

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está 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 o titular de los Derechos de Autor.

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Doctorado en Ciencias
en Ciencias de la Tierra**

**Determinación de relaciones predictivas de movimientos
fuertes y estudio de efectos de sitio usando datos del sismo El
Mayor-Cucapah ($M_w7.2$) y otros sismos del valle de Mexicali**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

Rosa Lilia Pérez Arce

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Rosa Lilia Pérez Arce

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Luis Munguía Orozco
Director de tesis

Dra. Xyoli Pérez Campos

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

Dr. Javier Alejandro González Ortega



Dr. Diego Ruiz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Rosa Lilia Pérez Arce** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Determinación de relaciones predictivas de movimientos fuertes y estudio de efectos de sitio usando datos del sismo El Mayor-Cucapah (M_w 7.2) y otros sismos del Valle de Mexicali

Resumen aprobado por:

Dr. Luis Munguía Orozco
Director de tesis

En este trabajo se presenta un estudio sobre la respuesta de suelos ante movimientos sísmicos leves y moderados. El área de estudio es el Valle de Mexicali, Baja California, el cual, por estar ubicado en una cuenca sedimentaria, presenta efectos de sitio importantes, como amplificaciones sustanciales y efectos no lineales evidenciados por el fenómeno de licuación de suelos. La zona se caracteriza por una amplia actividad tectónica, teniendo al sismo El Mayor-Cucapah (M_w 7.2) como referencia para analizar el comportamiento del medio. Se investigó la respuesta lineal y no lineal en 10 sitios del Valle de Mexicali y se determinaron relaciones empíricas de atenuación de movimiento fuerte para los parámetros de aceleración, velocidad y amplitud de los espectros de respuesta. Se usaron datos de aceleración de estaciones de la Red Sísmica del CICESE, los cuales se analizaron con las técnicas de razones espectrales H/V de las ondas de corte y de la estación de referencia. El grado de la respuesta no lineal del suelo se investigó comparando las razones espectrales calculadas a partir de datos de sismos pequeños y fuertes. En todos los sitios estudiados se identificaron las frecuencias de resonancia y se determinaron amplificaciones con factores de 2 a 9 en frecuencias de entre 0.5 y 6 Hz. Se observó un comportamiento no lineal de los suelos bajo movimientos fuertes a partir de aceleraciones mayores a 120 cm/s^2 , resultados que concuerdan con los intensos fenómenos de licuación y agrietamientos del suelo experimentados durante los grandes sismos que han ocurrido en la región. La evaluación de peligro sísmico requiere modelos de atenuación del movimiento del suelo, los cuales se actualizan a medida que se dispone de información de nuevos datos de movimientos fuertes. En este trabajo también se hace una actualización de las curvas predictivas de movimientos fuertes para los parámetros de aceleración y velocidad horizontal máxima, así como de las amplitudes de espectros de aceleración. Para obtener las relaciones predictivas de movimientos fuertes se utilizó el método de regresión lineal de dos pasos de Joyner y Boore (1981). Este método determina por separado la dependencia que tienen los datos de la distancia y de la magnitud. Los resultados son ecuaciones para sismos de magnitud M_w entre 5 y 7.2, las cuales tienden a concentrar las amplitudes máximas a distancias cercanas a 5 km y después se empiezan a atenuar. En el caso del parámetro de espectros de respuesta, el cual es de mayor relevancia en el uso de la ingeniería, se obtuvieron 31 ecuaciones para periodos de entre 0.05 a 10 segundos. En este caso, las amplitudes espectrales máximas se registraron a distancias y periodos cortos, mientras que la atenuación de estas se reflejó a periodos largos y distancias grandes. Este trabajo contribuye con resultados relevantes que pueden ser útiles para predicciones realistas de movimientos fuertes y diseño sísmico en suelos propensos a licuación de sedimentos en el Valle de Mexicali.

Palabras clave: sismología, relaciones predictivas, efecto de sitio, movimientos fuertes, Valle de Mexicali

Abstract of the thesis presented by **Rosa Lilia Pérez Arce** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Earth's Sciences with orientation in Seismology.

Determination of predictive relation of strong motions and study of site effects using data from the El Mayor-Cucapah (M_w 7.2) earthquake and other earthquakes in the Valley of Mexicali

Abstract approved by:

Dr. Luis Munguía Orozco
Thesis Director

This study presents an investigation about the seismic response of soils to weak and moderate ground motions. The study area is Mexicali Valley, Baja California, which, due to its location in a sedimentary basin, exhibits significant site effects, such as substantial amplifications and non-linear effects evidenced by soil liquefaction phenomena. The region is characterized by extensive tectonic activity, with the El Mayor-Cucapah earthquake (M_w 7.2) serving as a reference for analyzing the behavior of the environment. The linear and non-linear responses were examined at 10 sites in Mexicali Valley, and empirical attenuation relationships for strong motion parameters including acceleration, velocity, and response spectra amplitude were determined. Acceleration data from stations of the CICESE Seismic Network were used, which were analyzed using spectral ratio techniques such as the H/V (horizontal-to-vertical) spectral ratios of shear waves and the reference station. The degree of non-linear soil response was investigated by comparing the calculated spectral ratios based on data from both small and strong earthquakes. Resonance frequencies were identified at all studied sites, and amplifications ranging from factors of 2 to 9 were determined within frequency ranges of 0.5 to 6 Hz. Non-linear behavior of soils under strong motions was observed for accelerations greater than 120 cm/s^2 , consistent with the intense phenomena of soil liquefaction and cracking experienced during major earthquakes in the region. Seismic hazard assessment requires soil motion attenuation models, which are updated as new data on strong motions becomes available. This work also includes an update of predictive curves for strong motions regarding acceleration and maximum horizontal velocity, as well as acceleration spectrum amplitudes. The two-step linear regression method by Joyner and Boore (1981) was used to obtain predictive relationships for strong motions. This method separately determines the dependence of the data on both distance and magnitude. The results consist of equations for earthquakes with magnitudes between 5 and 7.2, which tend to concentrate the maximum amplitudes at distances close to 5 km and then begin to attenuate. In the case of the response spectrum parameter, which is of greater relevance in engineering applications, 31 equations were obtained for periods ranging from 0.05 to 10 seconds. In this case, the maximum spectral amplitudes were recorded at short distances and periods, while their attenuation was observed at long periods and greater distances. This work contributes with significant findings that can be useful for realistic predictions of strong motions and seismic design in sediment liquefaction-prone soils in Mexicali Valley.

Keywords: Seismology, estimation of ground motion, site response, strong ground motion, Mexicali Valley

Dedicatoria

A Dios.

A mi compañero de locuras, pero sobre todo de momentos de cordura y comprensión, mi amado

Purruso, **Joel.**

A mi bello hijo, **Carlitos.**

Son mi razón de todo, los amo...

Agradecimientos

Al **Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT)** por el apoyo económico otorgado durante cuatro años para la realización de mis estudios de posgrado.

Al **Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE)**, por admitirme como estudiante de doctorado y brindarme la experiencia de la ciencia.

Al **Dr. Luis Munguía**, por su amable dedicación con este trabajo, por haberme adoptado y guiado cuando las cosas no iban bien, mi eterno agradecimiento y admiración por su paciencia, confianza y sabiduría.

A los miembros de mi comité de tesis, la **Dra. Xyoli Pérez**, el **Dr. Raúl Castro** y el **Dr. Alejandro González**; por aceptar ser parte de mi comité, por cada avance de tesis donde sus comentarios enriquecieron este trabajo y me animaron a continuar. También por el tiempo dedicado a la revisión de este escrito y su disponibilidad constante.

A los investigadores que me impartieron clases, gracias por sus enseñanzas, ya que me introdujeron en este mundo de la sismología y enriquecieron mi formación académica.

Al Dr. Antonio Vidal, porque a pesar de no haber concluido juntos, siempre le agradeceré su confianza cuando recién entraba al doctorado y por sus palabras de ánimo para seguir adelante.

A los técnicos y administrativos de Ciencias de la Tierra que siempre me apoyaron y animaron, Manuel Luna, Gustavo Arellano, Euclides Ruiz, Gabriel Mejía y a los chicos de RESNOM, en especial a Alejandra Núñez. A Enid, Magda y Melissa por su siempre amable ayuda en cuestiones administrativas.

A mis compañeros de clase y amigos, Arisai Velazquez, Halia Reynoso, Fabián Monge, Stephany Ortiz, Josué González y Liza Fong, por cada tiempo que pasamos haciendo tarea, resolviendo problemas y sobre todo riendo juntos.

Por último, pero no menos importante, a mi familia. A mi esposo, **Joel Castro**, quien fue parte fundamental en este caminar, por todo su apoyo moral pero también técnico, su tiempo cuidando a nuestro nene cuando yo me quedaba horas extras trabajando, por sus desvelos conmigo, en fin, tantas cosas ¡mil gracias!, a mi mamá por su apoyo invaluable para llegar aquí el día de hoy. A mi papá que ya se nos adelantó en el camino, pero que siempre tuvo palabras de aliento para que siguiera adelante. A mis hermanos, por estar ahí apoyándome en lo que se necesitaba, en especial a mi hermana Rosario, por el cuidado de mi nene en los momentos que tenía que quedarme más tiempo trabajando. Y a todos mis súper amigos que siempre me alentaron a terminar el doctorado y hasta rezaron por mí, los quiero a todos.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Zona de estudio.....	1
1.2 Sismos importantes de la región.....	4
1.2.1 Sismo de 18 de mayo de 1940	4
1.2.2 Sismo de 15 de octubre de 1979.....	5
1.2.3 Sismo del 9 de junio de 1980	6
1.2.4 Sismo El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010.....	7
1.3 Objetivos	8
1.3.1 Objetivo general.....	8
1.3.2 Objetivos específicos.....	8
Capítulo 2. Respuesta de sitio: lineal vs no lineal	9
2.1 Efecto de sitio.....	9
2.2 Datos de movimiento fuertes	11
2.3 Procesamiento de datos y resultados	13
2.3.1 Respuesta de sitio a partir de razones espectrales calculadas con la técnica de la estación de referencia.....	13
2.4 Respuesta del sitio a partir de razones espectrales H/V de una sola estación: comportamiento lineal del suelo	17

2.5	Comparación de la respuesta del sitio durante movimientos débiles y fuertes: efectos no lineales	22
2.6	Grado de no linealidad y discusión de resultados	25
2.7	Conclusiones	31
Capítulo 3. Relaciones predictivas de atenuación		33
3.1	Atenuación de la amplitud de las ondas sísmicas.....	34
3.1.1	Dispersión geométrica	35
3.1.2	Atenuación intrínseca	35
3.2	Parámetros de estudio.....	35
3.2.1	Aceleración horizontal máxima (AHP)	36
3.2.2	Velocidad horizontal máxima (VHP)	37
3.2.3	Amplitud de espectro de respuesta de aceleración (SA).....	37
3.3	Variables independientes	40
3.3.1	Magnitud.....	40
3.3.2	Distancia fuente-estación	40
3.3.3	Respuesta de sitio	41
3.4	Base de datos	42
3.5	Metodología.....	43
3.6	Resultados de relaciones predictivas para el Valle de Mexicali.....	46
3.6.1	Aceleración horizontal máxima	46
3.6.2	Velocidad horizontal máxima	50
3.6.3	Espectros de respuesta	53
3.7	Conclusiones	59
Capítulo 4. Conclusiones generales.....		61
Literatura citada		64

Lista de figuras

Figura	Página
1. Zona de estudio. El mapa en recuadro muestra el límite principal entre las placas tectónicas de América del Norte y el Pacífico en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. El rectángulo gris indica el área de este estudio. Algunas características en el mapa geológico principal son: fallas activas (líneas rojas), estaciones de movimiento fuerte (cuadrados blancos), epicentros de sismos con magnitudes de 3.0 a 5.8 (pequeños puntos grises) y epicentros de sismos con magnitudes M_w mayores de 6.0 (estrellas). La sismicidad anterior al año 1979 fue tomada de Stein y Hanks (1998). Una elipse discontinua y dos polígonos delineados en blanco son las zonas aproximadas de licuación intensa del suelo inducida por el terremoto M_w 7.2 El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010, según lo informado por Suárez-Vidal et al., (2010) y Fletcher et al., (2014), respectivamente.	2
2. a) Derrumbe de muros en el distrito comercial de Imperial, provocó la muerte de cuatro personas. (Foto: Servicio Geodésico y Costero de EE. UU.). b) Desplazamiento lateral derecho de 2.13 metros (7 pies) a lo largo del Ferrocarril del Pacífico Sur cerca de Cucapah, México. (Foto: Pacífico Sur R.R. Co).	5
3. a) Ruptura superficial sobre campos agrícolas, donde se observa un desplazamiento de cerca de 30 cm. b) Falla estructural del edificio de Servicios del Condado de Imperial. (Fotos: Servicio Geológico de Estados Unidos, USGS).	6
4. a) Fracturas superficiales paralelas a un canal de irrigación. b) Volcán de arena, donde se puede observar la estratificación del cráter y salida de fluidos. (Fotos: Suárez-Vidal, 1999).	7
5. a) Volcanes de arena y agua que se formaron por el proceso de licuación del subsuelo somero (de 2-8 m de profundidad). b) Daño en canales de riego (Foto: por Luis Munguía).	8
6. La aceleración de la componente N-S registrada en diferentes sitios para sismos de diversas magnitudes y distancias epicentrales. La figura da una idea de la calidad de los datos utilizados en el estudio. Los espectros de aceleración de onda S correspondientes (líneas continuas azules) y los espectros de ruido registrados antes de la llegada de las ondas P (líneas discontinuas) se muestran en la parte derecha de la figura.	12
7. Amplificaciones relativas medias (líneas azules gruesas) obtenidas promediando las razones espectrales de los movimientos horizontales registrados para cada evento individual (líneas delgadas grises). a) Amplificaciones relativas calculadas con estación de referencia b) Amplificaciones relativas calculadas a partir de los movimientos verticales de los sismos utilizados en a). c) Razones H/V de una sola estación obtenidas con datos de los sismos considerados en los apartados a) y b). Las flechas marcan las frecuencias fundamentales estimadas.	15
8. Proceso de la obtención de cocientes H/V	17
9. Razones espectrales H/V de la onda S, obtenidos en una sola estación para nueve sitios estudiados. CUC fue el único sitio ubicado en roca. En esta gráfica, las líneas grises delgadas representan razones espectrales H/V de eventos individuales; las líneas negras gruesas son las razones espectrales H/V medias que resultan de promediar sobre las líneas delgadas. El número de	

- eventos considerados en el proceso de promedio se muestra entre paréntesis. Una y menos una desviación estándar de la media se muestran como líneas discontinuas. Las flechas marcan las frecuencias fundamentales estimadas..... 18
10. Una comparación de la amplitud promedio de HVSR para todos los sitios a varias frecuencias específicas. Esta figura indica los niveles de amplitud de todas las respuestas del sitio a frecuencias superiores a 6 Hz que la Figura 9 no muestra..... 19
11. Razones H/V calculadas con datos de 12 sismos registrados en GEO en los rangos de magnitud, distancia y azimut indicados (líneas grises delgadas). El promedio de las razones H/V individuales se muestra como una línea verde más gruesa. Dos líneas negras delgadas indican los resultados de sumar y restar una desviación estándar de la media. A modo de comparación, la respuesta media del sitio obtenida al promediar el HVSR de 60 eventos con aceleraciones máximas asociadas que van de 10 a 100 cm/s² se muestra como una línea punteada azul..... 22
12. Comparaciones de los HVSR de movimiento débil y fuerte estimados para seis sitios que también registraron el sismo de El Mayor-Cucapah (M_w 7.2). Para cada sitio, la respuesta media de movimiento débil H/V se muestra como una línea azul. Las líneas grises punteadas representan esta amplificación media más una y menos una desviación estándar. La respuesta de los suelos a los movimientos de los grandes eventos se muestra como líneas grises gruesas. Para cada sitio, el cociente entre las amplificaciones de movimiento fuerte y débil se muestra como una delgada línea negra..... 23
13. Comparaciones de las amplificaciones de movimiento débil y fuerte estimadas en sitios que también registraron los sismos del Valle Imperial (M_w 6.5) y Victoria (M_w 6.3). Al igual que en la Figura 12, la respuesta media de movimiento débil se muestra como una línea azul. Las líneas grises punteadas representan las amplificaciones promedio de movimientos débiles más y menos una desviación estándar. La respuesta de los suelos a los movimientos de los dos grandes eventos se muestra como líneas grises. El cociente de las amplificaciones de movimiento débil y fuerte se muestra como una línea negra. 24
14. Estimaciones del grado de no linealidad (*DNL*) en suelos graficados en función de la frecuencia. Estos resultados se obtuvieron a partir de datos producidos por el sismo El Mayor-Cucapah a menos de 30 km de distancia de la traza superficial de la falla. Las líneas discontinuas son resultados *DNL* de sitios que se registraron a 16-17 km de la traza de la falla; Las líneas continuas representan los resultados de sitios ubicados a distancias entre 22 y 30 km de la falla..... 27
15. Valores absolutos de *DNL* (calculados a una frecuencia de 20 Hz) en función del promedio de las dos aceleraciones horizontales máximas en sitios que también registraron el sismo principal El Mayor-Cucapah. Los círculos pequeños y vacíos representan datos *DNL* de sismos con magnitudes de 3.0 a 4.9, mientras que los círculos grises más grandes corresponden a sismos con magnitudes de entre 5 y 5.8. Un número por encima de un círculo gris es indicativo de la distancia al epicentro, por lo que cuanto menor sea el número, menor será la distancia epicentral. Los números también se utilizan para relacionar esos datos particulares con los datos *DNL* que se muestran en la Figura 16..... 28
16. *DNL* a una frecuencia de 20 Hz, versus distancia epicentral. Al igual que en la Figura 15, los números pequeños y grandes corresponden a las distancias más cortas y largas, respectivamente. Para cada sitio, la línea recta discontinua es un ajuste de mínimos cuadrados a los datos *DNL* para sismos en el rango de magnitud 3 a 4.9..... 29

17. Valores <i>DNL</i> de sismos con magnitudes 3 - 7.2 graficados contra el promedio de las dos aceleraciones horizontales máximas. Los símbolos pequeños y grandes representan datos de diferentes sitios para sismos con magnitudes de 3.0 a 4.9 y de 5.0 a 7.2, respectivamente. La línea recta roja es un ajuste de mínimos cuadrados a los datos para aceleraciones de 10 a 120 cm/s ²	30
18. Series de tiempo para el sismo del 9 de febrero de 2008 con magnitud M_w 5.5, componente horizontal Este-Oeste. (a) Registro de aceleración con valor AHP de 292.65 gal. (b) Registro de velocidad con valor VHP de 16.68 cm/s. (c) Registro de desplazamiento con un valor máximo de 2.88 cm.....	36
19. Diagrama de obtención de espectro de respuesta a partir de una entrada(sismo) y un oscilador con diferentes periodos naturales (acelerómetro).....	38
20. Comparación de espectros de respuesta para las componentes horizontales Norte-Sur registradas en varias estaciones. Las líneas de color representan a los espectros de respuesta obtenidos para el sismo El Mayor-Cucapah M_w 7.2 con datos obtenidos en las estaciones en sedimento ubicadas en el Valle de Mexicali. Las líneas negras corresponden a los espectros de respuesta sugeridos por las Normas Técnicas Complementarias para el Estado de Baja California 2017, la línea continua indica la respuesta para el Tipo de suelo I (suelo rocoso) y la discontinua para el Tipo de suelo III (suelo blando).....	39
21. Diagrama de distancias fuente-estación. Figura Modificada de Kramer (1996).....	41
22. Ajuste lineal y cuadrático de factores de evento <i>ai</i> como parte de segunda etapa de la regresión para obtener la ecuación de atenuación.	46
23. Curva predictiva de Aceleración Horizontal Máxima para un sismo de magnitud M_w 6.5. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.....	47
24. Curva predictiva de Aceleración Horizontal Máxima para un sismo de magnitud M_w 7.2. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.....	48
25. Curvas predictivas de AHP para las magnitudes M_w 7.2,7,6.5,6 y 5.5.	49
26. Ajustes lineal y cuadrático de factores de evento <i>ai</i> como parte de segunda etapa de la regresión para obtener la ecuación de atenuación del parámetro de velocidad.....	50
27. Curvas de relación de atenuación de movimientos fuertes para el parámetro de Velocidad Horizontal Máxima para un sismo de Magnitud M_w 5.5. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.	51
28. Curvas de relación de atenuación de movimientos fuertes para el parámetro Velocidad Horizontal Máxima para un sismo de Magnitud M_w 6.5. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.	51
29. Curvas predictivas de VHP para las magnitudes 7.2,7,6.5,6 y 5.5.	52

30. Espectros de respuesta de las componentes NS (línea roja continua) y EW (línea azul discontinua) para el sismo El mayor-Cucapah M_w 7.2 con registros de la estación Chihuahua.....	53
31. Ajuste lineal y cuadrático de factores de evento a_i como parte de segunda etapa de la regresión para obtener la ecuación de atenuación del parámetro de aceleración espectral para el periodo de 2 segundos (A) y 10 segundos (B).	55
32. Relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud M_w 5.5, para 0.2 s de periodo. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.....	55
33. Relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud M_w 5.5, periodo de 2 s. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.	56
34. Relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud $M_w=6.5$, periodo 1.0 s. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.	57
35. Resultado de la relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud $M_w=6.5$, periodo 2.0 s. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.....	58
36. Amplitud de aceleración espectral en función de los periodos calculados a las distancias de 5 y 10 km para un sismo de M_w 6.5.	58
37. Compendio de curvas predictivas de amplitud de espectros de respuesta de aceleración para un sismo de magnitud M_w 6.5 (en 3D) resaltando las curvas de amplitud de aceleración espectral para distancias de 5 y 10 km y para periodos de 1 y 2 segundos.	59

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Estaciones sobre sedimentos y parámetros de movimiento del suelo registrados durante los sismos más grandes considerados en este estudio.	11
2. Información de los sismos utilizados con el método de estación de referencia para obtener estimaciones de la respuesta del sitio y la frecuencia fundamental en tres sitios estudiados.	14
3. Frecuencias fundamentales para tres sitios, obtenidas utilizando el método de estación de referencia y la técnica de cociente espectral horizontal a vertical de estación única (ver Figura 7).	16
4. Frecuencias fundamentales obtenidas mediante el método de razón espectral horizontal a vertical de estación única.....	21
5. Base de datos para obtención de relaciones predictivas.....	42
6. Coeficientes de ecuaciones predictivas de espectros de respuesta	54

Capítulo 1. Introducción

Entre los desastres naturales más costosos y destructivos que ocurren generalmente sin previo aviso son los sismos. Especialmente, las zonas urbanas son las que están más expuestas y vulnerables frente a la ocurrencia de estos eventos. Debido a esto, la necesidad de comprender el comportamiento del suelo, sobre todo donde hay altas concentraciones de personas, ha ido abriendo camino para estudios de evaluación de peligro y riesgo sísmico.

La evaluación de riesgo sísmico requiere modelos de atenuación del movimiento del suelo, los cuales se actualizan a medida que se dispone de información de nuevos datos de movimientos fuertes. Por otro lado, la seguridad estructural demanda la actualización de códigos de diseño, comprensión de la interacción suelo-estructura, de manera que es indispensable conocer el efecto de sitio (la amplificación del movimiento sísmico esperada dadas las condiciones geológicas superficiales en el sitio de interés). El siguiente trabajo muestra algo de lo que a la sismología le concierne estudiar y conocer con respecto a efectos de sitio en el Valle de Mexicali. Sin embargo, debe establecerse un puente con la ingeniería para utilizar los resultados y mitigar los posibles daños en las construcciones.

A continuación, se describe la organización de esta tesis. En el presente capítulo se describen la zona de estudio, los sismos importantes que han ocurrido en la región del Valle de Mexicali, y los objetivos generales y particulares de este trabajo. En el Capítulo 2, se explica cómo se comportan los suelos profundos del Valle de Mexicali durante movimientos sísmicos débiles y fuertes, haciendo una comparación entre ellos, para conocer a qué nivel de aceleración los sismos pueden provocar efectos no lineales en los sedimentos. Más adelante, en el Capítulo 3, se presentan las relaciones empíricas de atenuación de movimientos fuertes para el Valle de Mexicali, utilizando los datos de estaciones ubicadas en sedimentos y para los parámetros de aceleración horizontal máxima, velocidad horizontal máxima y amplitudes de espectros de respuesta de aceleración. Por último, se hace una recopilación de las conclusiones más importantes de los Capítulos 2 y 3.

1.1 Zona de estudio

El área de estudio es el Valle de Mexicali, el cual está localizado en la parte noreste de Baja California, México. La importancia de este valle yace en su alta población y en las actividades agrícolas e industriales

que en él se desarrollan. Tectónicamente hablando, esta región es muy activa, por lo que es susceptible a un alto riesgo sísmico. Entre las fallas más activas en el área se encuentran las fallas de rumbo Cerro Prieto e Imperial. Estas fallas son segmentos escalonados del sistema de fallas transformantes que se extienden en dirección sureste-noroeste desde el Golfo de California hacia tierra dentro de la depresión del Salton. Este sistema de fallas es parte del límite principal entre las placas tectónicas Pacífico y Norteamérica (Figura 1).

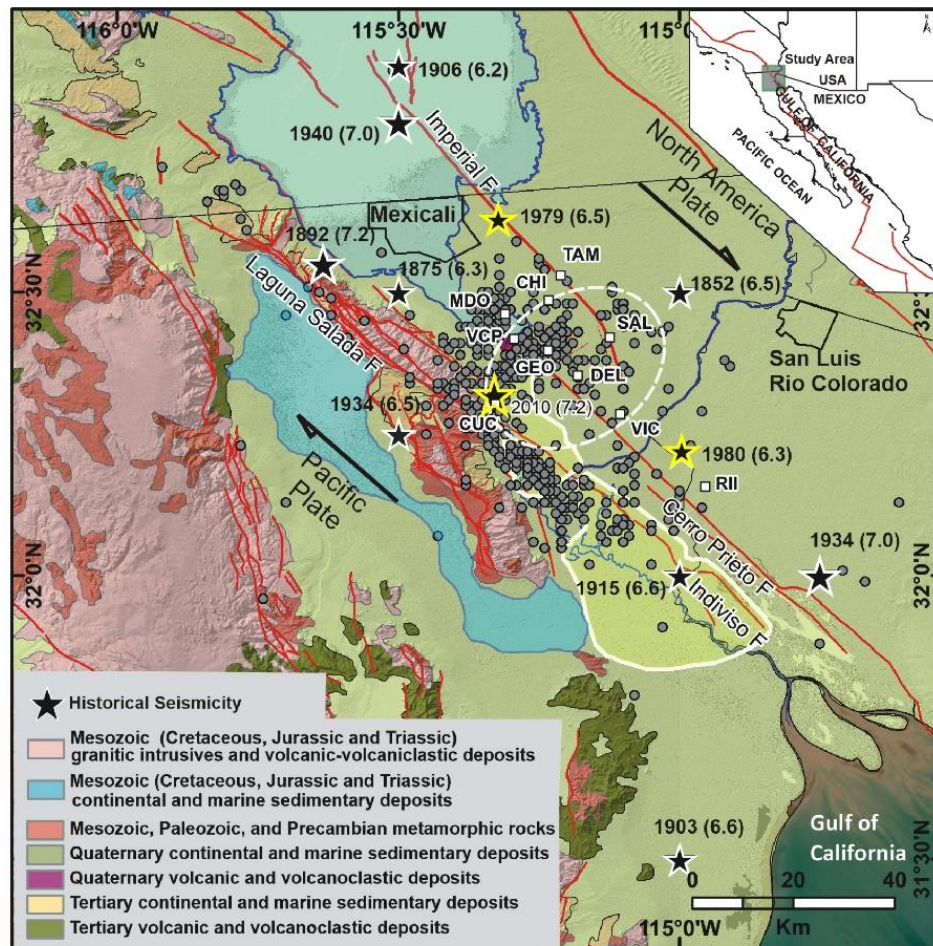


Figura 1. Zona de estudio. El mapa en recuadro muestra el límite principal entre las placas tectónicas de América del Norte y el Pacífico en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos. El rectángulo gris indica el área de este estudio. Algunas características en el mapa geológico principal son: fallas activas (líneas rojas), estaciones de movimiento fuerte (cuadrados blancos), epicentros de sismos con magnitudes de 3.0 a 5.8 (pequeños puntos grises) y epicentros de sismos con magnitudes M_w mayores de 6.0 (estrellas). La sismicidad anterior al año 1979 fue tomada de Stein y Hanks (1998). Una elipse discontinua y dos polígonos delineados en blanco son las zonas aproximadas de licuación intensa del suelo inducida por el terremoto M_w 7.2 El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010, según lo informado por Suárez-Vidal et al., (2010) y Fletcher et al., (2014), respectivamente.

Debido al tipo de fallamiento de deslizamiento lateral en el límite de las placas, se ha formado una zona de deformación extensional. La cuenca que se ha creado está localizada a 35km al sur de la ciudad de

Mexicali. Dos características principales de esta cuenca son una actividad geotérmica intensa y una micro sismicidad continua (Frez and González, 1991; Fabriol y Munguía, 1997; Lipman et al., 1999). Es en esta cuenca, donde la Comisión Federal de Electricidad de México opera una central geotérmica con una capacidad instalada de 820 MW. Otra característica importante de este centro de dispersión es su gruesa cubierta de sedimentos deltaicos y aluviales. Dicha cobertura se engrosa desde 2.5 km cerca de la falla de Cerro Prieto hasta unos 5.0 km al este, cerca de la falla Imperial, y se superpone a un basamento granítico del Cretácico (Lira-Herrera, 2005).

Las dos fallas antes mencionadas, junto con el sistema de fallas Laguna Salada-Cucapah, en el lado oeste del Valle de Mexicali, han sido responsables de los sismos más grandes de la región. En el mapa de la Figura 1, una elipse discontinua y dos polígonos delineados en blanco son las zonas aproximadas de licuación intensa del suelo inducida por el terremoto El Mayor-Cucapah de 2010, según lo informado por Suárez-Vidal et al. (2010) y Fletcher et al. (2014), respectivamente. Estos hechos ponen en claro la necesidad de realizar estudios sobre la amplificación y/o atenuación de movimientos sísmicos para el Valle de Mexicali, los cuales pueden ser de gran interés para la práctica de la ingeniería.

En el área de este estudio, es común que los sismos de magnitud mayor de 5.0 produzcan aceleraciones máximas de más de 0.5g ($1\text{ g} = 980 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2}$) cerca de sus fuentes (Anderson et al., 1982, Munguía y Brune, 1984; Munguía et al., 1988; González et al., 2001). Aunque algunos de los eventos pasados se sintieron a distancias regionales, causaron daños severos a corta distancia de sus epicentros (e.g., González et al., 2001; Munguía et al., 2009). Tales concentraciones locales de fuertes daños en sismos pasados enfatizan claramente la necesidad de comprender y cuantificar la respuesta sísmica de los suelos profundos del valle.

Para el propósito de evaluaciones del peligro sísmico regional, es indispensable disponer de relaciones que permitan predecir de manera realista los movimientos fuertes de sismos futuros. Tales relaciones predictivas de movimientos fuertes, o modelos de atenuación, se obtienen mediante un análisis de regresión sobre bases de datos disponibles. Las relaciones de atenuación permiten predecir el movimiento del suelo en función de la magnitud del sismo, de la distancia fuente-estación y de parámetros adicionales relacionados a las condiciones geológicas en los sitios y al tipo de mecanismos focales.

Usualmente, las relaciones predictivas se van refinando a medida que la información se va acumulando. Para el Valle de Mexicali existe una relación predictiva de movimientos fuertes propuesta por Martínez (2007). Esta relación se propuso para sismos de magnitud entre 4 y 6.5. En este estudio se actualizará la

base de datos para realizar un mejor ajuste de las relaciones predictivas y lograr una mejor estimación de los parámetros calculados.

Para lo anterior, se cuenta con los registros de aceleración (evento principal, premonitores y réplicas) del sismo El Mayor – Cucapah, con un mayor tiempo de periodo de registro de las estaciones de aceleración y con una mayor cobertura geográfica del norte de Baja California. Con la base de datos ampliada, en este trabajo se determinará una relación predictiva de movimientos fuertes para el Valle de Mexicali. Se espera que los resultados obtenidos sean de utilidad en reevaluaciones del peligro sísmico del norte de Baja California.

1.2 Sismos importantes de la región

Durante los últimos 80 años, el Valle de Mexicali-Imperial, particularmente las Fallas Imperial y Cerro Prieto, han generado cuatro sismos importantes con magnitudes superiores a $M = 6$. Con magnitudes de momento sísmico M_w 7.1 y M_w 6.5, los sismos del 18 de mayo de 1940 y del 15 de octubre de 1979, respectivamente, están asociados a la Falla Imperial (Trifunac y Brune, 1970; Chávez et al., 1982). El 9 de junio de 1980 un sismo de magnitud M_w 6.3 ocurrió en la Falla Cerro Prieto (Frez y González 1989; Wong et al., 1997). Por último, el 4 de abril de 2010 un sismo con M_w 7.2 se produjo en la zona donde convergen las sierras El Mayor y Cucapah. A continuación, se describen a detalle cada uno de los sismos mencionados.

1.2.1 Sismo de 18 de mayo de 1940

Cerca de la Línea Internacional entre México y EUA, a 145 km de Calexico, ocurrió el sismo del 18 de mayo de 1940 con una magnitud M_w 7.1 y a una profundidad de 8.8 km según el Centro de Ingeniería de Datos de Movimientos Fuertes del Servicio Geológico de Estados Unidos (CESMD, USGS). Originado en la Falla Imperial, tuvo un fallamiento de rumbo lateral derecho y según Trifunac y Brune (1970) fue una secuencia de múltiples eventos, donde la mayor liberación de energía ocurrió en los primeros 15 segundos de actividad.

La ruptura superficial en este sismo fue de aproximadamente 60 km (Richter, 1958). Según el USGS, este sismo provocó el derrumbe de alrededor del 80% de las construcciones en la ciudad Imperial Valley. Perdieron la vida ocho personas y hubo veinte heridos, mientras que las pérdidas económicas fueron

estimadas en \$6 millones USD. En la Figura 2 se muestra una edificación afectada por los fuertes movimientos generados por este sismo, así como los daños en las vías férreas cercanas a Cucapah, México.

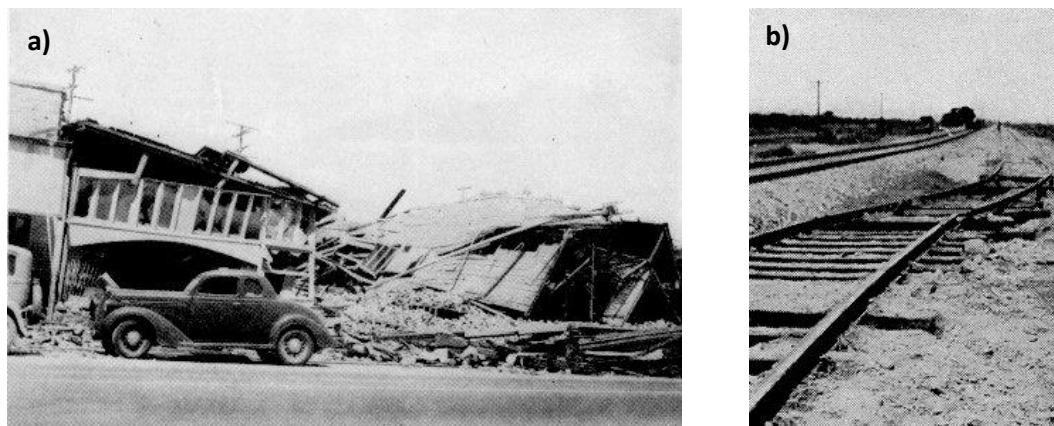


Figura 2. a) Derrumbe de muros en el distrito comercial de Imperial, provocó la muerte de cuatro personas. (Foto: Servicio Geodésico y Costero de EE. UU.). b) Desplazamiento lateral derecho de 2.13 metros (7 pies) a lo largo del Ferrocarril del Pacífico Sur cerca de Cucapah, México. (Foto: Pacífico Sur R.R. Co).

La ciudad de Mexicali también tuvo afectaciones, aunque de menor intensidad en algunas construcciones, hubo un incendio en el Hotel Internacional, donde dos personas perdieron la vida. Los rieles se doblaron fuera de línea en tres lugares donde cruzaron la falla imperial y varios puentes ferroviarios resultaron dañados tanto en California como en México. Cerca del poblado El Centro, el desplazamiento fue de unos 75 cm y aumentó a 4.5 metros en la frontera con México. En la vecindad de Cucapah, México, el desplazamiento fue de poco más de 2 metros. Todas estas medidas representan un deslizamiento lateral derecho casi puro (Ulrich, 1941).

1.2.2 Sismo de 15 de octubre de 1979

Este sismo, conocido como “sismo del Valle Imperial”, ocurrió también en la falla Imperial, con epicentro a unos cuantos kilómetros al sur de la frontera internacional entre California, E. U. y Baja California, México. El sismo tuvo una magnitud M_w 6.5 y ocurrió a una profundidad de 10 km (Chávez et al., 1982). El evento provocó una ruptura superficial de 30 km y también causó un desplazamiento lateral derecho de hasta 60 cm en el Valle Imperial (Johnson et al., 1982). Causó daños en los canales de riego y en algunos segmentos de la carpeta asfáltica, estimándose una pérdida económica de \$ 30 millones USD.

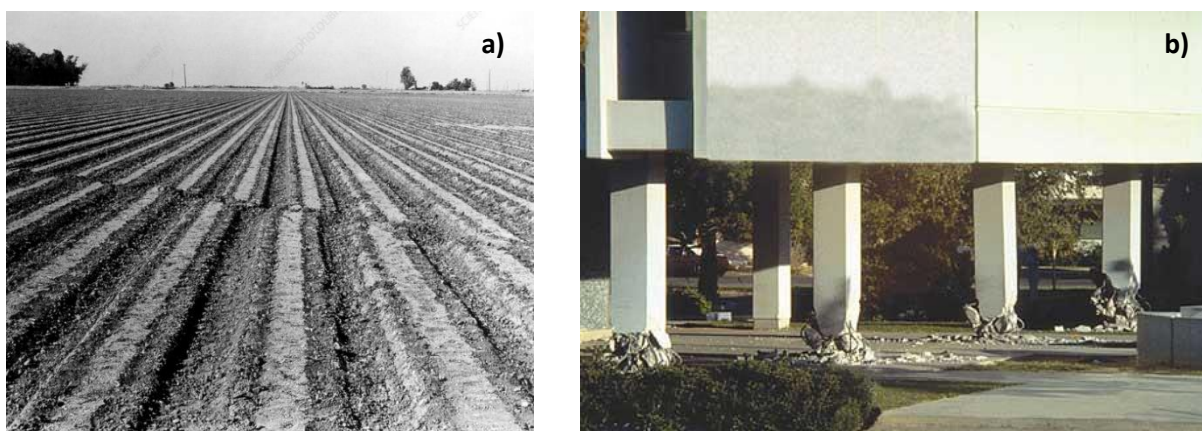


Figura 3. a) Ruptura superficial sobre campos agrícolas, donde se observa un desplazamiento de cerca de 30 cm. b) Falla estructural del edificio de Servicios del Condado de Imperial. (Fotos: Servicio Geológico de Estados Unidos, USGS).

El edificio de Servicios del Condado de Imperial fue severamente dañado a causa de este sismo. Aunque había sido diseñado de manera sismorresistente, sus columnas fallaron (Figura 3-b). Debido al colapso de sus columnas, parte del edificio se hundió 30 cm (Todorovska y Trifunac, 2010). Este fue uno de los primeros edificios instrumentados que registró fallas estructurales. Debido a que el costo de reparación era superior al costo inicial del edificio, este edificio fue finalmente demolido.

1.2.3 Sismo del 9 de junio de 1980

Con una magnitud M_w 6.3, el sismo de “Victoria” ocurrió en el Valle de Mexicali, cerca de la falla Cerro Prieto y a 9 km de profundidad (Wong et al., 1997). A 2 km de la Planta Geotérmica de Cerro Prieto, se encontró una fractura de 100 m de longitud. Los principales daños ocasionados por este sismo fueron observados en la zona rural (Suárez-Vidal et al., 1982). Tales daños fueron causados mayormente en los campos de cultivos, en canales de riego, en carreteras y en las vías del tren.

El evento principal no produjo desplazamientos tectónicos visibles en la superficie, pero a 10 km de la traza de la falla la estación Victoria registró aceleraciones alrededor de 1 g (Anderson y Brune, 1991). Este sismo provocó el fenómeno de licuación en los estratos arcillo-arenosos no consolidados, siendo evidenciado por volcanes de arena que aparecieron a lo largo de la traza de la falla Cerro Prieto, como se aprecia en la Figura 4 (Suárez-Vidal, 1999).

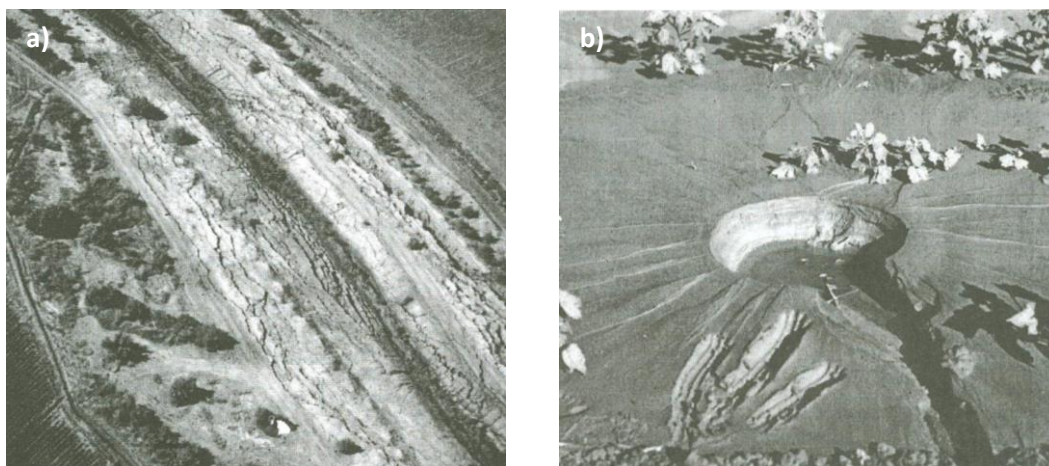


Figura 4. a) Fracturas superficiales paralelas a un canal de irrigación. b) Volcán de arena, donde se puede observar la estratificación del cráter y salida de fluidos. (Fotos: Suárez-Vidal, 1999).

1.2.4 Sismo El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010

Llamado El Mayor-Cucapah por la cercanía de la ocurrencia de este sismo con las Sierras El Mayor y Cucapah, este evento ocurrió el 4 de abril de 2010, con una magnitud M_w 7.2 y a una profundidad de 10 km. Los efectos sociales de este sismo fueron pérdidas de dos vidas humanas, aproximadamente 250 heridos, la suspensión de servicios básicos, daños en la infraestructura urbana y rural, entre ellos edificios públicos, hospitales y escuelas (Atlas de Riesgos del municipio de Mexicali, 2011). Además de lo anterior, también se presentó en algunas zonas el fenómeno de licuación, generando que el agua del manto freático fluyera a la superficie y provocara inundaciones locales y asentamientos del terreno, especialmente en parcelas agrícolas provocando pérdidas económicas.

El evento tuvo una falla compleja, iniciando con una falla normal y casi simultáneamente con una falla de rumbo de tipo lateral derecho (Hauksson et al., 2011, Wei et al., 2011, Rodríguez-Pérez et al., 2012, Fletcher et al, 2016). La zona de réplicas se extendió a largo de 120 km; la réplica de mayor magnitud fue de M_w 5.7. La estación Michoacán de Ocampo, ubicada en sedimento a 16 km del epicentro, fue la estación de movimientos fuertes de la red del CICESE que registró la mayor aceleración en la componente vertical (799 gal) (Munguía et al, 2010).

La Figura 5, muestra dos imágenes como evidencia de los efectos de la licuación de sedimentos y el daño causado a los canales de riego durante este terremoto. Grietas y licuación del suelo similares habían sido observadas después de la ocurrencia de otros sismos en la región (por ejemplo, Bennett et al., 1981; Suárez-Vidal et al., 1982; Suárez-Vidal et al. 2007; Munguía et al., 2009). Estas evidencias de no linealidad

del medio son importantes y enfatizan la necesidad de realizar estudios de la respuesta sísmica de los sedimentos del Valle de Mexicali. Más adelante, en el Capítulo 2 se hará un análisis para describir este fenómeno.

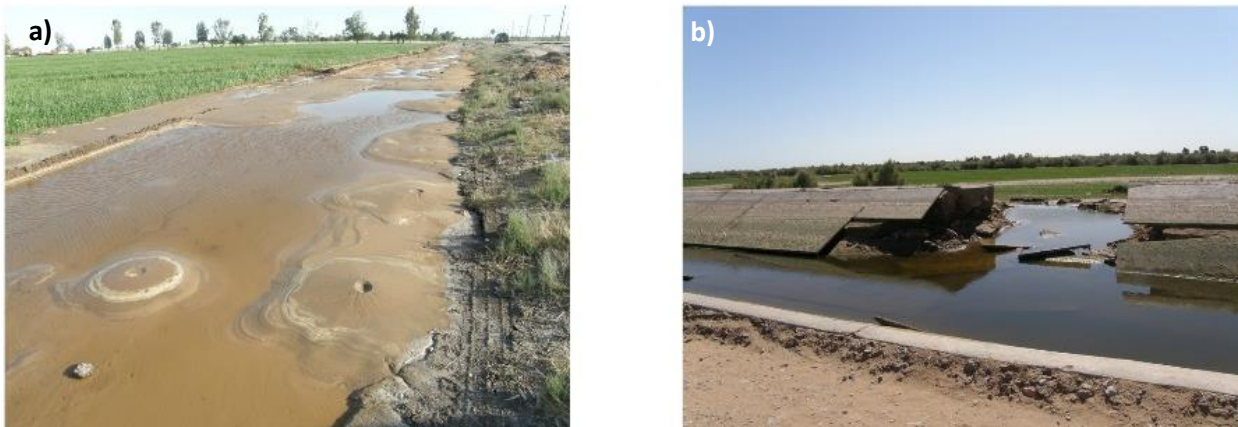


Figura 5. a) Volcanes de arena y agua que se formaron por el proceso de licuación del subsuelo somero (de 2-8 m de profundidad). b) Daño en canales de riego (Foto: por Luis Munguía).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Caracterizar la respuesta sísmica de sitios en sedimentos durante movimientos fuertes y débiles producidos por sismos del Valle de Mexicali.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Estudiar el efecto de sitio: lineal vs no lineal en estaciones ubicadas en sedimentos del Valle de Mexicali, Baja California.
2. Determinar relaciones empíricas de atenuación de movimientos fuertes (aceleración, velocidad y amplitudes de espectros de respuesta) para el Valle de Mexicali, Baja California.

Capítulo 2. Respuesta de sitio: lineal vs no lineal

2.1 Efecto de sitio

Las grandes variaciones de las ondas sísmicas se producen por cambios de las propiedades de los materiales cerca de la superficie de la Tierra y por la topografía tanto superficial como interna. Estas variaciones de la forma de onda, generalmente denominadas efecto de sitio, conducen a movimientos del terreno con mayores amplitudes en sitios en sedimentos que en sitios ubicados en roca. Debido a que las amplificaciones del movimiento del suelo pueden ser tan grandes como un factor de diez, éstas son importantes en las aplicaciones de ingeniería que requieren la especificación cuantitativa de los movimientos del suelo (Boore, 2004).

Las amplitudes de ondas que se propagan en medios realistas se atenúan o amplifican, dependiendo de las propiedades y configuración de los materiales por los que éstas se propagan. El origen de la amplificación es debido a contrastes de impedancia (el producto de la densidad por la velocidad de propagación). La conservación del flujo de energía requiere que una onda sísmica que pasa de un medio con velocidad de propagación rápida a uno con velocidad más baja aumente su amplitud. Comúnmente las densidades del suelo no cambian sustancialmente cerca de la superficie. En contraste, las velocidades de propagación de las ondas de corte pueden variar por un factor de 5 entre un depósito de suelo blando y su substrato (Chávez-García y Montalva, 2014). Existe también la amplificación por efectos topográficos, sin embargo, ésta es menor que la ocasionada por contrastes mecánicos entre distintos materiales del subsuelo (Chávez-García, 2011; Assimaki et al., 2012).

En el área de la ingeniería es importante conocer el comportamiento que tendrán las estructuras ante el movimiento de grandes sismos, los cuales podrían poner en riesgo su estabilidad. De modo que es significativo considerar el posible comportamiento no lineal de los materiales en el subsuelo ante grandes sollicitaciones. La probable existencia de licuación, que es evidencia de no linealidad en el sitio, pone en riesgo cualquier estructura civil ante su presencia. Sin embargo, es necesario conocer primeramente la respuesta lineal de sitio para después compararla con la respuesta ante movimientos fuertes, comparación que pudiera evidenciar la no linealidad del sitio.

Se ha reconocido ampliamente que los suelos se comportan de diferentes maneras bajo movimientos sísmicos fuertes y débiles (por ejemplo, Aki, 1993; Beresnev y Wen, 1996). De acuerdo con el principio de conservación de la energía, los suelos blandos amplifican linealmente los movimientos débiles de los pequeños sismos. Pero en los sismos más fuertes, se inducen grandes tensiones en los suelos, y se han observado reducciones sustanciales en la amplificación del movimiento fuerte en relación con la de los movimientos débiles. Este comportamiento de los suelos ha sido explicado en la literatura científica como debido a un aumento en la amortiguación de materiales que están sometidos a altos niveles de tensión.

Tales efectos se observaron claramente durante el terremoto de Michoacán de 1985 (Singh et al., 1988), el terremoto de Loma Prieta de 1989 (Darragh y Shakal, 1991; Chin y Aki, 1991), el terremoto de Northridge de 1994 (Field et al., 1997; Hartzell, 1998; Beresnev et al., 1998;), el terremoto de El Mayor-Cucapah de 2010 (Hauksson et al., 2010) y muchos otros sismos en todo el mundo (por ejemplo, Beresnev y Wen, 1996). Los resultados de muchos estudios han enfatizado claramente que la respuesta de los suelos juega un papel importante en la variabilidad de los movimientos del suelo durante los sismos.

El objetivo de este apartado es comprender cómo se comportan los suelos del Valle de Mexicali ante los movimientos fuertes y débiles de los sismos. Con esto en mente, primero se utilizaron datos de pequeños sismos para estimar la respuesta promedio de movimiento débil en 10 sitios ubicados en el Valle de Mexicali. Tanto el método espectral de la estación de referencia como la técnica de relación espectral horizontal-vertical (HVSr) se utilizan en este proceso. Luego estimamos cocientes espectrales HVSr para sitios que también registraron los movimientos de los tres sismos más grandes en el área (M_w 6.5, 6.3, 7.2).

Dado que nuestro interés es encontrar evidencia de una respuesta no lineal de los sedimentos, los HVSr de movimiento fuerte y débil se comparan directamente para buscar posibles diferencias entre ellos. Se mostrará que a partir de 1-3 Hz, la amplitud del HVSr de los movimientos fuertes disminuye en relación con la del HVSr promedio de los movimientos débiles. Tal reducción de amplitud se atribuye a una respuesta no lineal de los suelos durante los movimientos sísmicos más fuertes (por ejemplo, Beresnev y Wen, 1996). Para evaluar la naturaleza de esta respuesta no lineal utilizamos *DNL* (*Degree of nonlinearity*, Grado de no linealidad), un parámetro calculado integrando el logaritmo de la relación entre los cocientes espectrales H/V de movimientos fuertes y débiles con respecto a la frecuencia. Este parámetro nos ayudó a estimar el nivel de aceleración al que la respuesta de los sitios cambia de lineal a no lineal. Para los sitios estudiados, encontramos que los efectos de no linealidad comienzan a observarse a niveles de aceleración de alrededor de 120 cm/s^2 .

2.2 Datos de movimiento fuertes

Los datos aquí analizados se recopilaron de 10 sitios distribuidos en un área circular de aproximadamente 30 km de radio con centro en el poblado Lázaro Cárdenas (cuadrados blancos en la Figura 1). Todos los datos se registraron con acelerógrafos de tres componentes con resoluciones de 16 a 24 bits y un intervalo de muestreo de 200 muestras por segundo. Datos de estaciones de movimiento fuerte que registraron los sismos del Valle Imperial (1979, M_w 6.5) y Victoria (1980, M_w 6.3) (Brune et al., 1982; Anderson et al., 1982; Munguía y Brune, 1984) también formaron parte de nuestro conjunto de datos (Tabla 1). Los epicentros del sismo de El Mayor-Cucapah (M_w 7.2) y de estos dos sismos de magnitud intermedia están indicados por estrellas amarillas llenas de negro en la Figura 1. Otras estrellas en la figura indican epicentros de otros sismos históricos significativos. Los círculos pequeños son los epicentros de los pequeños sismos analizados aquí.

Tabla 1. Estaciones sobre sedimentos y parámetros de movimiento del suelo registrados durante los sismos más grandes considerados en este estudio.

Estación	Distancia (km)	Distancia a la Falla (km)	PGA (g)			PGV (cm/s)			PGD (cm)		
			Norte	Vertical	Este	Norte	Vertical	Este	Norte	Vertical	Este
Sismo del 4 de abril de 2010 El Mayor-Cucapah (M_w 7.2) ^a											
GEO	12.3	16.0	-0.286	-0.393	0.288	42.1	18.1	-48.6	28.3	-13.0	-36.1
MDO	16.0	17.0	-0.412	0.815	-0.537	43.5	17.1	61.0	-20.4	8.7	-32.6
CHI	20.4	22.0	-0.197	0.279	-0.249	34.2	16.0	38.5	31.0	13.0	48.1
SAL	22.0	25.0	-0.148	0.176	-0.153	-36.8	-19.3	-45.7	34.2	-13.9	-43.4
TAM	27.0	29.0	0.226	-0.212	-0.207	52.8	-14.1	34.3	-52.2	-10.0	-23.8
RII	38.9	16.0	0.384	0.681	0.401	37.8	-15.5	-52.1	20.5	10.8	43.7
Sismo del 15 de octubre de 1979 Valle Imperial (M_w 6.5) ^b											
CHI	19		0.267	0.215	0.263	21.4	4.95	33.3	6.29	---	6.44
TAM	14		---	0.115	0.310	---	2.92	34.6	---	---	6.25
VIC	44		0.163	0.056	0.122	8.28	1.34	5.64	6.56	---	6.34
Sismo del 9 de junio de 1980 Victoria (M_w 6.3) ^c											
CHI	35	14	0.097	0.070	0.154						
^a Munguía et al. (2010). ^b Brune et al. (1982). ^c Anderson et al. (1982).											

La mayoría de los sismos en nuestro conjunto de datos ocurrieron en un período de 1997 a 2018 con magnitudes M_L o M_w que están entre 3.0 y 7.2. Al menos 80 de estos sismos, con magnitudes de hasta 5.7, ocurrieron como réplicas del terremoto de M_w 7.2 El Mayor-Cucapah del 4 de abril de 2010 (Hauksson et al., 2010). Alrededor del ochenta por ciento de los registros utilizados en este estudio se obtuvieron a distancias de 2 a 30 km. La profundidad focal de estos sismos es de entre 2 y 12 km, y el 80 % de ellos ocurrieron a profundidades de entre 4 y 10 km.

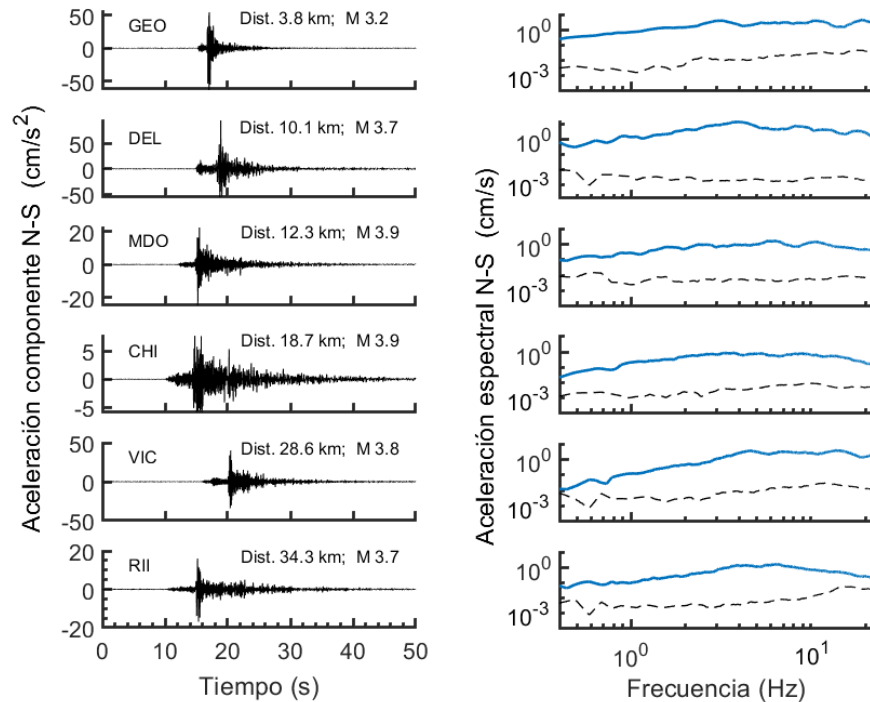


Figura 6. La aceleración de la componente N-S registrada en diferentes sitios para sismos de diversas magnitudes y distancias epicentrales. La figura da una idea de la calidad de los datos utilizados en el estudio. Los espectros de aceleración de onda S correspondientes (líneas continuas azules) y los espectros de ruido registrados antes de la llegada de las ondas P (líneas discontinuas) se muestran en la parte derecha de la figura.

Para dar una idea sobre la calidad de las series temporales analizadas, la Figura 6 muestra ejemplos de aceleraciones N-S registradas en diferentes sitios para sismos de diversas magnitudes. Estos acelerogramas se eligieron solamente con base a la magnitud del terremoto (3.2 – 3.9) y la distancia de registro (4 – 34 km). Por lo tanto, pueden considerarse como ejemplos típicos de nuestro conjunto de datos. Los espectros de aceleración calculados con ventanas de 20 s de señales de onda S se muestran en el lado derecho de la figura (líneas continuas). Los gráficos también incluyen espectros calculados a partir de ventanas de ruido de 10 s de duración registradas previamente a la llegada de las ondas P (líneas discontinuas). Podemos ver que, de 0.5 a 20 Hz, las amplitudes espectrales de la onda S y el ruido difieren

en factores que van desde alrededor de 100 a más de 1000. Para minimizar el efecto del ruido en nuestros resultados, los sismos cuyos espectros no cumplieran con este criterio de amplitud fueron excluidos de nuestro análisis.

2.3 Procesamiento de datos y resultados

2.3.1 Respuesta de sitio a partir de razones espectrales calculadas con la técnica de la estación de referencia.

La metodología de razones espectrales usando una estación de referencia se ha utilizado ampliamente para estimar la respuesta del suelo en un sitio (por ejemplo, Borchardt, 1970; Rogers et al., 1984; Field y Jacob, 1995; Lermo y Chávez-García, 1993; Lermo y Chávez-García, 1994; entre otros). Esta técnica permite determinar las diferencias en la respuesta de los sitios de suelo blando con relación a un sitio de referencia cercano en roca firme. El requisito de que los sitios objeto de estudio y de referencia estén lo más cerca posible el uno del otro garantiza que la trayectoria de transmisión de las ondas desde la fuente sísmica hasta ambas estaciones sea aproximadamente la misma.

En el área de este estudio, la única estación que operaba en un afloramiento rocoso, en la base de la Sierra Cucapah, era CUC (Figura 1). A pesar de la gran cantidad de datos disponibles para el estudio, solo se registraron al mismo tiempo seis sismos en este sitio de referencia, en dos sitios sedimentarios (GEO y SAL) y en un sitio sobre el volcán Cerro Prieto (VCP), localizado a media altura de éste (ver Tabla 2).

GEO y SAL están ubicados dentro del área de explotación del Campo Geotérmico Cerro Prieto, en una superficie plana sin características topográficas superficiales significativas. Sin embargo, ambos sitios, se caracterizan por altas tasas anuales de hundimiento del suelo (Sarychikhina et al., 2011). VCP, por otro lado, es un sitio ubicado en el lado oriental del volcán Cerro Prieto, a una altura de aproximadamente 110 metros sobre el nivel del mar.

El volcán Cerro Prieto es realmente un complejo volcánico, que se compone de ocho unidades geológicas (García-Sánchez et al., 2017); el sitio VCP se encuentra en la unidad de flujo de lava dacítica. En el sitio, hay una capa de relleno muy delgada y erosionada justo por debajo de la base de concreto sobre la que está instalado el acelerógrafo (Munguía et al., 1988).

Tabla 2. Información de los sismos utilizados con el método de estación de referencia para obtener estimaciones de la respuesta del sitio y la frecuencia fundamental en tres sitios estudiados.

N	Fecha del sismo (AAAA MM DD)	Hora (HH MM)	Epicentro (°)		M _w	Dist. (km) y Azim. (°) ¹		Distancia entre los lugares de referencia y de destino (km)	Diferencia en los azimuts del epicentro-sitio
			Long.	Lat.		CUC	GEO		
1	2000 05 02	06 45	-115.04	32.18	4.4	30.7, 296	30.5, 322	14	26
2	2000 05 02	07 15	-115.10	32.19	4.7	25.6, 301	26.9, 330	14	29
3	2002 12 10	21 03	-115.78	32.23	4.9	42.7, 79	53.9, 70	14	9
CUC SAL									
1	2000 05 02	06 45	-115.04	32.18	4.4	30.7, 296	27.8, 343	23	47
2	2000 05 02	07 15	-115.10	32.19	4.7	25.6, 301	26.0, 354	23	53
4	2000 04 25	14 06	-115.08	32.16	4.6	28.8, 304	29.2, 351	23	47
CUC VCP									
5	2000 05 02	07 06	-115.08	32.18	4.0	28.0, 301	34.1, 322	13	21
6	2000 12 04	14 44	-115.10	32.13	4.1	29.4, 310	37.0, 329	13	19
3	2002 12 10	21 03	-115.78	32.23	4.9	42.7, 79	49.5, 65	13	14
¹ desde el epicentro hasta los lugares de referencia y de destino									

La Tabla 2 muestra que la distancia entre la estación de referencia y las estaciones en sedimento oscila entre 13 y 23 km. Además, los azimuts de fuente a estación difieren en cantidades que van de 9 a 53 grados. Por lo tanto, la trayectoria del haz de energía hacia las estaciones de referencia y sobre sedimentos es solo aproximada. Con estas configuraciones, se calcularon razones espectrales relativas preliminares.

Para este proceso, los espectros se calcularon utilizando ventanas de 20 s de duración comenzando 1-2 s antes de la llegada de la onda S. Se aplicó una reducción del coseno del 5 % en los extremos de las ventanas de señal para reducir los efectos debido a sus condiciones iniciales y finales. Además, los espectros se suavizaron utilizando un proceso de promedio de banda de 1/3 de octava para reducir las variaciones de amplitud. Las razones espectrales relativas calculadas y los HVSR se muestran en la Figura 7.

Los tres gráficos de la columna (a) de la Figura 7 muestran el promedio de las razones espectrales de dos componentes de movimiento horizontal registrados en los sitios para cada evento individual (líneas delgadas grises). La columna (b) muestra las razones espectrales calculadas a partir de los movimientos

verticales de los mismos sismos. Una línea azul gruesa en los gráficos de (a) y (b), así como en los gráficos de la columna (c), representa la razón espectral que resulta de promediar las razones espectrales de los eventos individuales.

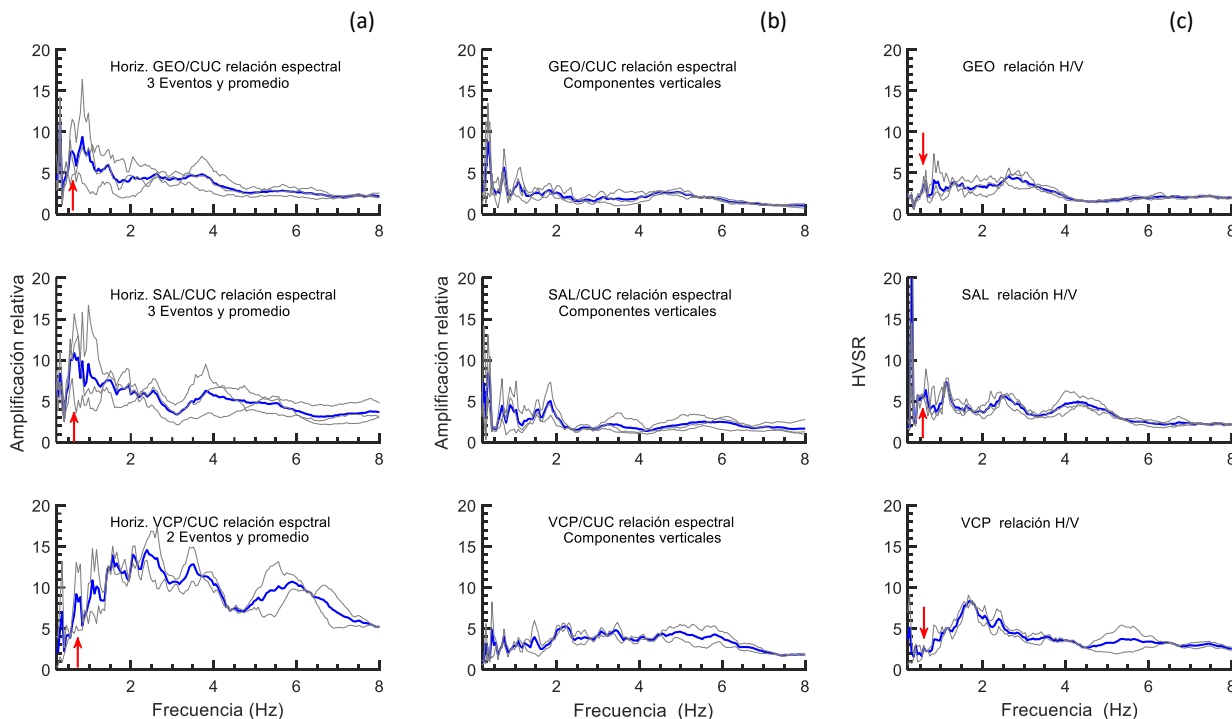


Figura 7. Amplificaciones relativas medias (líneas azules gruesas) obtenidas promediando las razones espectrales de los movimientos horizontales registrados para cada evento individual (líneas delgadas grises). a) Amplificaciones relativas calculadas con estación de referencia b) Amplificaciones relativas calculadas a partir de los movimientos verticales de los sismos utilizados en a). c) Razones H/V de una sola estación obtenidas con datos de los sismos considerados en los apartados a) y b). Las flechas marcan las frecuencias fundamentales estimadas.

A modo de comparación, la columna (c) de la Figura 7 presenta de antemano las razones H/V de una sola estación obtenidas de los datos de los seis sismos considerados en (a) y (b). Los gráficos de las columnas a) y c) muestran que para GEO y SAL las dos metodologías aplicadas producen respuestas de sitio con formas similares, pero con amplitudes diferentes.

Las principales diferencias entre las amplificaciones de las razones espectrales relativas en (a) y las razones HVSr en (c) se observan a frecuencias inferiores a 1 Hz. Para VCP, sin embargo, los resultados de las dos técnicas muestran discrepancias notables en todas las frecuencias. En este caso, la relación espectral promedio VCP/CUC exhibe picos con amplitudes relativas de hasta 15. La curva de la razón espectral H/V, por otro lado, muestra solo un pico a 1.7 Hz con una amplitud de 8.2. Estas notables diferencias se deben probablemente a las diferentes condiciones geológicas locales en CUC y VCP.

Mientras que CUC se encuentra en un afloramiento rocoso, a una altitud de 30 metros sobre el nivel del mar, VCP se encuentra en el lado oriental del volcán Cerro Prieto, a una altura aproximada de 110 metros sobre el nivel del mar (Munguía et al., 1988). Entonces, se puede esperar una influencia sustancial del edificio volcánico en los movimientos del suelo registrados en VCP. Observamos que los picos de amplificación observados en las razones espectrales VCP/CUC, a frecuencias superiores a 2 Hz, no están en las razones espectrales H/V.

Estas discrepancias en los resultados de ambos métodos probablemente se deban a los efectos de los sedimentos superficiales y las características topográficas del volcán (ver también Vidal-Villegas et al., 2021). Las razones espectrales calculadas a partir de los movimientos verticales de CUC y VCP proporcionan alguna información sobre esto.

Las amplificaciones de 4 a 5 en las razones espectrales VCP/CUC implican amplitudes de movimiento vertical significativamente mayores en VCP que en CUC. Esto explica por qué las razones espectrales H/V de estación única calculadas para VCP muestran amplificaciones más bajas en relación con las obtenidas utilizando CUC como sitio de referencia.

La Tabla 3 es una lista de las frecuencias de resonancia fundamentales deducidas solo de la Figura 7 para los sitios GEO, SAL y VCP. Al igual que en otros estudios, ambos métodos de cálculo aplicados aquí produjeron frecuencias fundamentales consistentes, pero amplificaciones relativas diferentes (por ejemplo, Darragh y Shakal, 1991; Lachet y Bard 1994; Bard, 1994; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Ghofrani et al., 2013).

Tabla 3. Frecuencias fundamentales para tres sitios, obtenidas utilizando el método de estación de referencia y la técnica de cociente espectral horizontal a vertical de estación única (ver Figura 7).

Sitio	Método de estación de referencia	Método de estación única
	fn (Hz) -- Amplitud	fn (Hz) -- Amplitud
GEO	0.59 -- 7.6	0.63 -- 4.0
SAL	0.63 -- 10.9	0.54 -- 5.6
VCP	0.73 -- 8.3	0.59 -- 3.0

2.4 Respuesta del sitio a partir de razones espectrales H/V de una sola estación: comportamiento lineal del suelo

Como alternativa al método de estación de referencia, se aplicó la técnica de relación espectral horizontal a vertical (HVSr) (Nakamura 1989) para estimar la respuesta de sitios en el Valle de Mexicali. A excepción del sitio VCP, ninguno de los demás sitios examinados se ve afectado por alguna característica topográfica. En este otro enfoque, los espectros de movimiento horizontal (H_{NS} y H_{EW}) se dividen por el espectro de movimiento vertical (V) para obtener la respuesta de los suelos en los sitios en consideración (por ejemplo, Lermo y Chávez-García, 1993). A través del tiempo, esta técnica ha sido ampliamente utilizada en muchas regiones sísmicas del mundo. En dos estudios recientes, Bertero y Bertero (2022) y Ayala et al. (2022) consideraron apropiado utilizar la técnica HVSr para evaluar la respuesta del sitio. En este estudio, la mayoría de nuestros resultados se obtuvieron aplicando esta técnica.

Para un sismo dado, la respuesta del sitio en función de la frecuencia, f , se calcula como la media cuadrática,

$$HVSr(f) = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\left(\frac{H_{NS}(f)}{V(f)}\right)^2 + \left(\frac{H_{EW}(f)}{V(f)}\right)^2} \quad (1)$$

Al igual que en la sección anterior y como se muestra en la Figura 8, los espectros se calcularon utilizando ventanas de señal de 20 s de duración que comienzan 1-2 s antes de la llegada de las ondas S. También se aplicó un suavizado cosenoidal del 5 % en los extremos de las ventanas de señal, y los espectros se suavizaron como se describió anteriormente.

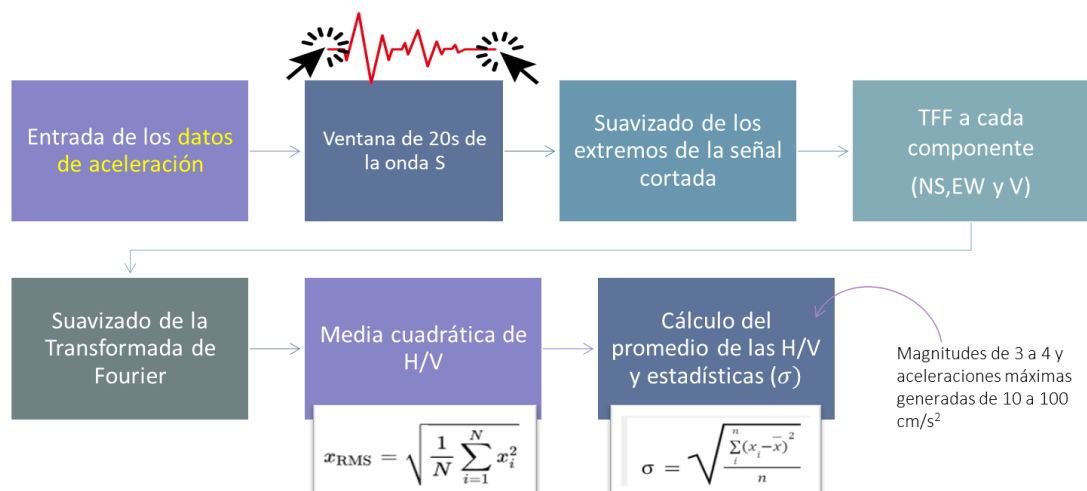


Figura 8. Proceso de la obtención de cocientes H/V

Al calcular la respuesta promedio para un sitio, consideramos solo sismos con aceleraciones máximas generadas de 10 a 100 cm/s^2 . La mayoría de los sismos que cumplieron con esta restricción de aceleración tuvieron magnitudes en el rango de 3 a 4. De esta manera, se consideró que los sismos que no eran demasiado grandes reducían la posibilidad de tener fuentes complejas y efectos de no linealidad, por un lado, y por el otro, fueron eventos no tan pequeños, para garantizar un cociente señal/ruido suficientemente alto. Los HVSr calculados a partir de sismos en el rango de aceleración mencionado se promediaron para obtener una curva de amplificación de movimiento débil para cada sitio. Los resultados obtenidos para nueve de los sitios estudiados se muestran en la Figura 9.

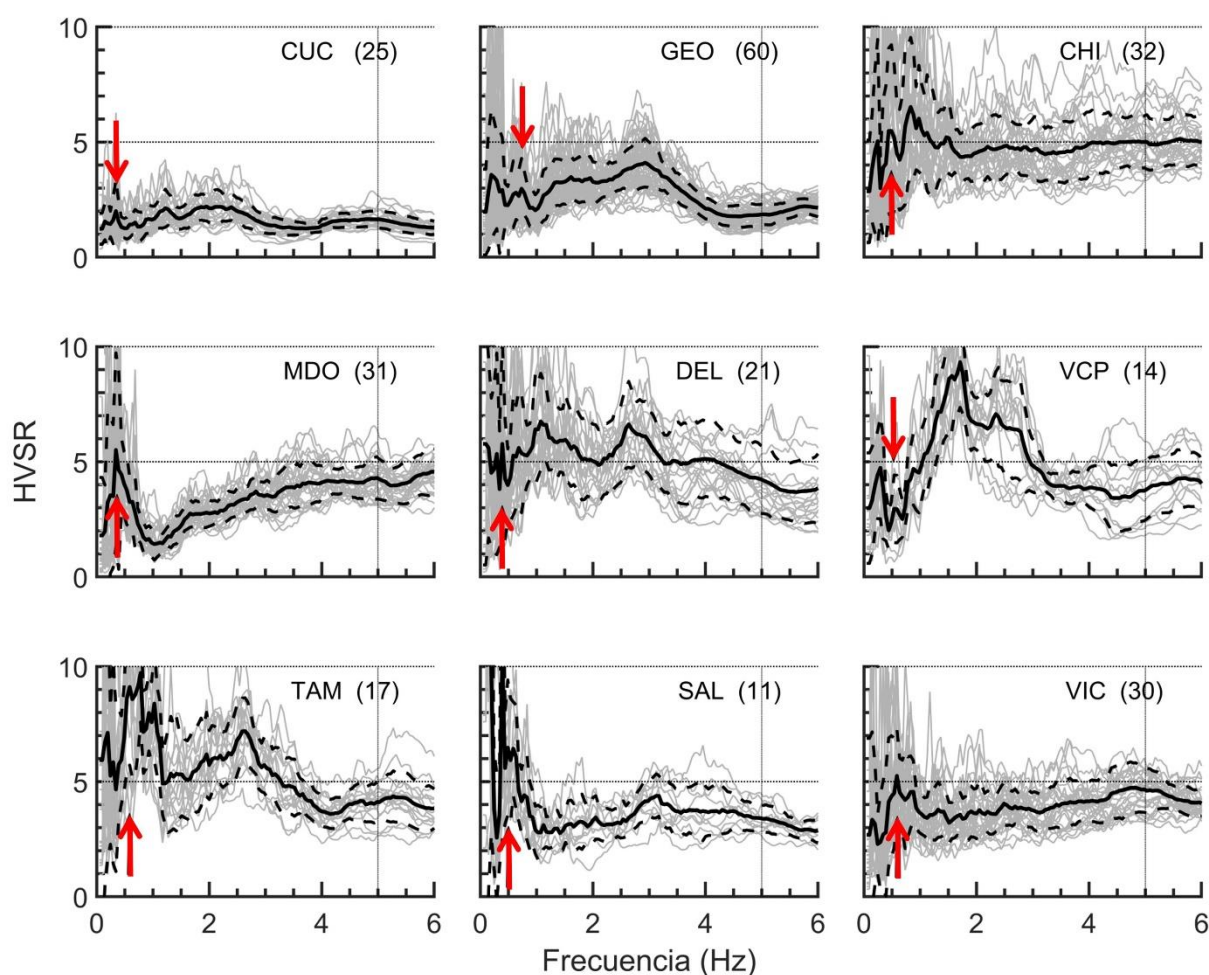


Figura 9. Razones espectrales H/V de la onda S, obtenidos en una sola estación para nueve sitios estudiados. CUC fue el único sitio ubicado en roca. En esta gráfica, las líneas grises delgadas representan razones espectrales H/V de eventos individuales; las líneas negras gruesas son las razones espectrales H/V medias que resultan de promediar sobre las líneas delgadas. El número de eventos considerados en el proceso de promedio se muestra entre paréntesis. Una y menos una desviación estándar de la media se muestran como líneas discontinuas. Las flechas marcan las frecuencias fundamentales estimadas.

En la Figura 9, vemos que, aunque hay una dispersión considerable en los datos trazados, se reconocen patrones medios bien definidos. Independientemente de la cantidad variable de datos promediados para cada sitio, la consistencia entre las razones espectrales H/V condujo a respuestas medias sólidas para los sitios. A juzgar por las desviaciones estándar mostradas, las razones H/V medias se consideran confiables a partir de 0.5 Hz en todos los sitios. Las amplitudes de todos los HVSr son significativamente mayores que la unidad, incluso para CUC, la única estación en roca.

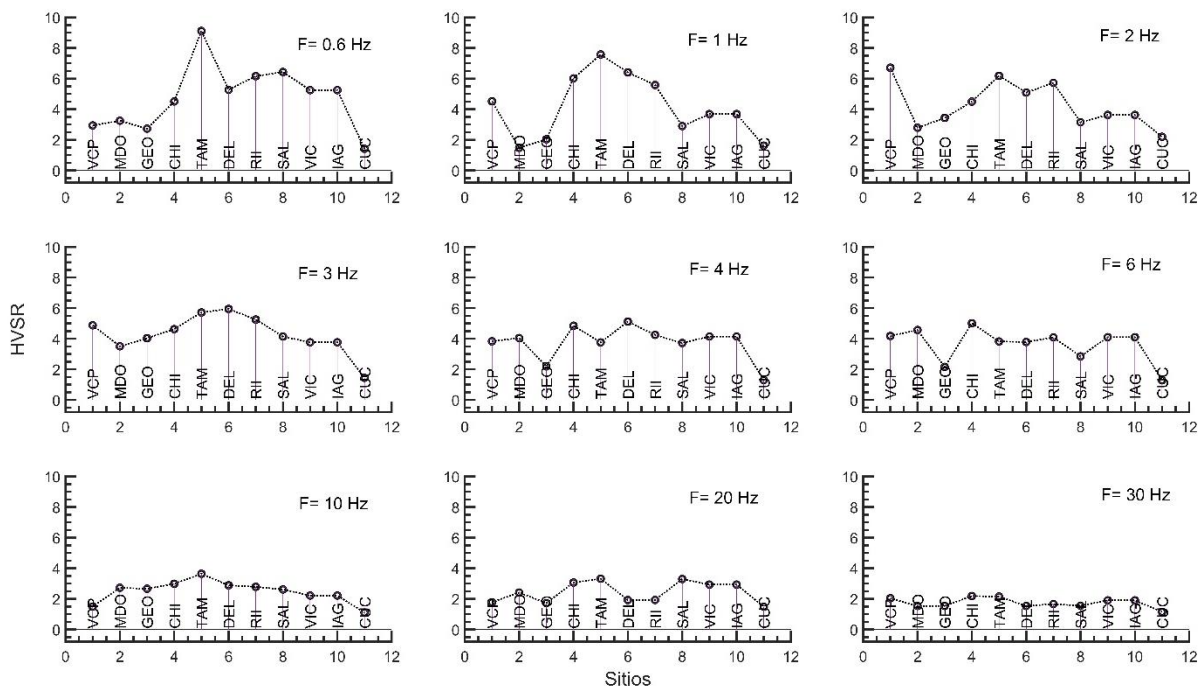


Figura 10. Una comparación de la amplitud promedio de HVSr para todos los sitios a varias frecuencias específicas. Esta figura indica los niveles de amplitud de todas las respuestas del sitio a frecuencias superiores a 6 Hz que la Figura 9 no muestra.

La Figura 10 muestra otra forma de comparar los valores medios de HVSr para todos los sitios en varias frecuencias específicas. Esta figura tiene el propósito adicional de mostrar los niveles de amplitud de todas las respuestas del sitio a frecuencias superiores a 6 Hz que la Figura 9 no muestra. Para CUC, el sitio en roca, la Figura 9 y Figura 10 muestran una respuesta H/V promedio con amplitudes de hasta 2 a frecuencias de 1 a 3 Hz. En cualquier otra frecuencia, la respuesta HVSr de este sitio tiene una amplificación constante de 1.5. Las amplitudes de respuesta más altas (4 a 9) se estimaron en frecuencias de alrededor de 0.5 Hz y hasta 4 - 6 Hz para los sitios VCP, TAM, DEL y CHI. En los otros sitios, se obtuvieron amplitudes H/V promedio entre 3 y 4 a frecuencias inferiores a 6 Hz. Más allá de 6 Hz, las amplitudes para

todos los sitios varían de 2 a 3 hasta aproximadamente 20 Hz. A frecuencias en el rango de 20-30 Hz, las amplitudes medias son del orden de 2 para todos los sitios. Por otro lado, los HVSR medios muestran diferencias significativas de un sitio a otro. Aunque hay una alta consistencia en el HVSR de cada sitio, no hay una tendencia obvia entre las respuestas de todos los sitios. La variabilidad observada en la respuesta de los sitios se debe probablemente a las complejas condiciones del subsuelo en el área. La columna litológica en el subsuelo de la cuenca del Cerro Prieto consiste en capas de limo, arcilla, grava y algún material arenoso (Lira-Herrera, 2005). Además, la parte superior de un acuífero poco profundo se encuentra a profundidades que van desde unos 5 m cerca del epicentro del sismo M_w 7.2 El Mayor-Cucapah hasta unos 10-12 m en el Ejido Saltillo, al este del epicentro (Vázquez, 1999).

La Figura 1 incluye una elipse discontinua y dos polígonos delineados en blanco para marcar áreas de intensa licuación del suelo inducida por el sismo El Mayor-Cucapah (Suárez-Vidal et al., 2010; Fletcher et al., 2014). Varios sitios de grabación de movimiento fuerte se encuentran dentro de una de esas áreas gravemente afectadas. En particular, GEO y SAL registraron los sismos en sitios con tasas de hundimiento del suelo de 8 a 12 cm/año, según Sarychikhina et al. (2011). Probablemente debido a la complejidad del subsuelo en esta zona de actividad geotérmica, las diferentes condiciones geológicas que prevalecen en cada sitio dan como resultado diferentes respuestas sísmicas. Por lo tanto, la apariencia de cada curva HVSR en la Figura 9 podría ser más la respuesta promedio de las capas subsuperficiales blandas en el sitio que la respuesta de una sola capa de sedimento (ver también Bonnefoy-Claudet et al., 2006, y referencias en ella).

Siguiendo a Cadet et al. (2012), consideramos que la frecuencia de resonancia fundamental es la correspondiente al primer pico de amplificación de baja frecuencia con amplitud superior a 2. Con estos criterios, elegimos los valores de las frecuencias de resonancia indicadas con flechas en la Figura 9 y enumeradas en la Tabla 4. Las frecuencias con valores inferiores a 0.5 Hz se consideran menos fiables porque en esas frecuencias las desviaciones estándar de los datos son mayores.

Los HVSR obtenidos hasta ahora dan la forma de las curvas de respuesta y las frecuencias resonantes de los sitios, pero no la amplificación absoluta. Esto se hizo evidente en las comparaciones de las razones espectrales calculadas con las técnicas de estación de referencia y estación única (Figura 7). En ese caso, los factores de amplificación de la estación de referencia fueron superiores a los estimados con el método de estación única. Esto, sin embargo, es lo que se ha observado en muchos otros estudios similares al nuestro (por ejemplo, Darragh y Shakal, 1991; Lachet y Bard 1994; Bard, 1994; Bonnefoy-Claudet et al.,

2006; Ghofrani et al., 2013). La relevancia de nuestros resultados radica en el hecho de que muestran una respuesta lineal del suelo durante los pequeños sismos, de acuerdo con la ley de Hooke.

Tabla 4. Frecuencias fundamentales obtenidas mediante el método de razón espectral horizontal a vertical de estación única.

Sitio	Método de estación única	
	f_n (Hz)	Amplitud
GEO	0.73	3.0
SAL	0.49	6.4
VCP	0.54	3.0
CHI	0.49	5.5
DEL	0.39	5.8
TAM	0.59	9.1
VIC	0.59	5.2
MDO	0.34	5.5
RII	0.39	7.0
CUC	0.34	2.0

El hecho de que nunca se hayan observado efectos de licuación en la región a partir de microsismos con los bajos niveles de aceleración considerados hasta ahora proporciona un fuerte apoyo para estos resultados. En la siguiente sección, se muestra el alto potencial de los sismos de mayor magnitud para inducir la licuación del suelo en grandes áreas del Valle de Mexicali. Tales efectos de licuación del suelo se consideran evidencia clara de efectos de no linealidad inducidos durante sismos fuertes.

Como paso final en esta sección, se realizaron algunas pruebas simples para buscar posibles efectos de distancia o azimut en los HVSR calculados. Las pruebas consistieron en utilizar un menor o mayor número de sismos en los cálculos, o utilizar sólo sismos registrados a magnitudes, distancias o azimuts similares, entre otras. Los resultados de una prueba, con datos de 12 sismos registrados en GEO, se muestran en la Figura 11. Los sismos utilizados fueron de casi igual magnitud (~ 3.5) y con aceleraciones máximas asociadas que van desde 10 a 34 cm/s^2 .

Como se indica en la Figura 11, no se impusieron restricciones en los parámetros de distancia y azimut para esta prueba. La curva gris gruesa en la figura representa la media de los 12 HVSR calculados, con una y menos una desviación estándar de esta media (líneas negras delgadas). La curva punteada representa la respuesta promedio obtenida para GEO con datos de 60 eventos con aceleraciones máximas inferiores a 100 cm/s^2 (ver Figura 9). Para esos 60 eventos, las distancias y azimuts variaron libremente de 2 a 30 km y de 0 a 345 grados, respectivamente. Vemos que las dos razones H/V promedio comparadas son similares

entre sí, a pesar del diferente número de eventos y restricciones utilizadas en cada caso. Sobre la base de estos resultados y los de otras pruebas realizadas, se concluye que a distancias principalmente entre 2 y 30 km y aceleraciones máximas inferiores a 120 cm/s^2 , ni la distancia ni el azimut parecen tener efectos significativos en el HVSR calculado. Si hay algún efecto de estos parámetros en los HVSR, éste es pequeño y difícil de detectar, ya que predomina el efecto de sitio. Por lo tanto, la dispersión que se ve en la Figura 9 probablemente se deba a la variabilidad natural en los registros de aceleración, en lugar de la distancia o los efectos azimutales. (véase Hartzell et al., 1997; Field y otros, 1997; Bertero y Bertero, 2022; entre otros).

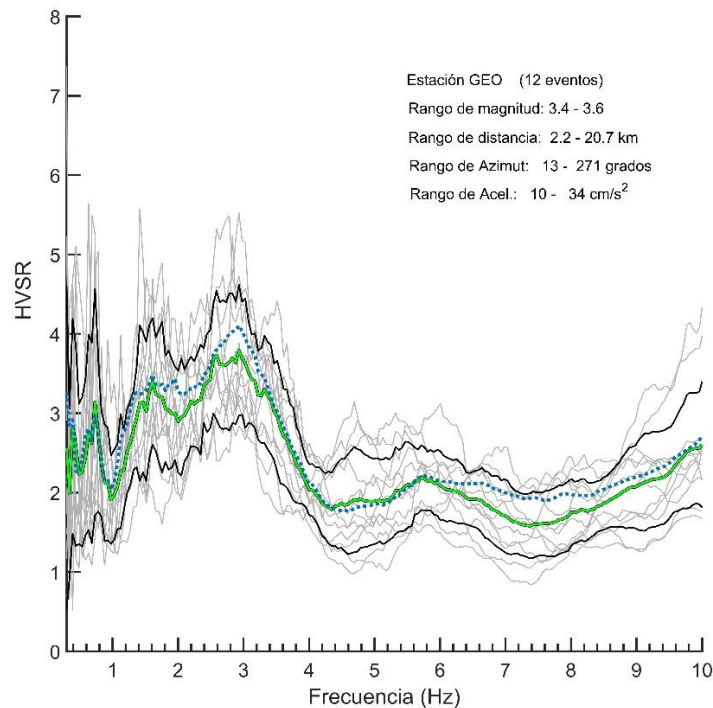


Figura 11. Razones H/V calculadas con datos de 12 sismos registrados en GEO en los rangos de magnitud, distancia y azimut indicados (líneas grises delgadas). El promedio de las razones H/V individuales se muestra como una línea verde más gruesa. Dos líneas negras delgadas indican los resultados de sumar y restar una desviación estándar de la media. A modo de comparación, la respuesta media del sitio obtenida al promediar el HVSR de 60 eventos con aceleraciones máximas asociadas que van de 10 a 100 cm/s^2 se muestra como una línea punteada azul.

2.5 Comparación de la respuesta del sitio durante movimientos débiles y fuertes: efectos no lineales

El objetivo de esta sección es buscar efectos de sitio no lineales utilizando razones espectrales de movimiento fuerte y débil. Con este fin, la técnica de razones espectrales H/V de estación única también se utiliza para ver cómo fue la respuesta del sitio durante la ocurrencia de los tres grandes sismos

enumerados en la Tabla 1. Esta tabla incluye solo datos de las estaciones que registraron esos grandes sismos, pero que también registraron los pequeños sismos en la base de datos. Usando estos datos, se puede calcular una razón H/V de movimiento fuerte y compararla con la respuesta promedio del sitio al movimiento débil.

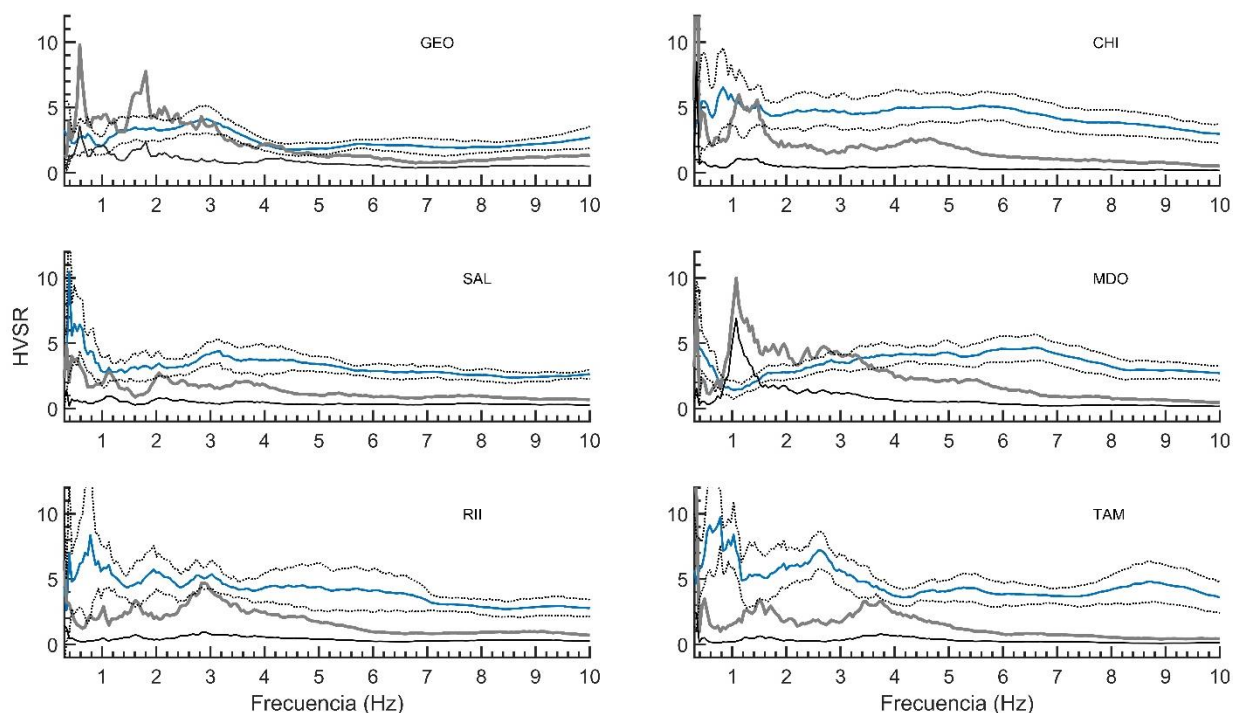


Figura 12. Comparaciones de los HVSR de movimiento débil y fuerte estimados para seis sitios que también registraron el sismo de El Mayor-Cucapah (M_w 7.2). Para cada sitio, la respuesta media de movimiento débil H/V se muestra como una línea azul. Las líneas grises punteadas representan esta amplificación media más una y menos una desviación estándar. La respuesta de los suelos a los movimientos de los grandes eventos se muestra como líneas grises gruesas. Para cada sitio, el cociente entre las amplificaciones de movimiento fuerte y débil se muestra como una delgada línea negra.

Los gráficos de la Figura 12 muestran el promedio de HVSR de movimiento débil estimado en la sección anterior (líneas azules) para seis sitios que también registraron el sismo M_w 7.2, El Mayor-Cucapah. Las líneas grises punteadas representan las amplificaciones medias más y menos una desviación estándar. Superpuestas a estas gráficas están las razones H/V de movimiento fuerte estimadas en esta sección a partir de los datos registrados durante ese gran sismo (líneas grises gruesas). Algunas diferencias entre la respuesta de cada sitio a sismos grandes y pequeños son inmediatamente evidentes. Por ejemplo, en los sitios GEO y MDO, las curvas H/V de movimiento fuerte muestran amplitudes más altas que la respuesta de movimiento débil a frecuencias inferiores a 3 Hz. Para estos sitios, las amplificaciones fuertes y débiles

son iguales a alrededor de 3 Hz, por lo que su relación es la unidad a esa frecuencia. Más allá de esa frecuencia, las amplificaciones en movimientos fuertes comienzan a disminuir con relación a las de movimientos débiles.

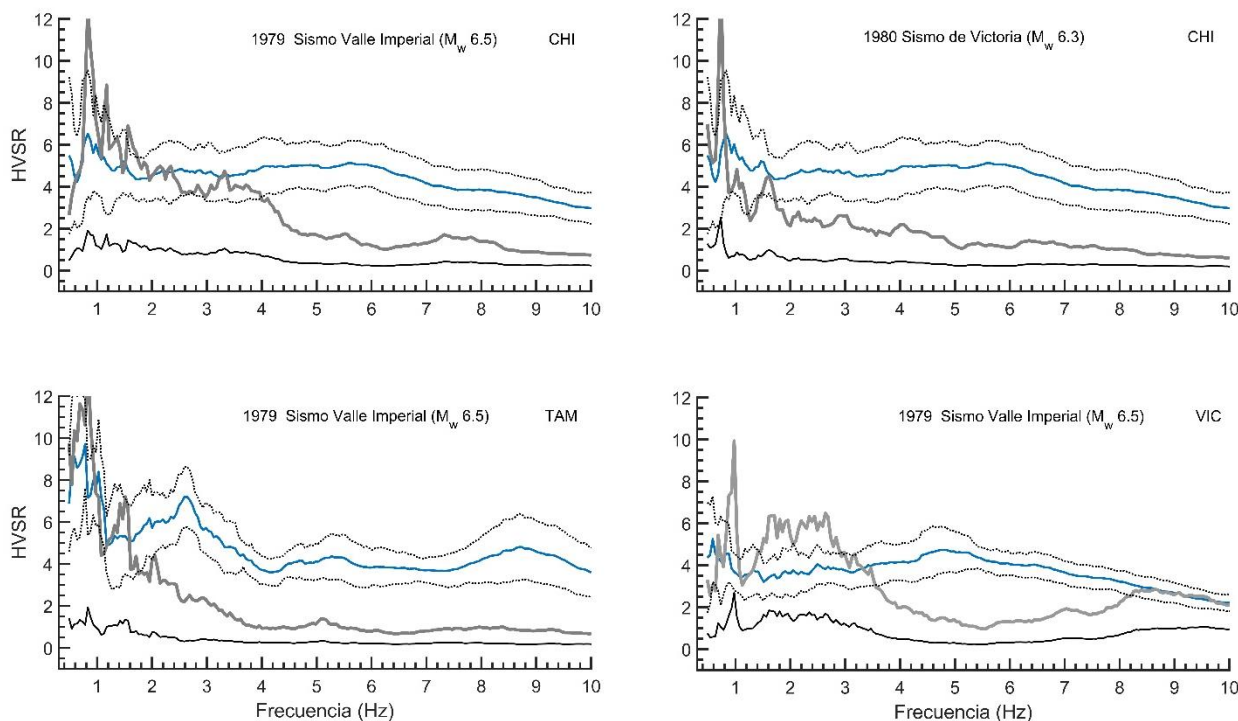


Figura 13. Comparaciones de las amplificaciones de movimiento débil y fuerte estimadas en sitios que también registraron los sismos del Valle Imperial (M_w 6.5) y Victoria (M_w 6.3). Al igual que en la Figura 12, la respuesta media de movimiento débil se muestra como una línea azul. Las líneas grises punteadas representan las amplificaciones promedio de movimientos débiles más y menos una desviación estándar. La respuesta de los suelos a los movimientos de los dos grandes eventos se muestra como líneas grises. El cociente de las amplificaciones de movimiento débil y fuerte se muestra como una línea negra.

Una forma clara de examinar la variación relativa de las respuestas a movimientos fuertes y débiles es a través de la razón de sus amplitudes. Las líneas negras en todos los gráficos de la Figura 12 indican los cocientes calculados entre los HVSR de movimiento fuerte y débil. Esos cocientes tienen amplitudes que son mayores, iguales o menores que la unidad, dependiendo de cómo sean las amplificaciones en las razones H/V de movimiento fuerte y débil. Estos cocientes espectrales se utilizarán para calcular los resultados que se presentan en la sección 2.6 de este capítulo.

La Figura 12 es similar a la Figura 13, excepto que esta última compara las razones espectrales H/V de movimiento fuerte y débil en los sitios que registraron los sismos del Valle Imperial de 1979 (M_w 6.5) y

Victoria de 1980 (M_w 6.3). Al igual que en el sismo El Mayor-Cucapah, también se observa una notable atenuación de las amplificaciones de movimiento fuerte con frecuencia para estos sismos que ocurrieron a lo largo de las fallas Imperial y Cerro Prieto, respectivamente (Figura 1).

Los resultados de estos otros fuertes sismos de la zona apoyan los obtenidos con los datos del sismo El Mayor-Cucapah de 2010. Está bien establecido que las grandes deformaciones inducidas por fuertes sismos hacen que la resistencia al cortante de los materiales disminuya, causando, al mismo tiempo, un aumento en el amortiguamiento. En tal caso, la ley de Hooke se invalida y la respuesta del suelo no es lineal, causando una reducción en la amplificación (por ejemplo, Seed e Idriss, 1982; Darragh y Shakal, 1991; Beresnev y Wen, 1996; Field et al., 1997; entre muchos otros). Además, un desplazamiento de los picos de resonancia hacia frecuencias más bajas en las curvas de respuesta del sitio, o incluso su desaparición, también se ha considerado un síntoma de efectos no lineales.

En este estudio, los resultados muestran claramente que el movimiento del suelo en pequeños sismos se amplifica en mayor medida que el movimiento en sismos más grandes. Las diferencias significativas encontradas en este estudio entre la respuesta de los sitios a movimientos fuertes y débiles implican efectos no lineales en el suelo. Es importante destacar que este comportamiento no lineal de los sedimentos es altamente consistente con el fenómeno de licuación de suelos experimentado durante cada uno de los grandes sismos aquí examinados (Figura 1).

Como se indicó en el apartado anterior, los datos analizados en este estudio se obtuvieron de sitios ubicados dentro o cerca de un área de alta actividad geotérmica. Por las complejas condiciones geológicas del subsuelo de esa área, las curvas de respuesta del sitio obtenidas no tienen una apariencia simple, hecho que impide observar alguna correlación entre los picos de resonancia en las respuestas de sitio a movimientos fuertes y débiles. Sin embargo, la marcada reducción en la amplificación del HVSR de movimiento fuerte en relación con la de movimiento débil, más la intensa licuación del suelo observada durante grandes sismos regionales son una clara evidencia de la respuesta no lineal de los sedimentos en el área de estudio.

2.6 Grado de no linealidad y discusión de resultados

Una vez que se han identificado los efectos de suelo no lineales, la tarea es estimar el nivel de aceleración al que comienzan a observarse estos efectos. Al igual que en otros estudios, aquí se evalúa el grado de no

linealidad en los suelos a través de cálculos de cocientes de amplificación en movimientos fuertes y débiles (por ejemplo, Noguchi y Sasatani, 2011; Régnier et al., 2013; Dhakal et al., 2017, Ren et al., 2017). Estas razones, denotadas aquí como C , se calculan en función de la frecuencia con la ecuación

$$C(f) = \frac{SMR(f)}{WMR(f)} , \quad (2)$$

donde $SMR(f)$ y $WMR(f)$ son las respuestas medias en movimiento fuerte y débil a la frecuencia f , respectivamente. Los $C(f)$ calculados para cada sitio se muestran en las Figura 12 y Figura 13 con las líneas negras más delgadas de todos los gráficos. Como se indicó anteriormente, los valores de C serán mayores, iguales o menores que la unidad, dependiendo del nivel de amplificación en los cocientes espectrales de movimiento fuerte y débil.

Para hacer una evaluación del grado de no linealidad en los suelos, integramos el logaritmo de C con respecto a la frecuencia y denotamos el resultado como DNL . La ecuación utilizada es

$$DNL = \int_{f_1}^{f_2} \log C(f) df , \quad (3)$$

donde f_1 y f_2 son las frecuencias más bajas y altas consideradas, respectivamente. Otros investigadores han utilizado técnicas similares para investigar los efectos de la no linealidad (por ejemplo, Beresnev y Wen, 1996; Field y Jacob, 1997, Hartzell et al., 1997; Su et al., 1998; Noguchi y Sasatani, 2011; Régnier et al., 2013; Régnier et al., 2016; Dhakal et al., 2017, Ren et al., 2017). Utilizando los registros de aceleración de sismos pequeños y grandes, estimamos DNL para frecuencias que van desde 0.3 Hz hasta una frecuencia arbitraria de 20 Hz. Las Figuras 14 a 17 muestran los resultados de los seis sitios que registraron tanto los sismos pequeños como los grandes. En particular, la Figura 14 muestra los resultados de DNL para los sitios que registraron el sismo de El Mayor-Cucapah de 2010.

Como se ve en la Figura 12, a partir de 3 Hz, las amplificaciones de movimiento fuerte en GEO y MDO disminuyen en relación con la respuesta promedio de movimiento débil de esos sitios. Por lo tanto, la integración de la razón de movimiento fuerte a débil, $C(f)$, en la banda de frecuencia de 0.3 a 3 Hz produce valores DNL positivos hasta 6 Hz en la Figura 14. Para frecuencias superiores a 6 Hz, los valores DNL resultantes son siempre negativos hasta la frecuencia de corte de 20 Hz considerada aquí.

La estación RII, por su parte, registró el sismo El Mayor-Cucapah a una distancia de 16 km de la traza superficial de la falla, al igual que GEO y MDO (Tabla 1). Sin embargo, la curva DNL para este sitio se

asemeja más a las curvas de SAL, CHI y TAM (sitios ligeramente más alejados de la falla) que las curvas para GEO y MDO. Es posible que esto tenga algo que ver con la distancia entre el epicentro del sismo El Mayor-Cucapah y el sitio RII (39 km). Para los sitios TAM, CHI y SAL ligeramente más distantes, por otro lado, los cocientes espectrales H/V del movimiento fuerte son siempre más pequeñas que las del movimiento débil a frecuencias de hasta 20 Hz (ver Figura 12). Es por eso que las curvas *DNL* que resultan del proceso de integración (0.3 a 20 Hz) para estos sitios son negativas en todo el rango de frecuencia considerado. Aunque no se ve aquí, especulamos que la distancia desde la fuente del sismo principal hasta los sitios de registro tiene alguna influencia en la amplificación de los movimientos fuertes del suelo.

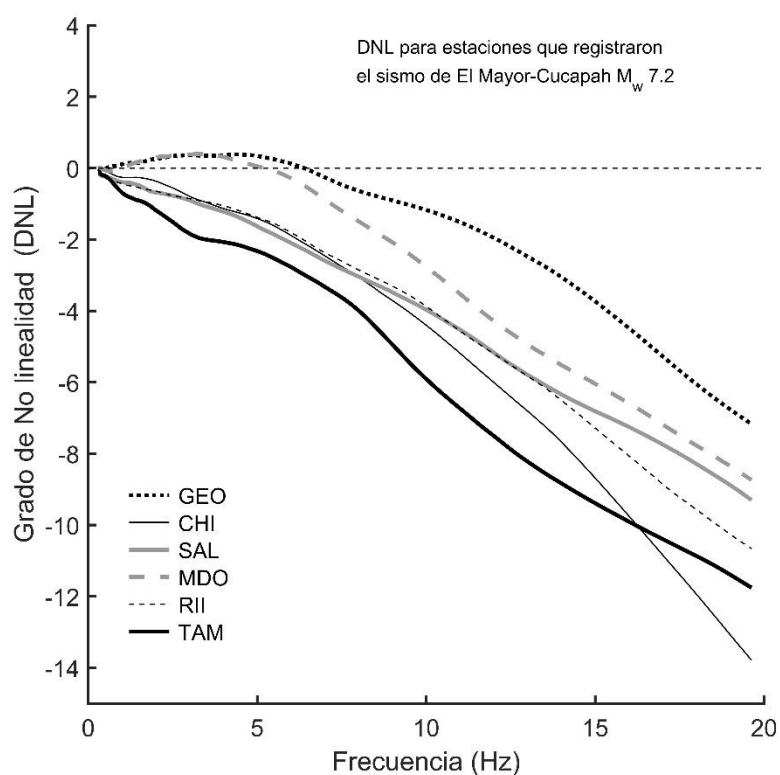


Figura 14. Estimaciones del grado de no linealidad (*DNL*) en suelos graficados en función de la frecuencia. Estos resultados se obtuvieron a partir de datos producidos por el sismo El Mayor-Cucapah a menos de 30 km de distancia de la traza superficial de la falla. Las líneas discontinuas son resultados *DNL* de sitios que se registraron a 16-17 km de la traza de la falla; Las líneas continuas representan los resultados de sitios ubicados a distancias entre 22 y 30 km de la falla.

Los objetivos principales de este estudio son comprender la variabilidad del efecto de la no linealidad entre los sitios considerados y estimar el nivel de aceleración del suelo en el que la respuesta del sitio cambia de lineal a no lineal. Con esto en mente, consideramos el valor absoluto de *DNL* a la frecuencia de 20 Hz, como se hizo en otros estudios (por ejemplo, Noguchi y Sasatani, 2011; Régnier et al., 2013; Dhakal et al.,

2017) y lo graficamos en función del promedio de las dos aceleraciones horizontales máximas, como se muestra en la Figura 15.

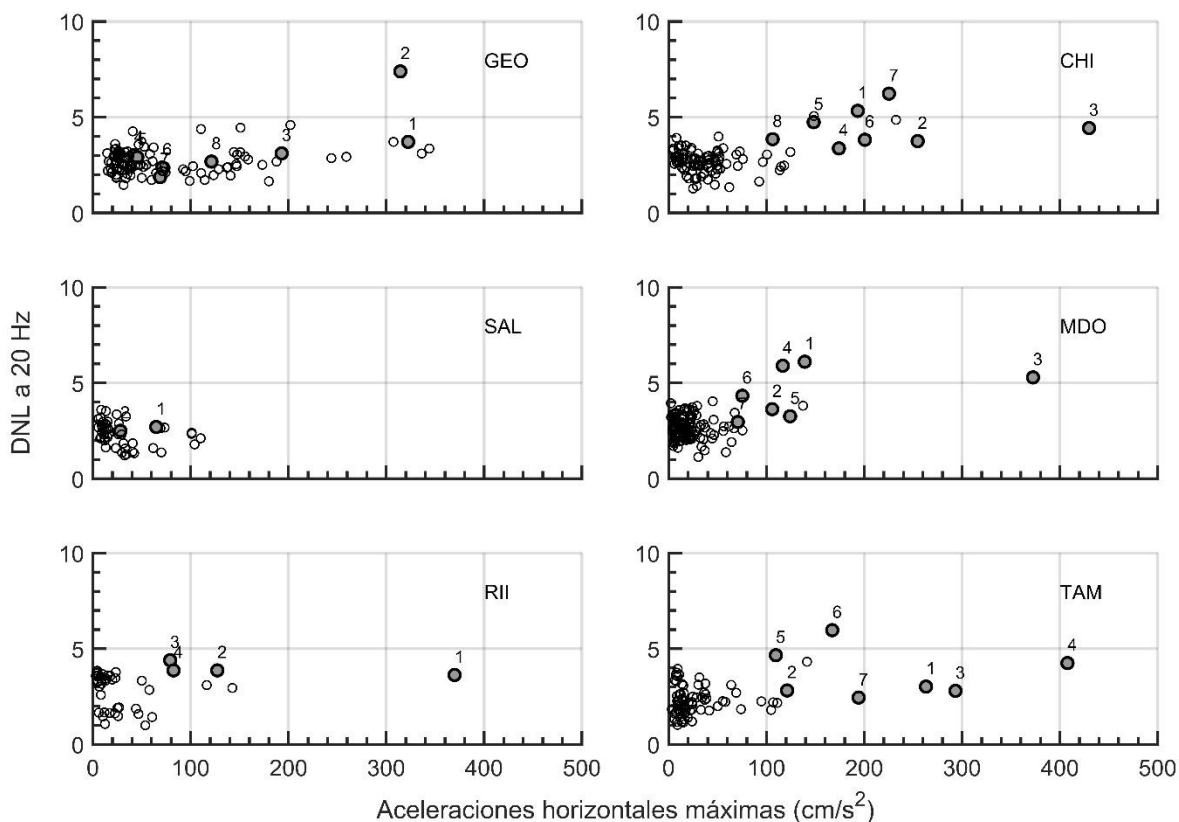


Figura 15. Valores absolutos de *DNL* (calculados a una frecuencia de 20 Hz) en función del promedio de las dos aceleraciones horizontales máximas en sitios que también registraron el sismo principal El Mayor-Cucapah. Los círculos pequeños y vacíos representan datos *DNL* de sismos con magnitudes de 3.0 a 4.9, mientras que los círculos grises más grandes corresponden a sismos con magnitudes de entre 5 y 5.8. Un número por encima de un círculo gris es indicativo de la distancia al epicentro, por lo que cuanto menor sea el número, menor será la distancia epicentral. Los números también se utilizan para relacionar esos datos particulares con los datos *DNL* que se muestran en la Figura 16.

Consideramos utilizar el valor absoluto del grado de no linealidad para que tenga valores positivos en todo el rango de frecuencias considerado. Se utilizaron diferentes conjuntos de sismos con magnitudes entre 3 y 5.8 de cada sitio para calcular los valores de *DNL*. Los círculos pequeños y vacíos representan datos de sismos con magnitudes de 3.0 a 4.9, mientras que los círculos grises más grandes corresponden a sismos con magnitudes entre 5 y 5.8. Se utiliza un número por encima de los círculos grises para relacionar esos datos particulares con los datos *DNL* que se muestran en la Figura 16. Con estos números pretendemos dar una idea de la distancia epicentral, por lo que cuanto menor sea el número, menor será la distancia desde el sitio hasta el epicentro.

Los datos de la Figura 15 muestran que en todos los sitios las amplitudes del parámetro *DNL*, a una frecuencia de 20 Hz, oscilan entre 1 y 4 para aceleraciones inferiores a 120 cm/s². Este es el caso de los sismos de magnitud entre 3 y 4.9, en cuyo caso *DNL* fluctúa alrededor de un valor promedio de 2.5 en ese rango de bajas aceleraciones. Podemos notar que algunos sismos con magnitud 5 o superior también generaron aceleraciones de este nivel. Esos sismos, sin embargo, ocurrieron a mayores distancias, como se observa en la Figura 16. Esa figura también muestra que los sismos con magnitudes mayores a 5, pero registrados a distancias cortas, tienen altos valores de *DNL*. Sin embargo, también puede darse el caso de que los sismos registrados a mayores distancias tengan valores altos de *DNL*. Ejemplos de esto son los sismos numerados 6 en MDO (M_w 5.4), 6 en TAM (M_w 5.7) y 7 en CHI (M_w 5.7) registrados a distancias de 26, 23 y 16 km, respectivamente.

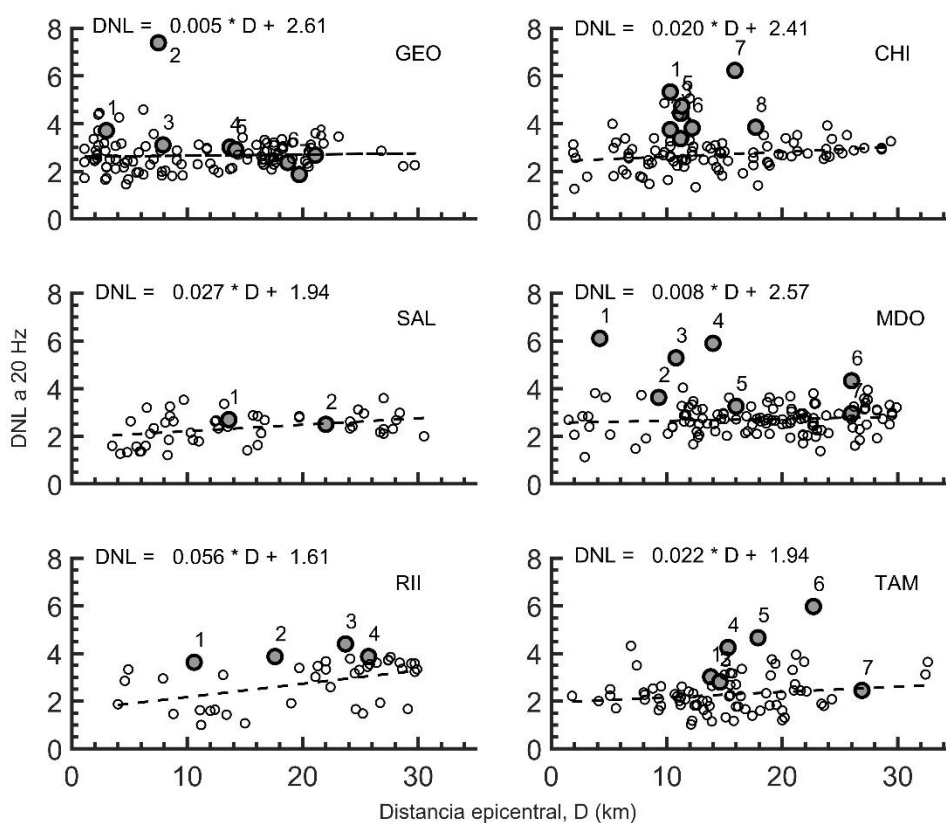


Figura 16. *DNL* a una frecuencia de 20 Hz, versus distancia epicentral. Al igual que en la Figura 15, los números pequeños y grandes corresponden a las distancias más cortas y largas, respectivamente. Para cada sitio, la línea recta discontinua es un ajuste de mínimos cuadrados a los datos *DNL* para sismos en el rango de magnitud 3 a 4.9.

La Figura 16 es una gráfica del grado de no linealidad, a una frecuencia de 20 Hz, como función de la distancia epicentral. Como se indicó antes, los números sobre los símbolos grises aumentan a medida que aumenta la distancia entre la fuente y el sitio. Las líneas rectas discontinuas son ajustes por mínimos

cuadrados a los datos de *DNL* para sismos en el rango de magnitud de 3 a 4.9 con aceleraciones máximas que son menores de 120 cm/s^2 . En este bajo rango de aceleración máxima, el grado de no linealidad del suelo no muestra tendencias claras de aumento en ninguno de los sitios. La horizontalidad de las líneas ajustadas proporciona una idea de la similitud que existe entre la razón espectral H/V de eventos individuales y la respuesta media a los movimientos débiles. La dispersión de los datos alrededor de estas líneas se debe a la variabilidad de los cocientes espectrales H/V con respecto a su curva promedio (Figura 9). Los datos de las figuras Figura 15 y Figura 16 permiten concluir que los efectos no lineales observados dependen tanto del nivel de aceleración de los movimientos sísmicos como de la distancia a los lugares de observación.

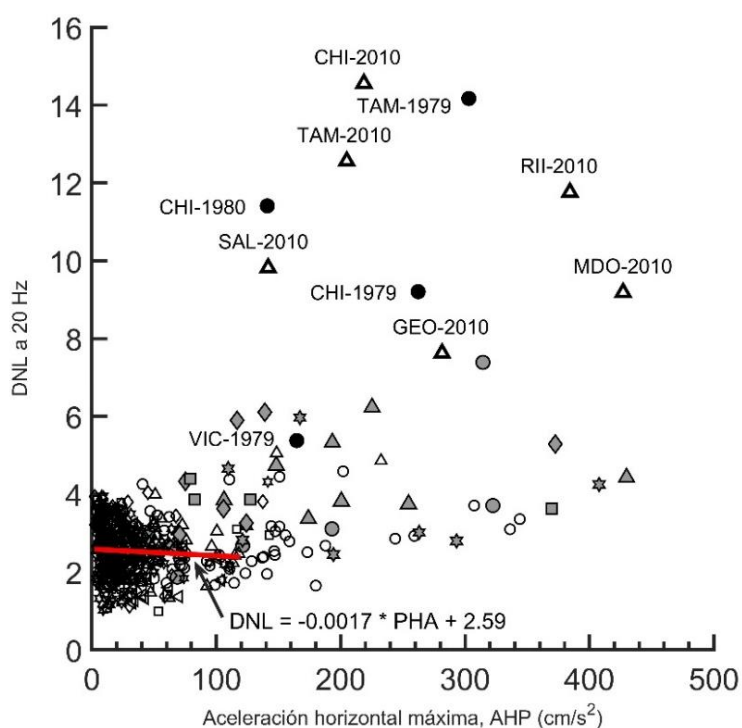


Figura 17. Valores *DNL* de sismos con magnitudes 3 - 7.2 graficados contra el promedio de las dos aceleraciones horizontales máximas. Los símbolos pequeños y grandes representan datos de diferentes sitios para sismos con magnitudes de 3.0 a 4.9 y de 5.0 a 7.2, respectivamente. La línea recta roja es un ajuste de mínimos cuadrados a los datos para aceleraciones de 10 a 120 cm/s^2 .

Para comparar el grado de no linealidad en sismos pequeños y grandes, la Figura 17 muestra los valores absolutos de *DNL*, a una frecuencia de 20 Hz, para sismos con magnitudes de 3.0 a 7.2. Los datos *DNL* para todos los sitios se representan aquí como una función del promedio de las dos aceleraciones máximas registradas horizontalmente. Los símbolos pequeños y grandes representan datos de diferentes sitios para sismos con magnitudes inferiores a 5.0 y entre 5.0 y 7.2, respectivamente. La línea recta gris incluida es un

ajuste de mínimos cuadrados a los datos *DNL* para aceleraciones inferiores a 120 cm/s^2 . A estas bajas aceleraciones, todos los valores de *DNL* caen alrededor de esta línea casi horizontal con un valor medio de 2.5 (ver Figura 15). Por otro lado, en la Figura 17 también debemos tener en cuenta los grandes valores absolutos de *DNL* para aceleraciones superiores a 120 cm/s^2 . Como muestra la Tabla 1, las aceleraciones horizontales máximas registradas para sismos con magnitudes 6.3, 6.5 y 7.2 excedieron $\sim 0.15 \text{ g}$. Para tales eventos, el valor *DNL* más bajo corresponde a VIC, un sitio ubicado a 43 km de la fuente del sismo del Valle Imperial de 1979.

Los otros valores *DNL*, que van de 8 a 15, corresponden a sitios ubicados dentro de 30 km de sus respectivas fuentes. Podemos ver que para los sismos más fuertes no hay una correlación clara entre el grado de no linealidad y las aceleraciones registradas. Esto se debe a que, como se describió anteriormente, el grado de no linealidad también depende de la distancia entre la fuente y el sitio de grabación. En general, los resultados de esta sección dejan claro que los efectos no lineales del suelo en el Valle de Mexicali comienzan a observarse a niveles de PGA de aproximadamente 120 cm/s^2 , en sismos con magnitudes mayores a 5 registrados a distancias cortas. Para aceleraciones por debajo de este nivel, el grado de no linealidad oscila alrededor de una amplitud media de 2.5 con valores de 1 a 4, lo que implica linealidad en la respuesta de los sitios sedimentarios.

2.7 Conclusiones

Se estudiaron con cierto detalle las respuestas del suelo en 10 sitios en el Valle de Mexicali, Baja California, México. Para ello, se utilizaron tanto el método de cociente espectral de estación de referencia como la técnica de razón espectral H/V de estación única. Sin embargo, la primera de estas técnicas se aplicó a datos de solo seis sismos registrados en tres sitios (dos en sedimentos y uno a media altura del volcán Cerro Prieto) y en el único sitio rocoso disponible. Para estos seis sismos en particular, se observó que, al igual que en otros estudios, ambos métodos de cálculo produjeron frecuencias fundamentales consistentes, pero amplificaciones relativas diferentes (por ejemplo, Darragh y Shakal, 1991; Lachet y Bard 1994; Bard, 1994; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Ghofrani et al., 2013).

Debido a esta limitación, se recurrió a la técnica de cociente espectral horizontal/vertical (H/V) de la onda de corte para analizar los datos de otros sismos registrados en sitios sedimentarios. Utilizando datos de sismos con aceleraciones máximas de 10 a 100 cm/s^2 , y distancias epicentrales principalmente entre 2 y 30 km, primero se estimaron los cocientes H/V promedio de movimiento débil para algunos sitios. A pesar

de la cantidad variable de datos promediados para cada sitio, la alta consistencia en los cocientes espectrales H/V de una sola estación obtenidas condujo a respuestas de efecto de sitio confiables.

En todos los sitios, los resultados indican una amplificación lineal sustancial del movimiento, con factores que van de 2 a 9 en frecuencias de hasta 10 Hz, con los factores más altos (4 a 9) a frecuencias de entre 0.5 y 6. La aplicación de esta técnica a los datos de los seis sismos procesados también con el método de estación de referencia produjo respuestas similares en su forma, pero diferentes en su amplificación. La comparación de los resultados obtenidos con las dos técnicas utilizadas se muestra en la Tabla 3, donde se observa que las frecuencias de resonancia son similares, pero las amplitudes entre los cocientes tienden a ser más altas en el método de estación única.

También se buscaron efectos no lineales en los suelos de los sitios estudiados mediante la comparación de las razones de amplificación de movimiento fuerte y débil. La respuesta H/V de movimiento fuerte para tales comparaciones se calculó utilizando datos de sismos de magnitudes 6.3, 6.5 y 7.2. En todos los sitios, se observaron reducciones sustanciales de las amplificaciones en los movimientos fuertes, en comparación con los movimientos débiles. Tales reducciones, observadas a frecuencias inferiores a 3 Hz, se atribuyeron al comportamiento no lineal de los suelos bajo intensas excitaciones sísmicas.

Para evaluar esta respuesta no lineal, se usó el parámetro *DNL*, calculado integrando el logaritmo del cociente entre las razones espectrales H/V de movimientos fuertes y débiles, con respecto a la frecuencia, en una banda de frecuencia que va de 0.3 a 20 Hz. A bajas aceleraciones ($<120 \text{ cm/s}^2$), los valores *DNL* calculados a una frecuencia de 20 Hz fluctuaron entre 1 y 4, con un valor medio de 2.5. Esto se interpretó como el resultado de una respuesta lineal del sitio a bajos niveles de aceleración. Los efectos no lineales, por otro lado, fueron evidentes en aceleraciones más altas, en las que *DNL*, que es el valor de la integral en la banda de 0.3 a 20 Hz, alcanzó valores tan altos como 15. A partir de estos resultados, se concluyó que la respuesta en un sitio depende más del nivel de aceleración del movimiento del suelo y la distancia que de la magnitud de los sismos.

Finalmente, es importante agregar que el comportamiento no lineal identificado aquí es consistente con los intensos fenómenos de licuación y agrietamiento del suelo experimentados durante los grandes sismos que han ocurrido en la región (por ejemplo, Bennett et al., 1981; Suárez-Vidal et al., 1982; Suárez-Vidal et al., 2007; Munguía et al., 2009; Stewart et al., 2010). Dado que estos efectos no lineales en el suelo han resultado en graves daños en la región, se espera que resultados obtenidos en este estudio puedan ser útiles en predicciones realistas de movimientos fuertes del suelo y en evaluaciones de peligro sísmico.

Capítulo 3. Relaciones predictivas de atenuación

Como se mencionó en el capítulo anterior, conocer con precisión la respuesta del suelo ante eventos de gran intensidad es primordial para evitar graves daños en las estructuras civiles. Estimar los movimientos fuertes del terreno respalda los análisis y diseños estructurales, ayudando a reducir pérdidas de vidas y económicas. Una estructura es más sensible a los movimientos del suelo con frecuencias cercanas a su frecuencia natural, la mayoría de los edificios tienen frecuencias fundamentales entre 0.1-10 Hz. Por lo tanto, el daño de un edificio depende de sus propiedades y de las características del movimiento sísmico, como aceleraciones y velocidades máximas, la duración y el contenido de frecuencias.

Cada sismo que ocurre tiene sus características propias, por eso es importante conocer la historia de la sismicidad de cada región, de manera que, entre más información, mejor puede ser la estimación de los movimientos sísmicos. Los movimientos del suelo que comúnmente se pueden registrar tras un sismo son el desplazamiento, la velocidad y la aceleración.

Una de las herramientas usadas para la predicción de los movimientos del suelo es la relación de atenuación de movimientos fuertes, la cual estima los movimientos del terreno en función de la magnitud del sismo, de la distancia fuente-estación y de otros parámetros adicionales. Las relaciones de atenuación dan información necesaria para el conocimiento del peligro sísmico en la región de interés. Los estudios de atenuación tienen como propósito, poder predecir dentro de un margen de error (σ), el movimiento del suelo producido por un sismo en el área más próxima al epicentro, donde por lo general se registran los mayores daños.

Las relaciones de atenuación de movimientos fuertes pueden ser determinadas por dos caminos: empíricamente, usando registros previos de movimientos fuertes, o de forma teórica, usando modelos sismológicos para generar sismogramas sintéticos que tomen en cuenta la fuente, el sitio, y los efectos de trayectoria. Los parámetros más usados para la estimación de movimientos fuertes son: la magnitud del sismo, el tipo de falla, la distancia y las condiciones propias del sitio. Ya sea que las amplitudes máximas decaigan rápida o lentamente a medida que aumenta la distancia desde la falla o quizás permanezcan constantes hasta cierta distancia, es una consideración importante al evaluar los riesgos de sismos en la región cercana a la fuente (Archuleta, 1984).

Una de las primeras relaciones predictivas fue desarrollada por Joyner y Boore (1981,1982) para los parámetros de aceleración y velocidad horizontal máxima. Más adelante Boore et al. (1997) se suman a

los trabajos para estimar SA (aceleración espectral con 5% de amortiguamiento) y AHP (aceleración horizontal pico) para la región oeste de Estados Unidos. Campbell (1997) trabajó con relaciones empíricas de atenuación para componentes horizontales y verticales PGA, PGV y SA de regiones tectónicamente activas. Diseñó relaciones predictivas para usarse en la estimación de movimientos del terreno de sismos de magnitud mayor de 5 en sitios dentro de 60 km.

La mayoría de los modelos de atenuación, se basan en análisis estadísticos del movimiento del suelo registrado, que se actualizan a medida que se dispone de nuevos datos de movimientos fuertes (Abrahamson y Shedlock, 1997). Para el Valle de Mexicali, existe una relación predictiva propuesta por Martínez (2007), donde se utilizaron datos de sismos ocurridos entre los años 1976 y 2004. Para el presente estudio, la base de datos se amplió con la inclusión de los datos del sismo del 4 de abril de 2010 (M_w 7.2) y sus réplicas. Para actualizar las curvas de atenuación de Martínez (2007) se utiliza la metodología de Joyner y Boore (1981) con los datos de aceleración de sismos del Valle de Mexicali (ver el apartado 3.3 de este capítulo).

3.1 Atenuación de la amplitud de las ondas sísmicas

La propagación de las ondas sísmicas por el medio produce que las amplitudes de estas se atenúen. Lo anterior se da por diversas razones, tales como la expansión geométrica del frente de ondas, la dispersión (scattering), los procesos de transmisión y reflexión de las ondas y la anelasticidad (Stein, 2003).

En los procesos elásticos de expansión geométrica, scattering, transmisión y reflexión de las ondas, la energía en el campo de propagación se conserva. Sin embargo, en el caso de la anelasticidad o también conocida como atenuación intrínseca, existe una cierta disipación de la energía por la conversión de energía sísmica a calor (Aki y Richards, 1980).

La atenuación intrínseca es el resultado de la pérdida de energía cinética del movimiento elástico de las ondas en forma de calor debido a la deformación permanente del medio. A continuación, se hará referencia a los procesos de expansión geométrica y a la atenuación intrínseca ya que son fundamentos de la construcción de las relaciones predictivas.

3.1.1 Dispersión geométrica

El principio de Huygens establece que cada punto en el frente de onda sirve como una nueva segunda fuente para generar un nuevo frente de onda esférico. Esto implica que la energía debe distribuirse entre cada frente de onda, pues la energía radiada desde el foco sísmico en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isótropo debe conservarse. Entonces, a medida que aumenta la distancia la energía por unidad de área disminuye y esa disminución en la amplitud debido a la distancia que viaja el rayo es lo que se conoce como dispersión geométrica. Considerando que R es la distancia hipocentral, se puede considerar que, para las ondas de cuerpo, la dependencia de la amplitud de una onda es proporcional a $\frac{1}{R}$ mientras que para ondas superficiales es proporcional a $\frac{1}{\sqrt{R}}$ (Aki y Richards, 1980).

3.1.2 Atenuación intrínseca

La propagación de las ondas sísmicas por el medio terrestre no es perfectamente elástica. La interacción de las ondas con el medio reduce una parte de su amplitud, ya que el calor por fricción absorbe la energía elástica. Este fenómeno se conoce como atenuación intrínseca y depende de las características tectónicas y geológicas del medio. En resumen, la dispersión geométrica es diferente de la atenuación intrínseca, ya que la teoría de las ondas elásticas explica que la expansión geométrica puede aumentar o disminuir la amplitud de una onda redistribuyendo energía dentro del campo de ondas, mientras que la anelasticidad solo reduce la amplitud de una onda mediante la pérdida de energía en forma de calor producido por la fricción.

3.2 Parámetros de estudio

Una relación de atenuación es una expresión matemática que relaciona uno o más parámetros de un terremoto con un parámetro específico del movimiento del suelo (aceleración máxima, velocidad máxima, desplazamiento máximo, etc.). Estos parámetros sismológicos describen cuantitativamente la fuente del terremoto, la propagación de la trayectoria seguida por la onda entre la fuente y la estación, así como los perfiles geológicos del sitio y el suelo (Campbell, 2003). Para obtener una relación predictiva de atenuación, primero debe decidirse qué variables se van a predecir. La forma más común de describir el movimiento del suelo en una serie de tiempo ya sea de aceleración, velocidad o desplazamiento, es

mediante parámetros de amplitud. Los parámetros que se busca predecir en este trabajo son la aceleración horizontal máxima, la velocidad horizontal máxima y las amplitudes de espectros de aceleración. Una breve descripción de cada uno de estos parámetros se proporciona a continuación.

3.2.1 Aceleración horizontal máxima (AHP)

La aceleración horizontal máxima (AHP o PHA en inglés) es la aceleración máxima que una partícula del suelo experimenta. Es igual a la amplitud de la mayor aceleración absoluta en un acelerograma registrado en un sitio durante un sismo. En la Figura 17(a), se puede observar que el pico de aceleración más grande se encuentra hacia valores negativos con una amplitud de 292.65 gal. A menudo las aceleraciones horizontales son más grandes que las verticales, sin embargo, en casos donde el registro coincide cercano a la fuente, estas últimas puede llegar a ser más grandes.

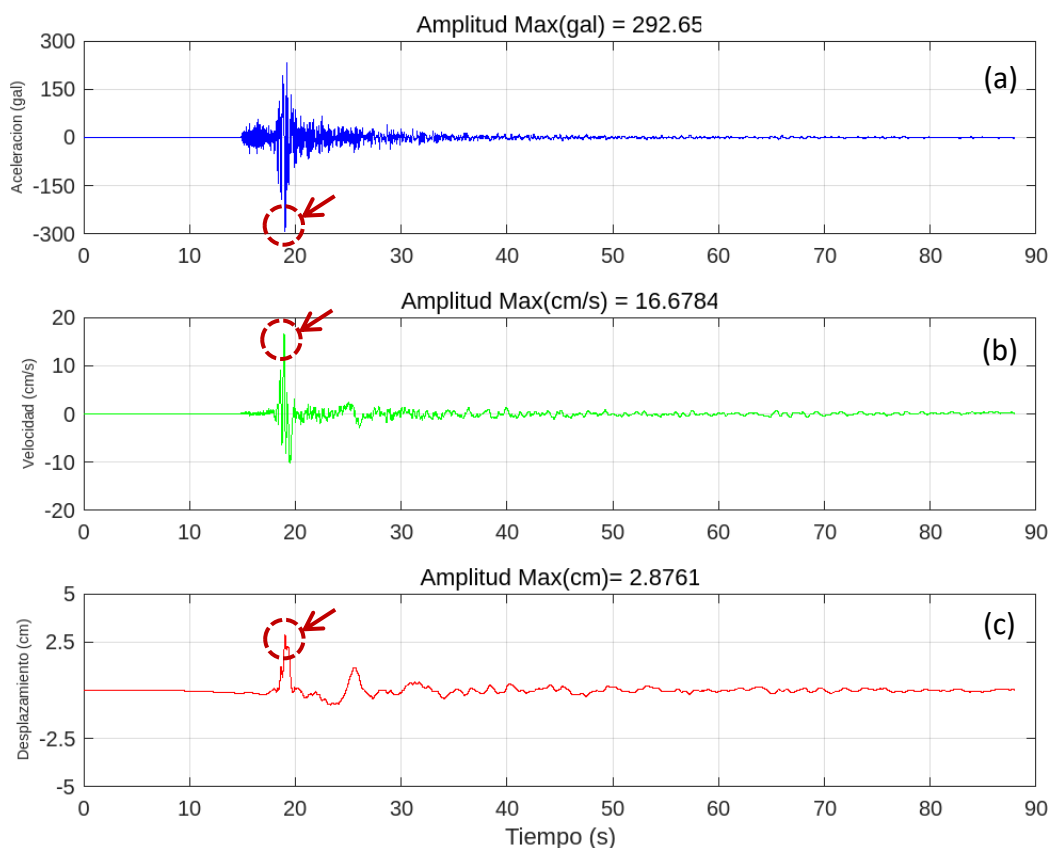


Figura 18. Series de tiempo para el sismo del 9 de febrero de 2008 con magnitud M_w 5.5, componente horizontal Este-Oeste. (a) Registro de aceleración con valor AHP de 292.65 gal. (b) Registro de velocidad con valor VHP de 16.68 cm/s. (c) Registro de desplazamiento con un valor máximo de 2.88 cm.

La AHP se utiliza comúnmente en aplicaciones de ingeniería, incluidos los códigos de construcción y mapas de riesgo sísmico. Para sismos moderados, la aceleración máxima es un buen indicador de daño, pero para sismos severos, el daño se correlaciona con mayor frecuencia con la velocidad máxima del suelo.

3.2.2 Velocidad horizontal máxima (VHP)

Por el hecho de que la velocidad es menos sensible a los movimientos de frecuencia alta, este parámetro resulta de utilidad para caracterizar los movimientos del suelo a frecuencias intermedias. Los edificios altos, los grandes puentes y algunas otras estructuras masivas, son más sensibles en el rango de frecuencias intermedias por lo que la VHP proporciona un indicio más preciso del daño potencial que un sismo puede causar en estas estructuras (Kramer, 1996; Yamazaki y Murao, 2000). Diversos autores han sugerido que la PGV, por sus siglas en inglés (Velocidad máxima del terreno), también tiene relación con el potencial de un suelo a la licuación (Bommer y Alarcón, 2006; Kostadinov y Towhata, 2002). Por último, se ha recomendado, utilizar PGV como un indicador para la evaluación post-sismo (Wald et al.,1999).

En la Figura 18(b) se ilustra un registro de velocidad, el cual se puede obtener al integrar la serie de tiempo de la aceleración con respecto al tiempo. Este registro muestra un valor pico en valores positivos de 16.68 cm/s. Al integrar los valores de velocidad se obtiene el registro de desplazamiento, que se muestra en la Figura 18(c). Sin embargo, para efectos de este estudio el desplazamiento no se ha considerado como parámetro a determinar.

3.2.3 Amplitud de espectro de respuesta de aceleración (SA)

Los espectros de respuesta representan los valores pico (Aceleración, velocidad, desplazamiento) de una serie de osciladores amortiguados (generalmente con amortiguamiento de 5%) de un grado de libertad para un rango de periodos. Los espectros de respuesta son un medio práctico para caracterizar los movimientos del suelo y los efectos que estos provocarían en las estructuras. Usados por primera vez por Benioff (1934) y Housner (1941), en la actualidad se siguen empleando en los reglamentos de diseño sísmico. En la Figura 19 se puede ver de manera esquemática el proceso de obtención de un espectro de respuesta.

Las curvas de espectros de respuesta proporcionan una descripción de las características de la frecuencia del movimiento de la tierra y condensan la máxima respuesta de estructuras simples durante un sismo. Esto quiere decir que, considerando la propagación de las ondas sísmicas a través del suelo, donde éste ya tiene un periodo característico, se originará una amplitud máxima cuando dicho período sea semejante al periodo predominante en la señal sísmica.

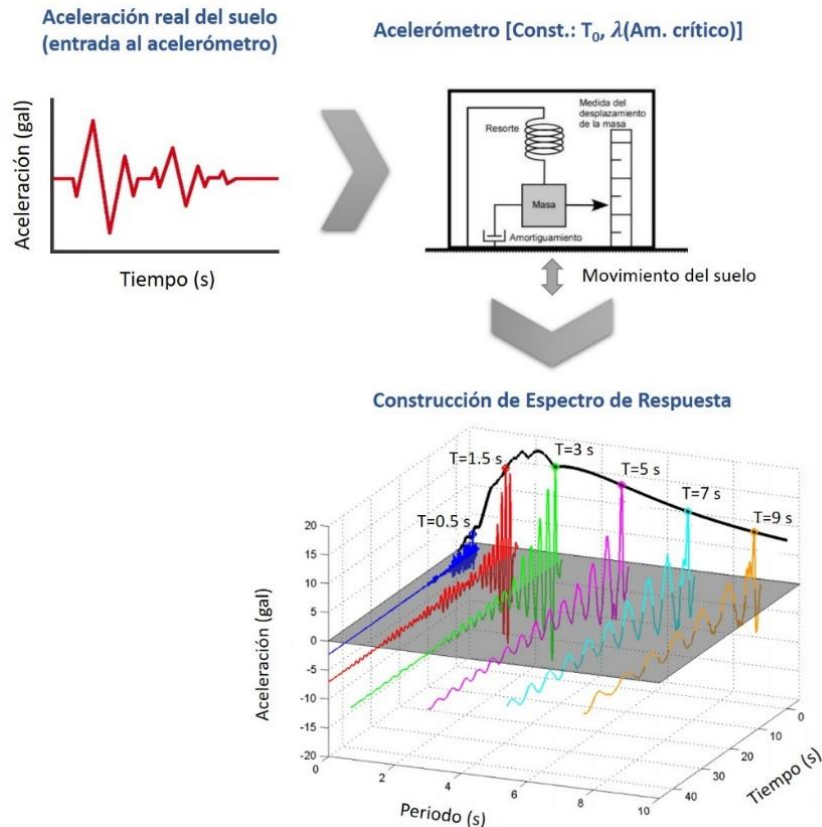


Figura 19. Diagrama de obtención de espectro de respuesta a partir de una entrada(sismo) y un oscilador con diferentes periodos naturales (acelerómetro).

En la práctica, los espectros de respuesta son ampliamente usados para el diseño sísmico de estructuras, ya que, análogamente a lo descrito anteriormente, una estructura con ciertas características tendrá un periodo de vibración propio, experimentando una respuesta diferente al variar la altura o la masa de este ante un evento sísmico. Un periodo de vibración pequeño indica una estructura rígida, pero una estructura más flexible tendrá un periodo de vibración más grande. Análogamente, un acelerómetro detecta el movimiento del suelo y produce una señal de salida que depende de su periodo (o de su frecuencia) natural.

En el diseño estructural lo que se pretende al utilizar los espectros de respuesta es evitar que las construcciones colapsen por efecto de resonancia, esto ocurre cuando el periodo fundamental del suelo coincide con el periodo fundamental de la estructura. En la Figura 20 se muestra una comparación entre los espectros de respuesta propuestos por las Normas Técnicas Complementarias del Estado de Baja California del año 2017 (NTC-BC) y los obtenidos usando el sismo del Mayor Cucapah M_w 7.2. Se puede apreciar que los valores de amplitud de la aceleración espectral para el caso de los datos de las estaciones del Valle de Mexicali son mayores a los obtenidos por las NTC-BC.

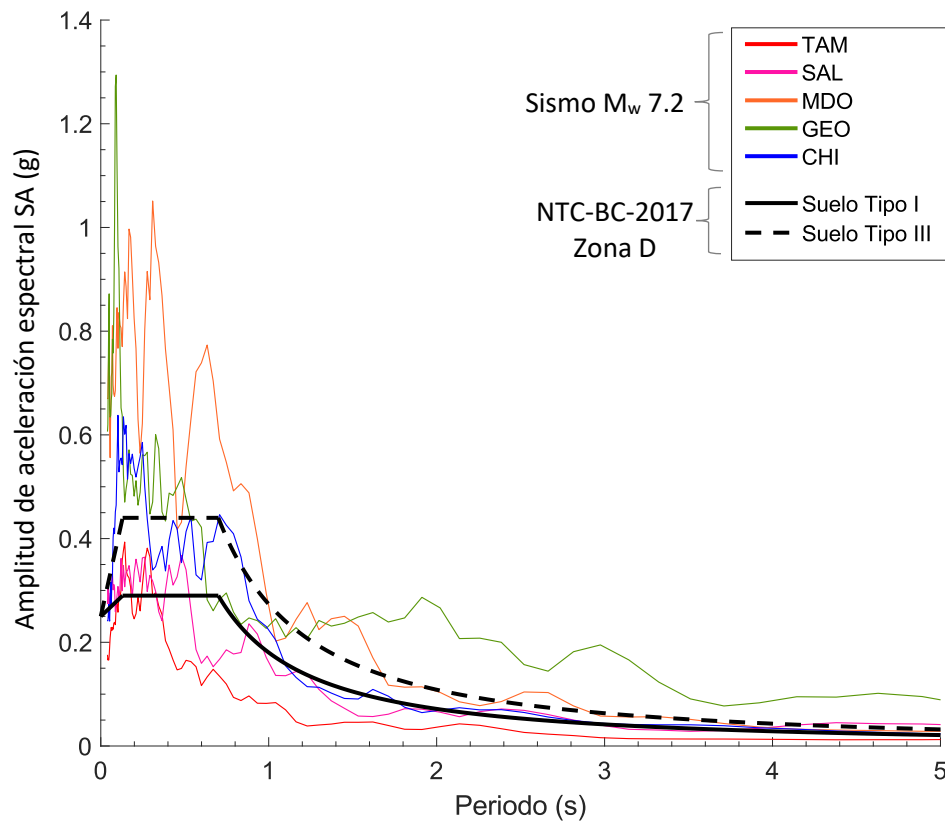


Figura 20. Comparación de espectros de respuesta para las componentes horizontales Norte-Sur registradas en varias estaciones. Las líneas de color representan a los espectros de respuesta obtenidos para el sismo El Mayor-Cucapah M_w 7.2 con datos obtenidos en las estaciones en sedimentación ubicadas en el Valle de Mexicali. Las líneas negras corresponden a los espectros de respuesta sugeridos por las Normas Técnicas Complementarias para el Estado de Baja California 2017, la línea continua indica la respuesta para el Tipo de suelo I (suelo rocoso) y la discontinua para el Tipo de suelo III (suelo blando).

En principio los espectros de respuesta de las Normas son sobrepasados en la ocurrencia de un sismo como el del año 2010. Sin embargo, se debe recordar que las Normas están hechas para la seguridad adecuada bajo un sismo máximo probable, donde no haya daño estructural mayor ni pérdidas de vidas, aunque si se pueden llegar a presentar algunos daños que afecte el funcionamiento de la edificación.

3.3 Variables independientes

Según Arboleda y Ordaz (1994), un modelo general de una ley de atenuación contempla que la aceleración aumenta (o por lo menos no disminuye) con la magnitud y disminuye (o por lo menos no aumenta) con la distancia. Las variables independientes como el tamaño del terremoto, la distancia entre la fuente y la estación, los efectos del sitio y el mecanismo focal del terremoto a menudo afectan las predicciones del movimiento del suelo. A continuación, se hace una breve descripción de la magnitud, distancia fuente-estación y efecto de sitio.

3.3.1 Magnitud

La magnitud de un sismo es una forma general de expresar su tamaño, pero existe una variedad de escalas de magnitud, donde las más comunes suelen ser la magnitud momento (M_w), magnitud local (M_L), magnitud de ondas superficiales (M_S), magnitud de ondas de cuerpo (M_b), entre otras. En este trabajo se usará la magnitud momento (Hanks y Kanamori, 1979), ya que está relacionada con una propiedad física de fuente como es el momento sísmico. Después de elegir el tipo de magnitud a emplear, la variable independiente siguiente es la distancia entre la fuente y la estación. Esta distancia muestra la disminución de la amplitud a medida que las ondas se alejan de la fuente sísmica.

3.3.2 Distancia fuente-estación

Hay una variedad de interpretaciones y/o mediciones de la distancia entre la fuente y la estación. Esto se debe a que el valor del parámetro a predecir depende de dónde se encuentre el sitio de registro en relación con la ruptura durante un sismo, especialmente si los datos se tomaron a distancias similares o menores que la longitud de la falla. Por lo tanto, la forma de medir la distancia dependerá de su aplicación. A continuación, se proporciona una breve descripción de las medidas de distancia que se utilizan con frecuencia en las relaciones de atenuación. La distancia entre el epicentro y el hipocentro puede no ser significativa para los sismos someros, pero sí para los sismos intermedios o profundos.

En el caso de una fuente puntual, la distancia epicentral (r_{epi}) y la distancia hipocentral (r_{hipo}) son las que mejor pueden representar la distancia efectiva. La distancia epicentral es la distancia medida sobre la superficie de la Tierra entre el epicentro del sismo y un punto de observación, mientras que la distancia

hipocentral es la distancia entre la fuente del sismo y la estación. En general, podemos decir que estas distancias no son efectivas para terremotos con áreas de ruptura extensas.

Las medidas de distancia para una fuente finita (una ruptura extensa) usadas comúnmente son tres: r_{jb} , la distancia horizontal más cercana a la proyección vertical del plano de ruptura, introducida por Joyner y Boore (1981); r_{rup} , la distancia más corta al plano de ruptura (Schnabel y Seed, 1973); y, por último, la distancia r_{seis} , que es la distancia más corta al área con mayor liberación de energía en el plano de ruptura, presentada por Campbell (1987).

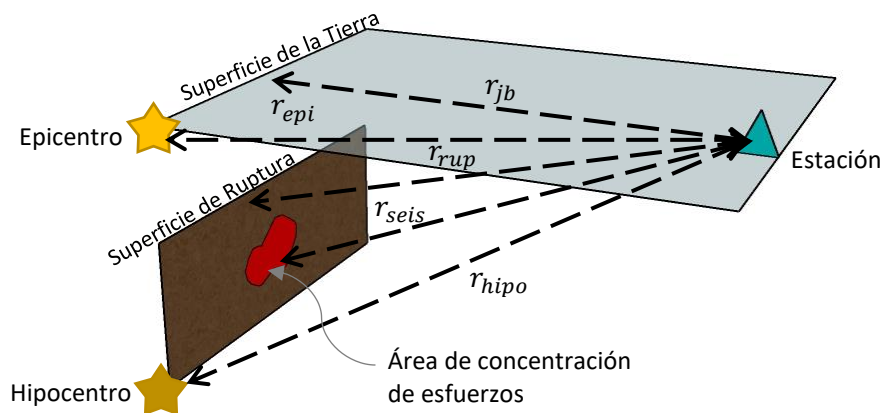


Figura 21. Diagrama de distancias fuente-estación. Figura Modificada de Kramer (1996).

3.3.3 Respuesta de sitio

Otra de las variables independientes es la respuesta de sitio, esta variable describe las características de los materiales que están por debajo del punto de observación. El efecto de sitio reduce la variabilidad de los movimientos predichos por un modelo de atenuación (Joyner et al., 1981). Para lograr este objetivo, se utiliza una clasificación binaria para diferenciar la composición y el tipo de roca. 1 cuando el sitio se encuentra sobre sedimento y 0 cuando está en roca, de manera que la primera opción toma en cuenta los efectos de amplificación por los sedimentos.

En este trabajo, como se mostrará en la metodología, se toma en consideración el efecto de sitio usando el valor de 1, ya que todos los datos usados fueron registrados en estaciones sobre sedimentos.

3.4 Base de datos

Los datos utilizados para este trabajo son de aceleración y velocidad pico. Para ambos parámetros de movimiento, se consideró usar el valor promedio de las componentes horizontales Norte-Sur y Este-Oeste de sismos con magnitudes M_w en el rango de 5 a 7.2. Este intervalo se consideró debido a que se pretende predecir los movimientos fuertes de sismos con potencial destructivo. En total se utilizaron 140 datos de 17 eventos registrados a distancias entre 0.5 y 108.7 km a la traza superficial del área de la ruptura.

Tabla 5. Base de datos para obtención de relaciones predictivas

No. Evento	Fecha			Hora de registro			Localización		Profundidad	Magnitud	No. Registros
	día	Mes	año	hora	minuto	segundo	Latitud	Longitud	(km)	(M_w)	
1	4	4	2010	22	40	40.95	32.32	-115.3	7.19	7.2	26
2	18	5	1940	20	37	0	32.73	-115.5	11	7	1
3	15	10	1979	23	16	0	32.64	-115.3	6.5	6.5	39
4	9	6	1980	3	28	0	32.33	-115.1	12	6.3	9
5	30	12	2009	18	48	55.62	32.5	-115.2	12.01	5.8	3
6	15	6	2010	4	26	56.41	32.72	-115.9	8.03	5.7	4
7	4	4	2010	22	50	17.26	32.14	-115.2	10.91	5.5	6
8	7	2	1987	3	45	0	32.37	-115.3	5.6	5.4	2
9	4	4	2010	23	15	10.74	32.25	-115.3	5.06	5.4	4
10	4	4	2010	23	25	4.55	32.23	-115.3	6.12	5.4	6
11	5	4	2010	0	7	7.27	32.03	-115.2	6.46	5.3	3
12	8	4	2010	16	44	23.88	32.23	-115.3	6.24	5.3	6
13	7	12	1976	13	45	0	31.98	-114.9	10	5.2	3
14	3	10	1994	14	0	47.8	31.98	-115	9.9	5.1	5
15	7	12	1976	13	0	0	31.98	-114.9	10	5.1	3
16	15	10	1979	23	19	0	32.76	-115.4	0	5	17
17	5	4	2010	3	15	23.35	32.69	-115.8	9.18	5	3

Todos los datos usados fueron obtenidos en estaciones ubicadas solamente sobre sedimento. A pesar de la limitación en esta base de datos, la importancia de los resultados a obtener en este estudio radica en

que servirán como base a partir de la cual se obtendrán más y mejores resultados a medida que se acumule más información.

La Tabla 5 muestra el listado de los eventos que se usaron para la estimación de las ecuaciones predictivas de atenuación. En esta tabla se pueden encontrar datos generales como fecha, localización y hora de ocurrencia de los sismos, así como las magnitudes y profundidades de estos.

Es importante señalar que uno de los problemas para el desarrollo de las relaciones de atenuación es la poca frecuencia de grandes sismos, de manera que el enriquecimiento de la base de datos proporciona mejores predicciones y es lo que se pretende hacer en este estudio usando los datos del sismo El Mayor-Cucapah y sus réplicas.

Una vez seleccionados los datos, se procede a ajustarlos a un modelo que describa la atenuación de los movimientos fuertes en el área de estudio. Esto se logra siguiendo el método de dos pasos de Joyner y Boore (1981), el cual se describe en la siguiente sección.

3.5 Metodología

En este estudio se eligió utilizar el método de dos pasos de Joyner y Boore (1981) para obtener las relaciones predictivas de atenuación. Su metodología consiste en la aplicación de un análisis de regresión en dos etapas, con el fin de determinar desacopladamente la dependencia que tienen los datos de la distancia y de la magnitud. En su método se utilizan los fundamentos de la regresión lineal múltiple, donde la solución consiste en determinar los coeficientes de la relación predictiva por el método de mínimos cuadrados, para después utilizar la ecuación resultante y estimar los parámetros de movimientos fuertes.

La ecuación básica considerada en la regresión es equivalente a:

$$A(f) = \frac{1}{r^n} A_0 S e^{-\frac{\omega t}{2Q}}, \quad (4)$$

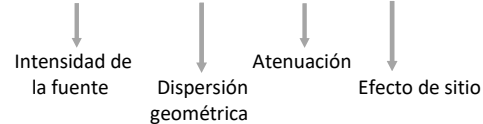
donde $A(f)$ es la amplitud espectral, A_0 representa la intensidad de la fuente, r es la distancia fuente-estación, n tendrá el valor de 1 para ondas de cuerpo y $\frac{1}{2}$ para ondas superficiales, S es un parámetro que toma en cuenta si el sitio de observación está sobre roca o sobre sedimentos, ω es la frecuencia angular, t es el tiempo y Q es el factor de calidad específica o factor de atenuación.

Tomando el logaritmo de la Ecuación 4 se tiene que

$$\log A(f) = \log\left(\frac{1}{r^n}\right) + \log A_0 + \log S - \frac{\omega t}{2Q} \log e \quad (5)$$

$$= -n \log(r) + \log A_0 + \log S - \frac{\pi f \log e}{Q\beta} r$$

$$= \log A_0 - n \log(r) - cr + \log S, \quad (6)$$



$$\text{donde } c = \frac{\pi f \log e}{Q\beta}$$

De manera que uniendo lo anterior se puede llegar a una forma funcional que simula el fenómeno físico buscado. Se debe recordar que las expresiones usadas a continuación son una hipótesis simplificada de la realidad, que además de la magnitud y la distancia emplea otros parámetros adicionales como el efecto de sitio. La forma funcional de la relación de atenuación, $y = f(\text{fuente, trayectoria, condiciones locales})$, se determina estadísticamente con datos existentes. Con base en la ecuación anterior, para $b=1$ (ondas de cuerpo), el método de la regresión lineal aplicado a los datos de movimientos fuertes se basa en la expresión:

$$\log y = \sum_{i=1}^N a_i E_i - \log r + br + cS, \quad (7)$$

donde E_i es igual a 1 para un sismo i , mientras que en otro caso será igual a 0. Para sitios en sedimentos S es igual a 1 y para sitios en roca es igual a 0. La distancia r esta dada por la expresión $\sqrt{d^2 + h^2}$, donde d es distancia más cercana del sitio de registro a la proyección superficial de la ruptura de falla y h es la profundidad promedio. El parámetro de movimiento fuerte (AHP, VHP, SA) está representado por y . El valor de N corresponde al número de sismos y , por último, a_i, b y c son los valores que se determinan por la regresión lineal para un valor de h elegido.

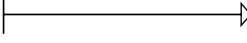
Para obtener los coeficientes de la Ecuación 7, en la primera etapa se determinan los coeficientes b, c y los llamados factores de evento a_i . Estos últimos son los que determinan la influencia que tiene la magnitud sobre los movimientos fuertes y corresponden a polinomios lineales o cuadráticos. Lo anterior se hace mediante la búsqueda de un modelo de mejor ajuste a los datos observados, de manera que por medio de la regresión lineal se llega a un arreglo de ecuaciones donde su tamaño se relaciona con el

número de eventos y del número de registros sísmicos. Es importante indicar que h es un parámetro que indica la profundidad promedio para todos los eventos y se determina buscando la suma mínima de los residuales al cuadrado de manera iterativa. Por último, se tiene la ecuación general a resolver que es de la forma $Ax = B$ y se puede observar en el siguiente arreglo matricial con los datos observados y los coeficientes a determinar:

$$\log y_i^j + \log r_i^j = \sum_{m=1}^N a_i \delta_{im} + br_i^j + cS \quad (8)$$

<i>Datos de aceleración</i>	
<i>N</i> = Número de eventos	17
<i>M</i> = Número de registros	140
<i>i</i>	i-ésimo evento
<i>j</i>	j-ésimo registro

$$B = \begin{bmatrix} \log y_1^1 + \log r_1^1 \\ \log y_1^2 + \log r_1^2 \\ \log y_1^3 + \log r_1^3 \\ \log y_1^4 + \log r_1^4 \\ \vdots \\ \log y_1^{26} + \log r_1^{26} \\ \text{---} \\ \log y_2^1 + \log r_2^1 \\ \text{---} \\ \log y_3^1 + \log r_3^1 \\ \log y_3^2 + \log r_3^2 \\ \vdots \\ \log y_3^{39} + \log r_3^{39} \\ \text{---} \\ \vdots \\ \text{---} \\ \log y_{16}^1 + \log r_{16}^1 \\ \log y_{16}^2 + \log r_{16}^2 \\ \log y_{16}^3 + \log r_{16}^3 \end{bmatrix} \quad A = \begin{bmatrix} r_1^1 & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ r_1^2 & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ r_1^3 & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ r_1^4 & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ r_1^{26} & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \text{---} & & & & & & & \\ r_2^1 & 1 & 0 & 1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \text{---} & & & & & & & \\ r_3^1 & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ r_3^2 & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ r_3^{39} & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \text{---} & & & & & & & \\ r_{16}^1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \\ r_{16}^2 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \\ r_{16}^3 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \end{bmatrix} \quad x = \begin{bmatrix} b \\ c \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \vdots \\ a_{16} \end{bmatrix}$$



 Columnas como número de N eventos

En la segunda etapa se determinan los coeficientes dependientes de la magnitud, esto por medio de un ajuste lineal o cuadrático a los factores de evento a_i . La forma en que se expresa el polinomio de primer o segundo orden de la dependencia de la magnitud es de la siguiente manera:

$$a_i = \alpha + \beta M_i (+ \gamma M_i^2) \quad (9)$$

En cada una de las etapas de la regresión se calcula la desviación estándar, σ_s , para la primera etapa y σ_a para la segunda etapa, obteniendo al final la desviación total, σ_y :

$$\sigma_y = \sqrt{\sigma_s^2 + \sigma_a^2} \quad (10)$$

Por último, al combinar los resultados de los coeficientes, la ecuación de la relación predictiva de movimientos fuertes descrita en la Ecuación 7, se puede reescribir de la siguiente manera:

$$\log y = \alpha + \beta M_i (+ \gamma M_i^2) - \log r + br + cS \quad (11)$$

3.6 Resultados de relaciones predictivas para el Valle de Mexicali

3.6.1 Aceleración horizontal máxima

Para el parámetro de Aceleración Horizontal Máxima y obtener la ecuación predictiva de movimientos fuertes correspondiente, se siguió la metodología mencionada en el apartado anterior.

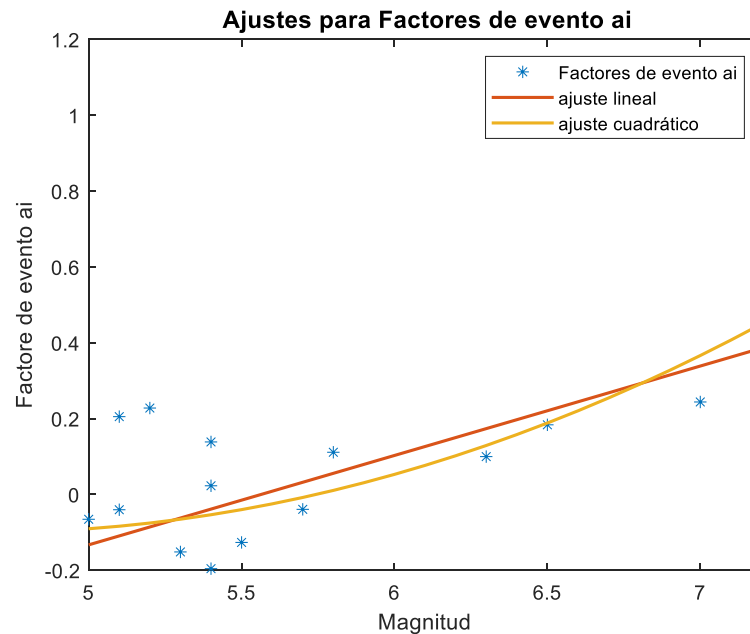


Figura 22. Ajuste lineal y cuadrático de factores de evento a_i como parte de segunda etapa de la regresión para obtener la ecuación de atenuación.

En la Figura 22 se puede observar los dos diferentes ajustes de los factores a_i , lineal y cuadrático, de los cuales se ha escogido el segundo para complementar la ecuación con los factores α , β y γ , finalmente se obtuvo la ecuación

$$\log AHP = 1.74 + 0.79M + 0.09M^2 - \log r - 0.0014r + 0.38S \quad (12)$$

Se obtuvieron los siguientes valores para $h = 7.6$ y $\sigma_{\log} = 0.25$.

En las figuras Figura 23 y 24 se observa que las curvas calculadas a partir de la ecuación predictiva para aceleración horizontal máxima ajustan a los datos de los sismos de las magnitudes 6.5 y 7.2, respectivamente. Es notable que la curva de M_w 7.2 (Figura 24) tiene predicciones esperadas de aceleraciones más altas, cercanas a 0.9 g para distancias menores de 5 km, que es el punto donde la atenuación empieza a aumentar en distancias mayores.

Debido a la falta de datos con distancias menores que los 10 km para sismos de magnitud M_w 7.2, se debe de tomar con reservas las predicciones de aceleración a esas distancias.

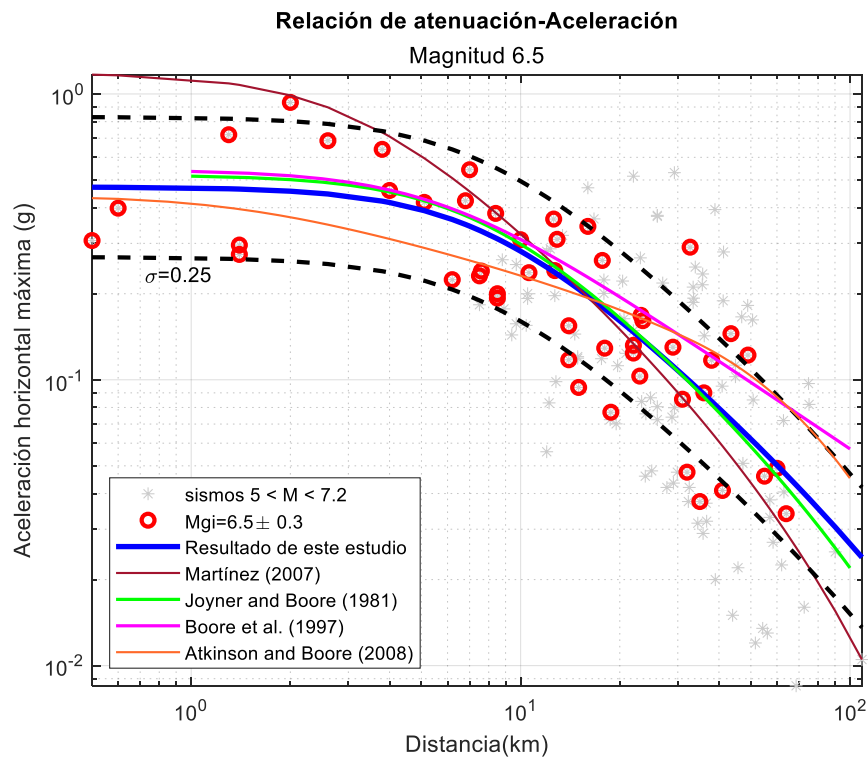


Figura 23. Curva predictiva de Aceleración Horizontal Máxima para un sismo de magnitud M_w 6.5. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

Para la curva predictiva del sismo con M_w 6.5 (Figura 23), la aceleración horizontal máxima esperada es cercana a los 0.5 g para nuestro estudio. En ambas curvas se observan líneas punteadas que delimitan la zona de una desviación estándar ($\sigma_{10g} = 0.25$) obtenida en el proceso de regresión y en la que la mayoría de los datos del sismo principal (puntos rojos) se concentran.

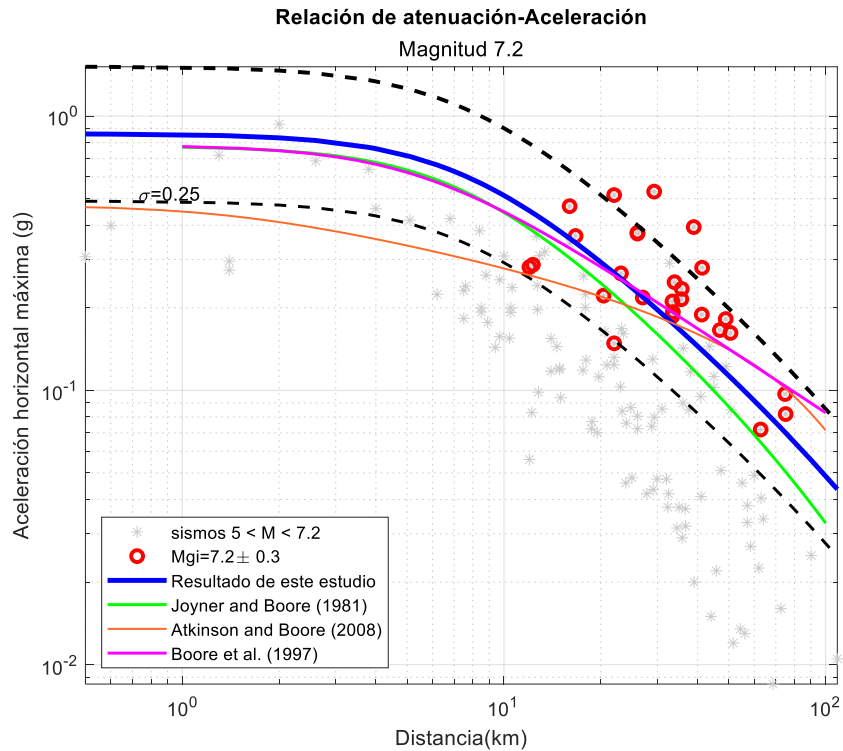


Figura 24. Curva predictiva de Aceleración Horizontal Máxima para un sismo de magnitud M_w 7.2. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

Para propósitos de comparación, la curva propuesta para nuestra región por Martínez (2007), obtenida con sismos de magnitudes M_w de entre 4 y 6.5, se agregó en las figuras Figura 23 y Figura 24 (curva en color verde). Resulta interesante observar que, con la base de datos ampliada de este estudio, y considerando solo datos de sismos con magnitudes M_w de 5 a 7.2 en la regresión, se obtienen resultados mejor constreñidos y con una apariencia más realista, esto quiere decir que se ajusta de manera más adecuada a los movimientos fuertes, ya que los sismos pequeños por su cantidad tienden a bajar la curva por sus amplitudes menores a distancias cortas.

En las Figura 23 y Figura 24 se agregaron las curvas de atenuación propuestas por Joyner y Boore (1981), Boore et al. (1997) y Atkinson and Boore (2008). Las dos primeras son válidas para la región oeste de Estados Unidos, mientras que la tercera fue propuesta para diversas zonas del mundo caracterizadas por

regímenes de deformación extensional. En principio no se espera que las curvas obtenidas en el presente trabajo sean iguales a las de esos autores, dado que aquí solo se utilizaron datos exclusivos del ambiente sedimentario del Valle de Mexicali

La finalidad de incluir esas curvas de atenuación es que sirvan como marco de referencia en el proceso de mejoramiento del modelo de atenuación propuesto por Martínez (2007). En este punto, es oportuno resaltar que la similitud observada entre las curvas comparadas se debe, en gran parte, a que en la obtención de todas las relaciones de atenuación graficadas se incluyeron los datos del sismo del Valle Imperial de 1979 (M_w 6.5). Este sigue siendo uno de los sismos mejor registrados a distancias cortas en la región, lo cual garantiza su inclusión en estudios para determinar relaciones predictivas de movimientos fuertes de regiones con características geológicas similares a las del Valle de Mexicali.

Finalmente, en la Figura 25 se podrá encontrar un compendio de curvas predictivas calculadas con la Ecuación 12 para las magnitudes 7.2, 7, 6.5, 6 y 5.5. Es evidente que las curvas para las mayores magnitudes tienen mayor aceleración pronosticada, la que empieza a decaer a partir de los 4 km cuando la distancia crece.

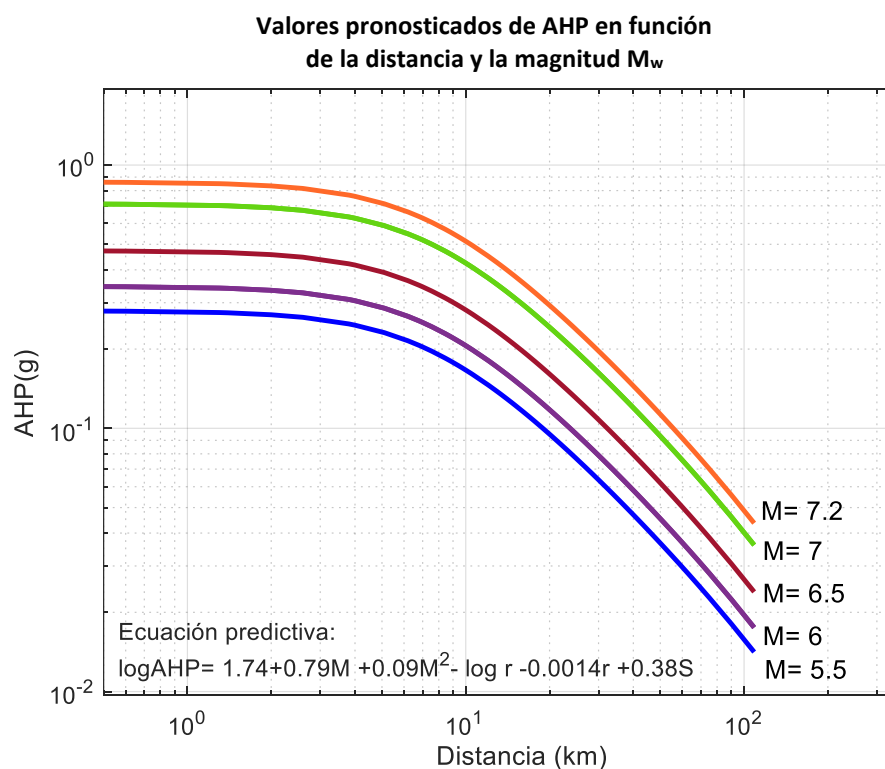


Figura 25. Curvas predictivas de AHP para las magnitudes M_w 7.2, 7, 6.5, 6 y 5.5.

3.6.2 Velocidad horizontal máxima

Así como para el parámetro de aceleración, se usó la metodología descrita en el apartado 3.5 para obtener la ecuación predictiva de velocidad horizontal máxima. En la Figura 26 se observan ajustes lineal y cuadrático para los factores de evento a_i obtenidos de la primera etapa de la regresión. Aunque en este caso los ajustes son muy parecidos, se seleccionó el ajuste cuadrático, quedando la ecuación predictiva para velocidad de la siguiente manera

$$\log VHP = -0.994 - 0.07M + 0.05M^2 - \log r - 0.004r + 2.05 S \quad (13)$$

Se obtuvieron los valores para $h = 3.6$ y $\sigma_{\log} = 0.24$

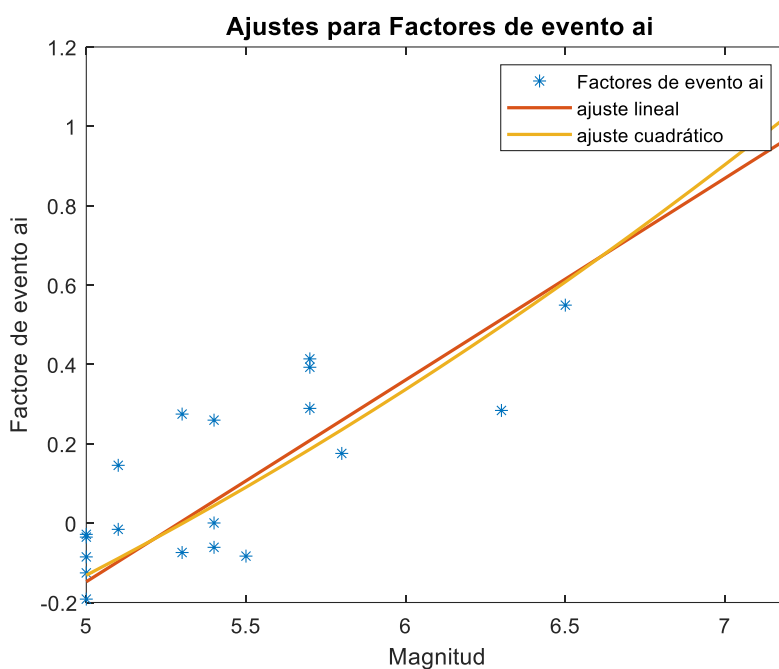


Figura 26. Ajustes lineal y cuadrático de factores de evento a_i como parte de segunda etapa de la regresión para obtener la ecuación de atenuación del parámetro de velocidad.

Las curvas de relación de atenuación que se presentan en las Figura 27 y Figura 28 corresponden a sismos de magnitudes M_w 5.5 y 6.5. A diferencia de las curvas del parámetro de aceleración mostradas en la Figura 25, las curvas de la relación de atenuación de velocidad empiezan a disminuir a una distancia más corta, aproximadamente a partir de 1 km. Sin embargo, se atenúan con una pendiente más suave que las curvas de aceleración.

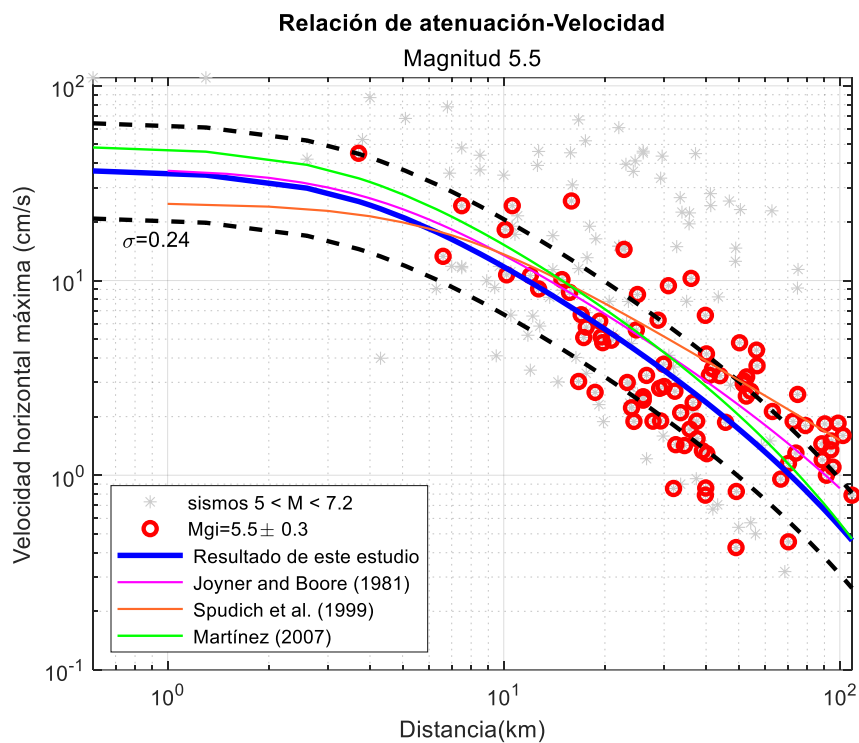


Figura 27. Curvas de relación de atenuación de movimientos fuertes para el parámetro de Velocidad Horizontal Máxima para un sismo de Magnitud M_w 5.5. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

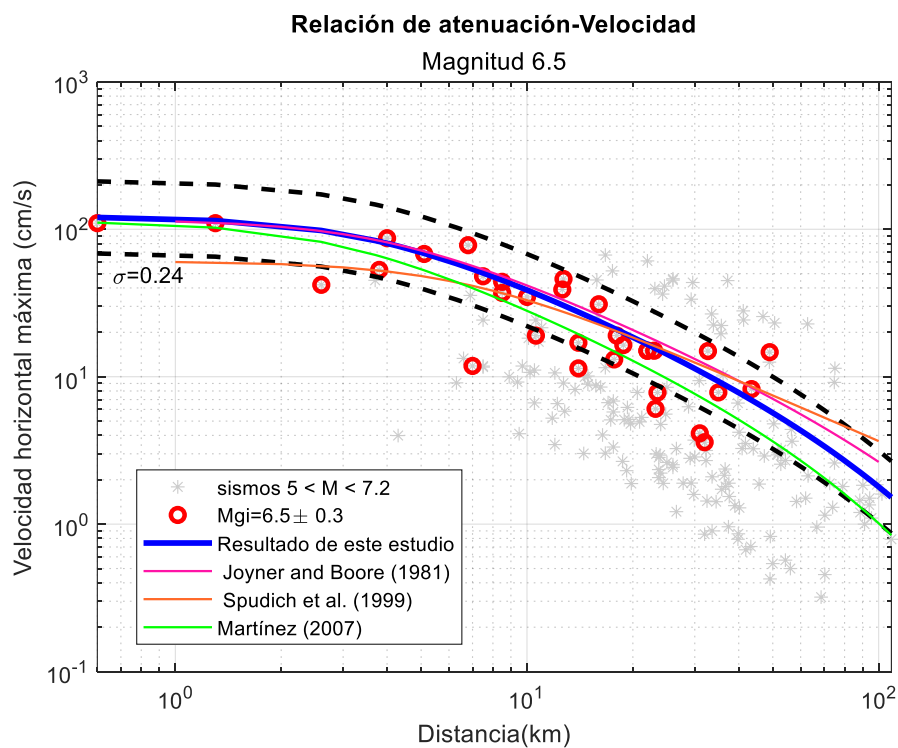


Figura 28. Curvas de relación de atenuación de movimientos fuertes para el parámetro Velocidad Horizontal Máxima para un sismo de Magnitud M_w 6.5. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

La velocidad horizontal máxima a 1 km para el sismo de M_w 5.5 es de aproximadamente 40 cm/s a diferencia del sismo de M_w 6.5, donde se espera que para esta magnitud tenga un valor máximo de 113 cm/s. En cambio, para una distancia de 10 km, para el sismo de M_w 5.5 la velocidad máxima esperada es de 12 cm/s mientras que para el de M_w 6.5 es de 42 cm/s. A esta distancia particular, la comparación indica una reducción en las amplitudes máximas de velocidad horizontal cercana al 40 % al pasar de M_w 6.5 a M_w 5.5. Es importante tener en cuenta que existen pocas observaciones de registros de velocidad a distancias menores a 5 km para sismos con magnitud mayor a 5, por lo que se debe tener reservas al utilizar dichas predicciones. Para ambos casos existe una desviación estándar $\sigma_{\log} = 0.24$, marcada en las figuras 27 y 28 con líneas negras punteadas.

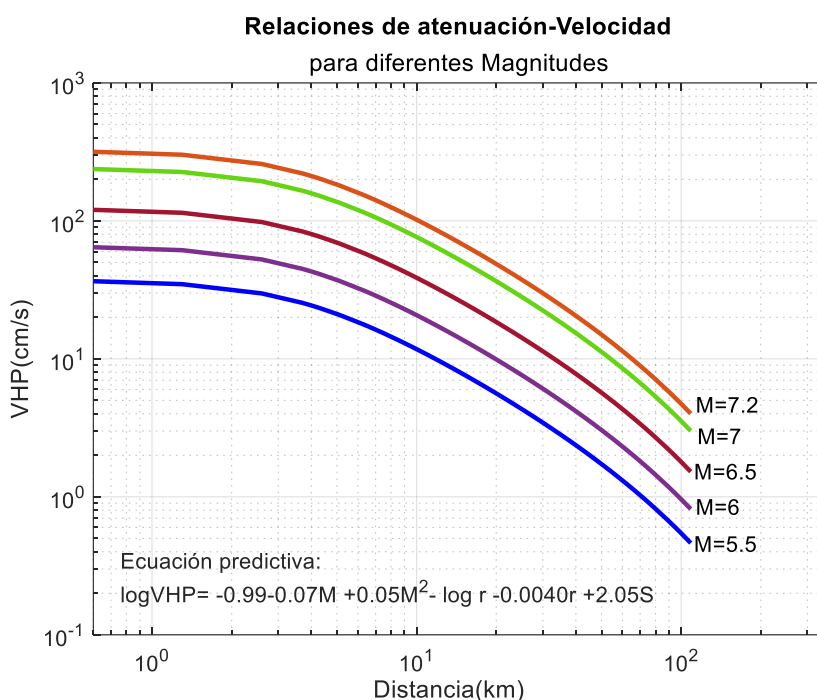


Figura 29. Curvas predictivas de VHP para las magnitudes 7.2, 7, 6.5, 6 y 5.5.

Al igual que en el parámetro de AHP, se agregaron algunas curvas solo con el propósito de comparación. Estas curvas son las de Joyner y Boore (1981), Spudich et al. (1999) y Martínez (2007). En las Figura 27 y Figura 28, se observa que las curvas en comparación, a pesar de tener diferencias con la obtenida en este estudio, permanecen dentro de las líneas de ± 1 desviación estándar (líneas negras punteadas). La Figura 29 muestra las diferentes curvas de relación de atenuación para el parámetro de velocidad horizontal máxima y para las magnitudes M_w de 7.2, 7, 6.5, 6 y 5.5. También se observa aquí que en cuanto mayor sea la magnitud, mayor es la velocidad pronosticada. Se debe tener precaución al utilizar los valores estimados a esas distancias menores a 5 km por la falta de suficientes datos.

3.6.3 Espectros de respuesta

El espectro de respuesta se define con base en la respuesta a la aceleración sísmica de un conjunto de osciladores armónicos amortiguados, de un grado de libertad y diferentes periodos naturales. Desde el punto de vista de la ingeniería estructural, los edificios y diversas estructuras pueden idealizarse como estructuras de un grado de libertad con un periodo de resonancia característico. En la Figura 30 se muestra un ejemplo de espectros de respuesta calculados de las componentes NS (línea roja continua) y EW (línea azul discontinua) registradas en la estación Chihuahua durante el sismo El mayor-Cucapah M_w 7.2. Aun cuando se puede analizar cualquier periodo natural que se desee, en este trabajo se eligieron 31 periodos que van desde 0.05 a 10.03 segundos. Estos periodos se encuentran en el intervalo de interés de la ingeniería sísmica.

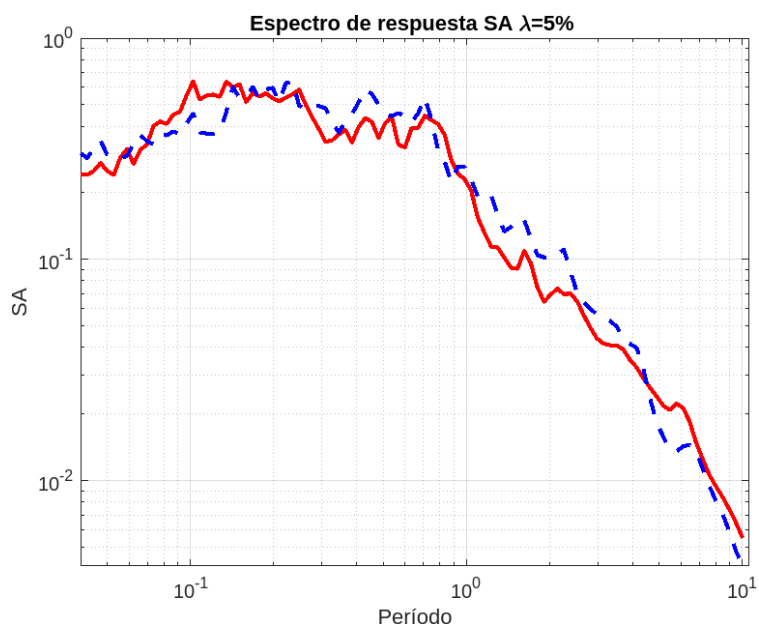


Figura 30. Espectros de respuesta de las componentes NS (línea roja continua) y EW (línea azul discontinua) para el sismo El mayor-Cucapah M_w 7.2 con registros de la estación Chihuahua.

Primeramente, se calcularon espectros de respuesta de aceleración absoluta (con 5 % de amortiguamiento) de las dos componentes horizontales de 653 componentes de aceleración horizontal registradas en el Valle de Mexicali para 147 sismos. De los espectros de respuesta calculados, se obtuvieron las aceleraciones espectrales máximas de cada componente y se promediaron. Esto se hizo para cada uno de los periodos naturales considerados. Posteriormente se procedió a utilizar la misma metodología descrita en el apartado 3.5 para, en este caso, obtener 31 ecuaciones predictivas con su respectiva desviación estándar (ver Tabla 6).

Tabla 6. Coeficientes de ecuaciones predictivas de espectros de respuesta

<i>Periodo</i>	α	β	γ	b	c	h	$Dv1$	$Dv2$	DvT
0.05	-1.57	0.38	-0.0153	-0.0102	0.687	7.2	0.22	0.14	0.27
0.06	-2.09	0.57	-0.0324	-0.0109	0.767	8.6	0.22	0.13	0.26
0.08	-2.04	0.57	-0.0352	-0.0123	0.917	10.5	0.22	0.15	0.26
0.10	-1.62	0.41	-0.0194	-0.013	0.963	11.1	0.23	0.15	0.27
0.12	-3.02	0.88	-0.0578	-0.0126	0.974	11.3	0.24	0.14	0.28
0.16	-3.6	1.05	-0.0689	-0.0083	0.833	9.5	0.26	0.16	0.31
0.20	-3.59	1.03	-0.0664	-0.0082	0.835	10.8	0.25	0.18	0.31
0.23	-2.86	0.76	-0.0428	-0.0084	0.818	11.3	0.25	0.18	0.3
0.26	-2.58	0.64	-0.0301	-0.0077	0.751	10.3	0.24	0.19	0.3
0.31	-3.04	0.78	-0.0402	-0.0061	0.66	9.6	0.24	0.18	0.31
0.36	-4.82	1.38	-0.0904	-0.0064	0.61	7.8	0.22	0.17	0.28
0.43	-4.43	1.23	-0.0747	-0.0061	0.541	7.2	0.22	0.15	0.27
0.51	-4.57	1.26	-0.076	-0.0048	0.457	6.2	0.21	0.16	0.26
0.60	-4.74	1.3	-0.0786	-0.005	0.376	5.6	0.23	0.19	0.3
0.79	-7.22	2.1	-0.141	-0.0067	0.263	5.5	0.23	0.17	0.29
0.99	-7.01	2.02	-0.1332	-0.0066	0.156	6.3	0.21	0.2	0.29
1.23	-8.27	2.42	-0.165	-0.0079	0.081	6.7	0.2	0.2	0.28
1.45	-8.22	2.39	-0.1605	-0.0085	-0.017	7.1	0.19	0.2	0.28
1.71	-8.74	2.55	-0.1721	-0.0105	-0.061	7.8	0.2	0.17	0.26
2.0	-8.22	2.32	-0.1485	-0.0096	-0.193	6.9	0.2	0.15	0.25
2.26	-8.65	2.44	-0.1559	-0.0097	-0.265	6.4	0.19	0.15	0.25
2.66	-9.43	2.69	-0.176	-0.0108	-0.373	6.4	0.2	0.16	0.26
2.97	-9.66	2.76	-0.1804	-0.0091	-0.505	5.7	0.19	0.17	0.26
3.51	-10.84	3.13	-0.2089	-0.0099	-0.593	6.3	0.19	0.18	0.26
3.92	-11.47	3.33	-0.2246	-0.011	-0.638	7.1	0.18	0.18	0.26
4.38	-12.68	3.71	-0.2531	-0.0109	-0.726	7.5	0.19	0.18	0.26
5.17	-13.03	3.81	-0.26	-0.0112	-0.823	8.1	0.19	0.17	0.26
6.1	-14.38	4.26	-0.2976	-0.0095	-1.013	7.1	0.2	0.2	0.28
7.2	-13.45	3.94	-0.2703	-0.0109	-1.104	7.4	0.2	0.19	0.28
8.5	-13.59	3.98	-0.2736	-0.0113	-1.2	8	0.2	0.19	0.28
10.03	-13.12	3.84	-0.2628	-0.0108	-1.331	7.8	0.21	0.21	0.29

En la Figura 31 se muestran los ajustes lineal y cuadrático de los factores de evento a_i que corresponden a los valores amplitud de espectros de respuesta para los periodos de 2 segundos (A) y de 10 segundos (B).

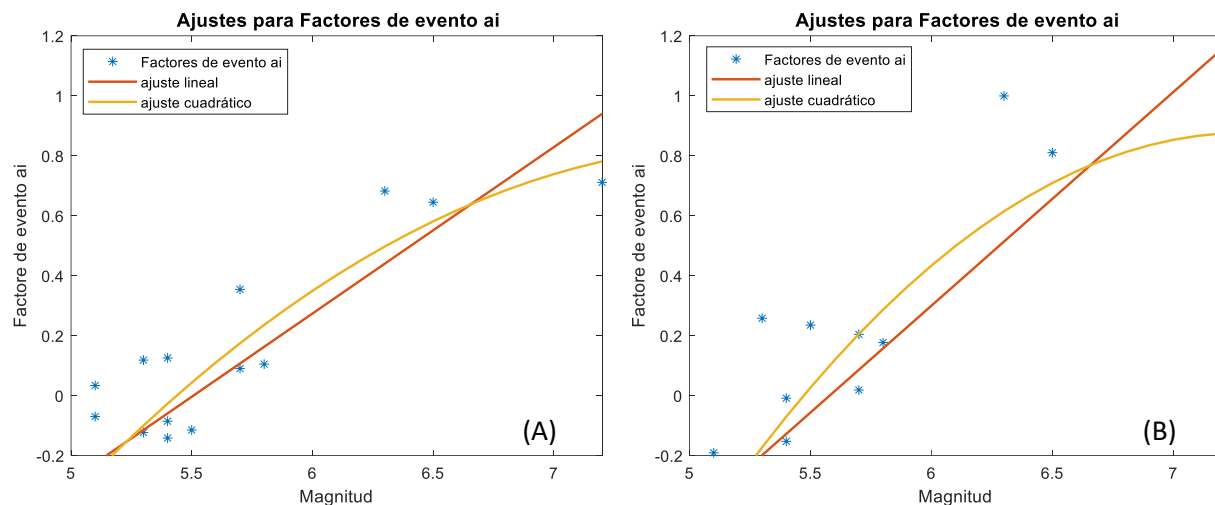


Figura 31. Ajuste lineal y cuadrático de factores de evento a_i como parte de segunda etapa de la regresión para obtener la ecuación de atenuación del parámetro de aceleración espectral para el periodo de 2 segundos (A) y 10 segundos (B).

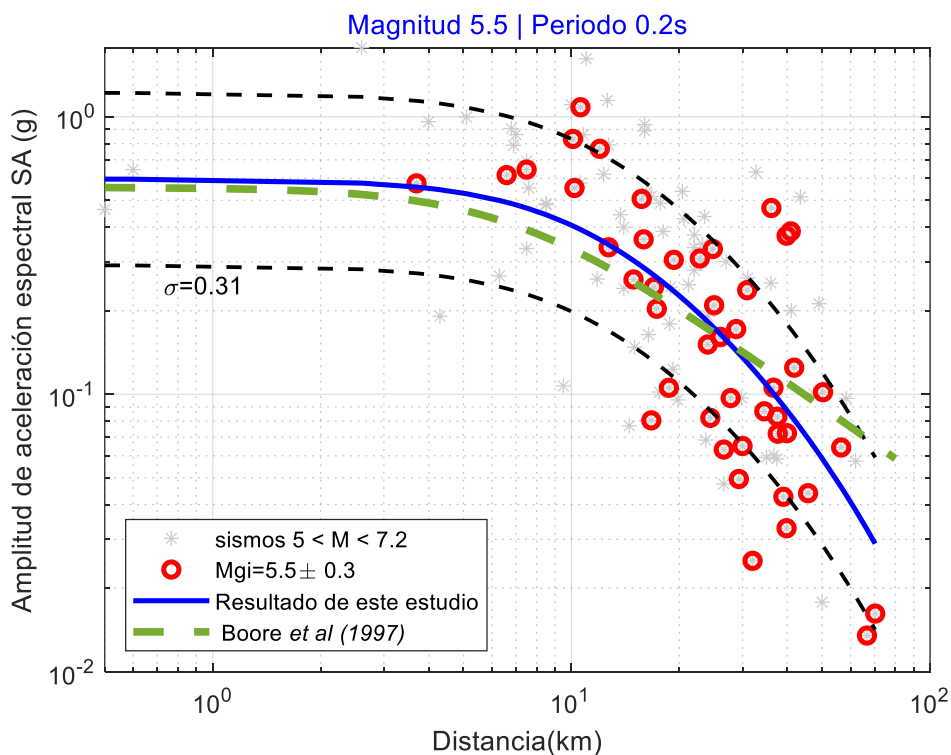


Figura 32. Relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud M_w 5.5, para 0.2 s de periodo. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

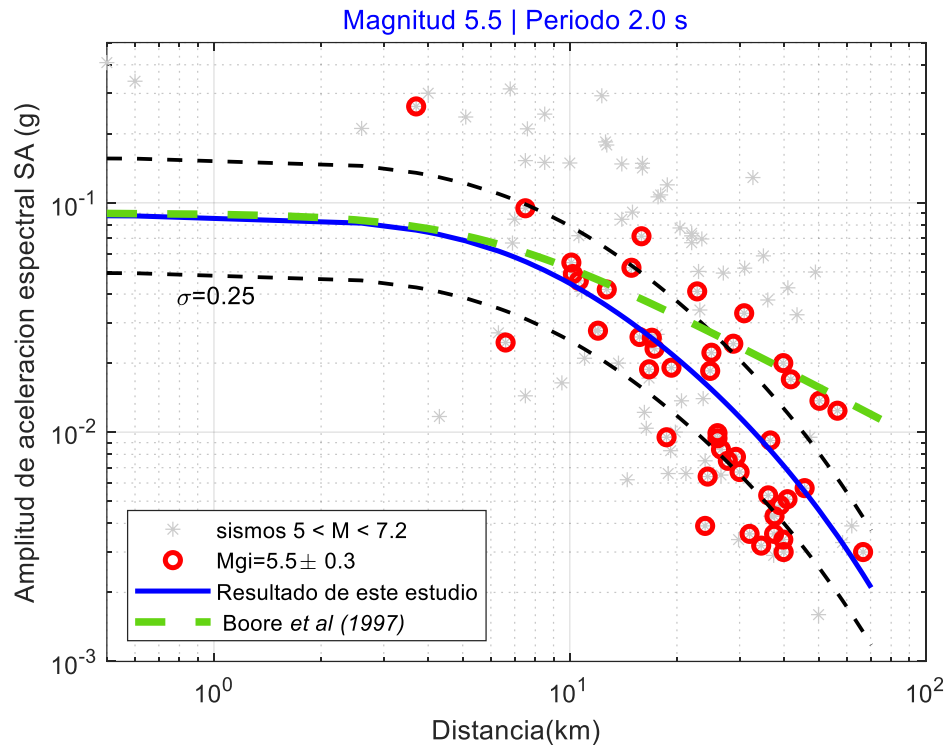


Figura 33. Relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud M_w 5.5, periodo de 2 s. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

Las curvas predictivas mostradas en las figuras Figura 32 y Figura 33, se obtuvieron para el caso de un sismo de magnitud M_w 5.5, y para periodos de 0.2 segundos y 2 segundos respectivamente. En la Tabla 6 se puede ver que los coeficientes de las ecuaciones y su desviación estándar son diferentes para cada periodo elegido. Las ecuaciones para la aceleración espectral a los periodos de 0.2 y 2 segundos están marcadas con azul. Se observa también que las aceleraciones espectrales máximas esperadas se reducen de 0.6 g a periodo de 0.2 segundos a 0.09 g al periodo mayor de 2 segundos.

A modo de comparación, se agrega en las Figuras Figura 32 y Figura 33 una curva correspondiente al estudio hecho por Boore y otros en 1997 (línea verde), la cual representa una curva predictiva de amplitudes de espectro de respuesta para la zona suroeste de Estados Unidos. Los datos de sismos históricos del Valle Mexicali-Imperial se utilizaron como parte de la base de datos utilizada para obtener este modelo de atenuación. En el presente estudio se utilizaron los datos de los sismos históricos del Valle de Mexicali más los datos del sismo El Mayor-Cucapah de abril de 2010 y de algunas de sus réplicas mayores. Esto explica la concordancia entre las amplitudes espectrales en comparación, que es buena hasta 30 km en el caso del periodo natural de 0.2 segundos, y hasta 10 km a periodo de 2 segundos.

En ambas figuras se observa que la caída de las amplitudes inicia aproximadamente a los 5 km. Sin embargo, a diferencia de la curva obtenida en este trabajo (línea azul), la atenuación de las amplitudes para la curva de Boore et al. (1997) decae con una pendiente más suave para distancias mayores a 5 km, implicando una atenuación menor que la estimada en este estudio.

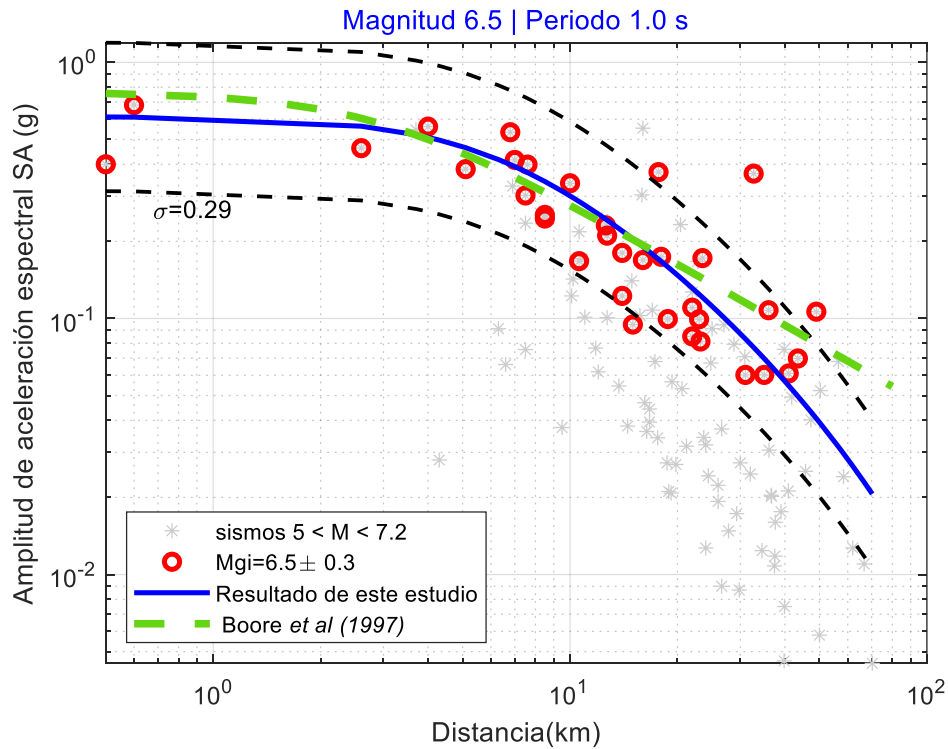


Figura 34. Relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud $M_w=6.5$, periodo 1.0 s. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

En las figuras Figura 34 y Figura 35 se muestran los resultados de las relaciones de atenuación de aceleración espectral para un sismo de magnitud M_w 6.5 y periodos 1 y 2 segundos respectivamente. A 1 km de distancia en ambos casos, se predice un máximo de 0.6 g para 1 segundo, mientras que para el periodo de 2 segundos la amplitud máxima predicha es de 0.3 g. A 10 km, las amplitudes espectrales son 0.3 g y 0.15 g en los espectros de 1 y 2 segundos, respectivamente. En estas gráficas se agregó también se la curva de Boore et al. (1997) a manera de comparación.

La Figura 36 es una gráfica de amplitud de aceleración espectral en función del periodo (0.5 a 10 segundos) para magnitud M_w 6.5 y para las distancias de 5 y 10 km. Se aprecia que a partir de aproximadamente 0.6 segundos las amplitudes empiezan a atenuarse conforme el periodo aumenta. El graficar la amplitud de espectros de respuesta contra el periodo es otra manera de obtener información. Puede existir el caso

donde se necesite conocer la predicción de la aceleración para diseñar estructuras con diferentes periodos ubicadas a 5, 10 y 20 km, o a cualquier otra distancia.

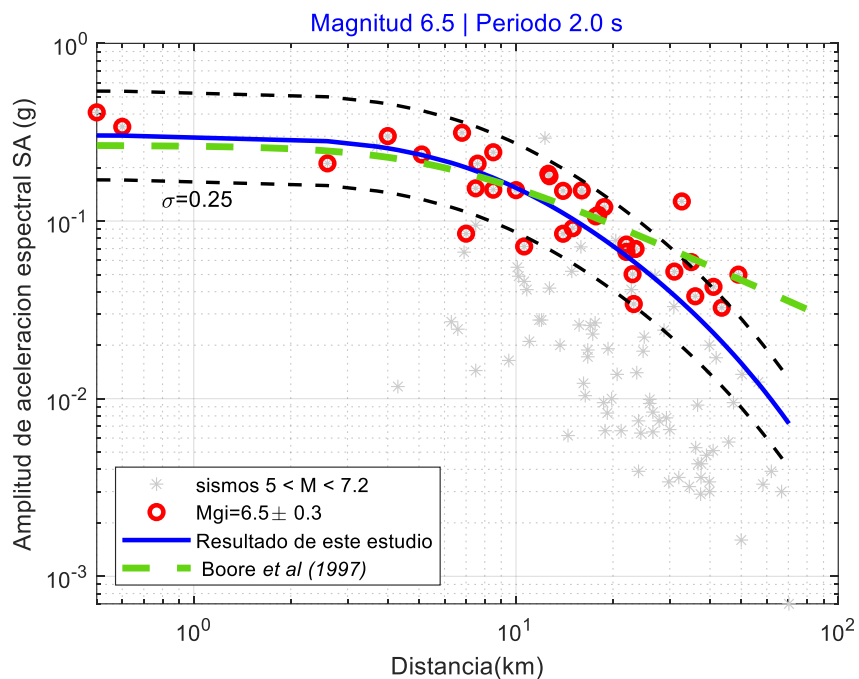


Figura 35. Resultado de la relación de atenuación para aceleración espectral de un sismo con magnitud $M_w=6.5$, periodo 2.0 s. Las líneas negras discontinuas representan una desviación estándar de la curva promedio resultante de este estudio.

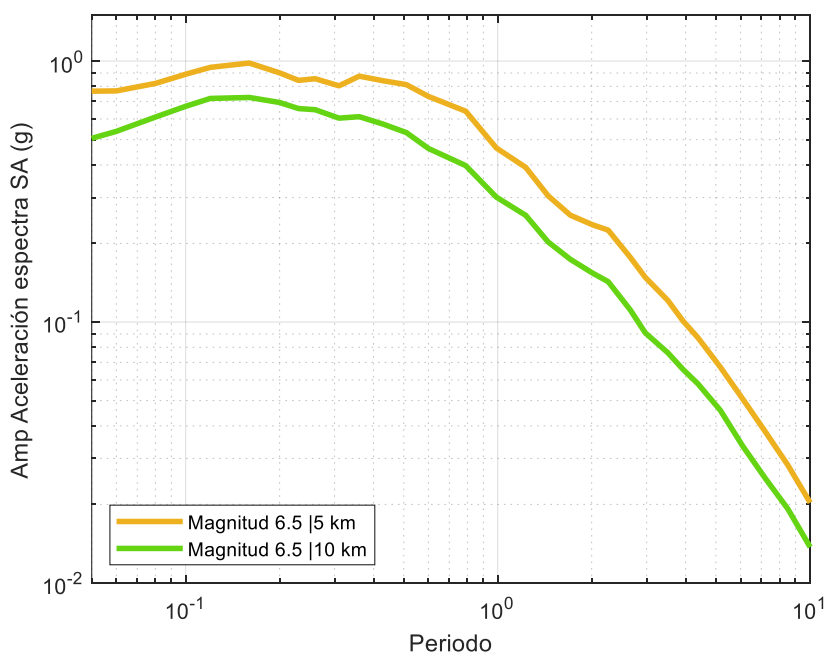


Figura 36. Amplitud de aceleración espectral en función de los periodos calculados a las distancias de 5 y 10 km para un sismo de M_w 6.5.

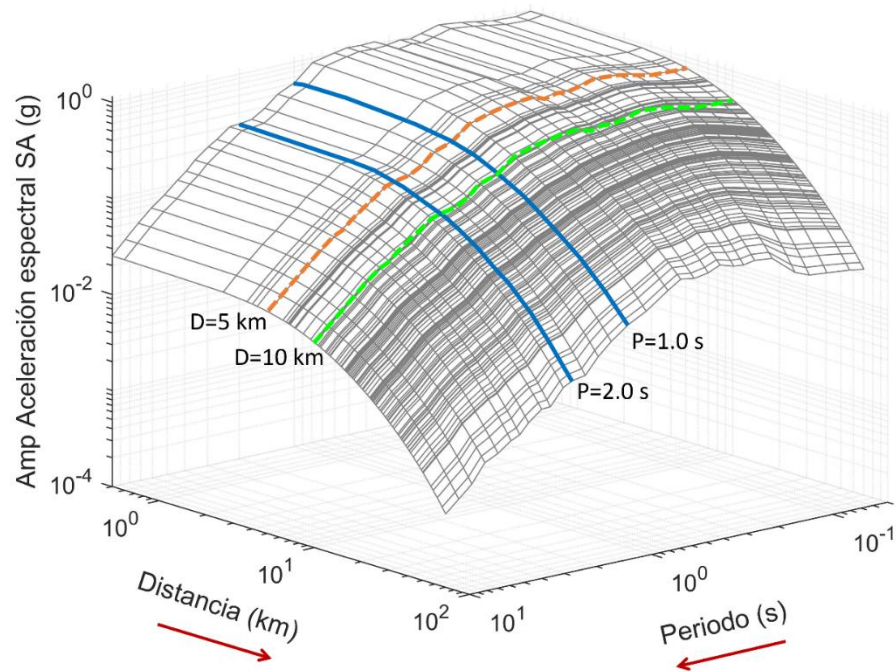


Figura 37. Compendio de curvas predictivas de amplitud de espectros de respuesta de aceleración para un sismo de magnitud M_w 6.5 (en 3D) resaltando las curvas de amplitud de aceleración espectral para distancias de 5 y 10 km y para periodos de 1 y 2 segundos.

Por último, la Figura 37 muestra un panorama general de todas las curvas para una magnitud de M_w 6.5 en 3 dimensiones. Las curvas mostradas en azul corresponden a las curvas individuales de 1 y 2 segundos mostradas en las figuras Figura 34 y Figura 35. Las curvas que representan las amplitudes de aceleración espectral (SA) respecto al periodo y tomadas a distancias de 5 km (línea naranja) y 10 km (línea verde) son las mostradas en la Figura 36. De manera general, se observa en la Figura 37 (en 3D) que, dependiendo del periodo o de la distancia, los valores de la amplitud espectral son distintos. Se puede ver que, a periodos largos y distancias grandes, la atenuación de las amplitudes de aceleración espectral es alta, mientras que a distancias y periodos pequeños se observan las máximas amplitudes. En otras palabras, se observa que cerca de la fuente se espera mayor concentración de energía y mayores amplitudes de aceleración espectral; ya en sitios lejanos, se espera se atenúen las amplitudes por la atenuación del medio, todo esto en términos de linealidad.

3.7 Conclusiones

De acuerdo con lo expuesto en el Capítulo 3, se determinaron relaciones empíricas de atenuación utilizando datos de aceleración, velocidad y espectro de respuesta de sismos registrados en el área del

Valle de Mexicali. Los datos se registraron a distancias epicentrales de entre 0.5 y 108.7 km para sismos con magnitudes momento entre 5 y 7.2. Todos los datos usados corresponden a registros de las componentes horizontales Norte-Sur y Este-Oeste, tomados en campo libre y en estaciones sobre sedimento. En los datos analizados se incluyeron los registros de tres sismos históricos de 1940, 1979 y 1980. El resto de la base de datos corresponde a eventos registrados previamente al año 2010, anteriores a la ocurrencia del sismo El Mayor-Cucapah. Los datos se analizaron con el método de dos pasos de Joyner y Boore (1981), el cual utiliza la técnica de regresión lineal múltiple para obtener de manera empírica las ecuaciones predictivas de movimientos fuertes para la zona del estudio. Las ecuaciones predictivas resultantes permiten predecir parámetros importantes de los movimientos fuertes del suelo. Los parámetros estimados mediante estas relaciones de atenuación son los de la aceleración horizontal máxima (AHP), la velocidad horizontal máxima (VHP) y las amplitudes de aceleración de espectros de respuesta (SA).

Una vez concluido el análisis anterior, se obtuvieron los siguientes resultados. Para la aceleración horizontal máxima se encontró que, para distancias entre 0.5 a 4 km, las máximas amplitudes de aceleración son constantes, y empiezan a decaer a distancias mayores a 4 km. Para el caso de un sismo con magnitud M_w 6.5, se espera una AHP de 0.5 g, mientras que para uno de M_w 7.2 la amplitud predicha es de 0.9 g. Para el parámetro de velocidad horizontal máxima las amplitudes empiezan a atenuarse a partir de 1 km. Análogamente a la aceleración, las predicciones de amplitud de la velocidad también aumentan con la magnitud, siendo el intervalo de 0.5 a 1 km el que contiene las máximas amplitudes. Para este parámetro de velocidad, se obtuvo que para un sismo de magnitud M_w 5.5, la amplitud máxima esperada, VHP, es de 36.5 cm/s. Cuando la magnitud considerada aumentó a M_w 6.5, se estimó una amplitud máxima de 113 cm/s.

Por último, en el caso de amplitudes de aceleración de los espectros de respuesta, se obtuvieron 31 ecuaciones predictivas para periodos entre 0.05 y 10 segundos. Los resultados obtenidos mostraron que a distancias cortas y periodos pequeños, las amplitudes espectrales son máximas. En el caso contrario, se estimaron valores pequeños de amplitud para distancias y periodos grandes.

Las relaciones empíricas determinadas son válidas solo para sismos con magnitudes M_w de entre 5 y 7.2. Debido a la escasa información a distancias menores de 10 km, se recomienda reserva con predicciones a esas distancias. En el futuro, se espera que, al irse añadiendo datos registrados a distancias cortas (< 10 km), se logren mejorar las ecuaciones predictivas aquí obtenidas. Eso es de importancia crítica, ya que las relaciones predictivas cobran importancia por su mayor probabilidad de daño a esas distancias.

Capítulo 4. Conclusiones generales

Es bien sabido que los movimientos del suelo provocados por los sismos tienen un potencial destructivo que puede ser devastador en sitios con un denso asentamiento humano. Los daños más severos se deben a las características de los sismos y su acoplamiento con las construcciones artificiales. En primer lugar, la magnitud de un sismo es una medida directa de su potencial destructivo, la distancia puede incrementar o disminuir los riesgos, la frecuencia, aunque menos entendida coloquialmente es un factor determinante en la capacidad de destrucción sobre edificios altos, sobre todo, y finalmente del efecto de sitio, el cual puede amplificar significativamente la cantidad del movimiento del suelo o causar no linealidad del comportamiento del suelo y causar más daños de lo esperado. En este trabajo enfatizamos este último factor sin dejar de analizar el resto ya que en última instancia todo está relacionado en un sismo, y dichas relaciones son más complejas cuando el sismo es más fuerte. Por lo que se busca minimizar los daños y evitar las pérdidas de vidas humanas y económicas. Esto motivó que el enfoque principal en este trabajo fuera investigar cómo responde el suelo ante sismos moderados y fuertes.

En la primera parte de este trabajo, se estudió el efecto de sitio, que es cuando el movimiento sísmico se puede ver amplificado por su entorno natural, en nuestro caso por depósitos sedimentarios que existen en el Valle de Mexicali. Sin embargo, también se encontraron efectos no lineales, los cuales dan lugar a una reducción de las amplitudes y al fenómeno de licuación, que físicamente se experimentó durante el sismo de El Mayor-Cucapah (M_w 7.2). En la segunda parte de este trabajo, se evaluó de manera cuantitativa el movimiento del suelo para sismos futuros que se puede esperar en el Valle de Mexicali. Esto se hizo por medio de ecuaciones predictivas de movimientos fuertes, o también llamadas relaciones empíricas de atenuación. Para lo anterior, se usaron en su mayoría los datos de eventos registrados en el Valle de Mexicali por estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM). La base de datos se complementó con algunos datos de la Red sísmica del Sur de California.

Para examinar la respuesta lineal y no lineal del suelo, se estudiaron 10 sitios ubicados en el Valle de Mexicali, Baja California, México. Se emplearon tanto la técnica de estación de referencia como la técnica de razón espectral H/V de estación única. Por la carencia de datos apropiados, con la primera de estas técnicas solo se obtuvieron las amplificaciones relativas del movimiento y las frecuencias de resonancia en tres de los sitios. Recurriendo al método de una sola estación, se obtuvieron razones espectrales H/V usando la mayoría de los datos disponibles. Primero se estimaron las razones espectrales H/V promedio de movimiento débil para los sitios, utilizando datos de sismos con aceleraciones máximas de 10 a 100

cm/s² y distancias epicentrales principalmente entre 2 y 30 km. Se obtuvieron relaciones espectrales H/V consistentes para cada sitio, las que mostraron una amplificación lineal significativa del movimiento, con factores de 2 a 9 en frecuencias de hasta 10 Hz. Los factores de amplificación relativa más altos (4 a 9) se observaron en frecuencias entre 0.5 y 6. La implementación de esta estrategia en los seis sismos procesados con el método de la estación de referencia produjo respuestas que fueron similares en forma, pero diferentes en amplificación.

Adicionalmente, se compararon las razones de amplificación de movimientos fuertes y débiles en un intento por determinar los efectos no lineales en el suelo. Estas comparaciones mostraron reducciones significativas de la amplificación en los movimientos fuertes con respecto a la amplificación media determinada para movimientos débiles. Tales reducciones se empezaron a notar a frecuencias inferiores a 3 Hz, y se atribuyeron a un comportamiento no lineal del suelo durante los movimientos fuertes.

Para evaluar la respuesta no lineal del suelo, se utilizó DNL (grado de no linealidad), un parámetro calculado en la banda de frecuencias de 0.5 a 20 Hz. Con el propósito de comparar el grado de no linealidad en movimientos débiles y fuertes, se determinaron los valores de DNL a la frecuencia arbitraria de 20 Hz y se graficaron como función de la aceleración horizontal. Como resultado, se observó primeramente una respuesta lineal del suelo, indicada por valores de DNL (a 20 Hz) que oscilaron entre 1 y 4 a alrededor de un valor medio de 2.5. Esto fue observado cuando las aceleraciones fueron menores de 120 cm/s². Sin embargo, en aceleraciones más altas de este nivel, se observaron efectos claros de no linealidad en los sedimentos, evidenciados por valores de DNL que alcanzaron valores tan altos como 15. Estos altos valores de DNL se obtuvieron de los datos de sismos con las magnitudes mayores de M_w 5.0. Se encontró también que el grado de no linealidad DNL depende tanto de la aceleración como de la distancia.

Como segunda parte de esta tesis, se hizo una actualización de las relaciones predictivas de atenuación para los parámetros de aceleración, velocidad y espectros de respuesta. Se utilizaron las componentes horizontales de registros de sismos con magnitud momento entre 5 y 7.2, así como distancias epicentrales de entre 0.5 y 109 km. En este proceso, se utilizó el método de Joyner y Boore (1981), el cual se desarrolla en dos pasos para desacoplar la dependencia que hay en los datos de la magnitud y la distancia. Con esta metodología, se determinaron las ecuaciones predictivas de movimientos fuertes para estimar los parámetros de movimientos fuertes.

Se obtuvo una ecuación predictiva para estimar la aceleración horizontal máxima, poniendo como ejemplos los casos de sismos de M_w 6.5 y 7.2, los cuales muestran aceleraciones máximas esperadas de

0.5 y 0.9 g, respectivamente, a distancias de entre 0.5 y 4 km. Para el caso de velocidad horizontal máxima, se ponen de ejemplo sismos de M_w 5.5 y 6.5, dando como resultado amplitudes máximas de 36.5 cm/s y 113 cm/s, respectivamente, a distancias entre 0.5 y 1 km. Tanto en la aceleración como en la velocidad, las predicciones de las amplitudes tienden a aumentar con la magnitud.

Por último, se obtuvieron 31 ecuaciones predictivas para el parámetro de amplitud de aceleración espectral. Los periodos que se consideraron van de 0.05 a 10 segundos. En general, se encontró que las amplitudes espectrales son máximas a distancias cortas y a periodos naturales pequeños. Por el contrario, se estimaron valores de amplitud pequeños para distancias y periodos largos.

Con el análisis de datos de movimientos fuertes realizado en este trabajo, ha sido posible evaluar con cierto detalle la respuesta sísmica del área de estudio. Los resultados obtenidos pueden ser de utilidad en la elaboración de medidas de prevención ante las graves consecuencias de futuros grandes sismos de la región. En este sentido, este trabajo contribuye con resultados relevantes que pueden ser útiles para predicciones realistas de los movimientos fuertes, así como para el diseño sísmico en suelos sedimentarios del Valle de Mexicali. Finalmente, este estudio puede servir también como punto de partida para el desarrollo de herramientas de prevención en el área de: sistemas constructivos, desarrollo urbano en zonas peligrosas, y en diseño estructural y arquitectónico.

Como trabajo a futuro se espera aplicar los resultados de efecto de sitio y las relaciones predictivas para modelos estructurales que se sujetan a la regulación actual y, con base en los resultados, desarrollar propuestas para adaptar las regulaciones a las condiciones de la región.

Literatura citada

- Abrahamson, N. A., y Shedlock, K. M. (1997). Overview. *Seismological Research Letters*, 68(1). doi: <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.3>
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motions. *Tectonophysics*, 218(1-3) [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90262-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90262-1)
- Anderson, J. G., Prince, J., Brune, J. N., y Simons, R. (1982). Strong motion accelerograms. In the Mexicali Valley earthquake of 9 June 1980. *Newsletter, Earthquake Engineering Research Institute*, 16(3). https://www.eeri.org/lfe/pdf/Mexico_Mexicali_UNAM_May82.pdf
- Anderson, J.G., y Bodin, P. (1987). Earthquake recurrence models and historical seismicity in the Mexicali-Imperial Valley. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77. <https://doi.org/10.1785/BSSA0770020562>
- Archuleta, R. J. (1984). A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 89(B6). <https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04559>
- Ayala, S.A., Velasco, A.A., Karplus, M.S., Dena Ornelas, O.S., González-Huizar, H., Pérez Campos, X., Husker, A. y Pant, M. (2022). H/V analysis in Juchitán de Zaragoza, Oaxaca, following the 2017 M 8.2 Tehuantepec, Mexico, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 113(2). <https://doi.org/10.1785/0120210141>
- Bennett, M. J., Youd, T. L., Harp, E. L. y Wicczorek, G. F. (1981). *Subsurface investigation of liquefaction, Imperial Valley Earthquake, California, October 15, 1979* (Reporte n°81-502). U. S. Geological Survey Numbered Series. <https://doi.org/10.3133/ofr81502>
- Bommer, J. J. y Alarcón J.E. (2006). The prediction and use of peak ground velocity. *Journal of Earthquake Engineering*, 10(1). <https://doi.org/10.1080/13632460609350586>
- Boore, D. M., Joyner, W. B. y Fumal, T. E. (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work. *Seismological Research Letters*, 68(1). <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.128>
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(1). <https://doi.org/10.1785/BSSA0600010029>
- Beresnev, I. A., y Wen, K. L. (1996). Nonlinear Soil Response - A Reality?. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6). <https://doi.org/10.1785/BSSA0860061964>
- Beresnev, I. A., Field, E. H., Van Den Abeele, K. y Johnson, P. A. (1998). Magnitude of nonlinear sediment response in Los Angeles basin during the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(4). <https://doi.org/10.1785/BSSA0880041079>
- Brune, J. N., Vernon III, F. L., y Simons, R. S. (1982). *Strong-motion data recorded in Mexico during the main shock* (Reporte n°1254, p. 319-323). U.S. Geological Survey Professional Paper. <https://pubs.usgs.gov/pp/1254/report.pdf>

- Campbell, K. W. (1997). Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seismological Research Letters*, 68(1). <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.154>
- Chávez, D., González, J., Reyes, A., Medina, M., Duarte, C., Brune, J.L., Simons, R., Hutton, L.K., German, P.T., y Johnson, C.L. (1982). *Main shock location and magnitude determination using combined U. S. and Mexican data* (Reporte n°1254, p. 51-55). U.S. Geological Survey Professional Paper. <https://pubs.usgs.gov/pp/1254/report.pdf>
- Chin, B.-H., y Aki, K. (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(5). <https://doi.org/10.1785/BSSA0810051415>
- Darragh, R. B., y Shakal, A. F. (1991). The site response of two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(5). <https://doi.org/10.1785/BSSA0810051885>
- Dhakal, Y. P., Aoi, S., Kunugi, T., Suzuki, W. y Kimura, T. (2017). Assessment of nonlinear site response at ocean bottom seismograph sites based on S-wave horizontal-to-vertical spectral ratios: a study at the Sagami Bay area K-NET sites in Japan. *Earth, Planets and Space*, 69(29). <https://earth-planet-space.springeropen.com/articles/10.1186/s40623-017-0615-5>
- Fabriol, H. M., y Munguía, L. (1997). Seismic activity at the Cerro Prieto geothermal area (Mexico) from August 1994 to December 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation. *Geophysical Research Letters*, 24(1). <https://doi.org/10.1029/97GL01669>
- Field, E. H. y Jacob, K. H. (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site dependent. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(4). <https://doi.org/10.1785/BSSA0850041127>
- Field, E. H., Johnson, P. A., Beresnev, I. A. y Zeng, Y. (1997). Nonlinear ground-motion amplification by sediment during the 1994 Northridge earthquake. *Nature*, 390. [doi:10.1038/37586](https://doi.org/10.1038/37586)
- Frez, J., y González, J. J. (1991). Crustal structure and seismotectonic of northern Baja California. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 47. <https://doi.org/10.1306/M47542C15>
- González, M., Munguía, L., Vidal, A., Wong, V., González, M., y Suárez-Vidal, F. (2001). Two Mw 4.8 Cerro Prieto, Baja California, México, earthquakes on 1 June and 10 September 1999: strong-motion observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6). <https://doi.org/10.1785/0120000033>
- Hartzell, S., Leeds, A., Frankel, A., y Michael, J. (1996). Site response of urban Los Angeles using aftershocks of the Northridge earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B). <https://doi.org/10.1785/BSSA08601BS168>
- Hartzell, S., Cranswick, E., Frankel, A., Carver, D. y Meremonte, M. (1997). Variability of site response in the Los Angeles Urban area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(6). <https://doi.org/10.1785/BSSA0870061377>

- Hartzell, S. (1998). Variability in nonlinear sediment response during the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(6). <https://doi.org/10.1785/BSSA0880061426>
- Hauksson, E., Stock, J. M., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, A., y Kanamori, H. (2010). The 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake Sequence, Baja California, Mexico and Southernmost California, USA: Active Seismotectonics Along the Mexican Pacific Margin. *Pure and Applied Geophysics*, 168. DOI: [10.1007/s00024-010-0209-7](https://doi.org/10.1007/s00024-010-0209-7)
- Kostadinov, M. V. y Towhata, I. (2002). Assessment of liquefaction inducing peak ground velocity and frequency of horizontal ground shaking at onset of phenomenon. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(4). [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(02\)00018-0](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(02)00018-0)
- Joyner, W. B., y Boore, D. M. (1981). Peak horizontal accelerations and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6). <https://doi.org/10.1785/BSSA0710062011>
- Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall. <http://faculty.washington.edu/kramer/GEEbook.pdf>
- Lermo, J., y Chavez-Garcia, F. J. (1993). Site effects evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5). <https://doi.org/10.1785/BSSA0830051574>
- Lipmann, M., Truesdell, A., y Frye, G. (25-27 de enero de 1999). *The Cerro Prieto and Salton Sea Geothermal Fields—Are they really alike?* [Acta de congreso SGP-TR-162]. Twenty-fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California. <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/1999/Lippmann.pdf>
- Lira-Herrera, H. (2005). Actualización del modelo geológico conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto, B. C. *Geotermia* 18(1). <https://biblat.unam.mx/hevila/Geotermia/2005/vol18/no1/4.pdf>
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C. R., Brune, J. N., y Thatcher, W. (1970). Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, México: preliminary results. *Geofísica Internacional*, 10(2). <https://resolver.caltech.edu/CaltechAUTHORS:20140924-091244669>
- Martínez, Y.C. (2007). *Relaciones de Atenuación de movimientos fuertes para el Valle de Mexicali, B. C., México*. [Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada B.C.]. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/bitstream/1007/846/1/175131.pdf>
- Munguía, L., y Brune, J. N. (1984). High stress drop events in the Victoria, Baja California, earthquake swarm of 1978 March. *Geophysical Journal International*, 76(3). <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01919.x>
- Munguía L., Anderson, J. G. y Brune, J. N. (1988). *The Cerro Prieto earthquake of February 6, 1987, in The Cerro Prieto, Baja California, earthquake of February 6, 1987, and processed strong-motion data* (Reporte n OSMS 87-04, p. 51). California Department of Conservation Division of Mines and Geology Office of Strong Motion Studies. https://www.conservation.ca.gov/cgs/Documents/Program-SMIP/Reports/ProcData/OSMS_87-04.pdf

- Munguía, L., Glowacka, E., Suárez-Vidal, F., Lira-Herrera, H., y Sarychikhina O. (2009). Near-Fault Strong Ground Motions Recorded during the Morelia Normal-Fault Earthquakes of May 2006 in Mexicali Valley, B. C., México. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3). <https://doi.org/10.1785/0120080256>
- Munguía, L., Navarro, M., Valdez, T. y Luna, M. (27-29 de mayo de 2010). *Strong-motion data recorded in Baja California during the El Mayor-Cucapah earthquake of 4 April 2010 (Mw7.2): Preliminary results* [Acta de congreso]. Cordilleran Section – 106th Annual Meeting, and Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists, Anaheim, California, Estados Unidos. <https://gsa.confex.com/gsa/2010CD/webprogram/Paper174645.html>
- Munguía, L. (13- 17 de diciembre de 2010). *The El Mayor-Cucapah earthquake of April 4, 2010 (Mw 7.2): Main shock and aftershocks relocation and relevant aspects of the strong motion data recorded in the epicenter region* [Acta de congreso]. Abstract presentado en American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, California. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2010AGUFM.T51E..04M/abstract>
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute* 30(1). <https://trid.trb.org/view/294184>
- Noguchi, S., and Sasatani, T. (12-17 de octubre de 2008). *Quantification of Degree of Nonlinear Site Response* [Acta de congreso]. The 14 th Worl Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China. https://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/14_03-03-0049.PDF
- Régnier, J., Cadet, H., Bonilla, L.F., Bertrand, E. y Semblat, J.F. (2013) Assessing nonlinear behavior of soils in seismic site response: statistical analysis on KiK-net strong-motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3). <https://doi.org/10.1785/0120120240>
- Régnier, J., Cadet, H., Bonilla, L.F. y Bard, P.Y. (2016) Empirical quantification of the impact of nonlinear soil behavior on site response. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(4). <https://doi.org/10.1785/0120150199>
- Ren, Y., Wen, R., Yao, X. y Kun, J. (2017). Five parameters for the evaluation of the soil nonlinearity during the Ms8.0 Wenchuan Earthquake using the HVSr method. *Earth Planets and Space*, 69(116). [doi:10.1186/s40623-017-0702-7](https://doi.org/10.1186/s40623-017-0702-7)
- Rogers, A. M., Borchardt, R. D., Covington, P. A., y Perkins, D. M. (1984). Comparative ground response study near Los Angeles using recordings of Nevada nuclear tests and the 1971 San Fernando earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5). <https://doi.org/10.1785/BSSA0740051925>
- Singh, S. K., Mena, E., y Castro, R. Castro (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near México city from strong motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2). <https://doi.org/10.1785/BSSA0780020451>
- Stewart, J. P., Brandenberg, S. J., Fletcher, J., Gingery, J. R., Hudnut, K. W., McCrink, T., Meneses, J. F., Murbach, D., Rockwell, T. y Tinsley, J. (2010). *Preliminary Report on Seismological and Geotechnical Engineering Aspects of the April 4, 2010, Mw 7.2 El Mayor-Cucapah (Mexico) Earthquake* (Reporte No. GEER-023). *Geotechnical Earthquake Engineering Reconnaissance GEER*.

<http://learningfromearthquakes.org/2010-04-04-baja/11-resources/64-preliminary-report-from-geer>

- Strand, C. L. (1980). *Pre-1900 earthquakes of Baja California and San Diego County* [Tesis de maestría, San Diego State University]. <https://digitallibrary.sdsu.edu/islandora/object/sdsu%3A94>
- Su, F., Anderson, J. G., y Zeng, Y. (1998). Study of Weak and Strong Ground Motion Including Nonlinearity from the Northridge, California, Earthquake Sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(6). <https://doi.org/10.1785/BSSA0880061411>
- Suárez-Vidal, F., Sieh, K. E., y Elders, W. E. (1982). A review of geological effects and damage distribution of the June 9, 1980 Mexicali valley earthquake. *Newsletter, Earthquake Engineering Research Institute*, 16(3). <https://authors.library.caltech.edu/98695/>
- Suárez-Vidal, F. (1999). Sismos de $M > 6$ en el Valle de Mexicali-Imperial, generación y distribución de estructuras asociadas a licuación. *GEOS, boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana*, 19(1). <https://ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos99-1/sismos-19-1.pdf>
- Suárez-Vidal, F., Munguía-Orozco, L., González-Escobar, M., González-García, J. y Glowacka, E. (2007). Surface rupture of the Morelia fault near the Cerro Prieto geothermal field, Mexicali, Baja California, México, during the Mw 5.4 earthquake of 24 May 2006. *Seismological Research Letters*, 78(3). <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.3.394>
- Todorovska, M. y Trifunac, M. (2010). Earthquake damage detection in the Imperial County Services Building II: Analysis of novelties via wavelets. *Structural Control and Health Monitoring*, 17(8). <https://doi.org/10.1002/stc.350>
- Ulrich, F. P. (1941). The Imperial Valley Earthquakes of 1940. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 31(1). <https://doi.org/10.1785/BSSA0310010013>
- Vázquez, G. R. (1999). Condiciones geohidrológicas del acuífero somero en la zona del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. *Geotermia Revista Mexicana*, 15(1). https://books.google.com.mx/books?id=UFxNAQAIAAJ&printsec=frontcover&hl=es&source=gb_s_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false
- Vidal-Villegas, J. A., Huerta-López, C. I., Ramírez, E. E., Arce-Villa, R., y Vega-Guzmán, F. J. (2021). Experimental Approach on the Study of Ground-Motion Amplification at the Cerro Prieto Volcano, Mexicali Valley, Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 93(2A). <https://doi.org/10.1785/0220200370>
- Wald, D.J., Quiriano, V., Heaton, T.H., Kanamori, H., Scrivner C.W., y Worden, C.B. (1999). Trinet ShakeMaps: rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in Southern California. *Earthquake Spectra*, 15(3). <https://authors.library.caltech.edu/28537/1/WALes99b.pdf>
- Wong, V., Frez, J. y Suarez-Vidal, F. (1997). The Victoria, Mexico, Earthquake of June 9, 1980. *Geofísica Internacional*, 36(3). <https://www.redalyc.org/pdf/568/56836301.pdf>
- Yamazaki, F., y Murao, O. (2000). Vulnerability functions for Japanese buildings based on damage data from the 1995 Kobe earthquake. *Implications of Recent Earthquakes on Seismic Risk (pp. 91-102)*. Imperial College. <https://doi.org/10.1142/p198>