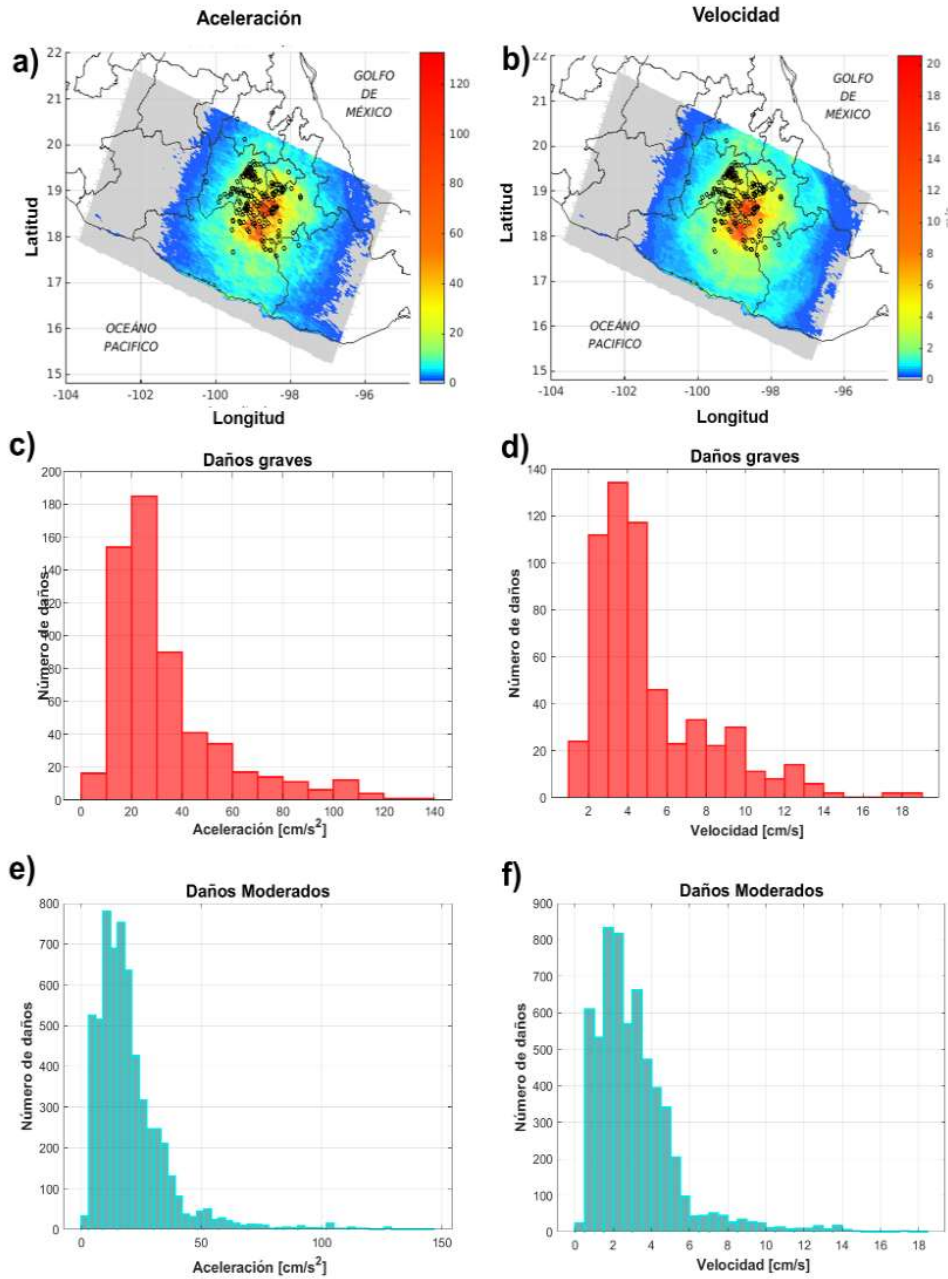


Figura 5.12: Histogramas de daños graves y moderados para la aceleración y la velocidad. En a) y b) solo están representados los daños graves.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

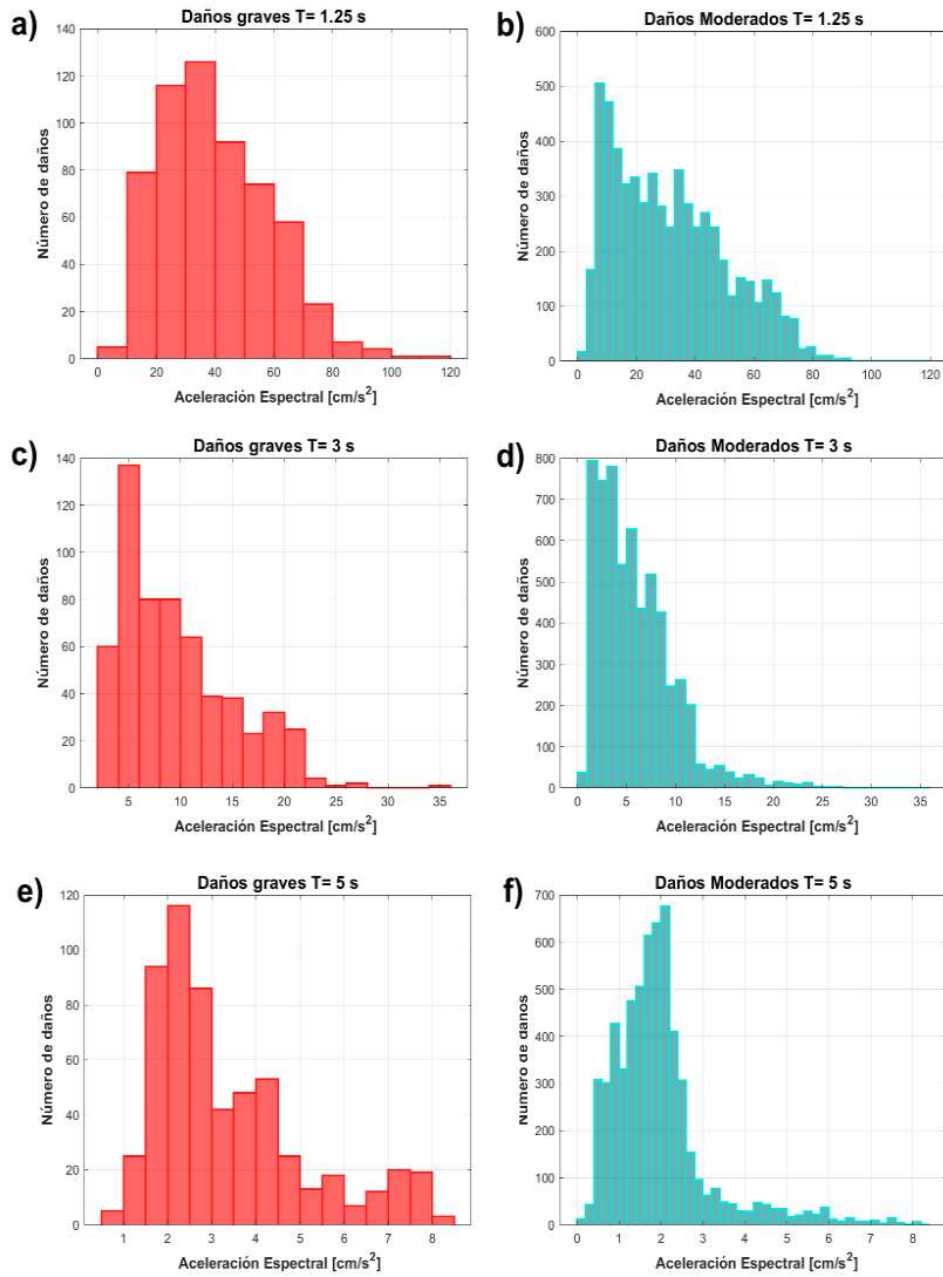


Figura 5.13: Pseudoaceleraciones espectrales para periodos de $T = 1.25$, 3 y 5 segundos asociadas con daños

5.4. Comparaciones

En la Figura 5.14 se hizo un análisis comparativo entre los datos registrados del sismo del 19 de septiembre del 2017, la ecuación de predicción de movimiento para eventos intraplaca (García *et al.*, 2005) y los parámetros del movimiento del terreno calculados a partir de la simulación tridimensional.

En el inciso a) de la Figura 5.14 se muestran los valores máximos de aceleración, en donde se observa que para distancias menores a 110 km, la GMPE tiene una mejor estimación y la simulación subestima la aceleración. En distancias mayores de 110 km ambas metodologías presentan un buen ajuste.

Del inciso b) - f) de la Figura 5.14 se muestran los espectros de respuesta para periodos de $T = 0.2, 0.5, 1, 2$ y 5 segundos, respectivamente. En este caso para el periodo más corto calculado con valor de 0.2 segundos la simulación subestima los valores del espectro de respuesta calculado con las estaciones, es claro que las GMPE tienen un mejor ajuste. Es de esperarse ya que las GMPE son buenos estimadores en altas frecuencias. Conforme el periodo se incrementa, la simulación brinda mejores estimaciones. En un periodo $T = 1$ s ambas metodologías presentan un buen ajuste. Para el periodo mayor de calculo $T = 5$ s los valores calcularon subestiman a los datos.

Es importante mencionar que la simulación tiene alcance de aproximadamente 500 kilómetros a partir del epicentro y la ecuación de predicción del movimiento utilizada de 400 kilómetros. Además se tiene el registro de aceleración de estaciones de más de 600 km de distancia epicentral (Ver Figura 4.1).

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

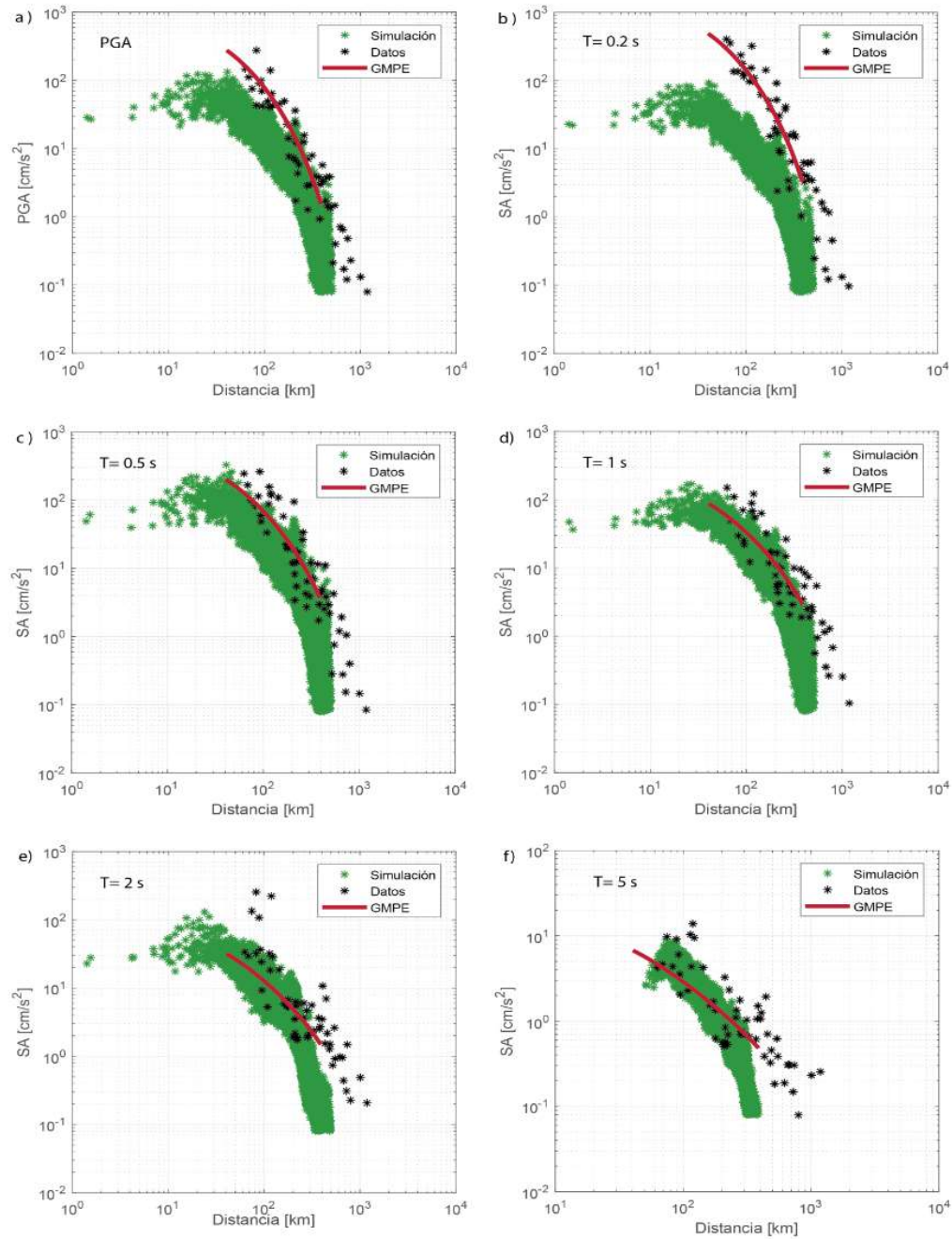


Figura 5.14: Comparaciones entre GMPE (rojo), simulaciones (verde) y datos reales (azul).

5.5. Deslizamientos de Tierra

En la Tabla 5.1 se muestra los valores de desplazamiento (D), velocidad (V), aceleración (A), pseudoaceleraciones espectrales para periodos de $T= 1.25, 3$ y 5 segundos y la intensidad de Arias (Ia). Se observa que los deslizamientos de tierra ocurren dentro de los rangos de mayores daños. Por ejemplo, el rango de velocidades donde ocurren mayor número de daños graves es de 3 a 5 cm/s, y cinco de los siete deslizamientos reportados se encuentran dentro del mismo rango. Así mismo, el rango de pseudoaceleración $T = 5$ segundos donde ocurren mayor número de daños graves es de 1.5 a 2.5 cm/s² y es coincidente con los deslizamientos descritos.

Tabla 5.1: Parámetros del movimiento del terreno de cada deslizamiento de tierra.

Lon °W	Lat °N	D cm	V cm/s	A cm/s ²	$T = 1.25$ s	$T = 3$ s	$T = 5$ s	Ia
-98.81	19.32	4.398	4.226	27.75	42.14	8.53	2.24	0.23
-97.98	19.24	5.14	3.26	21.29	27.29	4.91	1.36	0.13
-99.51	17.55	4.73	2.31	10.75	14.78	2.10	2.26	0.03
-99.53	18.33	3.38	2.58	19.91	19.10	3.72	2.78	0.14
-98.50	19.15	5.81	4.38	31.62	26.11	7.79	2.34	0.37
-98.48	19.17	5.93	4.32	30.46	26.63	7.45	2.15	0.20
-99.05	19.25	2.60	4.85	31.06	74.40	9.57	2.60	0.23

5.6. Esfuerzos principales y cortantes

Otros parámetros que son asociados con los daños son los esfuerzos cortantes. En la Figura 5.15 se muestran los esfuerzos cortantes en las tres direcciones,

$$\begin{aligned}\tau_1 &= (\sigma_1 - \sigma_3) / 2, \\ \tau_2 &= (\sigma_2 - \sigma_1) / 2, \\ \tau_3 &= (\sigma_3 - \sigma_2) / 2,\end{aligned}\tag{5.1}$$

y el esfuerzo principal (S1).

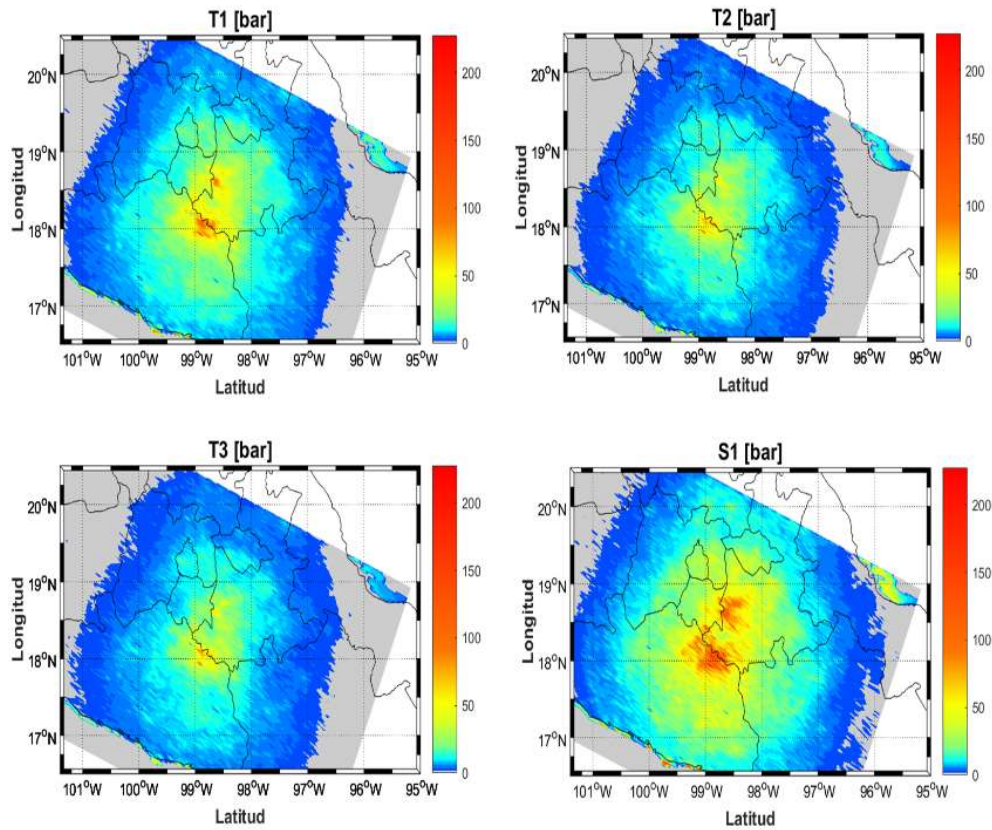


Figura 5.15: Esfuerzos cortantes y principal.

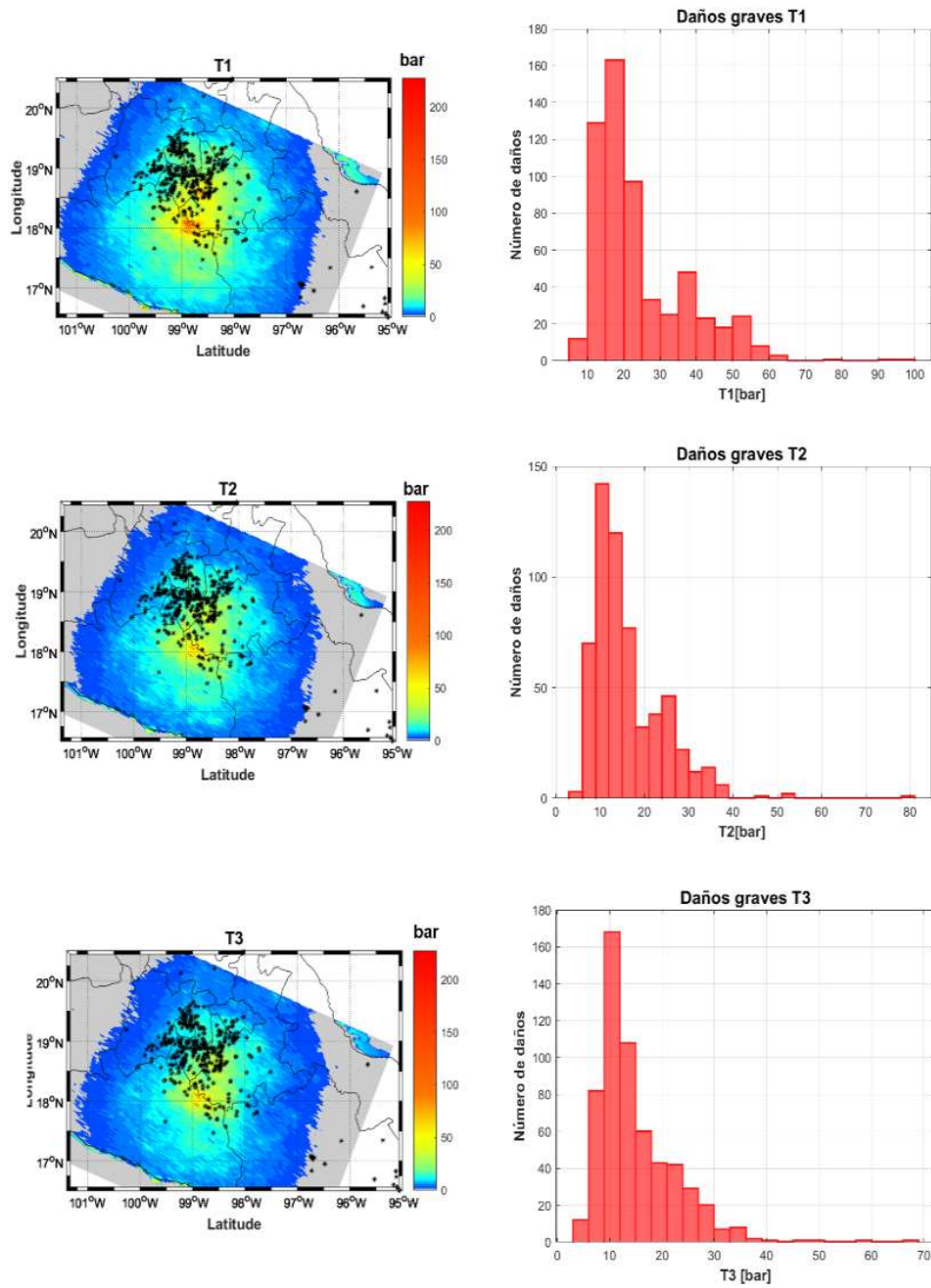


Figura 5.16: Daños del sismo del 19 de septiembre y esfuerzos.

5. RESULTADOS Y ANÁLISIS

En la Figura 5.15 se observa que los valores de τ_1 son más significativos que τ_2 y τ_3 , lo cual es de esperarse porque el sismo del 19 de septiembre del 2017 es de fallamiento normal.

En la Figura 5.16 se muestran los daños catalogados como graves sobre los esfuerzos cortantes y se observa que no se relacionan con la distribución de los daños. Los valores de τ_1 con mayores daños (28 %) es de 15 a 20 bares. En la Figura 5.17 representa el esfuerzo principal y el rango de bares en donde se presentan el 39 % de los daños graves es de 20 a 30.

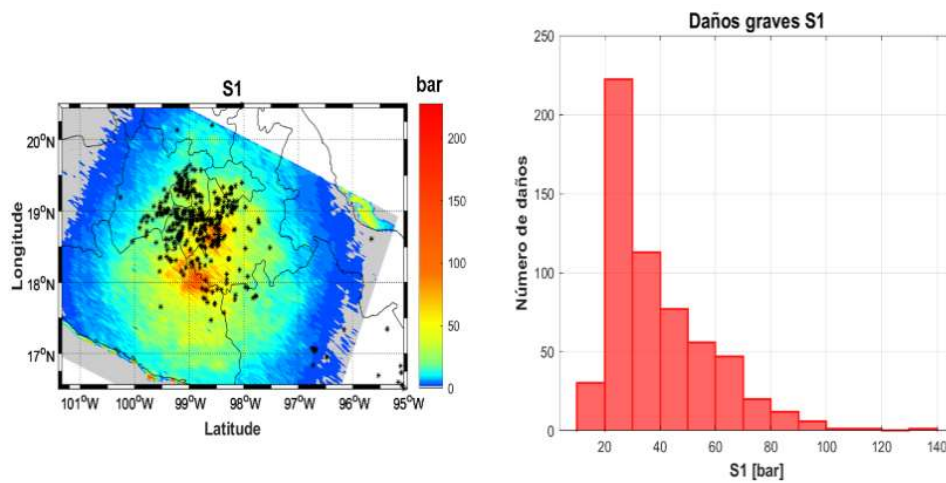


Figura 5.17: Esfuerzos cortantes asociados a los daños graves del sismo del 19 de septiembre del 2019.

Conclusiones

Los mapas de parámetros del movimiento del terreno permiten realizar estimaciones en sitios donde no hay datos acelerográficos disponibles. Sin embargo, comúnmente se estiman los PMT utilizando ecuaciones de predicción de movimiento, GMPE. Para México existen varias GMPE, las más utilizadas son las propuestas por García *et al.* (2005) y Arroyo *et al.* (2010) para sismos intraplaca e interplaca, respectivamente. Estas relaciones empíricas solo toman en cuenta el tipo de sismo, magnitud y distancias epicentrales para fuentes puntuales e hipocentrales para fallas finitas, por ende sus estimaciones tienen gran incertidumbre al no considerar factores que afectan la propagación como los efectos de sitio, el tipo de suelo, las rugosidades de la corteza y los efectos topográficos. Si bien existen otras GMPE que consideran los efectos de sitio en la Ciudad de México (Jaimes *et al.*, 2015) en todas se considera un medio homogéneo y se pierden los efectos topográficos.

Las estimaciones a partir de las GMPE mostraron un buen ajuste con los datos para PGA y pseudoaceleraciones en periodos menores que 1 s. Para periodos ($T > 1$ s), las GMPE subestiman los datos. Las GMPE están limitadas a frecuencias de 0.2-25 Hz, es decir, para periodos de 0.4 a 5 segundos.

Con el fin de obtener mejores estimaciones de PMT se realizó una simulación numérica tridimensional con el método de elementos finitos que incluye los efectos topográficos y las rugosidades de la corteza. Los resultados muestran que la topografía juega un papel importante en las amplitudes de los PMT, en topografías altas existe una reducción de la amplitud y en topografías bajas se presentan valores altos de los PMT.

6. CONCLUSIONES

Los parámetros del movimientos calculados a partir de la simulación muestra un comportamiento constituido por dos partes debido al patrón de radiación de las ondas S resultado de hacer el análisis usando la media cuadrática de las componentes horizontales.

Se compararon entre datos obtenidos a partir de estaciones acelerográficas, los PMT calculados mediante la simulación y los calculados usando la ecuación de predicción de movimiento de García *et al.* (2005). Para periodos cortos, la simulación subestima las observaciones, lo cual es de esperarse porque la simulación se hizo a 0.8 Hz, es decir, la simulación es válida a partir de 1.2 segundos. En conclusión, las GMPE tienen un mejor ajuste en periodos cortos ($T < 1s$) o frecuencias altas.

Finalmente, se hizo un análisis de los PMT sobre los daños ocasionados por el sismo del 19 de septiembre del 2017. Los datos se obtuvieron de la plataforma digital de Fuerza México. En la Tabla 6.1 se muestran los rangos de los parámetros de movimiento fuerte en donde se presentaron la mayor cantidad de daños graves y moderados. Como se observa los daños se concentraron en valores de PMT pequeños, esto se debe a la distribución de zonas urbanas y el número de personas que hicieron el reporte de los daños. Es decir, en una zona en donde se presenta PMT más grandes sin urbanización se tendrán menos reportes en comparación con una zona urbana con menores valores de PMT.

Tabla 6.1: Rangos de PMT asociados a daños y número de deslizamientos de tierra que se encuentran asociados a cada rango.

PMT	Daños graves	Daños moderados	Deslizamientos de tierra
Desplazamiento cm	2 - 4	2 - 4	1
Velocidad cm/s	3 - 4	1.5 - 2.5	1
Aceleración cm/s^2	20 - 30	8 - 19	3
SA $T = 1.25$ s cm/s^2	30 - 40	6.4 - 12	3
SA $T = 3$ s cm/s^2	~ 5	1 - 4	1
SA $T = 5$ s cm/s^2	2 - 2.5	1.6 - 2	4
τ_1 bares	15 - 20	-	-
τ_2 bares	9 - 12	-	-
τ_3 bares	9 - 12	-	-
S1 bares	20 - 30	-	-

Los deslizamientos de tierra tuvieron un comportamiento similar a los daños graves. En la Tabla 6.1 se muestra el número de deslizamientos que se encuentran en el rango

con mayor cantidad de daños graves asociados a cada PMT. Lo cierto es que el resto de los deslizamientos tiene valores muy cercanos al límite de los rangos.

Los resultados muestran que cuando se haga un análisis del movimiento del terreno son necesarias ambas estimaciones. La clara ventaja de usar GMPE, a pesar de que no toman en cuenta las discontinuidades de la corteza ni la topografía, es que su cálculo es muy rápido, y se pueden generar estimaciones de daño casi inmediatamente a la ocurrencia de un sismo. Si bien, estas estimaciones no son muy detalladas, generan un panorama muy general de la percepción de daño. Además, para su cálculo solo se necesitan registros acelerográficos, que cabe recordar, actualmente la mayoría se obtienen en tiempo real.

La desventaja de usar una simulación es que necesita el modelo de fuente, lo cual puede tomar varios días en definirse con mayor precisión. Dependiendo de las características de la simulación y la capacidad que se tenga de cómputo, una simulación puede tardar desde minutos hasta semanas. La gran ventaja es que utiliza un modelo de velocidades que permite tener una estimación más realista de los parámetros del movimiento del terreno.

En otras palabras, las GMPE generan estimaciones del movimiento del terreno con mayor incertidumbre pero en menor tiempo en comparación con una simulación, utilizando los métodos actuales, para los cuales el tiempo de análisis es mayor, pero se reduce la incertidumbre considerablemente.

Bibliografía

- Alameda D., Galán J. y Liñán J. (2017). Los peores sismos que sacudieron México desde 1985. Recuperadode:{https://elpais.com/internacional/2017/09/20/actualidad/1505899972_727671.html}. [Web; accedido el 10-03-2018]. 12
- Alcocer S., Aguilar G., Flores L. y Bitrán D. (1999). *Informes técnicos. El sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999*. CENAPRED. 11
- Arias A. (1970). A measure of earthquake intensity, in seismic design for nuclear power plants. *R. J. Hansen*, 438–483. 37
- Arroyo D., García D., Ordaz M., Mora M. A. y Singh S. K. (2010). Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes. *Journal of Seismology* 14 (4), 769–785. <https://doi.org/10.1007/s10950-010-9200-0>. 46, 73
- Blancas L. (2017). Afecta un deslizamiento de tierra más de 10 casas de Chilpancingo; evacúan otras 30. Recuperadode:{<https://suracapulco.mx/2017/09/24/afecta-un-deslizamiento-de-tierra-mas-de-10-casas-de-chilpancingo-/evacuan-otras-30/>}. [Web; accedido el 10-12-2018]. 18
- Cancani A. (1904). Sur l'emploi d'une double échelle sismique. *Gerlands Beitr Geophys* 2, 281–283. 27
- Colunga A. T. (1997). *El macrosismo de Manzanillo del 9 de octubre de 1995*. Universidad de Colima. 12
- Cruz-Atienza V., Krishna S. y Ordaz M. (2017). ¿qué ocurrió el 19 de septiembre de 2017 en México? Recuperadode:{<http://ciencia.unam.mx/leer/652/-que-ocurrio-el-19-de-septiembre-de-2017-en-mexico->}. [Web; accedido el 18-03-2018]. 15

BIBLIOGRAFÍA

- Córdoba F., Iglesias Mendoza A., Singh S. K., Spica Z. y Legrand D. (2014). Tomografía de Velocidad de Grupo de Ondas de Rayleigh para el Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **66**, 441 – 457. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222014000300003&nrm=iso. 9
- Davison C. (1921). On scales of seismic intensity and on the construction of isoseismal lines. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 95–129. 27
- Davison C. (1933). Scales of seismic intensity: supplementary paper. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 158–166. 27
- Demets C., Gordon R. y Argus D. (2010). Geological current plate motions. *Geophysical Journal International - GEOPHYS J INT* **181**, 1–80. 6, 7
- Donahue J. L. y Abrahamson N. A. (2014). Simulation-based hanging wall effects. *Earthquake Spectra* **30** (3), 1269–1284. <https://doi.org/10.1193/071113EQS200M.59>
- Egen P. (1828). Über das erdbeben in den rhein-und niederlanden. *Annalen der Physik und Chemie* **13**, 153–163. 27
- Espinoza C. G. (2017). Descartan grieta por sismo; fueron deslaves en huejotzingo. Recuperado de: {<http://municipiospuebla.mx/nota/2017-09-20/huejotzingo/descartan-grieta-por-sismo-fueron-deslaves-en-huejotzingo>}. [Web; accedido el 08-12-2018]. 17
- Ferrari L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **LIII**, 84–92. 8, 9
- Forel F. A. (1881). Intensity scale. *Archives des Sciences Physiques et Naturelle* , 465–466. 27
- García D., Herraiz M., Krishna S. y Ordaz M. (2005). Inslab earthquakes of central Mexico: Peak ground-motion parameters and response spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 2272–2282. 11, 31, 46, 47, 48, 59, 67, 73, 74
- García D. J. (2007). *Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México Central*. Tesis de Maestría, Universidad Complutense Madrid. 29, 30, 31, 36
- Isaaks E. H. y Srivastava R. M. (1989). *Applied Geostatistics*. New York: Oxford University Press. 39
- Jaimés M. A., Ramírez-Gaytán A. y Reinoso E. (2015). Ground motion prediction model for intermediate-depth intraslab earthquakes at the hill and lake-bed zones of Mexico City. *Journal of Earthquake Engineering* , 1260–1278. 31, 59, 73

- Jaimes M. T. (2018). Informe preliminar del análisis del comportamiento de viviendas de mediana altura después del sismo del 19 de septiembre de 2017 mw7.1 . 16
- Juárez A. Z. (2016). *Tomografía sísmica de forma de onda completa del Centro de México*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. VII, IX, 3, 51, 53
- Juárez H., García, Gomez-Bernal A., Teran A., Sordo E., Arellano Mendez E., Corona M., Perea T., Hernández D., Rangel G., Arzate G., Ramírez H. y Jara M. (1999). Intensidades y daños asociados al sismo del 15 de junio de 1999. 11
- Kramer S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. New Jersey: Prentice Hall. 33, 34, 35
- Longoria J. (1993). La terrenoestratigrafía: Un ensayo de metodología para el analisis de terrenos con un ejemplo en México. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín* 42, 31-47. 9
- Mammerickx J. y Klitgord K. (1982). Northern east pacific rise: Evolution from 25 my bp to the present. *Journal of Geophysical Research* 87, 6751-6760. 5
- Medrano V. H. R. (2009). *Estimación de espectros de respuesta en suelos de la Ciudad de Puebla utilizando la teoría de Vibraciones Aleatorias. Tesis de licenciatura*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. 36
- Medvedev S., Sponheuer W. y Kárník V. (1964). Neue seismische skala intensity scale of earthquakes. *Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission* , 69-76. 27
- Melgar D., Pérez-Campos X., Ramirez-Guzman L., Spica Z., Hugo Espíndola V., Hammond W. y Cabral-Cano E. (2018). Bend faulting at the edge of a flat slab: The 2017 mw7.1 puebla-morelos, mexico earthquake . 1, 2, 11, 14
- Meli R. y Miranda E. (1986). *Evaluación de los efectos de los sismos de septiembre de 1985 en los edificios de la Ciudad de México. Parte I. Evaluación de daños*. Instituto de Ingeniería, UNAM. 12
- Mendoza C. (2018). Fuentes finitas para sismos en el centro y sur de México. *Informe preparado para el Instituto de Ingeniería, UNAM* . 50
- Mercalli G. (1902). Sulle modificazioni proposte alla scala sismica de rossiforel. *Bollettino della Società Sismologica Italiana* , 184-191. 27
- Milenio (2017). Reportan daños por sismo en xochimilco; en redes piden ayuda. [Recuperadode:{https://www.milenio.com/estados/reportan-danos-sismo-xochimilco-redes-piden-ayuda}](https://www.milenio.com/estados/reportan-danos-sismo-xochimilco-redes-piden-ayuda). [Web; accedido el 15-12-2018]. 18

BIBLIOGRAFÍA

- Morán-Zenteno D., Keppie J. y Cerca M. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación **57** (3), 319–341. [10](#)
- Morán-Zenteno D., Tolson G., Hernández-Bernal M. d. S., Macías Romo C., Schaaf P., Solís Pichardo G., Silva-Romo G., Martiny B., Aldave L. y Martínez-Serrano R. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la sierra madre del sur **53**. [9](#)
- Musson R. M. y Cecic (2012). *Intensity and Intensity Scales*. Bormann, P. (Ed.), New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2). [27](#)
- Musson R. M., Grünthal G. y Stucchi M. (2009). The comparison of macroseismic intensity scales. *Journal of Seismology* **14**, 413–428. [27](#)
- Nación L. (2012). Un fuerte sismo de 7,8 grados golpeó a México. [Recuperadode:{https://www.lanacion.com.ar/el-mundo/un-fuerte-sismo-de-76-grados-golpeo-a-mexico-nid1458163}](https://www.lanacion.com.ar/el-mundo/un-fuerte-sismo-de-76-grados-golpeo-a-mexico-nid1458163). [Web; accedido el 25-09-2018]. [12](#)
- Padarian C. J. S. (2011). *Modelación geoestadística del contenido de carbono orgánico del suelo entre las regiones de Valparaíso y de los Ríos, Chile*. Tesis de Maestría, Universidad de Chile. [40](#)
- Pardo M. y Suárez G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* **100** (B7). [6](#)
- Petley D. (2017). El Jale, Ixtapaluca: a stunning earthquake triggered landslide video from Mexico. [Recuperadode:{https://blogs.agu.org/landslideblog/2017/09/26/el-jale-1/}](https://blogs.agu.org/landslideblog/2017/09/26/el-jale-1/). [Web; accedido el 05-12-2018]. [17](#), [18](#)
- Pérez-Campos X., Kim Y., Husker A., Davis P., W. Clayton R., Iglesias A., Pacheco J., Singh S., Manea V. C. y Gurnis M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico. *Geophys. Res. Lett.* **35**. [6](#), [7](#)
- Richter C. F. (1958). *Elementary Seismology*. San Francisco: W. H. Freeman. [27](#)
- Rodolfo C. y M. B. (2012). Principales efectos causados por el sismo del 20 de marzo de 2012 en la costa de los estados de Guerrero y Oaxaca, México. *Instituto de Geología, UNAM*. [12](#)
- Rossi M. S. (1874). Bibliografia con annotazione. *Bullettino del Vulcanismo Italiano*, 46–56. [27](#)
- Rossi M. S. (1883). Programma dell'osservatorio ed archivio centrale geodinamico presso il R. Comitato Geologico d'Italia. *Bullettino del Vulcanismo Italiano*, 3–123. [27](#)

- Sieberg A. (1912). Über die makroseismische bestimmung der. *Gerlands Beitr Geophys* **11**, 227–239. 27
- SRI (2014). El sismo de huaajuapan 34 años después. Recuperadode:<http://www.xeouradio.com/2014/10/24/el-sismo-de-huaajuapan-34-aos-despus/>. [Web; accedido el 23-05-2018]. 11
- Stein S. y Wyssession M. (2003). *An Introduction to Seismology, earthquakes, and Earth structure*. Blackwell. 19, 20, 23, 24, 25, 26
- Tarback E. J. y Lutgens F. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid: Pearson Education. 6
- Televisa (2017). Reportan un muerto y daños en iglesias en guerrero por sismo. Recuperadode:<https://noticieros.televisa.com/ultimas-noticias/reportan-muerto-danos-iglesias-guerrero-sismo/>. [Web; accedido el 10-12-2018]. 18
- Tu T., Yu H., Ramirez-Guzman L., Bielak J., Ghattas O., l. Ma K. y O'Hallaron D. R. (2006). From mesh generation to scientific visualization: An end-to-end approach to parallel supercomputing , 12–12. VII, IX, 2, 3, 42, 50
- Ventura F. y Quinde P. (2019). A 40 años del sismo de la ibero: lo que pasó, lo que pasaría hoy si volviera a ocurrir. Recuperadode:https://ern.com.mx/boletines/NotadeInteres/ERNterate_Nota_40_a%C3%B1os_sismo_Ibero.pdf. [Web; accedido el 22-05-2019]. 12
- Wald D., Wald L., Worden B. y Goltz J. (2003). Shakemap, a tool for earthquake response. *USGS Publications Warehouse* <http://pubs.er.usgs.gov/publication/fs08703>. 2
- Wang R., Schurr B., Milkereit C., Shao Z. y Jin M. (2011). An improved automatic scheme for empirical baseline correction of digital strong-motion recordsan improved automatic scheme for empirical baseline correction of digital strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America* **101** (5), 2029. +<http://dx.doi.org/10.1785/0120110039>. 44
- Wood H. O. y Neumann F. (1931). Modified mercalli intensity. *Bulletin of the Seismological Society of America* **21**, 277–283. 27

Apéndice

A.1. Valores del espectro de respuesta

En las siguientes páginas se muestra una tabla con los valores calculados del espectro de respuesta para cada estación acelerográfica de la red del Instituto de Ingeniería y del SSN de la UNAM en este proyecto.

La primer columna es el nombre del registro de aceleración generados durante cada sismo. Las primeras cuatro letras son la clave de la estación, habitualmente se utilizan referencias geográficas y en algunas ocasiones el nombre de la red. Por ejemplo, en la clave HUIG, HU es el lugar en donde se encuentra instalada la estación: Huitulco e IG se refiere a la red a la que pertenece la estación, en este caso el Instituto de Geofísica. Los números tienen el siguiente formato: AñoMes.Día#deSismo, es decir, el siguiente nombre HUIG1709.191 es del sismo ocurrido el 19 de septiembre del 2017. El último valor es el número de sismo de gran magnitud ocurrido ese día.

En la segunda columna se identifica el canal (Norte, Este y Vertical). La tercer y la cuarta columna son los valores de PGA y PGV, respectivamente. Las últimas seis columnas son los valores de aceleración espectral para periodos de $T = 5, 3, 2, 1, 0.5, 0.3$ y 0.1 segundos.

Acelerograma	Canal	PGA (cm/s ²)	PGV (cm/s)	Aceleración Espectral (SA)						
				(T=5s)	(T=3s)	(T=2s)	(T=1s)	(T=0.5s)	(T=0.3s)	(T=0.1s)
AAIG1709.191	N	0.5472	0.2084	0.3769	0.4992	0.7208	1.1574	0.7985	0.6893	0.5562
	E	0.5757	0.2001	0.3554	0.5153	1.1331	0.9379	0.9176	0.7012	0.5892
	V	0.3477	0.1668	0.2185	0.2895	0.5116	0.8325	0.5721	0.4930	0.3509
ACAC1709.191	N	57.8680	6.6255	0.7571	1.7312	4.2130	19.7416	105.9293	135.5925	73.2291
	E	41.9223	4.8922	0.6183	1.7242	3.9829	17.9346	82.9991	73.7471	70.0243
	V	24.7350	2.1588	0.6878	1.3993	1.9410	6.5528	21.6421	35.3486	57.7587
ACAM1709.191	N	3.6417	1.0762	2.2029	2.7252	6.3858	6.1266	5.4479	3.9928	3.6782
	E	4.4580	1.3730	1.6957	2.0312	4.4248	8.9271	5.6295	4.9889	4.5147
	V	4.1497	0.5408	1.0436	1.4784	3.2576	3.2976	3.3089	2.4356	4.1235
ACP21709.191	N	34.4089	1.2232	0.6646	1.1907	2.8107	5.3417	21.1703	59.8365	47.0837
	E	31.1550	1.2464	0.4704	1.5616	2.0871	6.4007	21.9302	50.8927	47.4119
	V	16.8065	0.9059	0.6805	1.2485	1.9729	6.4563	12.1234	21.1303	30.3232
ANIG1709.191	N	0.3625	0.1205	0.3147	0.3838	0.4359	0.4076	0.3363	0.2778	0.3601
	E	0.2091	0.1420	0.3174	0.3009	0.4730	0.3975	0.3351	0.2339	0.2076
	V	0.6454	0.1360	0.1865	0.1533	0.2516	0.5374	0.3529	0.2299	0.6415
ARIG1709.191	N	29.0879	1.6484	2.2891	3.1370	7.0460	15.3099	22.5074	42.0260	50.2496
	E	25.1654	1.8049	1.4365	2.8404	4.4650	9.6083	25.9276	42.2605	56.9330
	V	21.1212	1.3284	0.9630	2.6581	4.5640	9.7561	21.0517	36.4973	32.2311
ATYC1709.191	N	12.8116	0.9602	0.8666	2.2054	2.4440	7.8666	15.2920	21.5398	32.1335
	E	15.2862	0.7469	0.6135	2.1180	2.0680	6.1447	9.7064	14.6714	47.0034
	V	13.8314	0.6820	0.8211	1.6458	2.4454	7.7440	11.0831	16.6579	32.1041
CAIG1709.191	N	3.1352	0.2415	0.3772	0.6155	1.1888	1.9804	2.9585	4.9191	6.1423
	E	7.4669	0.5143	0.6888	1.0684	2.3641	3.8934	7.5627	9.8389	13.4685
	V	5.2726	0.4607	0.6610	1.2085	1.3136	3.4248	6.1920	7.7984	10.2895
CCIG1709.191	N	0.7877	0.1794	0.3099	0.5996	1.8613	1.3662	1.3508	1.8175	0.8140
	E	1.2737	0.1501	0.3030	0.3867	0.8655	1.0793	0.7745	1.5466	1.2647
	V	4.0771	0.1250	0.2348	0.2904	0.8688	0.7469	0.8776	1.4503	4.0525
CMIG1709.191	N	2.9517	0.3203	0.5219	0.9573	1.4423	2.6070	3.2088	5.3693	4.9281
	E	1.6132	0.2532	0.3094	0.6423	1.4457	2.5984	2.2675	2.9038	3.1331
	V	1.6641	0.2344	0.4577	0.8140	2.0525	2.6423	2.0254	3.6960	2.1401

Valores máximos de aceleración y velocidad obtenidos para cada estación y canal. Se incluyen los valores de aceleración espectral (SA) para los periodos T =5, 3, 2, 1, 0.5, 0.3, 0.1 s. Las estaciones resaltadas se encuentran ubicadas sobre la FVTM.

Acelerograma	Canal	PGA (cm/s ²)	PGV (cm/s)	Aceleración Espectral (SA)							
				(T=5s)	(T=3s)	(T=2s)	(T=1s)	(T=0.5s)	(T=0.3s)	(T=0.1s)	
COMA1709.191	N	2.1581	0.4346	0.7761	1.4067	2.5858	5.7099	4.5929	3.5305	2.4427	
	E	1.8830	0.5845	0.6013	1.9688	2.8997	4.6474	3.9112	4.0907	2.2423	
	V	1.3758	0.4227	0.4989	0.7858	1.8778	3.5437	2.1052	1.7642	1.4029	
COYC1709.191	N	15.8357	0.5542	0.7125	0.9994	2.3089	4.9357	8.7142	17.7149	37.8067	
	E	17.3092	0.7923	0.5033	1.6952	1.8922	6.4375	9.1272	13.8100	41.8912	
	V	9.0768	0.5514	0.8116	1.5715	1.5485	7.1000	7.3635	9.3727	26.2933	
CUP51709.191	N	53.8730	8.5735	12.1621	12.2678	28.0222	89.0932	83.2161	140.5197	79.5866	
	E	58.2923	8.6547	10.2098	18.5391	44.7536	80.7079	101.5621	101.1862	68.2932	
	V	33.4511	4.2095	5.0070	8.6912	19.6560	51.0821	42.9322	55.1471	40.2204	
DHIG1709.191	N	2.0897	0.7838	0.6725	1.8941	3.4148	3.5598	3.1693	2.4460	2.6945	
	E	2.6644	0.7704	1.1654	1.7237	6.5184	5.1343	4.4602	3.3072	3.1142	
	V	1.7726	0.7315	0.7861	1.9976	3.1802	2.7669	1.9984	1.9863	1.9761	
GTIG1709.191	N	0.2142	0.1590	0.1374	0.2827	0.5832	0.4645	0.2979	0.2772	0.2181	
	E	0.3643	0.1838	0.2337	0.7049	0.8302	0.6740	0.3798	0.4097	0.3697	
	V	0.2929	0.2122	0.3134	0.5236	0.5384	0.4655	0.3815	0.3327	0.2940	
HLIG1709.191	N	79.5786	5.1501	5.3881	9.0000	18.1297	97.6037	214.5501	333.7683	236.8157	
	E	111.2737	6.7227	4.9466	10.0760	23.7449	47.5937	172.4690	365.2186	312.9434	
	V	41.9830	3.3155	4.9216	13.0995	26.6316	54.9557	69.2442	84.1655	135.9138	
HMTT1709.191	N	166.4792	0.1089	7.3196	24.0511	43.4999	59.9359	181.3142	327.3087	275.7836	
	E	137.0350	0.0678	2.8636	11.0979	15.8339	61.4226	140.1041	188.7068	238.4412	
	V	90.0945	0.0778	6.2870	9.1319	12.7296	68.2175	121.8938	161.6927	145.6361	
HPIG1709.191	N	0.2573	0.1098	0.3222	0.1918	0.2191	0.1353	0.1208	0.1138	0.2558	
	E	0.2252	0.1205	0.2106	0.2095	0.2217	0.1299	0.1169	0.1126	0.2238	
	V	0.0698	0.0623	0.1244	0.1395	0.1496	0.0992	0.0676	0.0669	0.0677	
HUIG1709.191	N	7.0101	0.6409	1.4633	1.9048	4.0176	5.5336	3.9124	5.1036	10.5711	
	E	6.0763	0.5856	0.6420	1.7752	4.3035	5.9502	5.1440	5.4023	6.8697	
	V	4.0734	0.6323	1.1275	1.5765	3.5664	7.1621	5.7323	4.7967	4.9507	
IGIG1709.191	N	0.9968	0.5715	1.1183	1.7636	1.8403	1.8061	1.5045	1.3257	1.0800	
	E	1.5581	0.6088	1.2963	2.1527	3.1374	2.2292	2.1500	1.7271	1.5764	
	V	54.6546	1.0929	1.1658	1.9549	2.9417	5.9005	11.7877	19.4712	54.3488	

Valores máximos de aceleración y velocidad obtenidos para cada estación y canal. Se incluyen los valores de aceleración espectral (SA) para los periodos T = 5, 3, 2, 1, 0.5, 0.3, 0.1 s. Las estaciones resaltadas se encuentran ubicadas sobre la FVTM.

Acelerograma	Canal	PGA (cm/s ²)	PGV (cm/s)	Aceleración Espectral (SA)						
				(T=5s)	(T=3s)	(T=2s)	(T=1s)	(T=0.5s)	(T=0.3s)	(T=0.1s)
LNIG1709.191	N	0.1954	0.0952	0.1596	0.2124	0.3568	0.2538	0.1516	0.1486	0.1943
	E	0.1926	0.0970	0.1858	0.3614	0.2966	0.3133	0.2474	0.2046	0.1927
	V	0.1572	0.1433	0.2249	0.1788	0.3259	0.2401	0.1792	0.1609	0.1580
LVIG1709.191	N	1.6447	0.4537	0.8846	1.3504	1.5340	2.4038	3.3410	3.1719	2.2963
	E	1.8108	0.3382	0.7905	1.6820	2.1333	2.5291	2.5372	3.5112	2.0185
	V	1.7202	0.5073	1.4928	2.0134	1.8641	2.2589	2.7665	2.9283	1.9251
MEIG1709.191	N	55.6150	2.4681	3.1673	5.6002	6.3957	14.0276	27.4372	66.8478	112.6445
	E	53.3684	2.2045	2.1987	6.5160	5.5598	14.1859	38.2373	86.6128	128.3217
	V	49.6826	1.8372	1.8218	4.1097	5.9290	8.7665	27.4093	52.1365	81.4796
MIHL1709.191	N	4.4014	0.9123	1.9061	3.4658	6.9585	7.8981	10.6435	11.6622	5.1085
	E	5.0729	0.9098	1.7388	3.1157	6.3296	8.4252	9.7436	10.0056	5.7088
	V	2.5709	0.5224	1.0543	1.9084	4.0925	4.4889	3.9170	4.1166	3.2714
MMIG1709.191	N	2.0417	0.3772	0.5437	1.3404	1.6895	2.4483	2.2786	2.7906	3.4039
	E	1.5426	0.2945	0.4150	0.4795	1.7307	2.5500	2.6821	2.2233	4.0017
	V	0.9212	0.2221	0.2831	0.7337	1.2446	1.7245	2.4948	1.3919	1.7131
NILT1709.191	N	5.2060	0.2998	0.4345	1.1106	1.3082	3.5260	3.6233	6.7134	8.9549
	E	4.4036	0.2615	0.3308	0.6184	1.3232	2.6991	3.0364	3.6782	8.1148
	V	1.9497	0.3240	0.4532	1.2095	2.4813	2.4647	2.6116	2.6041	3.2375
OXBJ1709.191	N	16.1261	0.9537	0.8965	2.3798	3.4065	10.6784	22.5715	40.2372	26.9418
	E	17.1717	1.4857	1.4501	2.7769	3.3882	16.6979	27.9631	38.6236	39.1596
	V	13.5847	0.8650	1.4811	2.0516	2.8942	8.7853	12.5488	30.7484	20.3992
OXLC1709.191	N	21.642	1.414	1.422	3.002	6.330	14.848	35.243	54.963	27.294
	E	21.369	2.039	1.672	3.314	6.840	31.938	28.606	63.537	28.016
	V	35.483	1.566	1.612	2.457	4.313	12.512	17.926	27.348	35.285
OZST1709.191	N	11.339	1.183	0.896	1.556	5.510	20.301	22.798	20.287	18.875
	E	9.782	0.976	0.661	1.679	5.227	16.162	17.610	12.147	15.650
	V	6.992	0.550	0.500	1.137	1.876	5.537	15.497	14.895	8.369
PANG1709.191	N	3.329	0.587	1.271	1.392	3.508	4.043	3.370	4.177	9.102
	E	4.116	0.536	1.549	1.618	2.885	3.779	3.157	4.246	11.650
	V	4.897	0.423	0.531	1.205	2.506	2.950	2.815	3.603	7.590

Valores máximos de aceleración y velocidad obtenidos para cada estación y canal. Se incluyen los valores de aceleración espectral (SA) para los periodos T =5, 3, 2, 1, 0.5, 0.3, 0.1 s. Las estaciones resaltadas se encuentran ubicadas sobre la FVTM.

Acelerograma	Canal	PGA (cm/s ²)	PGV (cm/s)	Aceleración Espectral (SA)							
				(T=5s)	(T=3s)	(T=2s)	(T=1s)	(T=0.5s)	(T=0.3s)	(T=0.1s)	
PCIG1709.191	N	0.803	0.147	0.433	0.599	1.212	1.180	1.267	1.646	1.224	
	E	0.994	0.136	0.310	0.379	0.786	1.461	2.800	2.262	1.341	
	V	2.364	0.154	0.261	0.449	0.936	0.826	1.061	1.584	1.207	
PDIG1709.191	N	0.178	0.118	0.225	0.291	0.439	0.307	0.202	0.186	0.179	
	E	0.193	0.141	0.268	0.296	0.492	0.267	0.212	0.196	0.193	
	V	0.244	0.114	0.147	0.340	0.360	0.272	0.168	0.157	0.154	
PEIG1709.191	N	11.964	1.045	0.954	2.096	5.943	9.489	13.546	13.797	25.279	
	E	8.129	0.765	1.322	1.626	5.184	11.125	11.861	14.766	26.069	
	V	5.689	0.714	1.783	1.684	3.310	4.999	6.265	7.012	10.916	
PET21709.191	N	9.190	0.754	0.865	1.894	2.553	4.488	6.557	12.268	22.785	
	E	9.494	0.517	0.733	1.017	1.998	3.781	5.383	13.192	18.200	
	V	6.713	0.539	0.637	1.297	1.523	3.528	5.293	9.509	10.981	
PHPU1709.191	N	135.153	8.832	7.996	28.201	40.072	79.994	271.879	198.432	156.447	
	E	140.323	9.576	5.846	13.516	34.527	65.123	275.584	285.822	140.256	
	V	74.409	4.653	5.836	13.066	17.599	25.805	96.578	142.145	107.218	
PLIG1709.191	N	60.559	6.480	6.762	15.615	34.238	31.917	93.717	99.187	117.168	
	E	59.559	5.185	3.714	15.296	33.176	40.284	76.289	80.997	141.457	
	V	46.407	4.476	3.048	11.241	21.614	27.676	76.908	83.263	97.371	
PPIG1709.191	N	109.756	12.845	11.989	35.715	105.759	97.928	122.517	209.739	206.431	
	E	97.021	17.293	13.414	44.574	158.180	146.337	117.751	147.298	194.250	
	V	44.000	6.500	5.590	14.965	40.449	34.877	89.063	49.702	72.733	
RPIG1709.191	N	3.465	0.949	0.933	3.659	8.192	7.700	5.100	3.846	3.479	
	E	5.609	1.707	1.965	8.496	14.625	9.724	7.094	6.298	5.619	
	V	2.246	0.493	0.571	1.012	2.539	5.388	3.122	2.448	2.264	
SCIG1709.191	N	0.276	0.049	0.095	0.112	0.289	0.638	0.417	0.500	0.292	
	E	0.364	0.055	0.058	0.091	0.210	0.819	0.458	0.706	0.381	
	V	0.145	0.033	0.094	0.161	0.157	0.154	0.175	0.202	0.154	
SCT21709.191	N	89.563	22.488	18.180	51.604	188.289	142.059	116.493	156.976	102.101	
	E	91.285	27.189	16.933	57.409	246.415	144.592	178.368	134.615	102.189	
	V	41.049	5.122	4.503	8.096	24.143	48.870	76.383	70.034	49.879	

Valores máximos de aceleración y velocidad obtenidos para cada estación y canal. Se incluyen los valores de aceleración espectral (SA) para los períodos T=5, 3, 2, 1, 0.5, 0.3, 0.1 s. Las estaciones resaltadas se encuentran ubicadas sobre la FVTM.

Acelerograma	Canal	PGA (cm/s ²)	PGV (cm/s)	Aceleración Espectral (SA)						
				(T=5s)	(T=3s)	(T=2s)	(T=1s)	(T=0.5s)	(T=0.3s)	(T=0.1s)
SXPU1709.191	N	112.882	17.203	14.594	56.429	127.998	80.712	107.933	188.527	194.979
	E	134.262	12.101	7.950	24.752	80.284	124.243	162.347	289.599	197.407
	V	92.368	7.758	7.786	23.001	56.617	36.220	113.518	136.765	196.896
TACY1709.191	N	57.974	13.951	8.456	11.359	26.498	57.742	97.984	122.788	66.126
	E	62.296	21.231	14.266	29.069	36.357	68.857	138.036	136.909	71.402
	V	34.334	6.743	4.845	7.796	18.571	31.703	41.470	102.495	70.869
TEJU1709.191	N	79.387	3.551	2.649	6.919	9.355	42.600	74.102	99.336	134.204
	E	51.326	2.506	0.771	1.241	3.275	18.222	41.493	95.872	91.725
	V	27.602	1.938	0.786	1.771	3.483	16.681	28.002	61.172	39.023
TGIG1709.191	N	1.178	0.241	0.243	0.549	1.286	1.613	1.615	2.426	1.485
	E	3.415	0.129	0.177	0.358	0.828	1.492	1.126	1.691	3.420
	V	4.335	0.170	0.246	0.392	0.871	1.420	1.184	1.773	4.294
TLIG1709.191	N	76.819	5.845	4.979	20.507	33.752	34.911	73.366	91.489	172.448
	E	89.653	3.773	2.677	10.378	16.305	20.376	58.745	85.574	194.565
	V	97.118	4.663	5.497	9.965	13.250	25.589	57.336	86.300	173.015
TNLP1709.191	N	50.229	7.447	3.098	11.257	10.846	17.562	49.136	75.770	120.729
	E	64.902	7.009	1.936	5.644	9.172	25.124	50.849	104.132	159.813
	V	58.016	6.104	2.772	8.705	13.776	20.684	41.738	56.329	86.470
TOIG1709.191	N	21.856	1.262	0.676	2.556	6.146	13.913	27.735	48.886	41.641
	E	15.781	1.523	2.075	2.742	6.912	15.820	18.758	29.976	23.818
	V	14.364	1.380	1.252	1.727	4.714	10.404	14.786	29.795	26.390
TPIG1709.191	N	70.187	6.563	3.259	11.922	17.375	85.533	133.765	89.072	111.218
	E	55.196	5.679	5.998	9.760	21.431	47.383	112.491	66.639	79.945
	V	31.908	2.985	3.688	7.921	16.079	23.690	62.553	62.962	42.913
TUIG1709.191	N	2.063	0.342	0.783	1.013	2.052	2.173	3.775	4.724	3.194
	E	1.989	0.358	0.729	0.968	2.291	1.912	4.173	3.578	3.042
	V	1.019	0.198	0.404	0.559	1.004	1.727	1.740	1.913	1.200
UNIO1709.191	N	4.787	0.746	0.854	2.351	3.186	5.181	8.533	10.637	8.098
	E	5.950	0.436	0.644	0.792	1.465	3.308	6.353	13.470	11.631
	V	4.652	0.619	0.682	1.013	1.938	3.811	6.988	12.367	6.916

Valores máximos de aceleración y velocidad obtenidos para cada estación y canal. Se incluyen los valores de aceleración espectral (SA) para los periodos T =5, 3, 2, 1, 0.5, 0.3, 0.1 s. Las estaciones resaltadas se encuentran ubicadas sobre la FVTM.

Acelerograma	Canal	PGA (cm/s ²)	PGV (cm/s)	Aceleración Espectral (SA)						
				(T=5s)	(T=3s)	(T=2s)	(T=1s)	(T=0.5s)	(T=0.3s)	(T=0.1s)
URUA1709.191	N	6.003	0.872	0.758	1.442	2.812	8.572	11.184	8.754	6.447
	E	4.717	0.894	0.684	1.137	4.368	10.405	12.123	8.196	4.932
	V	60.802	1.654	0.708	1.087	1.636	3.315	6.569	10.933	31.037
VNTA1709.191	N	9.561	0.933	0.754	1.245	1.899	7.796	11.844	15.180	19.424
	E	10.295	0.942	0.488	1.300	1.906	8.804	14.426	19.923	14.342
	V	10.300	1.379	0.769	1.494	2.688	7.769	8.019	11.168	23.046
XALA1709.191	N	8.270	1.520	2.834	5.275	7.450	12.601	17.445	14.822	8.528
	E	8.250	1.448	2.021	5.466	5.771	8.018	19.284	15.282	8.873
	V	5.675	1.006	1.689	3.966	5.515	8.100	9.630	11.338	6.018
YAIG1709.191	N	220.377	10.469	4.911	13.603	24.932	123.098	262.346	272.954	391.681
	E	179.664	16.505	6.180	17.634	56.335	187.140	257.499	417.250	329.518
	V	108.768	5.816	3.523	4.727	9.703	43.431	103.355	77.172	144.621
YOIG1709.191	N	8.655	1.618	4.294	4.821	8.223	11.615	13.014	16.074	12.544
	E	9.670	1.666	2.283	4.643	6.251	9.659	14.084	12.596	12.204
	V	30.403	1.272	2.566	3.121	8.139	9.158	13.309	11.621	30.237
ZIIG1709.191	N	3.8826	0.4631	0.9442	1.4341	1.6207	3.5556	4.2117	5.1500	9.1868
	E	3.7431	0.5422	0.6462	1.4258	2.7207	3.2763	3.9874	7.1371	7.6849
	V	2.7338	0.5552	0.5989	1.6459	1.9505	3.8234	4.5565	4.9156	4.0067

Valores máximos de aceleración y velocidad obtenidos para cada estación y canal. Se incluyen los valores de aceleración espectral (SA) para los periodos T =5, 3, 2, 1, 0.5, 0.3, 0.1 s. Las estaciones resaltadas se encuentran ubicadas sobre la FVTM.