

TESIS DEFENDIDA POR  
**Yleana Claudia Martínez Mirón**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

---

Dr. Luis Munguía Orozco  
*Director del Comité*

---

Dr. José Antonio Vidal Villegas  
*Miembro del Comité*

---

M. C. Francisco Suárez Vidal  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Modesto Ortiz Figueroa  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Victor Manuel Wong Ortega  
*Coordinador del Programa de  
Posgrado en Ciencias de la Tierra*

---

Dr. Edgar Gerardo Pavía López  
*Director de Estudios de Posgrado*

29 de Marzo de 2007

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

**Relaciones de Atenuación de movimientos fuertes para  
el Valle de Mexicali, B. C., México.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

**YLEANA CLAUDIA MARTÍNEZ MIRÓN**

Ensenada, Baja California, México, Marzo de 2007

**RESUMEN** de la tesis de **Yleana Claudia Martínez Mirón**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en **CIENCIAS DE LA TIERRA** con orientación en **SISMOLOGIA**. Ensenada, Baja California, México. Marzo de 2007.

## RELACIONES DE ATENUACIÓN DE MOVIMIENTOS FUERTES PARA EL VALLE DE MEXICALI, B. C., MÉXICO.

Resumen aprobado por:

---

Dr. Luis Munguía Orozco

Director de tesis

El análisis de peligro sísmico de una región dada se puede hacer a través de escenarios sísmicos o mediante la consideración de todos los sismos y su probabilidad de ocurrencia en la región. En ambos casos resulta indispensable contar con modelos que describan de la mejor manera posible la forma de atenuación de los movimientos sísmicos. Tales modelos de atenuación se obtienen de análisis estadísticos de parámetros que describen los movimientos sísmicos generados por los temblores de la región en consideración. Es natural esperar que para ambientes tectónicos diferentes las formas de atenuación de los movimientos sísmicos resulten también diferentes.

En esta tesis se determinan relaciones de atenuación de movimientos fuertes para el Valle de Mexicali, Baja California, México. La base de datos utilizada es la conformada a través de 30 años de operación de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México. Aplicando un análisis estadístico de regresión a estos datos, se obtienen relaciones de atenuación para tres parámetros de movimientos fuertes representados por la aceleración horizontal pico, la velocidad horizontal pico, y espectros de respuesta de aceleración absoluta. Aún cuando a distancias cortas ( $< 5$  km) los niveles de amplitud predichos por las relaciones de atenuación determinadas son los menos precisos, los datos de movimientos fuertes registrados en el Valle de Mexicali, a distancias de hasta 70-80 kilómetros, están bien representados por las relaciones de atenuación obtenidas.

Al comparar nuestros resultados con modelos de atenuación para el oeste de Estados Unidos y para otras regiones del mundo con estados de deformación extensional, se observa que las curvas de atenuación de esos modelos no describen adecuadamente el comportamiento de los parámetros de movimientos fuertes analizados. De esta

comparación, se concluye que los movimientos fuertes de sismos del Valle de Mexicali se atenúan más rápidamente con la distancia que en otras regiones sísmicas, hecho que queda reflejado en las relaciones de atenuación determinadas.

**Palabras clave:** Movimiento fuerte, relaciones de atenuación, aceleración horizontal pico, velocidad horizontal pico, aceleración espectral, Valle de Mexicali.

**ABSTRACT** of the thesis presented by **Yleana Claudia Martínez Mirón** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in EARTH SCIENCES with orientation in SEISMOLOGY. Ensenada, Baja California, México. Marzo de 2007.

**STRONG MOTION ATTENUATION RELATIONS FOR MEXICALI VALLEY, B. C., MEXICO.**

For a given region, a seismic hazard assessment can be performed through specific earthquake scenarios or through consideration of all earthquakes and their probabilities of occurrence in the region. In both approaches, however, the existence of models that describe the attenuation of earthquake ground motions becomes essential. Such models are obtained from statistical analyses of recorded ground motions in the region. It is also natural to expect different ground motion attenuation relationships for different tectonic environments.

In this thesis, ground motion attenuation relationships are determined for the region of Mexicali Valley, Baja California, México. For this, we used the strong motion data accumulated during 30 years of operation of the Red de Acelerógrafos del Noroeste de México. Application of regression analyses on this data set resulted in attenuation relationships for peak ground acceleration, peak ground velocity, and absolute acceleration response spectra. In spite that the ground motion amplitudes predicted by our attenuation equations at short distances ( $< 5$  km) are not quite reliable, the strong motion data from earthquakes occurred and recorded in the Mexicali Valley, at distances of up to 70 – 80 km, are well represented by the attenuation relationships obtained.

Comparisons of our results with attenuation relationships for the Western United States and other regions of the world with extensional deformation regimes show that such attenuation relationships do not adequately describe the behavior of the strong motion parameters analyzed. From such comparisons, we conclude that the strong motions from earthquakes of the Mexicali Valley attenuate faster with distance than what is observed for other seismic regions, fact that clearly reflects in the attenuation relationships obtained.

**Key words:** Strong motion, attenuation relationships, peak horizontal acceleration, peak horizontal velocity, spectral acceleration, Mexicali Valley

## DEDICATORIA

Dedico esta tesis ...

A mis padres Aristeo Gerardo Martínez Valdez y Claudia Mirón Reyes. Por haberme brindado siempre todo su cariño, apoyo y comprensión y porque siempre me enseñaron a luchar y seguir adelante. Porque nunca me quitaron la oportunidad de obtener por cuenta propia todo aquello que no me pudieron dar.

A mis hermanos Myrna, Erika, Liceth, Nureyyen y Gerardo porque siempre me han apoyado y nunca me han permitido darme por vencida. Pero sobre todo quiero agradecer a Carlos, porque a pesar de que ya no estas a nuestro lado, al igual que en vida sigues siendo el faro que guía nuestras vidas.

A Carlos Gerardo por haberme esperado todo este tiempo y tenerme la mayor paciencia del mundo.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco ...

A mis amigos, a los que estuvieron presentes por todos los momentos vividos juntos, y a los ausentes porque a pesar de la distancia siempre estuvieron aquí conmigo.

A Rebeca y Paulina por permitirme ser parte de su familia.

A los miembros de mi comité de tesis, por sus comentarios y ayuda para terminar esta tesis.

A mi amigo y profesor Dr. Modesto Ortiz Figueroa por todo su apoyo, tanto en lo académico como en lo personal, y a mi asesor el Dr. Luis Munguía Orozco, por las clases, por la paciencia, por las risas, pero sobre todo, por los jalones de orejas que duelen, pero como ayudan. Gracias por todo su apoyo incondicional y porque nunca me dejaron morir sola.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico que me permitió realizar mis estudios de maestría.

A todo el personal de CICESE, en especial al de Ciencias de la Tierra.

## CONTENIDO

<b>I. Introducción.....</b>	<b>1</b>
I.1    Redes sísmicas en la región .....	6
I.2    Objetivos.....	9
I.3    Area de estudio: geología y sismotectónica.....	9
I.3.1 Valle Mexicali – Imperial.....	11
I.3.2 Sistema de fallas Sierra Juárez – San Pedro Mártir.....	12
I.3.3 Fallas Agua Blanca y San Miguel – Vallecitos.....	13
<b>II. Relaciones de atenuación de movimientos fuertes.....</b>	<b>15</b>
II.1    Parámetros de movimientos fuertes.....	16
II.1.1 Parámetros dependientes.....	16
II.1.2 Parámetros independientes.....	21
II.2    Forma funcional de las relaciones predictivas.....	28
II.2.1 Método de Joyner y Boore (1981) .....	31
<b>III. Datos .....</b>	<b>36</b>
III.1    Aceleración Horizontal Pico.....	38
III.2    Velocidad Horizontal Pico.....	38
III.3    Aceleración espectral.....	39
III.4    Distancia fuente – estación .....	41
III.5    Peso.....	41
III.6    Sitio de registro.....	41
III.7    Magnitud.....	42
<b>IV. Resultados .....</b>	<b>46</b>
IV.1    Resultados iniciales.....	46
IV.2    Aceleración Horizontal Pico (AHP).....	56
IV.3    Velocidad Horizontal Pico (VHP).....	70
IV.4    Aceleración Espectral Absoluta (AE).....	81
<b>V. Conclusiones .....</b>	<b>95</b>
<b>Referencias.....</b>	<b>98</b>
<b>A.1 Algunos detalles del análisis de regresión.....</b>	<b>102</b>



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Principales fallas tectónicas del Sur de California, E. U. A. y norte de Baja California, México .....	2
Figura 2. Distribución de las estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM) .....	8
Figura 3. Espectro de respuesta: forma de cálculo e interpretación. Las señales sísmicas que produce un sismómetro son versiones modificadas del movimiento real del suelo, dependiendo esto del periodo natural y del amortiguamiento propios del instrumento. Un espectro de respuesta se construye graficando las máximas amplitudes de respuestas de instrumentos con diferentes periodos a un movimiento dado del suelo. Estas gráficas resultan de interés por la analogía que puede establecerse con los periodos propios de resonancia de diversas obras de construcción (por ejemplo edificios y puentes) .....	20
Figura 4. Comparación entre las diferentes escalas de magnitud. Todas sufren el efecto de saturación a magnitudes grandes, excepto $M_w$ . Figura modificada de Lay y Wallace (1995) .....	23
Figura 5a. Diferentes definiciones del parámetro <i>distancia fuente – estación</i> . Figura modificada de Kramer (1996) .....	25
Figura 5b. Diferentes definiciones del parámetro <i>distancia fuente – estación</i> . $r_{jb}$ – distancia de Joyner y Boore, $r_{rup}$ – distancia más cercana a la superficie de ruptura, $r_{seis}$ – distancia más cercana a la zona sismogénica sobre la superficie de ruptura, $r_{hipo}$ – distancia hipocentral. Figura modificada de Abrahamson y Shedlock (1997) .....	26
Figura 6. Sismos ocurridos entre 1940 y 2004 con $M \geq 3$ de la base de datos preliminar. Se puede observar que la mayoría de los sismos se encuentran concentrados entre las fallas Imperial y Cerro Prieto, en el Valle de Mexicali .....	37
Figura 7. Se consideran los primeros 25 segundos del registro de aceleración para calcular el espectro de respuesta con un 5% del amortiguamiento crítico. Para este estudio se toma como <i>AE</i> al promedio de las dos aceleraciones espectrales horizontales máximas .....	40

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 8. Espectros de desplazamiento de Brune. En la parte superior se muestra el modelo teórico de Brune (1970). Lo caracterizan tres elementos básicos: el nivel espectral a frecuencias bajas  $\Omega_0(\omega)$ , la frecuencia de esquina del espectro,  $f_0$ , y la pendiente de decaimiento de la porción espectral a altas frecuencias,  $\gamma$ . En la parte inferior se muestran, a manera de ejemplo, los espectros de desplazamiento calculados para las dos componentes horizontales así como el nivel  $\Omega_0(\omega)$  y la pendiente  $\gamma$  en la estación Chihuahua ..... 44
- Figura 9. Epicentros de los sismos ( $3.0 \leq M_w \leq 6.5$ ) registrados entre los años 1976 y 2005 por al menos 3 estaciones ..... 45
- Figura 10. Distribución distancia -vs- magnitud de los valores de *AHP* de la base inicial de datos. Con estos datos se obtiene la primera relación de atenuación en este estudio. Se puede observar que el cubrimiento de los datos abarca desde unos cuantos kilómetros, hasta cerca de los 200 kilómetros ..... 47
- Figura 11. Valor de los factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La línea continua representa un ajuste lineal de los datos a partir de la ecuación (7), las líneas discontinuas resultan después de añadirle y sustraerle una desviación estándar,  $\sigma_a$  ..... 48
- Figura 12. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (10). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Los círculos representan los valores de *AHP* observados para magnitudes iguales a las de las curvas generadas  $\pm 0.3$  unidades de magnitud ..... 50
- Figura 13. Factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La curva continua representa la forma cuadrática de la ecuación (7), las curvas discontinuas resultan después de añadirle y sustraerle una desviación estándar,  $\sigma_a$  ..... 54
- Figura 14. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (11). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación  $\pm 1$  desviación estándar. Los círculos representan los datos de aceleración observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde  $M$  representa la magnitud de las de las curvas generadas ..... 55

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 15. Distribución de los 406 valores de *AHP* utilizados para generar las relaciones de atenuación en términos de este parámetro. El cubrimiento en distancias es bueno, abarcando desde unos cuantos kilómetros hasta los 100 kilómetros. Sin embargo el cubrimiento en magnitud tiene huecos para magnitudes grandes ..... 57
- Figura 16. Factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La línea continua representa el ajuste de los datos a partir de la ecuación (7) en su forma lineal. Las líneas discontinuas resultan de añadir o sustraer el valor de la desviación estándar,  $\sigma_a$ , a la recta ajustada ..... 58
- Figura 17. Curvas de atenuación generadas a partir de la ecuación (12) para cuatro diferentes magnitudes. Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Los círculos representan a los valores de *AHP* observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde *M* representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación ..... 60
- Figura 18. Residuales entre los valores de *AHP* observados y los predichos a partir de la ecuación (12). Los resultados se muestran en función de la distancia y para 3 intervalos de magnitud. No se observan tendencias en los datos, excepto quizá para  $6.0 \leq M \leq 7.0$ . Sin embargo, los datos para este último intervalo solo corresponden a 2 sismos, por lo que no se puede descartar la posibilidad de que cuando se puedan añadir más datos para sismos en este intervalo, tal tendencia desaparezca ..... 61
- Figura 19. Factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La curva continua representa el ajuste entre los valores de  $a_i$  y la magnitud (ecuación 7 en su forma cuadrática). Las curvas discontinuas se obtienen después de añadir o sustraer el valor de la desviación estándar,  $\sigma_a$ , a la curva ajustada ..... 63
- Figura 20. Curvas de atenuación generadas a partir de la ecuación (13) para cuatro diferentes magnitudes. Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Los círculos representan los valores de *AHP* observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde *M* representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación ..... 64
- Figura 21. Residuales entre los valores de *AHP* observados y predichos por la ecuación (13) en función de la distancia para tres diferentes intervalos de magnitud. Parece haber una tendencia solo para el intervalo  $6.0 \leq M \leq 7.0$ . Sin embargo, esto puede ser producto de la escasez de sismos en este intervalo de magnitud, puesto que los datos mostrados sólo corresponden a dos sismos. .... 65

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

- Figura 22. Comparación entre las curvas generadas en este estudio a partir de la ecuación (13) y las curvas generadas a partir de las relaciones propuestas por Joyner y Boore (1981), Boore *et al.* (1997) y Spudich (1999). De estas últimas, las dos primeras son aplicables a la región oeste de E. U. A. mientras que la tercera lo es para zonas caracterizadas por regimenes de deformación extensional ..... 69
- Figura 23. Distribución de los valores de *VHP* en función de la magnitud y de la distancia entre la fuente y la estación. Al igual que para *AHP*, la cobertura en distancias es buena, pero la cobertura a magnitudes grandes no lo es ..... 71
- Figura 24. Factores de evento  $a_i$  en términos de la magnitud. La línea continua representa el ajuste de los datos a la ecuación (7) en su forma lineal. Las líneas discontinuas resultan después de añadir o sustraer  $\sigma_a$  a la línea ajustada ..... 73
- Figura 25. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (14). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Las estrellas representan los datos de velocidad observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde  $M$  representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación ..... 74
- Figura 26. Residuales obtenidos entre los valores de *VHP* observados y los predichos a partir de la ecuación (14) para tres diferentes intervalos de magnitud. No se observa alguna tendencia en el comportamiento de los datos ..... 75
- Figura 27. Factores de evento  $a_i$  en términos de la magnitud. La curva continua representa el ajuste de los datos a la ecuación (7) en su forma cuadrática, las curvas discontinuas resultan después de añadirle y sustraerle una desviación estándar,  $\sigma_a$  ..... 76
- Figura 28. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (15). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Las estrellas representan los datos de velocidad observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde  $M$  representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación ..... 77
- Figura 29. Residuales obtenidos entre los valores de *VHP* observados y los predichos a partir de la ecuación (15) en tres diferentes intervalos de magnitud. No se observa alguna tendencia significativa en los datos que implique algún tipo de efecto en los datos ..... 78

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<p>Figura 30. Comparación entre las curvas generadas en este estudio a partir de la ecuación (15) y las curvas generadas por Joyner y Boore (1981) y Spudich <i>et al.</i> (1999). La primera es aplicable a la región oeste de E. U. A., mientras la segunda lo es para zonas caracterizadas por regimenes de deformación extensional .....</p>	80
<p>Figura 31. Curvas de atenuación para <math>M = 5.7</math> obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla III (aproximación lineal) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer <math>\sigma_y</math> a las curvas mostradas con línea continua .....</p>	84
<p>Figura 32. Curvas de atenuación para <math>M = 6.5</math> obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla III (aproximación lineal) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer <math>\sigma_y</math> a las curvas mostradas con línea continua .....</p>	85
<p>Figura 33. Curvas de AE en función del periodo para sismos de varias magnitudes y para 4 distancias fijas. Estos resultados fueron generados con la aproximación de dependencia lineal con respecto a la magnitud y con un 5% del amortiguamiento crítico .....</p>	86
<p>Figura 34. Curvas de atenuación para <math>M = 5.7</math> obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla IV (aproximación cuadrática) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer <math>\sigma_y</math> a las curvas mostradas con línea continua .....</p>	88
<p>Figura 35. Curvas de atenuación para <math>M = 6.5</math> obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla IV (aproximación cuadrática) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer <math>\sigma_y</math> a las curvas mostradas con línea continua .....</p>	89
<p>Figura 36. Curvas de AE en función del periodo para sismos de diferentes magnitudes y para 4 distancias fijas. Estos resultados fueron generados con la aproximación de dependencia cuadrática con respecto a la magnitud y para un 5% del amortiguamiento crítico .....</p>	90
<p>Figura 37. Valores <math>\sigma_y</math> obtenidos para la AE con la aproximación lineal y cuadrática para los 31 diferentes periodos considerados en este estudio. Aunque siguen el mismo comportamiento, los valores de <math>\sigma_y</math> en la aproximación cuadrática son menores que los de la aproximación lineal .....</p>	92

**LISTA DE FIGURAS (Continuación)**

Figura 38. Comparación entre las curvas de atenuación obtenidas en este estudio usando la aproximación cuadrática con las curvas publicadas por Boore <i>et al.</i> (1997). Se muestran las curvas de predicción para $M = 5.7$ a cuatro periodos diferentes .....	93
Figura 39. Comparación entre las curvas obtenidas en este estudio para cuatro diferentes periodos, $M = 6.5$ y usando la aproximación cuadrática, con las curvas publicadas por Boore <i>et al.</i> (1997) .....	94

**LISTA DE TABLAS**

Tabla I. Algunos sismos de magnitud $\geq 5.0$ ocurridos en la región norte de Baja California en los últimos 30 años .....	3
Tabla II. Clasificación de los datos de acuerdo a la región de origen del sismo y lugar de registro. Solo se incluyen los sismos registrados por al menos tres estaciones .....	53
Tabla III. Coeficientes de regresión para la <i>AE</i> calculados con un 5% del amortiguamiento crítico (aproximación lineal) .....	82
Tabla IV. Coeficientes de regresión para la <i>AE</i> calculados con un 5% del amortiguamiento crítico (aproximación cuadrática) .....	87

## **I. Introducción**

La parte sur del estado de California, E. U. A, conjuntamente con la región norte de la península de Baja California, México, se encuentran localizadas en la frontera entre dos placas tectónicas, la del Pacífico y la de Norte América. Producto de la interacción entre dichas placas surgen un conjunto de fallas sísmicamente activas que forman parte del sistema de fallas San Andrés-Golfo de California (Suárez - Vidal, 1991). Los niveles de actividad sísmica de tales fallas varían en intervalos que abarcan desde pequeños microsismos hasta sismos de magnitud mayor y considerable potencial dañino.

Entre las principales fallas que afectan a la región norte de Baja California podemos citar a las fallas Cerro Prieto e Imperial (Figura 1), que delinean parte de la frontera entre las placas tectónicas antes mencionadas. Existen también otras fallas que corren a lo largo de la cordillera peninsular y la limitan, como es el caso de las fallas del sistema Sierra Juárez y San Pedro Mártir. En las últimas décadas, estas dos fallas se han caracterizado por una actividad sísmica consistente en sismos con magnitudes alrededor de 5. Finalmente, podemos mencionar las fallas de Agua Blanca y San Miguel-Vallecitos que atraviesan por la cordillera peninsular, la primera en dirección casi este – oeste y la segunda con dirección sureste-noroeste. Hasta el presente, el historial sísmico de la primera de estas fallas solo indica una actividad sísmica consistente en sismos de magnitud baja (Frez y González, 1991), mientras que en el sistema San Miguel-Vallecitos se desarrolló una intensa actividad en los años 1954 y 1956, la que incluyó alrededor de 20 sismos con magnitudes de entre 5.0 y 6.8 (Hileman *et al.*, 1973). Como resultado de la presencia del conjunto de fallas



mencionadas y otras fallas de menor importancia, la región norte de Baja California se caracteriza por una intensa actividad sísmica.

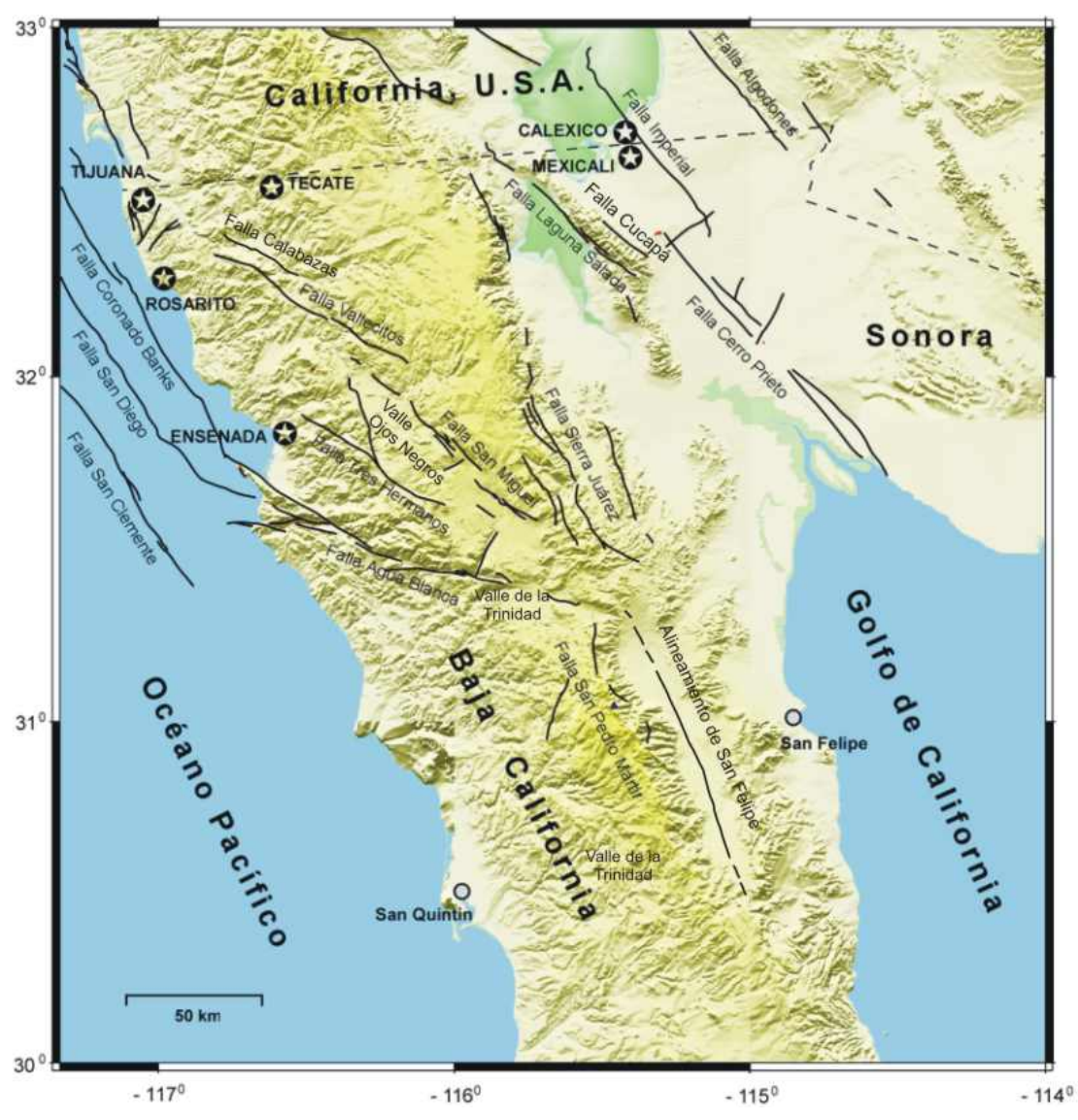


Figura 1. Principales fallas tectónicas del Sur de California, E. U. A. y norte de Baja California, México.

En la Tabla I se presenta una relación con algunos de los sismos de mayor relevancia por su magnitud ocurridos en la región norte de Baja California en los últimos 30 años. La ocurrencia de estos sismos caracteriza a la región norte de Baja California como una región expuesta a la ocurrencia de temblores fuertes. Al mismo tiempo, esta situación plantea la posibilidad de que en el futuro ocurran sismos con magnitudes similares o mayores que éstos, los que podrían provocar daños severos a ciudades densamente pobladas como Ensenada, Tijuana, Tecate y Mexicali.

Tabla I. Algunos sismos de magnitud  $\geq 5.0$  ocurridos en la región norte de Baja California (últimos 30 años)

FECHA Y MAGNITUD DEL SISMO	ZONA DE OCURRENCIA
15 de Octubre de 1979, $M_L = 6.6$	Valle Mexicali-Imperial
9 de Junio de 1980, $M_L = 6.1$	Guadalupe Victoria, Valle de Mexicali
7 de Febrero de 1987, $M_L = 5.4$	Cerro Prieto, Valle de Mexicali
3 de Diciembre de 1991, $M_L = 5.0$	Santa Catarina, Macizo Rocosó Peninsular
23 de Marzo de 1994, $M_L = 5.0$	San Miguel, Macizo Rocosó Peninsular
8 de Diciembre de 2001, $M_W = 5.7$	La Mesa de Andrade, Valle de Mexicali
22 de Febrero de 2002, $M_W = 5.7$	Cerro Prieto, Valle de Mexicali
24 de Mayo de 2006, $M_w = 5.4$	Cerro Prieto, Valle de Mexicali

A nivel mundial, existen muchas regiones caracterizadas por altos grados de actividad sísmica, lo que las hace propensas a sufrir daños tanto materiales como en vidas humanas. Esto ha llevado a la ingeniería sísmica a abrir un campo amplio de investigación orientada hacia la estimación del impacto de los temblores fuertes sobre las estructuras y la sociedad en general. Parte de estas investigaciones se enfocan en las tareas de evaluación de peligro sísmico, lo que implica estudios detallados de procesos que ayuden a predecir los movimientos del suelo que provocarían aquellos sismos con alto potencial destructivo.

Una forma de predecir los movimientos fuertes del suelo es a través del uso de relaciones empíricas de atenuación sísmica, conocidas también como relaciones predictivas de movimientos fuertes. Estas relaciones son funciones matemáticas que expresan a uno de los parámetros de movimientos fuertes del suelo (que puede ser aceleración máxima, velocidad máxima, aceleración espectral, intensidad de Arias, intensidad característica, *arms*, entre otras) en función de la magnitud del sismo, de la distancia fuente-estación y de las propiedades físicas del medio por el cual las ondas sísmicas se propagan. De esta manera se ha obtenido un número grande de relaciones de atenuación para diversas regiones sísmicas (Ver por ejemplo Campbell, 1985; Douglas y Smit, 2001, Abrahamson y Shedlock, 1997). Algunas de estas relaciones de atenuación son simples y otras son muy complejas. La complejidad depende de la inclusión de parámetros adicionales que también influyen en los movimientos fuertes del suelo, tales como los efectos de sitio y el tipo de fallamiento asociado a los sismos en consideración, entre otros. Por otro lado, el propósito perseguido es que tales relaciones de atenuación sean válidas para la región en la ocurrieron los sismos que generaron los datos empleados en su obtención.

En los últimos años se ha observado un fuerte desarrollo y despliegue de instrumentos a nivel mundial con el objetivo de registrar los movimientos fuertes del suelo. No obstante, y debido a la baja frecuencia con la que ocurren los sismos fuertes, aún no se dispone de datos suficientes que constituyan bases adecuadas para la obtención de relaciones de atenuación estrictamente válidas para cada región. Esta carencia de información de movimientos fuertes es más notoria en intervalos de distancias cortas entre la fuente y las estaciones, que es donde usualmente se observan los mayores daños. Esto ha dado lugar a que en la obtención de algunas relaciones de atenuación se tuviera que mezclar datos de temblores fuertes registrados en regiones con características tectónicas y geológicas diferentes (Ver por ejemplo, Spudich *et al.*, 1999; Campbell y Bozorgnia, 2003; Boore *et al.*, 1997; entre otros). A pesar de que el norte de Baja California es una región propensa a sufrir daños por los sismos que en ella pueden ocurrir, en la actualidad no existe una relación de atenuación para predecir los movimientos fuertes en la región. A la fecha se dispone de un conjunto de datos de movimientos fuertes producidos en los últimos 30 años por estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México. El propósito del presente trabajo es aprovechar esta información y utilizarla para obtener relaciones de atenuación de movimientos fuertes para el Valle de Mexicali (VM) y las Sierras Peninsulares (SP), dos provincias con características geológicas marcadamente diferentes. En este primer intento, se usa básicamente la metodología desarrollada por Joyner y Boore (1981) para obtener relaciones de atenuación de los valores medios de las aceleraciones horizontales máximas, de las velocidades horizontales máximas y de las amplitudes espectrales de aceleración absoluta. Resulta oportuno anticipar que por la limitación en la información de movimientos fuertes existente para ambas provincias (sobre todo para las

SP), las relaciones obtenidas tendrán ciertas limitaciones. La importancia de este trabajo, sin embargo, está en la obtención de relaciones de atenuación preliminares, las cuales se irán ajustando a medida que la base de datos de temblores de ambas regiones se vaya incrementando.

## **I.1 Redes sísmicas en la región**

Para registrar los sismos ocurridos en la región norte de Baja California existen dos redes sísmicas: La Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) y la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM), ambas funcionando bajo la supervisión de investigadores del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C. (CICESE).

RANM inició su funcionamiento en el año 1976 y desde entonces a la fecha ha registrado diversos sismos en la región norte de Baja California, incluyendo sismos con magnitudes pequeñas a moderadas ( $2 \leq M \leq 6.6$ ). La distribución geográfica de las estaciones de RANM se muestra en la Figura 2, las cuales cubren la región norte del estado de Baja California y el noroeste del estado de Sonora. En su mayoría, las estaciones se encuentran localizadas a lo largo de los sistemas de fallas Imperial – Cerro Prieto y San Miguel – Vallecitos.

Los instrumentos con que cuenta RANM son de tipo digital (SSA-1, SSA-16, SSR-1/SA-102, ETNA y K2), con resoluciones de 12, 16 y 18 bits. Estos instrumentos registran tres componentes ortogonales de la aceleración del suelo con una velocidad de muestreo de 200 muestras por segundo (Luna *et al.*, 2004). Los registros obtenidos por medio de estos instrumentos son procesados en el laboratorio para corregirlos por línea de base y por la

sensibilidad del instrumento. Posteriormente se almacenan y documentan en catálogos anuales (véase por ejemplo Munguía *et al.*, 1995).

Las localizaciones de los sismos registrados por RANM se obtienen a partir de las lecturas de tiempos de arribo en los registros de aceleración. Estas lecturas se complementan con las obtenidas de los registros de RESNOM y, de ser necesario, de las estaciones de la Red del Sur de California (a cargo del Instituto Tecnológico de California, CALTECH).

Por otro lado, RESNOM inició su funcionamiento en el año 1977 con estaciones de registro analógico, pero a partir de 1980 comenzó registrando en formato digital (Vidal y Munguía, 1993). Cuenta con 13 estaciones de periodo corto (1s), 3 de banda ancha (0.01 a 50 Hz) y una de periodo largo (15 s) con resoluciones de 12, 24 y 12 bits respectivamente. Cada estación registra tres componentes ortogonales de la señal sísmica. Con este fin, los sistemas de registro de periodo corto operan con tres sismómetros Teledyne Geotech (S-500) o Mark L4C, los de banda ancha con sensores tri-axiales Geotech (KS-2000) y, finalmente, el de periodo largo con tres sismómetros Teledyne Geotech, modelos 7505 y 8700 (Vidal *et al.* 2003). Las velocidades de muestreo son de 40, 100 y 1 muestras por segundo respectivamente.

Con base en los registros producidos por RESNOM se puede conocer, de manera rápida, los epicentros y las magnitudes de los temblores que ocurren en la región. Adicionalmente, la información de RESNOM ha permitido caracterizar a las zonas de mayor actividad sísmicas y establecer una correlación de éstas con las fallas tectónicamente activas.

Por otro lado, los registros de RANM permiten analizar, de manera directa, las aceleraciones que experimenta el suelo ante la presencia de sismos fuertes. Esto último nos permite proporcionar información (por ejemplo, espectros de respuesta de aceleración) que ayude a minimizar los daños que tales aceleraciones puedan causar sobre los asentamientos humanos.

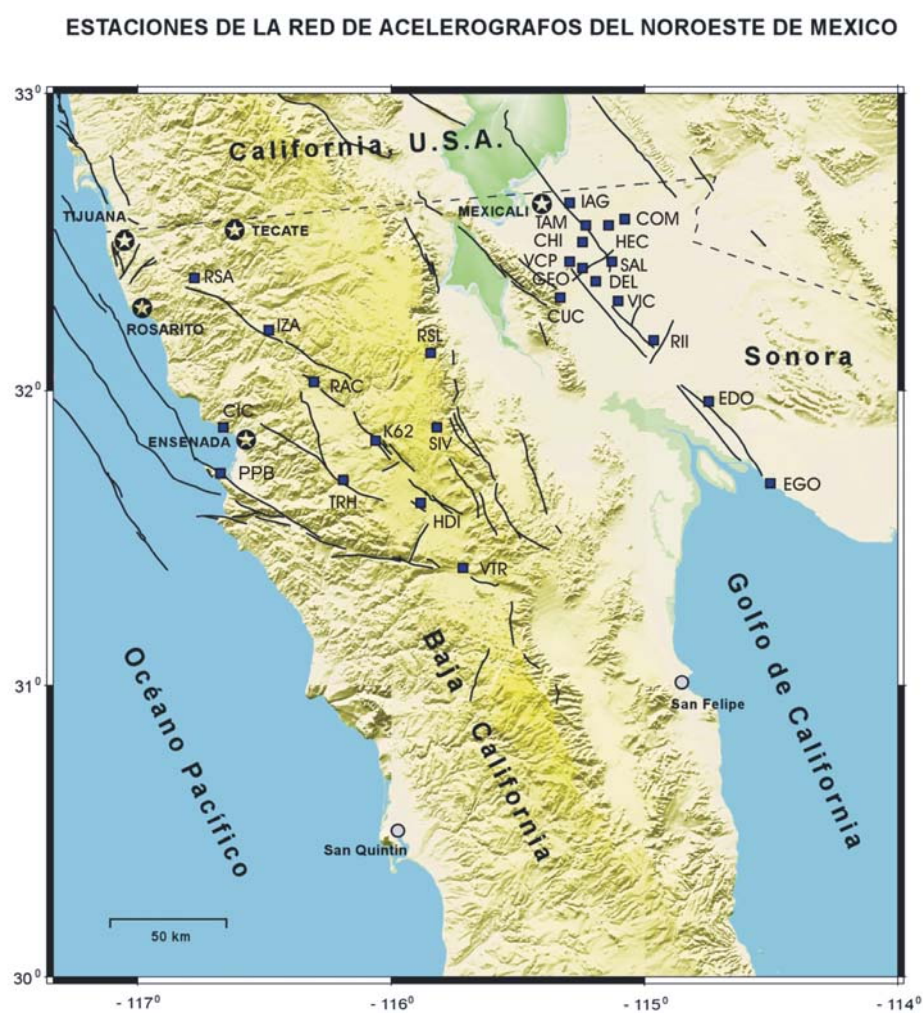


Figura 2. Distribución de las estaciones de la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México (RANM)

Las características de los instrumentos de RANM y RESNOM son diferentes, dado que los objetivos de una y otra red también lo son. Los aparatos de RESNOM operan con sensibilidades muy altas, con la finalidad de registrar sismos locales, regionales y hasta telesismos. Sin embargo, cuando la estación está ubicada próxima a la fuente de un temblor fuerte sus registros sufren el efecto de saturación. A diferencia de la instrumentación de RESNOM, las características de los acelerógrafos les permiten a éstos registrar fielmente las muy altas aceleraciones del suelo que generan los temblores fuertes. En virtud a que los acelerógrafos de RANM pueden ser operados con escalas que van desde 0.5g hasta 2g ( $1g = 980 \text{ cm/seg}^2$ ), dependiendo del tamaño de los sismos que se desee registrar, estos aparatos tienen capacidad para registrar las aceleraciones de sismos muy fuertes a distancias prácticamente cero de las fuentes. Los registros de una y otra red son de gran importancia y se complementan, como se indicó antes.

## **I.2 Objetivos**

El objetivo principal de este estudio es determinar relaciones empíricas de atenuación de movimientos fuertes para el Valle de Mexicali, Baja California, México. Para lograr este objetivo, se usarán los datos registrados por la Red de Acelerógrafos del Noroeste de México en el periodo que comprendido entre los años 1976 y 2005.

## **I.3 Area de estudio: geología y sismotectónica**

Geográficamente el estado de Baja California se encuentra ubicado en la región comprendida entre los  $28^\circ \text{ N}$  y los  $33^\circ \text{ N}$  de la Península de Baja California. Geológicamente consta de un borde continental (en la costa del Pacífico), de una cordillera



que corre a lo largo de la península (sierras peninsulares) y, finalmente, al este encontramos la depresión del Golfo de California que fisiográficamente está conformada por una parte de la cadena montañosa y por un área de cuencas (Gastil *et al.*, 1975).

En la región norte de la cordillera, que corresponde a Baja California, se encuentran las Sierras Juárez y San Pedro Mártir, en esta última algunos puntos alcanzan los 3078 m sobre el nivel del mar (Sedlock, 2003). Las sierras están formadas principalmente por granitos, tonalitas y granodioritas que intrusionan rocas paleozoicas que, actualmente, encontramos como rocas metamórficas en contacto con las andesitas cretácicas, producto de la subducción de la placa de Farallón. En esta zona las estimaciones de profundidad de los sismos no son muy precisas, pero la mayoría de los sismos se localizan entre los 5 y 15 km (Frez y González, 1991; Frez *et al.*, 2005).

Por otro lado, el Valle de Mexicali geológicamente forma parte de la Cuenca de Salton. Este valle se caracteriza por presentar material sedimentario semiconsolidado y consolidado que descansa sobre rocas graníticas. Este material se deriva del Río Colorado. En la zona de deformación extensional que existe entre las fallas Cerro Prieto e Imperial, la capa sedimentaria tiene un grosor de entre 2.5 y 5.5 km (Lira Herrera, 2005). Topográficamente el valle de Mexicali se caracteriza por ser una superficie plana en la cual sobresale solamente el volcán de Cerro Prieto, localizado en el margen oeste del valle y que alcanza los 225 m de altura (Puente y de la Peña, 1978). En esta zona, la profundidad de los sismos se encuentra entre los 4 y 13 km (Frez y González, 1991; Fabriol y Munguía, 1996).

En cuanto a sismicidad se refiere, podemos decir que la actividad sismotectónica en el norte de Baja California se encuentra asociada con tres grupos de fallas tectónicamente activas. El primer grupo está conformado por las fallas localizadas en la región del Valle de

Mexicali – Imperial. Estas son la falla de Cerro Prieto, la falla Imperial, la falla Cucapá y la falla Laguna Salada. El segundo grupo lo conforman la falla de San Pedro Mártir, las fallas asociadas a la Sierra Juárez y el alineamiento de San Felipe. Finalmente, en el tercer grupo encontramos a las fallas de Agua Blanca y San Miguel – Vallecitos que atraviesan por la cordillera peninsular (Suárez - Vidal *et al.*, 1991). Una descripción breve de estas fallas se presenta a continuación.

### **I.3.1 Valle Mexicali – Imperial**

El Valle de Mexicali – Imperial se caracteriza por presentar un alto nivel de sismicidad. Las fallas con mayor actividad en este valle son la Imperial y la de Cerro prieto (Figura 1).

**Falla Cerro Prieto:** Es una falla de tipo de rumbo dextral que se extiende a lo largo de 80 km desde la Cuenca de Wagner hasta el incipiente centro de dispersión de Cerro Prieto. En conjunto con la falla Imperial, marca la frontera entre las placas de Norte América y del Pacífico en el valle de Mexicali, representando la principal conexión entre la tectónica del Golfo de California y el sistema de falla San Andrés. En esta falla se han presentado sismos con mecanismo focal de rumbo lateral derecho. Asociados a esta falla están el temblor de 1934 ( $M_L = 7.1$ ), el enjambre Victoria en 1978 (con magnitudes  $M_L$  hasta de 4.8), el temblor de Victoria (1980,  $M_L = 6.1$ ) y recientemente el ocurrido en diciembre de 2001 ( $M_w = 5.7$ ). Adicionalmente, en el campo geotérmico de Cerro Prieto, ubicado entre las fallas Cerro Prieto e Imperial, existe un alto grado de micro sismicidad.

**Falla Imperial.** Se extiende entre la zona sísmica de Brawley, al norte de la frontera E. U. A. – México, y el campo geotérmico de Cerro Prieto. Esta es una de las fallas más activas en la región. En las últimas décadas, la falla se ha activado en dos ocasiones,

durante el evento de El Centro ocurrido en Mayo de 1940 ( $M_w$  6.9) y posteriormente en Octubre de 1979 ( $M_w$  6.5). A esta falla se han asociado sismos de magnitud moderada ( $M_w$  5.5 a 6.3) ocurridos en los años 1906, 1915, 1917 y 1927 (Johnson y Hill, 1982).

**Falla Laguna Salada.** Se considera la extensión sur de la falla Elsinore y representa la frontera oeste de la Sierra Cucapá. A esta falla se le asocia el evento ocurrido el 23 de febrero de 1892 de magnitud entre 7 y 7.5 (Suárez - Vidal *et al.*, 1991). Su mayor actividad la muestra en su juntura con la falla Elsinore y la Falla Sierra Juárez (Frez y Frias, 1998).

**Falla Cucapá.** Representa la frontera este de la sierra Cucapá. Conjuntamente con la falla laguna Salada presentan poca actividad sísmica (Frez y Frias, 1998).

### **I.3.2 Sistema de fallas Sierra Juárez – San Pedro Mártir**

El sistema de fallas Sierra Juárez se encuentra localizado en el extremo norte del escarpe principal del golfo mientras que el sistema de fallas de San Pedro Mártir lo hace al sur (Figura 1). Estos sistemas de fallas se encuentran separados por la falla Agua Blanca.

La falla Sierra Juárez presenta una orientación noroeste y representa la frontera este del escarpe principal del golfo. Esta falla se extiende hacia el sur hasta alcanzar el Valle de San Felipe, donde es conocida como lineamiento San Felipe. Este sistema de fallas Sierra Juárez – San Felipe actúa como liga entre las fallas activas al norte de la península y aquellas ubicadas en el Golfo de California. Presenta alta actividad sísmica en su segmento central (Suárez - Vidal *et al.*, 1991).

La falla de San Pedro Mártir es un escarpe de 3000m, conformada al menos por tres segmentos de fallas normales cóncavas. Presenta cierto grado de microsismicidad (Suárez - Vidal *et al.*, 1991).

### **I.3.3 Fallas Agua Blanca y San Miguel – Vallecitos**

Estos sistemas de fallas transfieren desplazamientos dextrales desde el norte del Golfo de California y a lo largo de la península hacia el borde continental del Pacífico (Sedlock, 2003).

**Falla Agua Blanca.** Es una falla activa con desplazamiento lateral derecho, aunque presenta también pequeñas componentes de movimiento vertical. Se extiende a lo largo de 130 km entre el paso de San Matías y la península de Punta Banda (Figura 1). El sistema se divide en tres segmentos principales. El primero se localiza en el extremo NW, donde existen diversas ramificaciones que cubren a la Península de Punta Banda. El segundo segmento se localiza en el extremo SE, representando el límite norte del Valle de la Trinidad. Ambos segmentos son activos sísmicamente. Finalmente, el segmento central no muestra actividad significativa (Frez y Frías, 1998). Una característica importante en esta falla es que su orientación, prácticamente este - oeste, no coincide con la orientación de la falla de San Andrés, como lo hacen el resto de las principales fallas activas. No se han asociado movimientos fuertes a esta falla, sólo se ha detectado sismicidad menor en Punta Banda y el Valle de la Trinidad, extremos NW y SE de la falla respectivamente (Frez y González, 1991).

**Falla San Miguel – Vallecitos.** Se extiende desde el extremo sur de la falla Sierra Juárez, a través de la planicie de El Álamo, hasta las cercanías de la ciudad de Tijuana. Es una estructura de desplazamiento lateral derecho y rumbo N60°W. Este es un sistema muy activo, con su principal actividad localizada en el valle de Ojos negros. Se encuentra formado por cuatro fallas escalonadas conocidas como Calabazas, Vallecitos, San Miguel y Tres Hermanos. La falla San Miguel es más activa que las fallas Vallecitos y Calabazas,

asociándosele el sismo de San Miguel de 1956 ( $M_L=6.8$ ) (Shor y Roberts, 1958), mientras que a la falla Vallecitos se le asocia el sismo de Guadalupe ( $M=5.7$ ) (Suárez - Vidal *et al.*, 1991). La falla Vallecitos es una falla dextral y no presenta actividad sísmica significativa, excepto en la parte donde se conecta con la falla de San Miguel. La falla Tres Hermanos también es dextral y tampoco muestra una gran actividad, excepto en su ramal conocido como la falla Ojos Negros (Frez y Frías, 1998).

## **II. Relaciones de atenuación de movimientos fuertes**

Durante las últimas décadas la predicción de movimientos fuertes ha jugado un papel importante en la ingeniería sísmica y en los procesos de análisis de riesgo sísmico. Estas predicciones pueden basarse en análisis empíricos de datos existentes pero cuando esto no es posible se pueden usar también modelos teóricos. Las predicciones empíricas se realizan a través de lo que se conoce como relaciones de atenuación de movimientos fuertes o relaciones predictivas de movimientos fuertes. En este trabajo nos enfocaremos en predicciones empíricas calculadas a través de relaciones de atenuación que determinamos.

Una relación de atenuación se obtiene al aplicar análisis de regresión estadístico a datos registrados por instrumentos sensibles a movimientos fuertes, como es el caso de las series de tiempo de aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo o a datos de otros parámetros derivados a partir de ellas. También se han hecho estudios con la inclusión de datos de movimientos débiles (Fukushima y Tanaka, 1990; Atkinson y Mereu, 1992; Bragato y Slejko, 2005; entre otros), aun cuando éstos son de menor relevancia por su bajo potencial para dañar estructuras.

Las relaciones de atenuación se pueden definir como funciones matemáticas que conectan parámetros que caracterizan a los movimientos fuertes (aceleración o velocidad pico, aceleración espectral, intensidad, etc.) con la magnitud y la distancia fuente – estación (Boore, 1982). Además, en algunos casos, se usan parámetros adicionales como las condiciones geológicas del sitio y el tipo de mecanismo asociado a los temblores en estudio.

Si bien los procedimientos generales para desarrollar una relación de atenuación sísmica reportados en diversos estudios son en su mayoría similares entre sí, han surgido algunas diferencias originadas por ligeros cambios de índole funcional y en las diferentes interpretaciones de conceptos como magnitud, distancia y condiciones de sitio. Estas diferencias pueden conducir a una variabilidad en las predicciones de movimientos fuertes, particularmente para magnitudes grandes y distancias cortas donde los datos de dichos movimientos son escasos (EERI, 1989).

## **II.1 Parámetros de movimientos fuertes**

Los parámetros utilizados para el cálculo de las relaciones de atenuación pueden ser clasificados como: Parámetros dependientes y parámetros independientes. Dentro del primer grupo aparecen los parámetros a predecirse, por ejemplo la aceleración máxima o la velocidad máxima, mientras que en el segundo se incluyen todos aquellos parámetros que servirán para hacer la predicción, tales como la magnitud del sismo o la distancia fuente – estación.

A continuación se describen con mayor detalle los parámetros de movimientos fuertes que emplearemos en el presente trabajo para calcular algunas relaciones de atenuación.

### **II.1.1 Parámetros dependientes**

El primer paso para calcular una relación de atenuación es decidir qué parámetro de movimiento fuerte se va a predecir. Sabemos, además, que los movimientos del suelo suelen registrarse en tres componentes ortogonales, dos horizontales y una vertical, por lo que es necesario decidir como tratar a estas tres componentes. Cabe mencionar, por lo

tanto, que los movimientos en el plano horizontal son de gran interés en ingeniería, puesto que los daños estructurales provocados por los movimientos horizontales son mayores a los provocados por los movimientos verticales. Por ejemplo, las aceleraciones verticales suelen presentar movimientos de frecuencias altas y duración corta a las que las grandes estructuras no son muy sensibles, mientras que las aceleraciones horizontales son portadoras de energía en frecuencias bajas y en muchas ocasiones cercanas a la frecuencia de resonancia de las construcciones. Por estas razones, en muchos estudios se ha trabajado solo con las componentes horizontales, por lo que resulta necesario definir la forma en que se han utilizado. Las formas más comunes son: 1) usar la amplitud más alta de las dos componentes horizontales, 2) usar ambas componentes como si se tratara de dos parámetros independientes, o 3) usar el valor promedio (promedio aritmético) de ambas componentes (Boore y Joyner, 1982).

***Aceleración Horizontal Pico (AHP).*** Este parámetro consiste en el valor horizontal absoluto más grande de aceleración obtenido de cualquiera de las dos componentes horizontales. AHP puede representar también la media aritmética de las máximas aceleraciones observadas en las dos componentes horizontales o ser la resultante vectorial de las amplitudes máximas en las dos componentes horizontales. Este parámetro, en cualquiera de sus tres aproximaciones es el más empleado en el cálculo de relaciones de atenuación. Los movimientos del suelo con aceleraciones pico altas suelen ser, aunque no siempre (dependiendo de la frecuencia), más destructivos que los movimientos con aceleraciones pico más bajas. Las aceleraciones pico muy altas, pero de corta duración, causan poco daño a los diversos tipos de estructuras, en virtud a que estas aceleraciones



ocurren generalmente a frecuencias altas. En consecuencia, la aceleración pico es un parámetro muy útil en la descripción de los movimientos fuertes, pero por sí sola no proporciona información sobre el contenido de frecuencias o la duración del movimiento. Por tal razón, la aceleración pico debe acompañarse de información adicional para caracterizar adecuadamente al movimiento del suelo (Kramer, 1996).

***Velocidad Horizontal Pico (VHP).*** Este es un parámetro útil en la caracterización de la amplitud del movimiento del suelo. Al igual que la *AHP*, se define como el valor de velocidad más grande obtenido del sismograma. Por el hecho de que la velocidad es menos sensible a los movimientos de frecuencia alta, éste 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).

***Desplazamiento Pico.*** El desplazamiento pico se asocia a componentes de frecuencia baja en los movimientos del suelo. Sin embargo, debido a posibles errores en el procesamiento de la señal durante la doble integración o filtrado de los acelerogramas, y a la posible contaminación del registro con ruido de periodo largo, el desplazamiento pico es un parámetro difícil de determinar en forma precisa. Por lo anterior, el desplazamiento pico es un parámetro menos usado que la aceleración o la velocidad pico (Kramer, 1996).

***Espectro de respuesta.*** Un espectro de respuesta describe la respuesta máxima de un sistema con un solo grado de libertad ante un movimiento de entrada particular. La respuesta puede expresarse en términos de la aceleración, la velocidad o el desplazamiento

del suelo. Los valores máximos de cada uno de estos parámetros dependen de la frecuencia natural (o periodo natural) y de la razón de amortiguamiento del sistema. En la literatura se hace referencia a estos parámetros como aceleración espectral, velocidad espectral y desplazamiento espectral (*SA*, *SV* y *SD* por sus siglas en inglés respectivamente). Si a *SD* se le multiplica por  $\omega$  ( $=2\pi f$ ) o por  $\omega^2$ , se obtienen la pseudovelocidad (*PSV*) y la pseudoaceleración (*PSA*), parámetros que son buenas aproximaciones a la velocidad y a la aceleración respectivamente. Estrictamente, *SA* representa la aceleración espectral absoluta, esta aceleración se obtiene al sumar la aceleración relativa de la masa del sensor y la aceleración real del suelo.

Los espectros de respuesta reflejan indirectamente las características del movimiento fuerte puesto que están filtrados por la respuesta del instrumento (o una estructura) de un grado de libertad a diferentes periodos, como se muestra en la Figura 3. De acuerdo con Kramer (1996), la amplitud, el contenido de frecuencias y, en menor proporción, la duración del movimiento de entrada influyen sobre los valores espectrales.

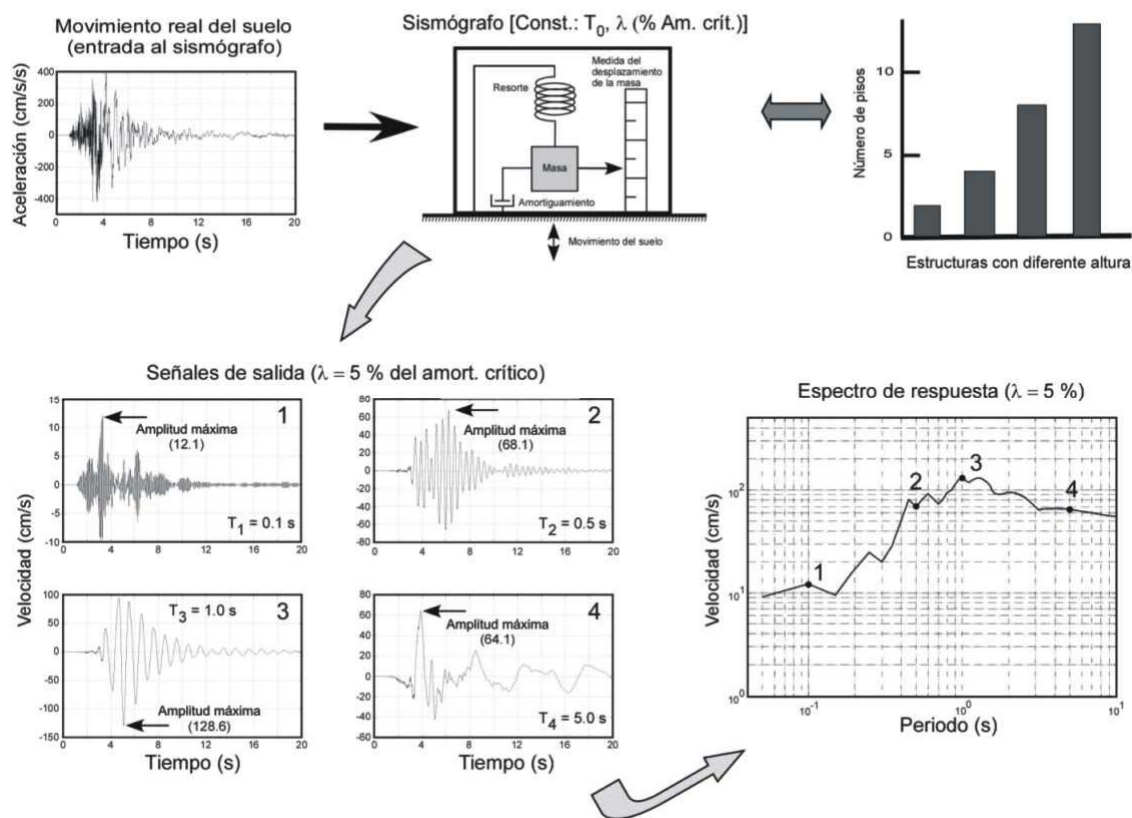


Figura 3. Espectro de respuesta: forma de cálculo e interpretación. Las señales sísmicas que produce un sismómetro son versiones modificadas del movimiento real del suelo, dependiendo esto del periodo natural y del amortiguamiento propios del instrumento. Un espectro de respuesta se construye graficando las máximas amplitudes de respuestas de instrumentos con diferentes periodos a un movimiento dado del suelo. Estas gráficas resultan de interés por la analogía que puede establecerse con los periodos propios de resonancia de diversas obras de construcción (por ejemplo edificios y puentes).

## II.1.2 Parámetros independientes

Las predicciones de movimientos del suelo se determinan en función de parámetros independientes tales como la *magnitud del sismo* y la *distancia a la fuente*. También existen otros parámetros que muy frecuentemente se usan en los estudios de predicción, como es el caso del *tipo de suelo* en el sitio de registro o el *mecanismo de falla*. Estos últimos se utilizan para asignar pesos a los datos de acuerdo a la geología del sitio y al mecanismo de los temblores. Una breve descripción de estos parámetros se muestra a continuación.

### II.1.2.1 Magnitud

La magnitud es una forma de medir el tamaño de un sismo. Casi todas las escalas de magnitud se basan en la medición de la amplitud logarítmica de una onda sísmica en particular. Sin embargo, debido a la diversidad de aparatos con la capacidad de registrar diferentes tipos de ondas sísmicas, y en diferentes bandas de frecuencias, se desarrollaron diversas escalas para comparar el tamaño relativo de los sismos. Podemos decir entonces que a un sismo se le pueden asignar diferentes magnitudes dependiendo del tipo de onda y del contenido de frecuencias (Lay y Wallace, 1995).

Algunas de las escalas de magnitud más conocidas son: Magnitud local ( $M_L$ ), magnitud de onda superficial ( $M_S$ ), magnitud de ondas de cuerpo ( $M_B$ ), magnitud coda ( $M_C$ ), y la más usada actualmente, la magnitud momento ( $M_W$ ). La diversidad en las escalas de magnitud puede conducirnos a confusión al comparar diversas predicciones por lo que al hacerlo debemos hacer ciertas consideraciones. A continuación describiremos los dos tipos de magnitud empleados en este trabajo.

**Magnitud Local ( $M_L$ ).** Esta escala fue desarrollada por Charles Richter en 1935. Con esta escala se asignó magnitudes a sismos someros de la región sur de California registrados por sismómetros Wood – Anderson y a distancias menores a 600 km. El tamaño relativo de los sismos se calcula por comparación con un sismo de referencia de acuerdo a la ecuación:

$$M_L = \log A - \log A_o \quad (1)$$

donde  $A$  y  $A_o$  son las amplitudes de los desplazamientos producidos, a una distancia previamente establecida, por un sismo dado y por el sismo de referencia respectivamente. Richter eligió un sismo de referencia al que le asignó una magnitud  $M_L = 3$ , tal que a una distancia epicentral de 100 km el valor de  $A_o$  es de 1 mm.

**Magnitud Momento ( $M_w$ ).** Esta escala fue desarrollada por Kanamori en 1977. En su ecuación proporciona una forma de relacionar el concepto de magnitud con el momento sísmico del temblor. Además, esta escala produce magnitudes numéricamente comparables con escalas anteriores a ella. Su expresión matemática esta dada por:

$$M_w = \frac{\log M_o}{1.5} - 10.73 \quad (2)$$

donde  $M_o$  es el momento sísmico expresado en dina-cm (Lay y Wallace, 1995).

Es importante aclarar que la escala de magnitud local sufre el fenómeno de saturación a partir de magnitudes entre 6 y 7. Esto es, para temblores con magnitudes mayores que éstas, la magnitud local ya no aumenta. Como resultado, el tamaño de los temblores en el rango de saturación resulta subestimado. La escala de magnitud momento no se satura (Figura 4) puesto que se basa en el momento sísmico, que es una medida directa de los factores que producen la ruptura a lo largo de la falla (Kramer, 1996).

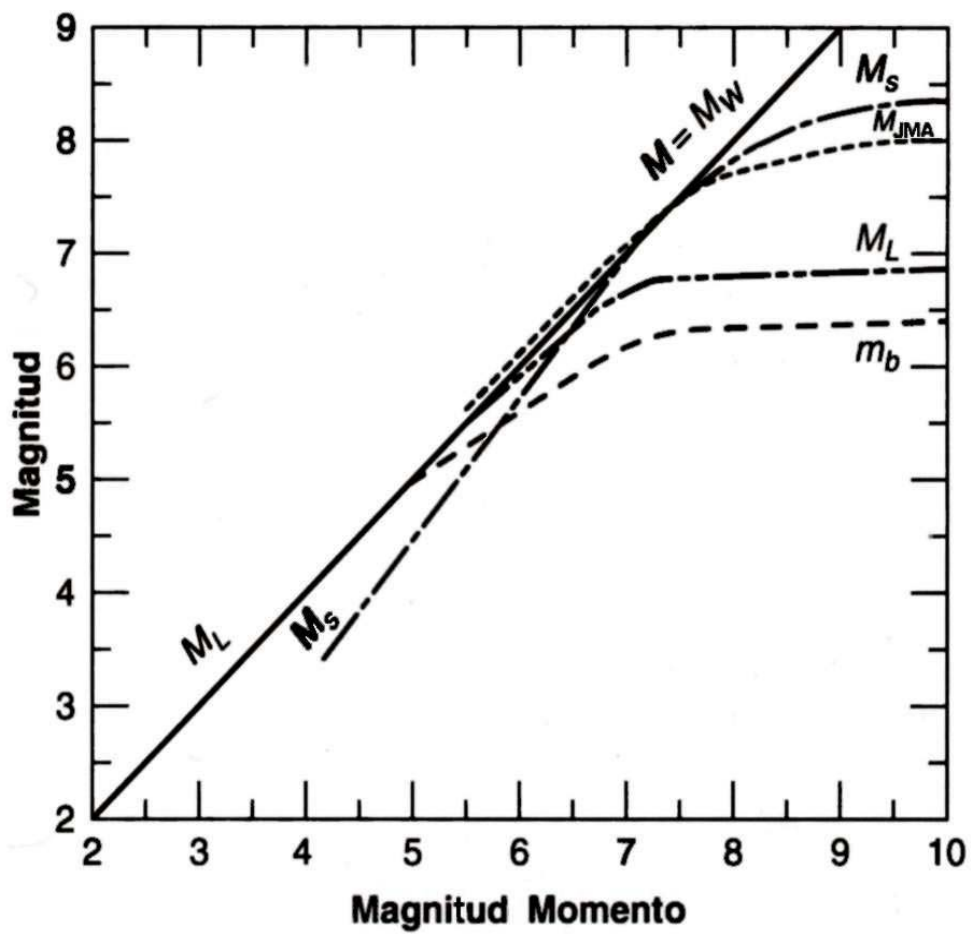


Figura 4. Comparación entre las diferentes escalas de magnitud. Todas sufren el efecto de saturación a magnitudes grandes, excepto  $M_w$ . Figura modificada de Lay y Wallace (1995).

### II.1.2.2 Distancia fuente – estación

La siguiente variable independiente a definir es la *distancia de la fuente a la estación*, parámetro para el cual tenemos también una diversidad de interpretaciones y/o mediciones. Lo anterior se debe a que la superficie de ruptura durante un sismo puede extenderse más allá de las decenas de kilómetros y el valor del parámetro a predecirse variará dependiendo de donde se localice el sitio de registro respecto a la ruptura, sobre todo si los datos son tomados a distancias similares o menores que la longitud de la falla (Shakal y Bernreuter, 1980). Así, la elección del método para medir la distancia dependerá de su aplicación.

En la Figura 5a se muestran en forma gráfica algunas de las mediciones de distancia más empleadas. En esta figura podemos observar que R1 y R2 corresponden a las distancias hipocentral y epicentral, respectivamente. Además, en la falla pueden existir zonas de mayor concentración de energía conocidas como asperezas. La distancia a estas zonas queda definida por R3. Sin embargo, es común que se logre identificar a la falla pero no a las zonas energéticas, por lo que se definen dos nuevas distancias. La primera de ellas es la distancia más cercana a la zona de ruptura, R4. La segunda, R5, representa a la distancia más cercana a la proyección en la superficie de la zona de ruptura. La medida de distancia más utilizada en la actualidad es aquella definida por Joyner y Boore (1981). Esta medida tiene diferentes interpretaciones dependiendo del tipo de falla que se esté hablando. Para entender mejor la definición de esta distancia se muestra en la Figura 5b. Esta distancia corresponde a la distancia R5 de la Figura 5a.

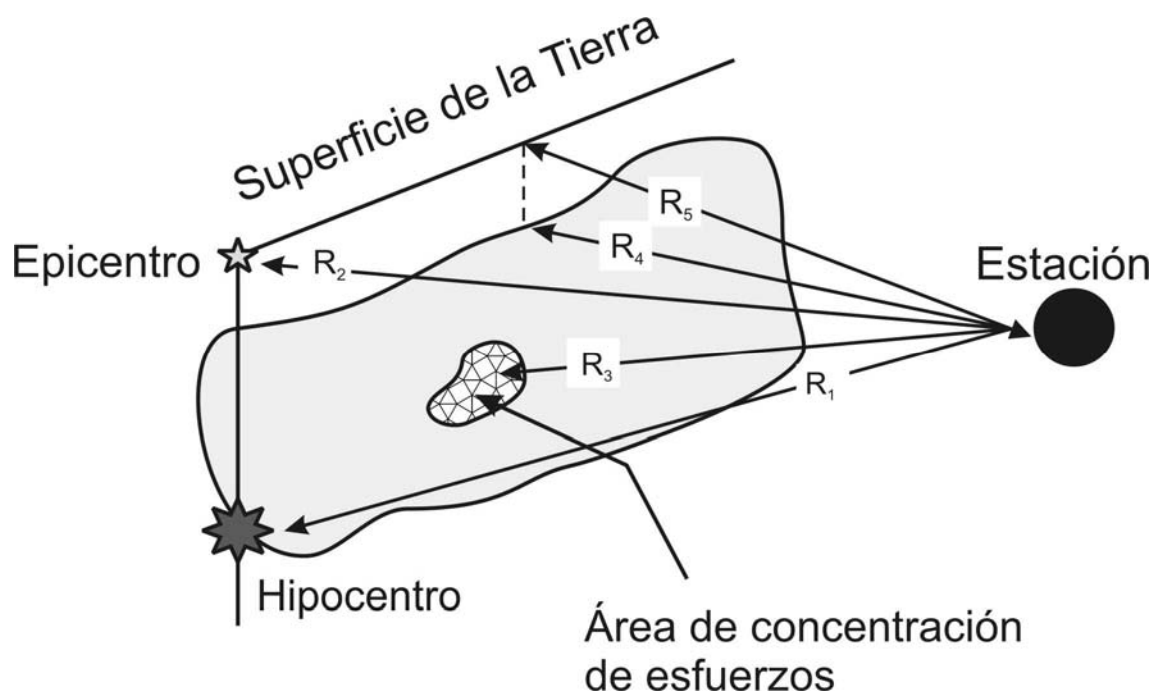


Figura 5a. Diferentes definiciones del parámetro *distancia fuente – estación*. Figura modificada de Kramer (1996).



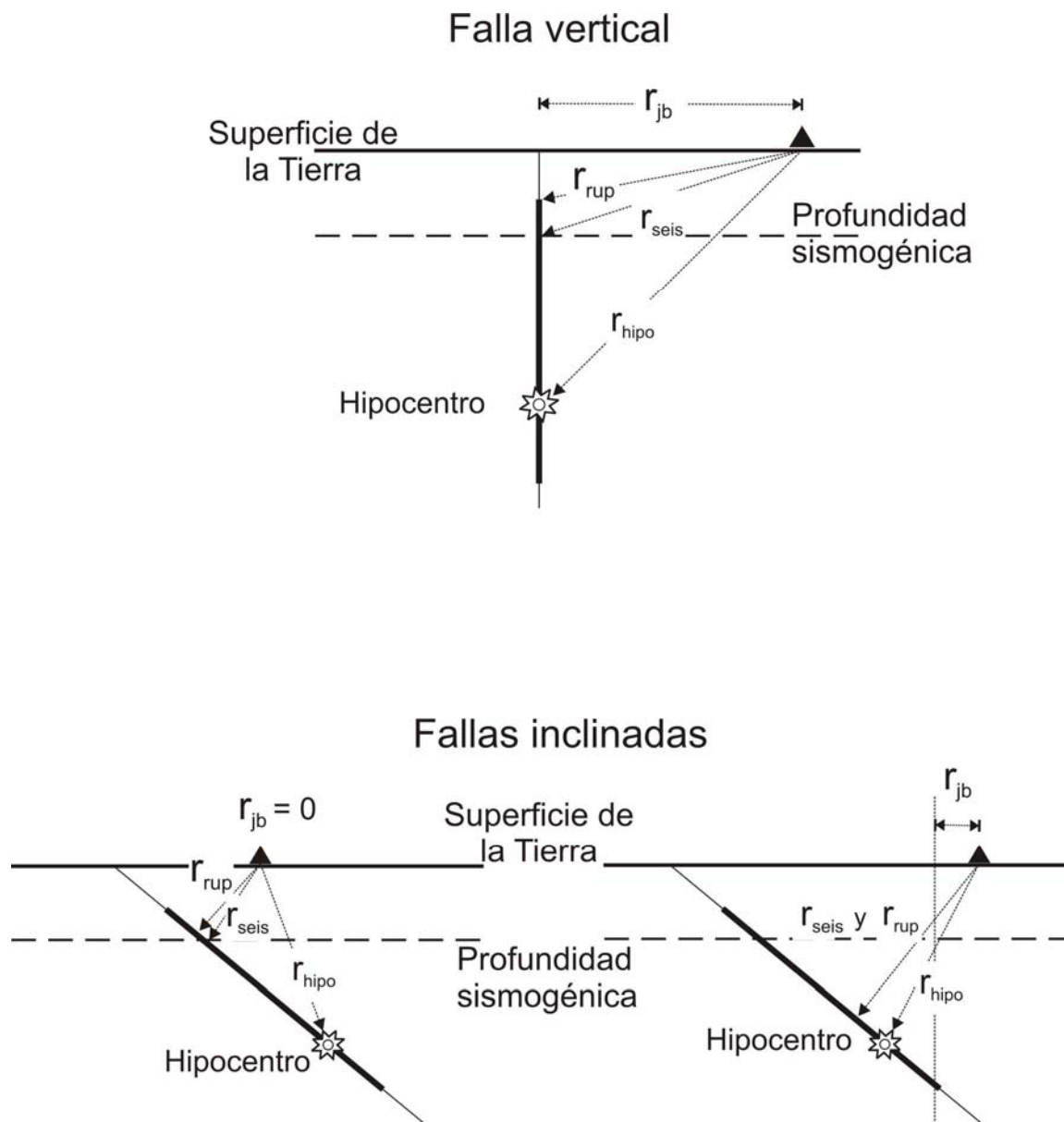


Figura 5b. Diferentes definiciones del parámetro *distancia fuente – estación*.  $r_{jb}$  – distancia de Joyner y Boore,  $r_{rup}$  – distancia más cercana a la superficie de ruptura,  $r_{seis}$  – distancia más cercana a la zona sismogénica sobre la superficie de ruptura,  $r_{hipo}$  – distancia hipocentral. Figura modificada de Abrahamson y Shedlock (1997).

### **II.1.2.3 Condiciones de sitio**

Finalmente, el último parámetro independiente que trabajaremos en este estudio es *la condición de sitio*. Como sabemos, la predicción de los parámetros que caracterizan a los movimientos fuertes depende de las condiciones de sitio, ya sean éstos regionales o locales. Estos efectos se pueden modelar de diversas maneras.

Algunos métodos refinados para caracterizar el sitio utilizan valores locales para las velocidades de cizalla en las capas someras de la corteza (últimos 30 – 40 m), así como una clasificación de los tipos de suelo dependiendo del grosor de la capa de sedimentos (Boore y Joyner, 1982) o de la profundidad a la que se encuentra el basamento. Sin embargo, la forma más simple para caracterizar al sitio consiste en una clasificación binaria para separar el tipo de suelo en roca o sedimentos (EERI, 1989), asignando un valor de 0 a roca y 1 a sedimentos. En esta gruesa clasificación de sitios, por sus características geológicas, se consideran como sitios de roca firme a las rocas ígneas, metamórficas, derrames de lava y rocas sedimentarias con poco o nulo efecto de intemperismo. En la categoría de sedimentos se incluyen las arenas, gravas, arcillas, limos, entre muchos otros materiales blandos.

Una vez definidos los principales parámetros empleados en el cálculo de relaciones de atenuación, en la siguiente sección procederemos a definir los detalles funcionales de éstas.

## II.2 Forma funcional de las relaciones predictivas

Como se mencionó anteriormente, una relación de atenuación de movimientos fuertes predice algún parámetro del movimiento del suelo en función de la magnitud del sismo, de la distancia a la fuente y en algunos casos de parámetros adicionales. Estas relaciones deben ser ecuaciones relativamente simples, que empleen solamente el número de parámetros y términos que sean suficientes para reflejar de la mejor manera posible la mecánica del proceso del movimiento sísmico en los rangos de magnitudes, distancias y frecuencias de interés (Toro *et al.*, 1997).

Bajo estas consideraciones se puede representar al movimiento del suelo como:

$$Y = f(M, R, P_i) \quad (3)$$

donde  $Y$  es el parámetro que representa la amplitud el movimiento del suelo,  $M$  la magnitud del sismo,  $R$  la distancia de la fuente al sitio considerado (en cualquiera de las formas definidas en la sección II.1.2.2) y  $P_i$  representa otros parámetros utilizados para caracterizar a la fuente sísmica, a la propagación de las ondas a lo largo de la trayectoria y a las condiciones locales del sitio.

Una relación predictiva puede tener la siguiente forma (Kramer, 1996):

$$\underbrace{\ln Y}_{[1]} = \underbrace{C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4}}_{[2]} + \underbrace{C_5}_{[3]} \ln \left[ \underbrace{R + C_6 \exp(C_7 M)}_{[4]} \right] + \underbrace{C_8 R}_{[5]} + \underbrace{f(\text{fuente}) + f(\text{sitio})}_{[6]}, \quad \sigma_{\ln Y} = C_9 \quad (4)$$

En esta expresión, el término a la izquierda de la igualdad representa al logaritmo del valor máximo (o valor pico) del parámetro de movimiento fuerte en estudio. Aquí como en otros estudios, se ha supuesto que  $\ln(Y)$  tiene una distribución normal, por lo que la regresión se hace sobre éste más que sobre  $Y$  mismo.  $Y$  puede representar a la aceleración, a la velocidad, a la amplitud de un espectro de Fourier o uno de respuesta, entre otros parámetros. Así mismo, los coeficientes  $C_1$  a  $C_9$  son coeficientes a determinar.

En los tres primeros términos a la derecha de la igualdad,  $M$  representa a la magnitud del sismo, y es precisamente con estos términos que queda definida la dependencia del parámetro de movimiento fuerte con respecto a la magnitud.

Por otro lado, durante un sismo, conforme las ondas se alejan de la fuente sus amplitudes se atenúan de acuerdo a  $1/R$  si se trata de ondas de cuerpo P y S, y como  $1/R^{1/2}$  si se trata de ondas superficiales. A este fenómeno se le conoce como dispersión geométrica de las ondas sísmicas y en la ecuación queda reflejada en el término  $C_5 \ln(R)$ .

Con respecto al área sobre la que se desarrolla la ruptura sísmica, ésta se incrementa conforme la magnitud del sismo aumenta. Esto causa que algunas ondas lleguen a los sitios de interés procedentes de una distancia  $R$ , pero otras lo harán de distancias más grandes. La distancia efectiva, por lo tanto, es mayor que  $R$  por una cantidad que crece al aumentar la magnitud. Este ajuste en la distancia queda expresado en el término [4].

En cuanto a la energía que portan las ondas sísmicas cierto porcentaje de ésta resulta absorbida por el material del medio a través del cual se propagan. Tal amortiguamiento da lugar a un decaimiento exponencial de la amplitud sísmica con la distancia  $R$  (término [5]).

Las características de la fuente sísmica (mecanismo focal del sismo por ejemplo) o de las características del sitio de registro (tipo de suelo por mencionar alguna) influyen significativamente en la amplitud del parámetro  $Y$ . Los efectos asociados a estas características están representados en la ecuación (4) mediante los términos [6].

Finalmente, el término  $\sigma_{\ln Y} = C_9$  describe la incertidumbre asociada con el parámetro del movimiento que se esté considerando en la relación de atenuación. Este parámetro representa la desviación estándar de  $\ln Y$  para la magnitud y distancia en consideración. Históricamente, esta desviación estándar se consideró constante. Sin embargo, en estudios recientes se empezó a considerar como un parámetro que depende también de la magnitud del sismo.

Cabe mencionar que la ecuación (4) no es la única forma posible que una relación de atenuación puede tomar. Algunas de las relaciones publicadas muestran que los autores han considerado un mayor o menor número de términos, incluso han hecho modificaciones adicionales para realizar sus predicciones dependiendo de la información con la que se cuenta para la región de estudio. Ejemplos de esta situación los podemos encontrar en Fukushima y Tanaka (1990) donde los autores omiten [6], además de solo considerar una dependencia lineal en la magnitud. Boore y Joyner (1991) modifican la dependencia con respecto a la magnitud para dejar [2] en términos de  $(M - 6)$  en lugar de sólo  $M$  y omiten [4], al igual que Spudich *et al.* (1999). Por su parte, Atkinson y Mereu (1992) no toman en cuenta la dependencia con respecto a la magnitud (omiten [2]), Ambraseys *et al.* (1996) consideran una dependencia lineal respecto a la magnitud y omiten todos los demás términos excepto el [3]. Bragato y Slejko (2005) eliminan el término de atenuación

inelástica [5] y establecen al mismo tiempo una dependencia cúbica para la magnitud en el campo lejano. Boore *et al.* (1997), aparte de considerar la dependencia en términos de ( $M - 6$ ), añaden una dependencia con respecto al tipo de fallamiento y la velocidad de cizalla en el sitio, mientras que Skarlatoudis *et al.* (2003) añaden un término para incluir la dependencia con respecto al mecanismo de falla.

### **II.2.1 Método de Joyner y Boore (1981)**

Como se mencionó en la sección anterior, en las últimas dos décadas se han publicado diversas relaciones de atenuación. Algunos de los autores de tales relaciones han hecho modificaciones a la ecuación (4), estas modificaciones dependen principalmente de la información con la que se cuente para la región de estudio.

Joyner y Boore (1981) derivaron una relación de atenuación para la *aceleración y la velocidad horizontal pico* a partir de los parámetros magnitud, distancia a la fuente y geología del sitio de registro. Su metodología consiste en la aplicación de un análisis de regresión en dos etapas, lo que permite determinar desacopladamente la dependencia de los datos con la distancia y con la magnitud. La efectividad de este desarrollo en dos etapas ha sido probada satisfactoriamente (Fukushima y Tanaka, 1990). Así mismo, a pesar del tiempo que ha transcurrido desde su publicación, esta metodología fue y sigue siendo ampliamente utilizada (Fukushima y Tanaka, 1990; Gong y Xie, 2004; Kanno *et al.*, 2006; entre otros).

Considerando los datos con que contamos para el presente estudio, la relativa simplicidad de la ecuación propuesta por Joyner y Boore (1981) y la amplia utilización de

esta metodología, decidimos emplearla para la derivación de las relaciones de atenuación del presente trabajo.

La ecuación básica considerada en la regresión es equivalente a:

$$y = \frac{k}{r} e^{-qr} \quad (5)$$

donde  $k$  está en función de  $M$  y  $q$  es una constante. Esta ecuación corresponde a la dispersión geométrica de una fuente puntual simple con una constante de atenuación inelástica  $Q$ .

Con base en la ecuación (5), el método consiste en ajustar los datos de movimientos fuertes mediante un método de regresión lineal múltiple al usar la ecuación:

$$\log Y_j^i = \sum_{m=1}^N a_m \delta_{mi} - \log r_j^i + br_j^i + cS \quad (6)$$

con:

$$\delta_{mi} = \begin{cases} 1 & m = i \text{ (para el sismo } i) \\ 0 & \text{en caso contrario} \end{cases}$$

$$S = \begin{cases} 1 & \text{para sedimentos} \\ 0 & \text{para rocas} \end{cases}$$

$$r_j^i = \sqrt{d_j^2 + h^2}$$

donde  $Y_j^i$  representa a la aceleración horizontal pico, a la velocidad horizontal pico, o la aceleración espectral registrada para el sismo  $i$  en la estación  $j$ ,  $N$  es el número de sismos

utilizados de la base de datos,  $d_j$  puede ser la distancia más cercana entre el sitio de registro (estación  $j$ ) y la proyección en la superficie de la zona de ruptura o simplemente la distancia epicentral y, finalmente,  $h$  es un parámetro que juega el papel de una profundidad promedio (o profundidad ficticia) para todos los datos. Su inclusión en la regresión tiene la intención de compensar por el hecho de que la fuente del movimiento pico se encuentra en algún lugar debajo de la superficie y que el material por arriba de ella responderá de diferente manera dependiendo de la intensidad de las oscilaciones sísmicas. Se puede ver como un parámetro que compensa por todos los factores que tienden a limitar o reducir los movimientos cercanos a la superficie, incluyendo cualquier tendencia de los valores pico de la aceleración horizontal a ser limitados por la resistencia finita de los materiales cercanos a la superficie (Ambraseys, 1973). El parámetro  $h$  también compensa por cualquier factor que tienda a aumentar los movimientos cercanos a la fuente, en particular, la directividad (Boore y Joyner, 1978). Por otra parte,  $S$  y  $\delta_{mi}$  se emplean para separar los datos en diferentes clases de acuerdo a la geología del sitio de registro, técnica bien conocida en los análisis de regresión (Draper y Smith, 1966; Weisberg, 1980).

Como se mencionó antes, el análisis de regresión se realiza en dos etapas. En la primera se determinan los valores de los factores de evento  $a_i$ , y de los coeficientes  $b$  y  $c$ , mediante la aplicación iterativa de una regresión lineal a los datos. En cada iteración se usa un valor diferente de  $h$  y se calcula la desviación estándar. El valor óptimo de  $h$  es aquel que corresponde a la desviación estándar más baja de todas las iteraciones.

En la segunda etapa se determina la dependencia de los parámetros de movimiento fuerte con respecto a la magnitud, a través de un procedimiento de regresión estadístico



basado en los factores de evento  $a_i$  determinados en la primera etapa. La dependencia de la magnitud se representa por un polinomio de primer o segundo orden de la forma:

$$a_i = \alpha + \beta M_i + \gamma M_i^2 \quad (7)$$

donde  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  son las constantes a determinar durante el proceso de regresión.

Esta regresión en dos etapas representa una gran ventaja puesto que el uso de  $\delta_{mi}$  en la ecuación (6) permite desacoplar la dependencia con respecto a la magnitud de la dependencia con respecto a la distancia. Con la ayuda de este desacoplamiento, los posibles errores en la magnitud de un sismo no afectarán en ningún modo los coeficientes obtenidos para la distancia durante la primera etapa de la regresión. Esta ventaja ha sido probada exitosamente por algunos autores (Fukushima y Tanaka (1990), por ejemplo). Una ventaja adicional es que proporciona el mismo peso a cada sismo al determinar la dependencia con respecto a la magnitud, mientras que proporciona el mismo peso a cada registro cuando se determina la dependencia con respecto a la distancia.

En cuanto a la magnitud utilizada, preferimos usar la magnitud momento  $M_w$ , pues esta escala está directamente relacionada con el momento sísmico  $M_o$ , que es una propiedad bien definida de la fuente de los temblores.

Con respecto al parámetro distancia, sería ideal conocer con certeza la distancia a la fuente de la que emanó el movimiento de amplitud máxima. Sabemos que la superficie de ruptura de un sismo fuerte no se puede visualizar como una fuente puntual cuando los sitios de observación se encuentran muy cercanos a ella. Por otro lado, la fuente del movimiento pico en el sismograma puede corresponder solo a una pequeña porción de la falla, la cual

no necesariamente corresponde al punto más cercano al sitio de registro. Por tal razón, y como una aproximación, se utiliza usualmente la distancia más cercana a la proyección en la superficie de la zona de ruptura. Esta distancia se conoce como la distancia de Joyner y Boore,  $r_{jb}$  (Figura 5 b).

Finalmente, la desviación estándar  $\sigma_y$ , de la predicción obtenida con este método, se calcula como:

$$\sigma_y = \sqrt{\sigma_s^2 + \sigma_a^2} \quad (8)$$

donde  $\sigma_s$  y  $\sigma_a$  representan las desviaciones estándar de la regresión durante la primera y segunda etapas respectivamente.

Con el fin de aclarar un poco más la metodología, en el apéndice A se muestran algunos detalles del análisis de regresión propuesto por Joyner y Boore (1981).

### III. Datos

Para el desarrollo de este proyecto, en una primera etapa se recopilaron los datos de aceleración registrados por RANM entre los años 1976 y 2004. En este intervalo están incluidos los sismos más importantes de la región, que son el evento del Valle Imperial de 1979 ( $M_L = 6.6$ ,  $M_w = 6.5$ ), el de Victoria de 1980 ( $M_L = 6.1$ ,  $M_w = 6.4$ ) y varios sismos con magnitudes que van de 5.0 a 5.7 ocurridos en el área de La Mesa de Andrade y en la vecindad del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Este juego de datos se complementó con la escasa información existente para sismos históricos como el temblor de El centro de 1940 ( $M_L = 7.0$ ) y el de San Miguel de 1956 ( $M_L = 6.8$ ). Se obtuvieron en total más de 1200 registros (cada uno con las tres componentes de aceleración) correspondientes a un poco más de 550 sismos.

Se hizo una primera selección sobre los registros recopilados, conservándose solamente los registros correspondientes a sismos con magnitud  $M \geq 3.0$  y con epicentro en el rectángulo definido por los  $31^\circ$  y  $33^\circ$  latitud norte y  $114.5^\circ$  y  $117^\circ$  longitud oeste. El área definida por estas coordenadas corresponde a la región norte de Baja California. Tentativamente así seleccionados los datos, la base preliminar quedó conformada por 1114 registros correspondientes a 448. Se generó un mapa que muestra la distribución geográfica de los epicentros de estos sismos (Figura 6). Con esta base inicial se realizaron los primeros cálculos orientados hacia la definición de relaciones de atenuación válidas para la región norte de Baja California. Es importante resaltar que para estos primeros cálculos no se discriminó entre datos registrados sobre roca firme y sobre sedimentos. Asimismo, se

consideraron todos los eventos elegidos sin importar que algunos hubieran ocurrido en las Sierras Peninsulares y otros en el Valle de Mexicali.

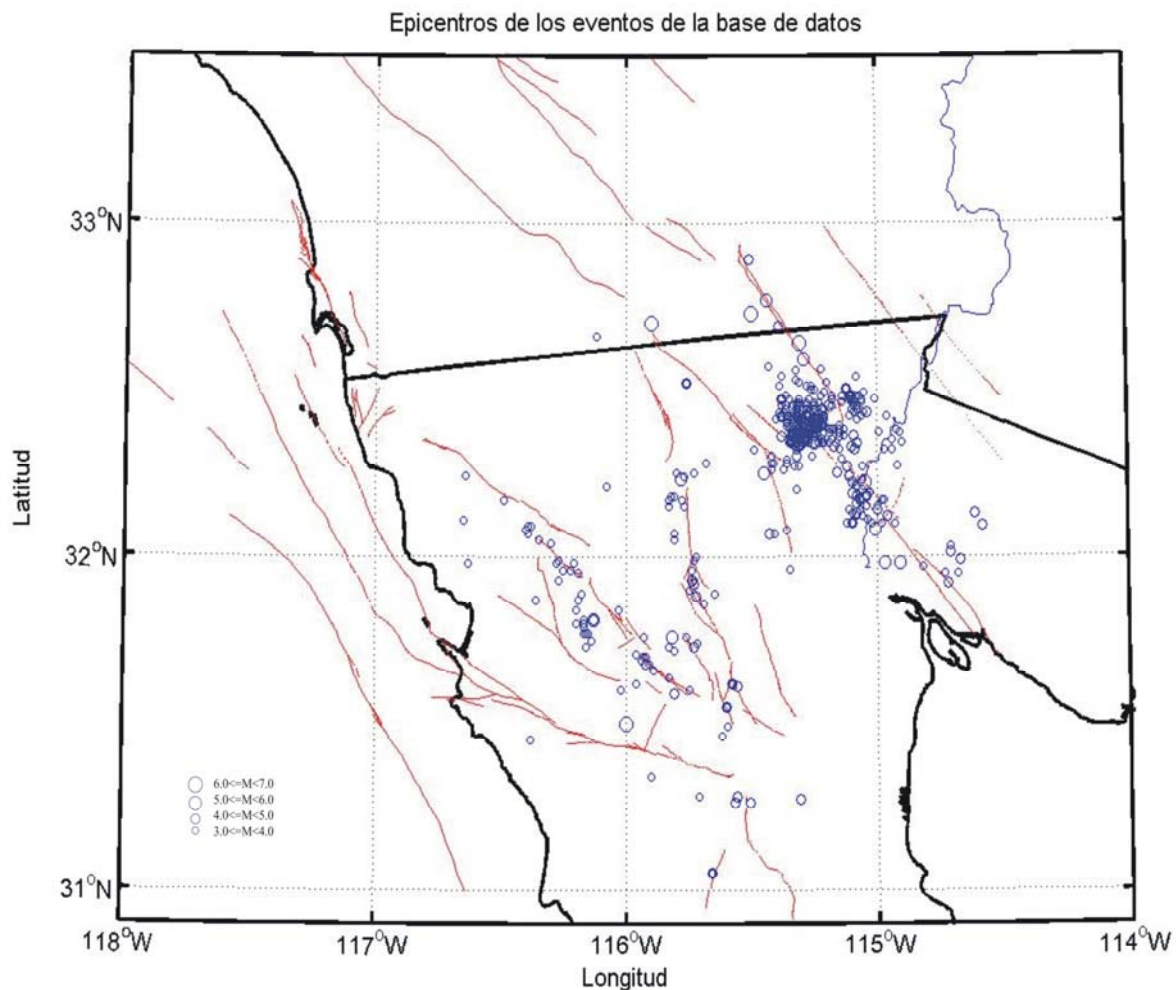


Figura 6. Sismos ocurridos entre 1940 y 2004 con  $M \geq 3$  de la base de datos preliminar. Se puede observar que la mayoría de los sismos se encuentran concentrados entre las fallas Imperial y Cerro Prieto, en el Valle de Mexicali.

Una vez obtenida la base preliminar de datos, se realizó sobre ella un primer análisis de regresión, sin embargo, los resultados obtenidos no fueron satisfactorios. Por tanto, se aplicaron diversos criterios sobre esta base preliminar de datos con el fin de seleccionar un conjunto apropiado de datos para el análisis de aceleraciones pico en sismos con magnitudes entre 3 y 6.9. A continuación se presenta una descripción de los criterios aplicados sobre el conjunto preliminar de datos para formar la base final de datos.

### **III.1 Aceleración Horizontal Pico**

Para este trabajo se tomó como valor de aceleración horizontal pico (*AHP*) al promedio aritmético de los valores absolutos máximos de aceleración de las dos componentes horizontales. Esta aproximación para *AHP* representa un parámetro de aceleración pico más estable que cuando se toma cualquiera de las dos componentes horizontales (Campbell, 1981). Por otro lado, se ha encontrado que las curvas calculadas empleando el valor máximo de las dos componentes horizontales (véase Boore *et al.*, 1980) resultan ser, en promedio, 13% más grandes que las calculadas con el valor medio (Campbell, 1981).

En el caso específico del sismo del Valle Imperial (1979) y su réplica principal, la mayoría de los valores de aceleración pico fueron obtenidos del artículo publicado por Joyner y Boore (1981). Tales datos se registraron con estaciones acelerográficas ubicadas en ambos lados de la frontera internacional México – Estados Unidos.

### **III.2 Velocidad Horizontal Pico**

Para calcular los valores de la velocidad horizontal pico (*VHP*) se integraron las series de tiempo de aceleración. Una vez obtenidas las series de velocidad se procedió a encontrar

el valor máximo de velocidad de cada componente horizontal y calcular el promedio aritmético de ellas.

En lo que se refiere al sismo del Valle Imperial (1979), los datos de velocidad publicados corresponden solamente a estaciones de California, E. U. A. que registraron al evento principal.

### **III.3 Aceleración espectral**

Uno de los parámetros que mejor describe el movimiento fuerte del suelo es el espectro de respuesta de aceleración espectral (*AE*). Es por esta razón que en los últimos años la *AE* se convirtió en uno de los parámetros más utilizados en la derivación de relaciones de atenuación de movimientos fuertes.

En este estudio calculamos una relación de atenuación en términos de este parámetro. Para lograr este objetivo, se generaron los espectros de respuesta de las dos componentes horizontales de aceleración con ayuda de un programa desarrollado en el ambiente MATLAB. Todos los espectros de respuesta se calcularon con la especificación de un 5 % del amortiguamiento crítico.

En la Figura 7 se muestran, a manera de ejemplo, las tres componentes de aceleración generadas en la estación de registro Chihuahua por un sismo de magnitud  $M_w = 4.2$ . En la parte inferior de esta figura se muestran los espectros de respuesta calculados para las componentes horizontales. Al igual que con los dos parámetros anteriores, el valor del parámetro *AE* corresponde al valor promedio de las aceleraciones máximas espectrales de las dos componentes horizontales. Estos valores promedio de *AE* se calcularon para 31 periodos en el intervalo de 0.04 a 10.6 segundos con incrementos de 0.34 segundos.

Con las aceleraciones espectrales resultantes de todos los registros se generó una tabla, la cual utilizamos posteriormente en el cálculo de una relación de atenuación para cada uno de los 31 periodos considerados.

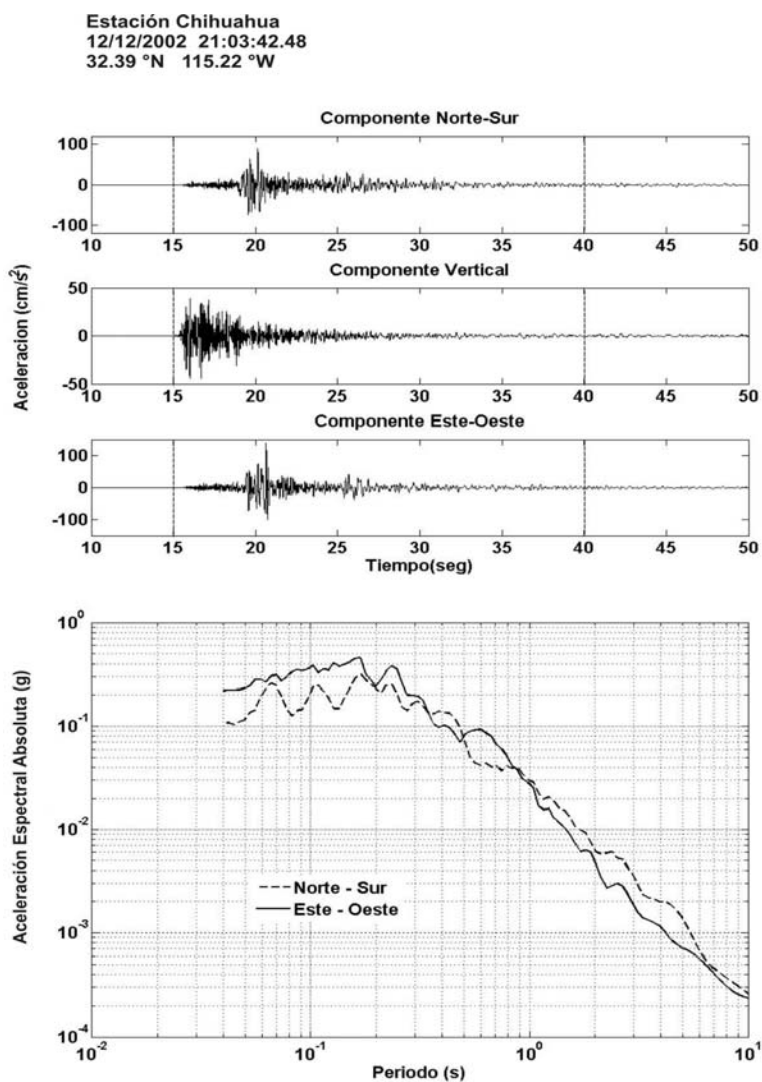


Figura 7. Se consideran los primeros 25 segundos del registro de aceleración para calcular el espectro de respuesta con un 5% del amortiguamiento crítico. Para este estudio se toma como *AE* al promedio de las dos aceleraciones espectrales horizontales máximas.

### **III.4 Distancia fuente – estación**

Para el presente trabajo se utilizaron dos diferentes definiciones de distancia. La primera corresponde a la distancia epicentral, empleada para sismos con magnitudes menores a 6.0. La segunda es la distancia más corta a la proyección de la falla en la superficie. Esta distancia se empleó para sismos de magnitudes mayores a 6.0, para los que las áreas de rupturas son mayores y están bien identificadas. La base de datos contiene valores de aceleración registrados a distancias de hasta 160 km.

### **III.5 Peso**

El esquema utilizado para este análisis fue el de considerar que cada sismo tiene un peso equivalente. De esta forma, los sismos registrados por varias estaciones tienen el mismo peso que aquellos sismos registrados por una sola estación. Sin embargo, con esta aproximación, los sismos registrados por una sola estación no proporcionan información sobre la forma en que los parámetros de interés (aceleración, velocidad o aceleración espectral), se atenúan con la distancia para un sismo en particular. Para tratar de compensar por esta situación se eliminaron de la base de datos todos aquellos sismos registrados por menos de tres estaciones, tal como lo proponen Fukushima y Tanaka (1990).

### **III.6 Sitio de registro**

Para este trabajo se trataron de desarrollar relaciones de atenuación para las dos principales provincias geológicas que caracterizan al área de estudio: El Valle de Mexicali (VM) y las Sierras Peninsulares (SR). Con este propósito se dividió la base de datos en dos partes. En la primera se colocaron todos los datos de sismos cuyo epicentro se localizó en



el Valle de Mexicali y que, además, fueran registrados por estaciones ubicadas en el ambiente sedimentario de este valle. La segunda parte de la base de datos se conformó por sismos con epicentros en la región de las Sierras Peninsulares, registrados por estaciones ubicadas sobre las rocas sólidas de estas sierras.

Esta clasificación de los datos por región geológica tiene un propósito fundamental, el de eliminar el efecto que la frontera natural entre ambas regiones tiene sobre el contenido de energía de registros con trayectorias sísmicas que iniciaron en una región y terminaron en la otra. De esta manera, los sismos considerados tienen trayectorias sísmicas incluidas totalmente en una u otra región, pero nunca combinadas.

### **III.7 Magnitud**

El estudio se restringió a sismos de magnitud  $M \geq 3.0$ . Sin embargo, la escala de magnitud asignada a los diferentes sismos en los catálogos de datos no es uniforme. Las magnitudes reportadas en los catálogos pueden ser magnitud local ( $M_L$ ), magnitud de duración ( $M_D$ ) o magnitud momento ( $M_W$ ). Algunos sismos pueden tener asignadas hasta dos o inclusive las tres diferentes magnitudes.

Para tratar de homogeneizar el catálogo con respecto a la magnitud, elegimos emplear la magnitud momento. Esta decisión se hizo tomando en cuenta que la magnitud momento es una escala más precisa para cuantificar el tamaño de los sismos, puesto que mide la cantidad de energía radiada durante un sismo en lugar de medir la respuesta del aparato ante dicho evento. En virtud a que un buen número de eventos no tenía asignada una magnitud momento, se procedió a calcularla con base en los registros locales de aceleración.

Para calcular la magnitud momento dada por la ecuación (2), se emplea el modelo propuesto por Brune (1970) para determinar primeramente el momento sísmico de cada temblor. Con base en este modelo:

$$M_o = \frac{4\pi\rho R\beta^3}{2R_{\theta\phi}} \Omega_o(\omega) \quad (9)$$

donde  $\Omega_o(\omega)$  representa el nivel espectral a bajas frecuencias del espectro de desplazamiento y  $\omega=2\pi f$ , donde  $f$  representa la frecuencia del movimiento del terreno (véase la Figura 8). Los otros parámetros de la ecuación (9) corresponden a la densidad del medio,  $\rho$ ; la distancia hipocentral,  $R$ ; la velocidad de onda S,  $\beta$ ; y el patrón de radiación,  $R_{\theta\phi}$

Para algunos sismos, existieron registros donde no fue posible definir  $\Omega_o(\omega)$  con certeza, por lo que estos registros no se tomaron en cuenta al evaluar la magnitud del sismo correspondiente. Para otros casos eran más los registros con cálculos imprecisos para  $\Omega_o(\omega)$  que los precisos, por lo que se decidió conservar la magnitud  $M_L$  o la magnitud  $M_D$  para tales sismos. No obstante, se pudo calcular la  $M_w$  para la gran mayoría de los sismos incluidos en nuestro análisis (~90%). Creemos que el hecho de utilizar  $M_L$  o  $M_w$  para algunos sismos con magnitudes entre 3 y 5 no cambiará significativamente nuestros resultados, en virtud a que en tal intervalo de magnitud los valores de  $M_L$  y  $M_w$  para un sismo dado son comúnmente similares.

Posteriormente, y siguiendo los criterios indicados, se agregaron los registros para sismos ocurridos durante el año 2005 y parte del año 2006. Bajo estas condiciones, la base total final de datos quedó conformada por un total de 681 datos de *AHP* correspondientes a

139 sismos, 635 datos de *VHP* para 133 sismos y 600 valores de *AE* producidos por 132 sismos. La distribución geográfica de los sismos considerados en la base final se muestra en la Figura 9. Con esta base de datos se calcularon las relaciones de atenuación presentadas en el siguiente capítulo.

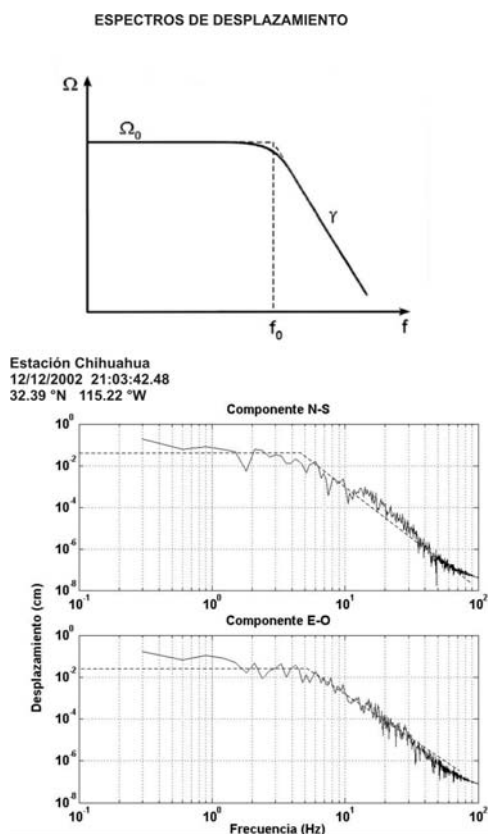


Figura 8. Espectros de desplazamiento de Brune. En la parte superior se muestra el modelo teórico de Brune (1970). Lo caracterizan tres elementos básicos: el nivel espectral a frecuencias bajas  $\Omega_0(\omega)$ , la frecuencia de esquina del espectro,  $f_0$ , y la pendiente de decaimiento de la porción espectral a altas frecuencias,  $\gamma$ . En la parte inferior se muestran, a manera de ejemplo, los espectros de desplazamiento calculados para las dos componentes horizontales así como el nivel  $\Omega_0(\omega)$  y la pendiente  $\gamma$  en la estación Chihuahua.

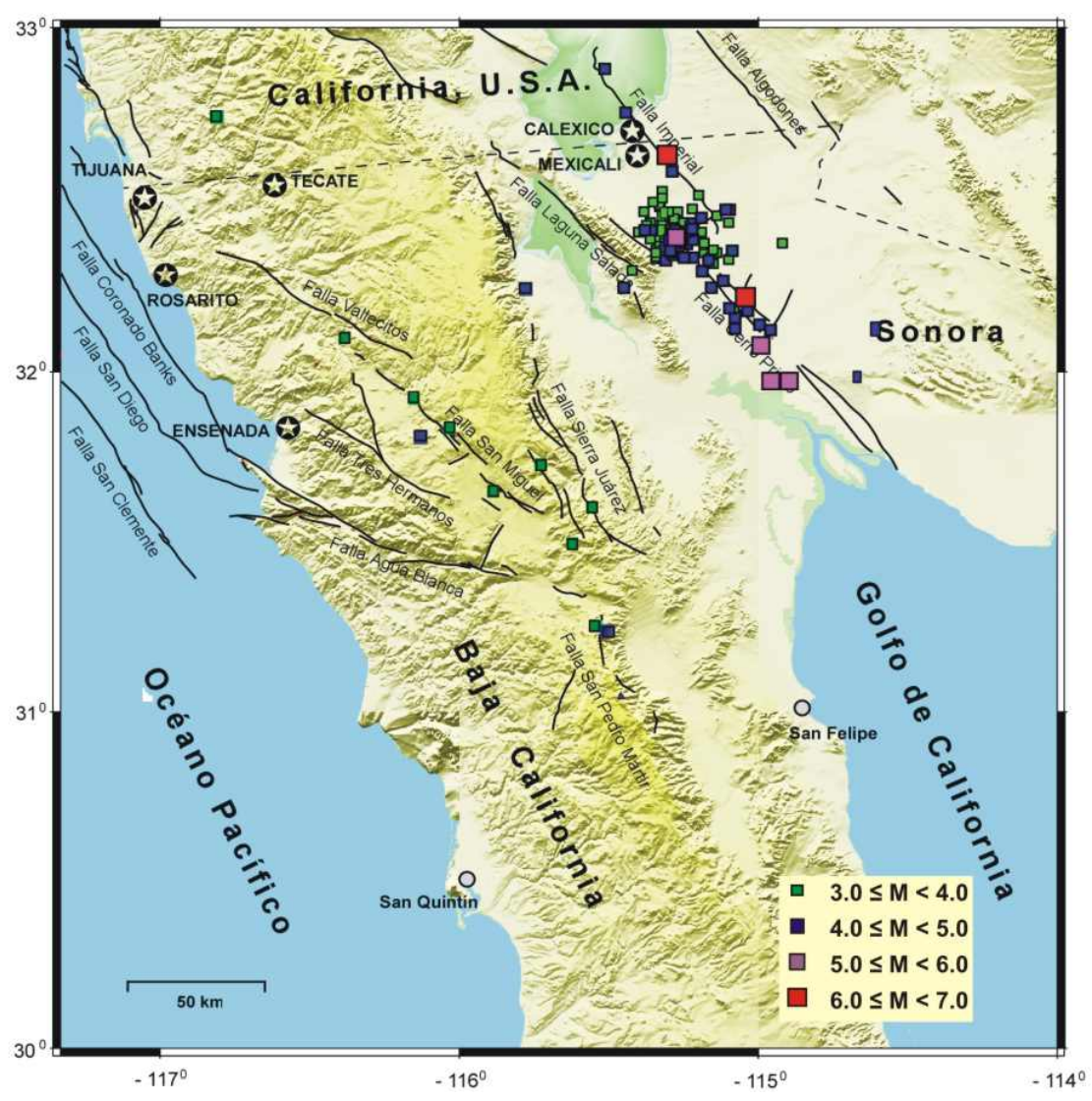


Figura 9. Epicentros de los sismos ( $3.0 \leq M_w \leq 6.5$ ) registrados entre los años 1976 y 2005 por al menos 3 estaciones.

## IV. Resultados

### IV.1 Resultados iniciales

Con los 1114 registros de aceleración de la base inicial, producidos por 448 sismos del Valle de Mexicali y de las Sierras Peninsulares, se realizó un primer análisis de regresión estadístico. La distribución distancia -vs- magnitud de los datos utilizados se muestra en la Figura 10. Como se aprecia en esa figura, el intervalo de distancias en el que los datos fueron registrados va desde 1 km hasta ligeramente más de 100 kilómetros.

Iniciamos calculando la dependencia del parámetro  $AHP$  respecto de la distancia empleando la ecuación (6). De este cálculo se obtienen los factores de evento  $a_i$  y los coeficientes  $b$  y  $c$ , que dan la dependencia de  $AHP$  de la distancia. Como segunda parte de la regresión, se calculó la dependencia de  $AHP$  con respecto a la magnitud. Esto es, establecemos la relación que existe entre los factores de evento  $a_i$  ya calculados y la magnitud de los sismos a través de una relación que puede ser lineal o cuadrática, dependiendo del comportamiento de los datos. En esta segunda parte se obtienen los coeficientes  $\alpha$  y  $\beta$ , o  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$  según la forma lineal o cuadrática que se elija para la ecuación (7).

En la Figura 11 se grafican los factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud de los sismos. La figura muestra también la recta que representa un ajuste lineal entre estos factores y la magnitud. La figura también incluye la ecuación de la recta ajustada así como su desviación estándar,  $\sigma_a$ . De esta gráfica observamos que la gran mayoría de los sismos tienen una magnitud no mayor a 4.0 y que, aunque el ajuste lineal a primera vista sigue la tendencia de los datos, la dispersión de los datos es alta.

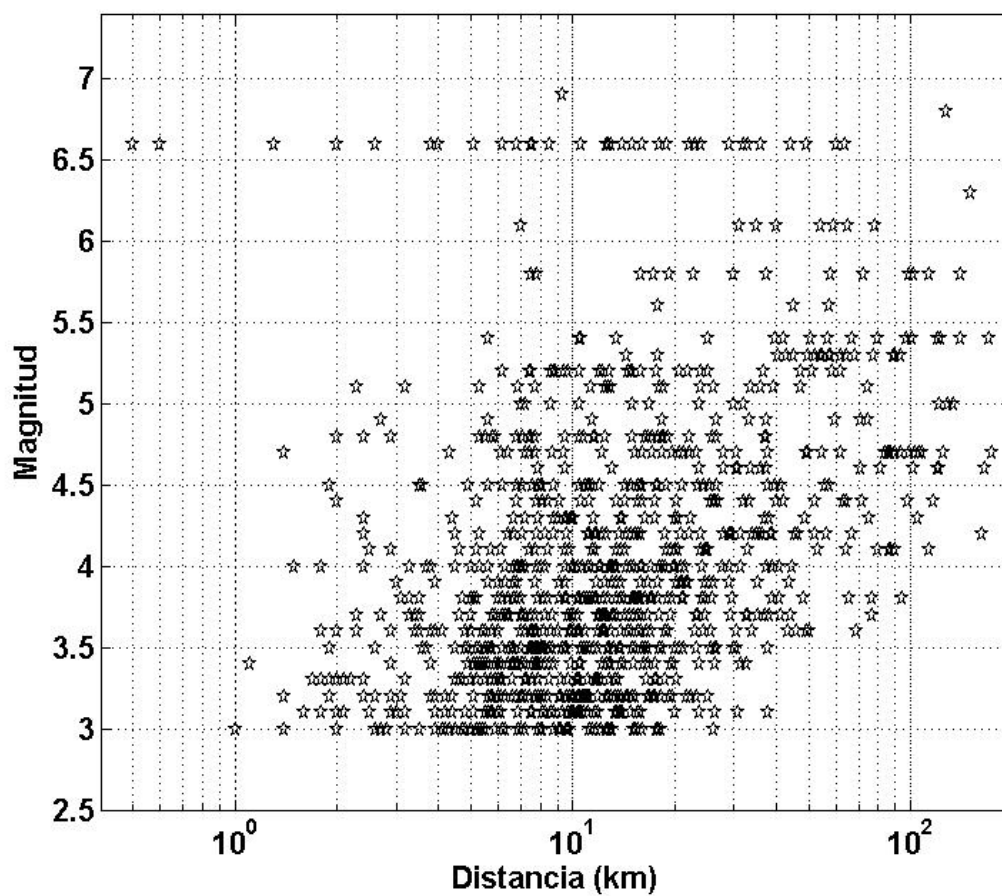


Figura 10. Distribución distancia -vs- magnitud de los valores de *AHP* de la base inicial de datos. Con estos datos se obtiene la primera relación de atenuación en este estudio. Se puede observar que el cubrimiento de los datos abarca desde unos cuantos kilómetros, hasta decenas de kilómetros.

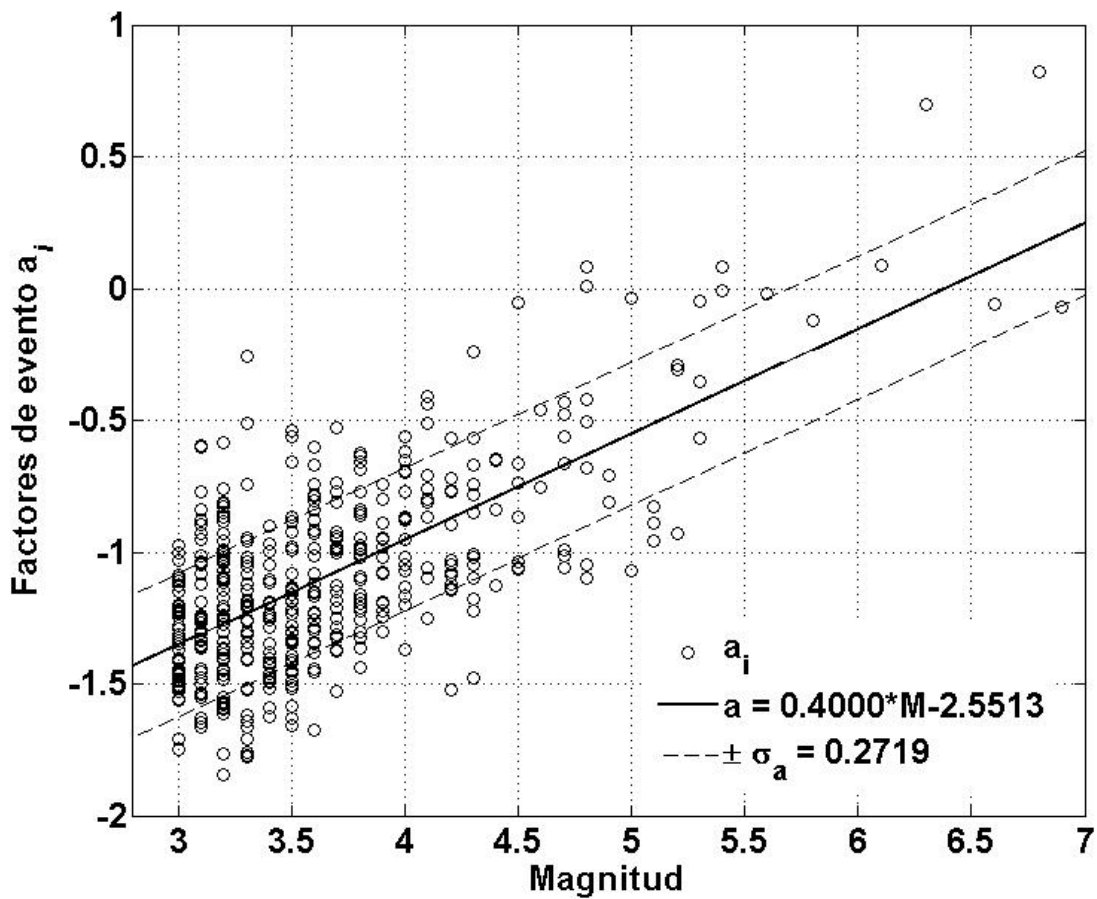


Figura 11. Valor de los factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La línea continua representa un ajuste lineal de los datos a partir de la ecuación (7), las líneas discontinuas resultan después de añadirle y sustraerle una desviación estándar,  $\sigma_a$ .

Sustituyendo la ecuación de la línea recta y los coeficientes  $b$  y  $c$ , calculados en la primera etapa de la regresión, en la ecuación (6) se obtiene la siguiente relación:

$$\log AHP = -2.55132 + 0.40001M - \log r - 0.00073r + 0.59984S + 0.4428P \quad (10)$$

donde  $M$  es la magnitud del sismo ( $3.0 \leq M \leq 6.9$ ) y  $r = \sqrt{d^2 + 7.2^2}$ , siendo  $d$  la distancia epicentral o la distancia  $r_{jb}$ . Como estaremos calculando relaciones de atenuación para el VM (región sedimentaria),  $S$  tomará el valor de 1 para todas las ecuaciones aquí mostradas. Por otro lado, el coeficiente que acompaña a  $P$  corresponde a  $\sigma_y$ , la desviación estándar de la predicción de  $\log(AHP)$ , determinada mediante la ecuación (8) con  $\sigma_s = 0.3495$  y  $\sigma_a = 0.2719$ . A su vez,  $P$  es igual a cero para que el valor predicho sea mayor que el valor real de  $AHP$  con un 50% de probabilidad, y un valor de 1 para que esa probabilidad sea del 84% (Devore, 1991). El valor asignado a  $P$  se basa haciendo la consideración de que los errores en las predicciones siguen una distribución normal. Se considerará  $P = 0$  para graficar las curvas de atenuación obtenidas en el presente trabajo.

La Figura 12 muestra curvas de atenuación generadas a partir de la ecuación (10) para sismos de diferente magnitud. La figura incluye las curvas de atenuación que resultan al añadirse o sustraerse una desviación estándar ( $\pm \sigma_y$ ). Asimismo, se muestran los datos de aceleración de sismos con magnitudes igual a  $M \pm 0.3$ , siendo  $M$  la magnitud considerada para generar la curva de atenuación. Por simple inspección podemos darnos cuenta que las curvas reflejan el comportamiento de los datos de aceleración solo para  $M = 6.5$ , que corresponde al sismo del Valle Imperial de Octubre de 1979. Este es el sismo para el que se



dispone de la mayor cantidad de datos de aceleración registrados en la región. En los otros tres casos, aunque la mayoría de los valores de *AHP* no se alejan de la curva más allá de una desviación estándar (curvas punteadas), no podemos decir que las curvas reflejen bien la tendencia de los datos observados.

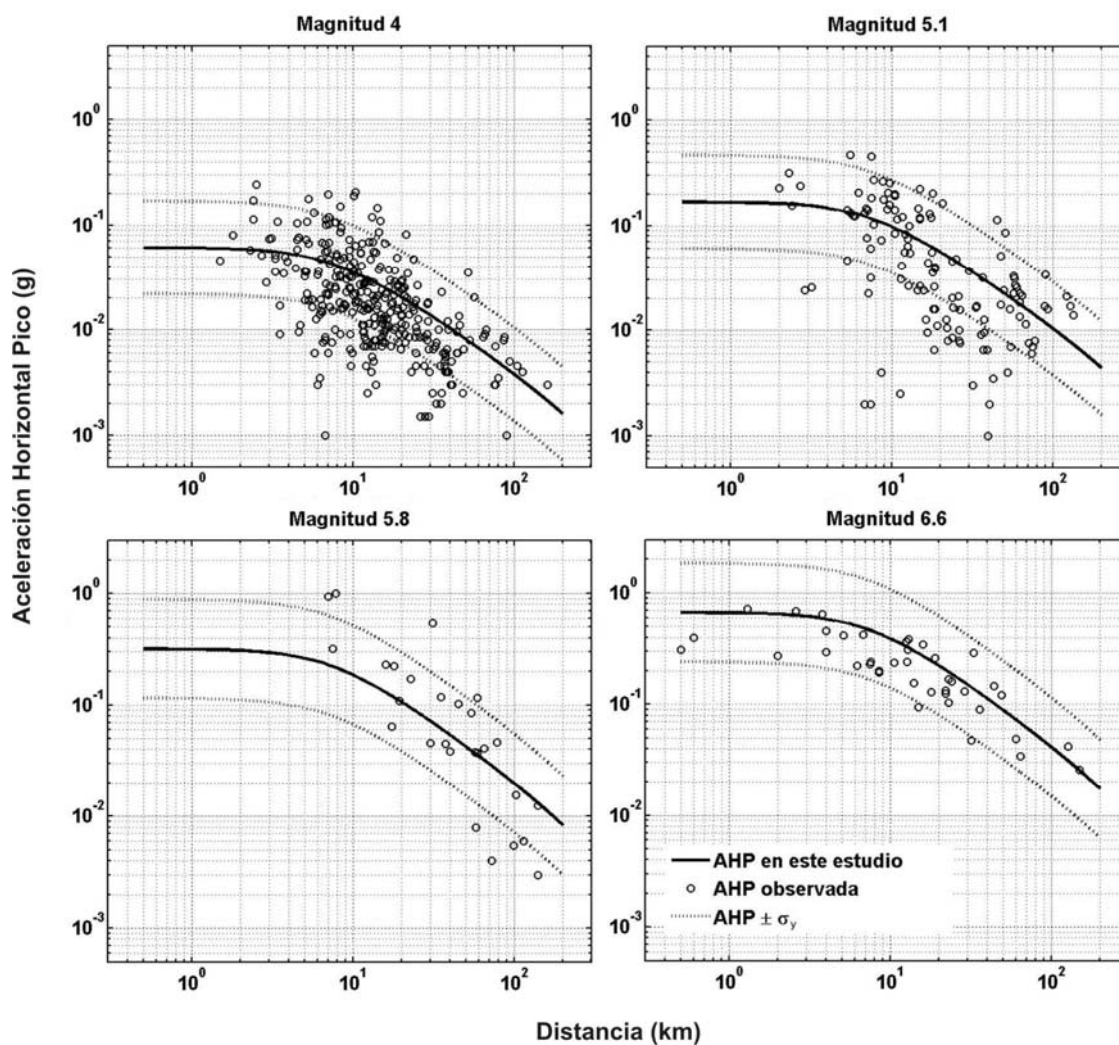


Figura 12. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (10). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Los círculos representan los valores de *AHP* observados para magnitudes iguales a las de las curvas generadas  $\pm 0.3$  unidades de magnitud.

Con el fin de minimizar el valor de la desviación estándar  $\sigma_y$  e intentar mejorar con esto el ajuste de las curvas a los datos, repetimos la segunda parte de la regresión, esta vez incluyendo el término cuadrático de la ecuación (7). Los resultados obtenidos, y mostrados en la Figura 13, indican que no existe una diferencia significativa entre un ajuste cuadrático y uno lineal. Sustituyendo ahora los coeficientes  $b$  y  $c$  obtenidos antes y los coeficientes del ajuste cuadrático en la ecuación (6), se obtiene:

$$\begin{aligned} \log AHP = & -1.71492 - 0.01312M + 0.04895M^2 \\ & - \log r - 0.00073r + 0.59984S + 0.4414P \end{aligned} \quad (11)$$

con  $r = \sqrt{d^2 + 7.2^2}$ ,  $\sigma_s = 0.3495$  y  $\sigma_a = 0.2696$ . Se observa que el valor de la desviación estándar  $\sigma_y$  no cambió significativamente al considerar una dependencia cuadrática con respecto a la magnitud.

En la Figura 14 se muestran las curvas de atenuación obtenidas con el ajuste cuadrático para las mismas magnitudes consideradas en la Figura 12. No se observan cambios considerables en el ajuste entre las curvas y los datos para las primeras tres curvas mostradas. Sin embargo, para el caso  $M = 6.6$ , la curva generada sobreestima a los datos observados en un grado mayor que en el caso lineal, esto puede deberse a que el valor respectivo de  $a_i$  se encuentra más debajo de la curva de ajuste que en el caso lineal. Por otro lado, el valor de las desviaciones estándar de ambos casos considerados indica que los ajustes no son satisfactorios, lo que podría deberse a la combinación de diversos factores, entre los que podemos citar los siguientes. Primero, la escala de magnitud asociada al tamaño de cada sismo no es completamente uniforme. Aun cuando en estos cálculos iniciales un buen número de sismos tienen magnitudes  $M_w$  asignadas, para otros sismos

solo existieron magnitudes  $M_L$  o  $M_D$ , como se explicó en el Capítulo III. Segundo, se incluyen sismos con magnitud  $M < 4$ , cuyos movimientos no se consideran realmente fuertes. Tercero, se utilizan datos de aceleración de sismos cuyos epicentros se localizaron en las *Sierras Peninsulares* y fueron registrados en estaciones ubicadas en el Valle de Mexicali y viceversa. En tales casos, existen trayectorias sísmicas que cruzan de un ambiente geológico (rocas graníticas, por ejemplo) a otro completamente diferente (cuenca sedimentaria), por lo que los movimientos sísmicos se ven afectados por diferentes mecanismos de atenuación. Finalmente, es necesario reconocer que no se tiene un buen control en la dependencia del parámetro de movimiento fuerte con respecto a la distancia, lo cual depende de la precisión con la que hayan sido determinados los epicentros de un buen número de los sismos considerados.

Para entender mejor el último punto, recordemos que en la ecuación (6), el término

$$\sum_{m=1}^N a_m \delta_{mi}$$

nos permite dar un peso igual a cada sismo durante la determinación de la dependencia con respecto a la magnitud, y un peso igual a cada registro en la determinación de la dependencia con respecto a la distancia, independientemente del número de registros asociados a cada sismo. Sin embargo, consideramos que en los cálculos de la dependencia de los parámetros de movimiento fuerte con respecto a la distancia, es necesario que cada sismo haya sido registrado a diversas distancias para así observar mejor su comportamiento conforme nos alejamos de la fuente.

Para tratar de minimizar los efectos posibles de los factores indicados anteriormente, se homogeneizó el catálogo calculando la magnitud  $M_w$  para cada uno de los sismos de la base de datos (ver sección III.7). Al mismo tiempo, en un esfuerzo por evitar que los resultados

finally se vean afectados por la utilización combinada de datos de aceleración obtenidos de señales sísmicas que viajaron por ambas provincias geológicas (las SP y el VM), los datos se separaron de acuerdo a la región en que ocurrieron y fueron registrados. Como resultado de la división de los datos por región, se formaron dos subconjuntos de datos, uno con solo datos registrados en las SP, y otro con datos registrados en el VM. Es importante hacer notar que con esta reclasificación se observó una fuerte limitación en la cantidad de datos registrados en las SP (véase la Tabla II). Esta limitación en la cantidad de datos (sólo 47 registros) no nos permite alcanzar conclusiones sustentadas en una base de información adecuada, por lo que, en lo sucesivo, solo enfocaremos nuestro análisis a datos registrados en el ambiente sedimentario del Valle de Mexicali.

Tabla II. Clasificación de los datos de acuerdo a la región de origen del sismo y lugar de registro. Solo se incluyen los sismos registrados por al menos tres estaciones.

<b>Región</b>	<b>Parámetro</b>	<b>Número de eventos</b>	<b>Número de registros</b>
<i>Valle de Mexicali</i>	Aceleración Horizontal Pico	139	681
	Velocidad Horizontal Pico	133	635
	Aceleración espectral	132	600
<i>Sierras Peninsulares</i>	Aceleración Horizontal Pico	12	47

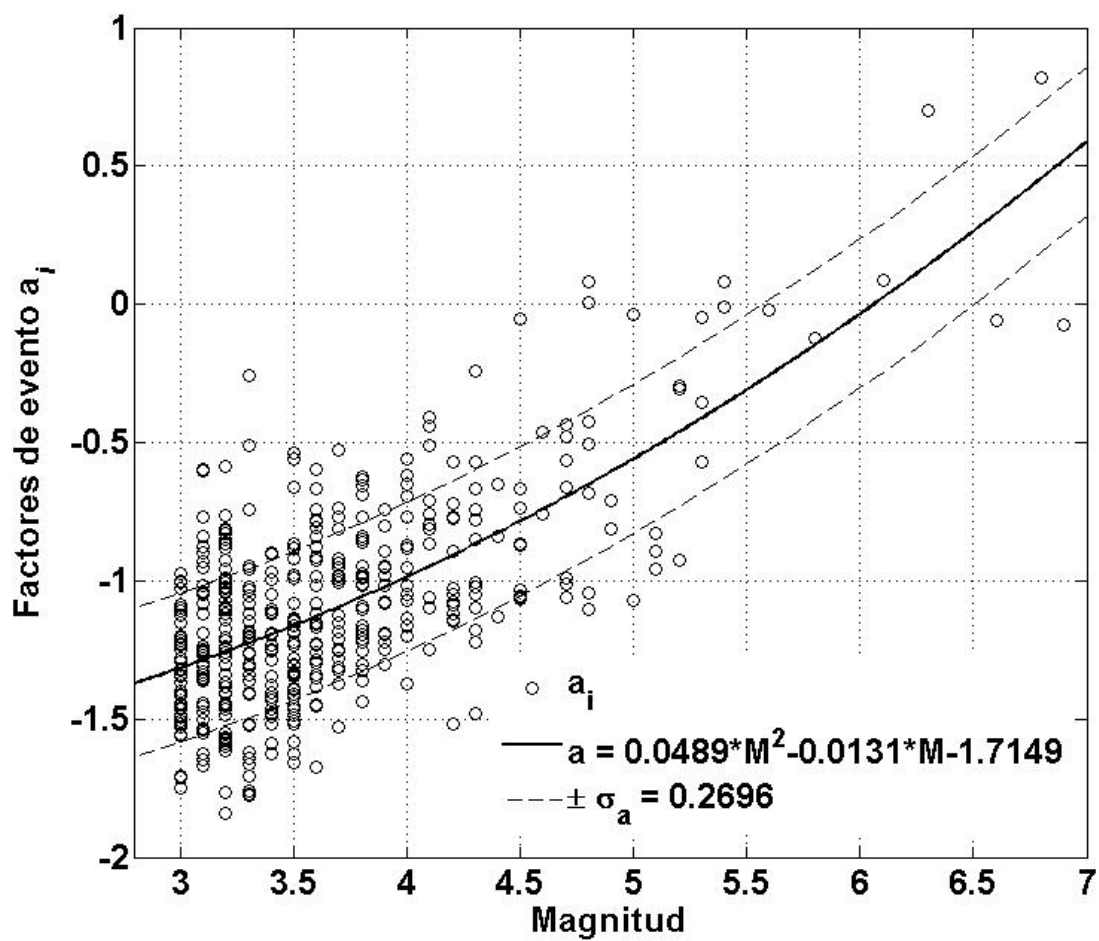


Figura 13. Factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La curva continua representa la forma cuadrática de la ecuación (7), las curvas discontinuas resultan después de añadirle y sustraerle una desviación estándar,  $\sigma_a$ .

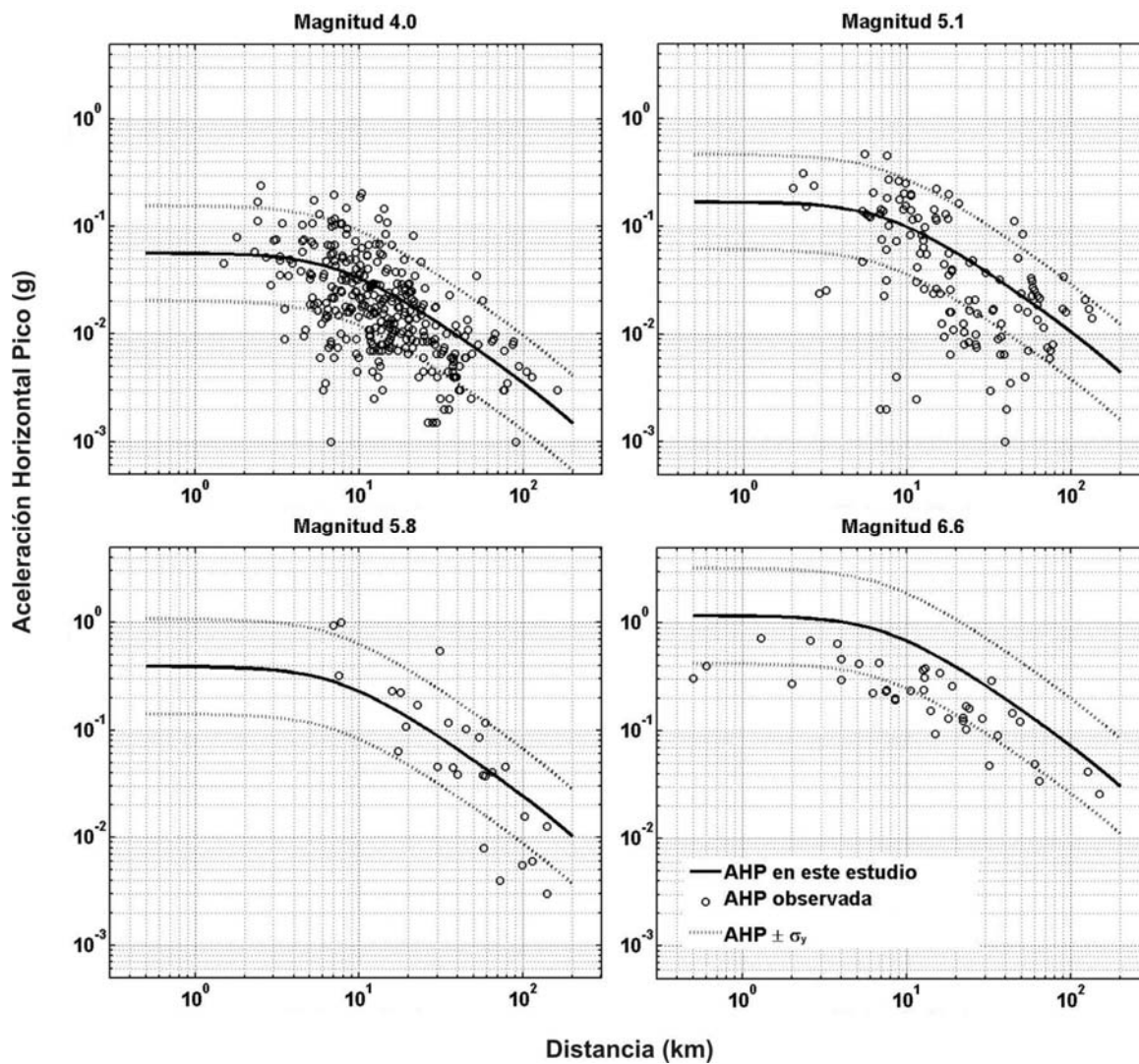


Figura 14. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (11). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación  $\pm 1$  desviación estándar. Los círculos representan los datos de aceleración observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde  $M$  representa la magnitud de las de las curvas generadas.

Finalmente, nos avocamos a analizar la dependencia de los parámetros de movimiento fuerte con respecto a la distancia. En este caso, y después de realizar diferentes pruebas con nuestra programación y datos, se decidió trabajar solo con sismos de magnitud igual o superior a 4 y que hubiesen sido registrados en por lo menos 4 estaciones acelerográficas.

Tomando en cuenta las consideraciones expuestas, se realizó el análisis de regresión sobre los datos del Valle de Mexicali, obteniendo relaciones empíricas de atenuación para tres parámetros de movimiento fuerte: a) aceleración horizontal pico, b) velocidad horizontal pico y c) amplitud espectral de aceleración absoluta. Los resultados obtenidos se presentan a continuación.

## **IV.2 Aceleración Horizontal Pico (*AHP*)**

La primera relación obtenida para la región del Valle de Mexicali fue calculada para el parámetro de aceleración horizontal pico (*AHP*). Para obtener tal relación se realizó un proceso de regresión con 406 valores de *AHP* obtenidos de la base final de datos. Estos valores corresponden a 59 sismos con magnitudes en el intervalo  $4.0 \leq M \leq 6.5$  ocurridos entre los años 1979 y 2006. La Figura 15 muestra la distribución de los datos en función de su magnitud y distancia epicentral. De esta figura es evidente que tenemos datos registrados desde alrededor de 1 kilómetro hasta 100 kilómetros.

La Figura 16 muestra los factores de evento  $a_i$  obtenidos en una primera fase de la regresión. En la segunda parte de la regresión evaluamos la dependencia de la *AHP* con respecto a la magnitud utilizando la versión lineal de la ecuación (7). Aunque hay un poco de dispersión en los datos, el ajuste lineal es razonablemente bueno ( $\sigma_a = 0.176$ )

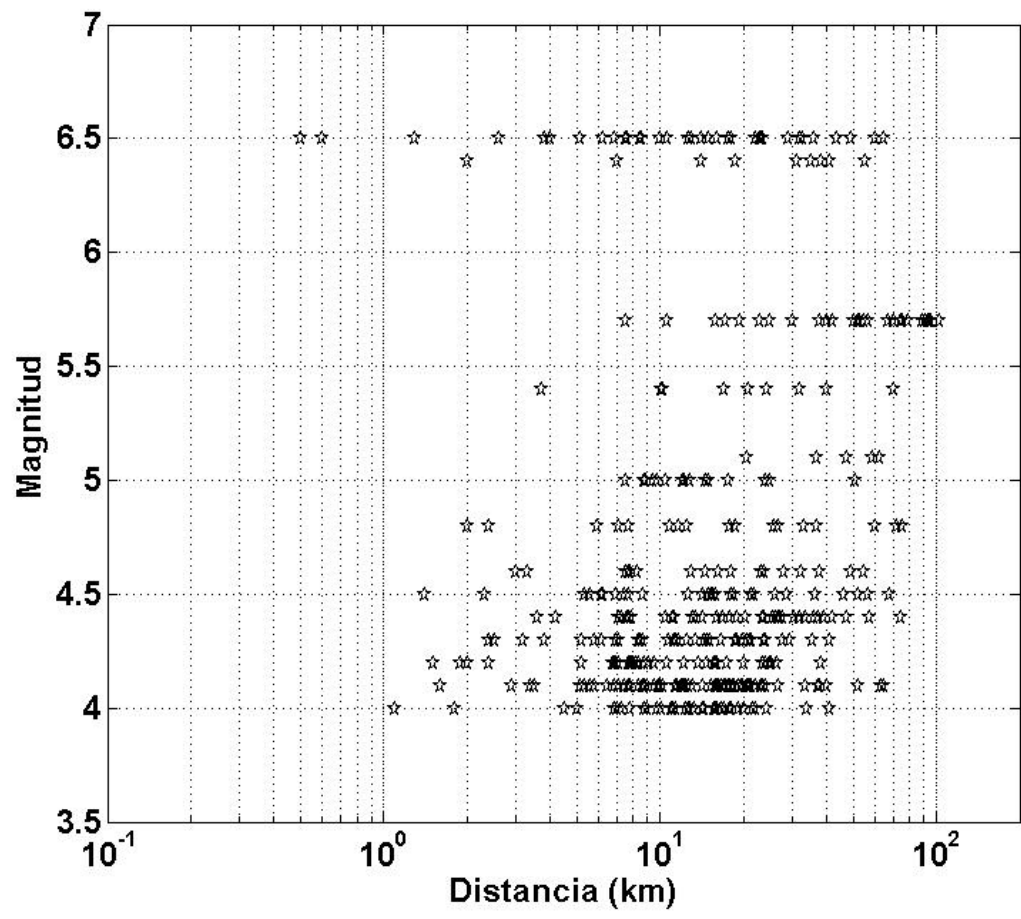


Figura 15. Distribución de los 406 valores de *AHP* utilizados para generar las relaciones de atenuación en términos de este parámetro. El cubrimiento en distancias es bueno, abarcando desde unos cuantos kilómetros hasta los 100 kilómetros. Sin embargo el cubrimiento en magnitud tiene huecos para magnitudes grandes.



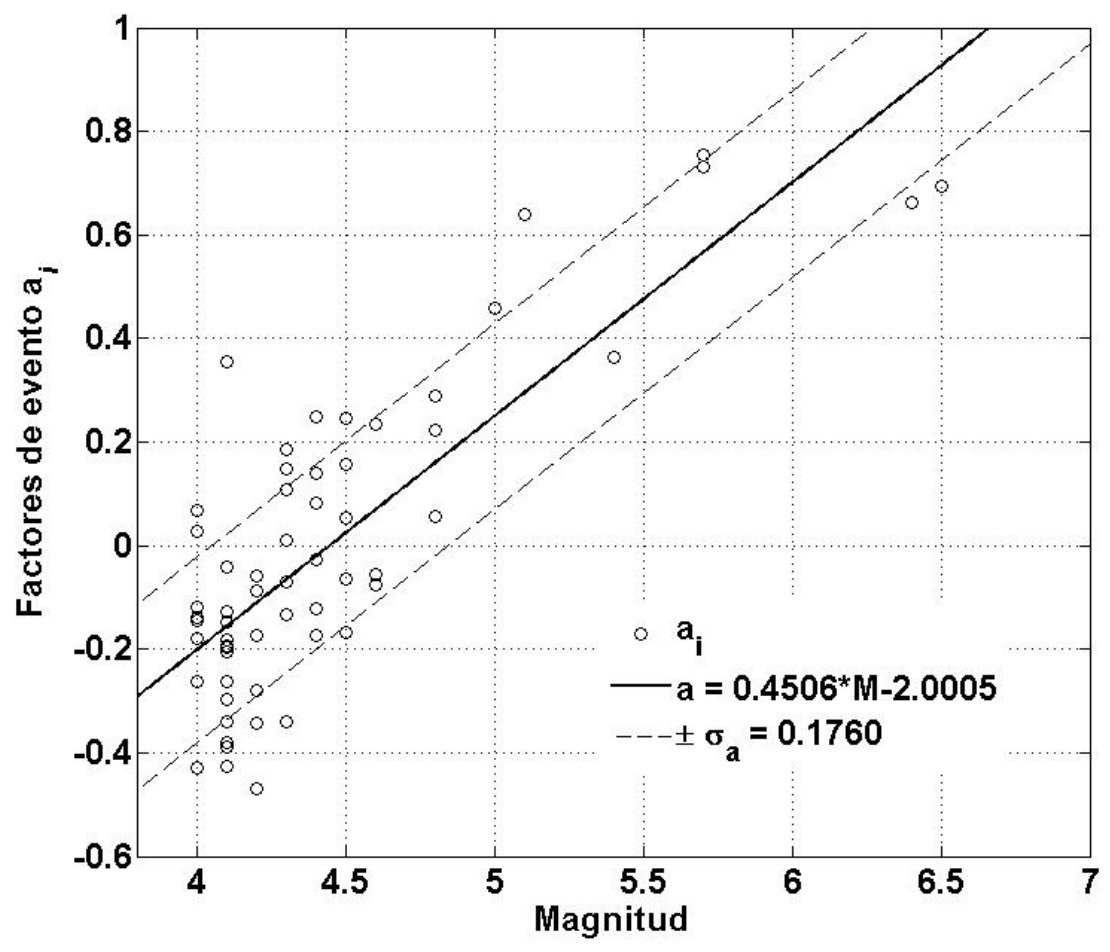


Figura 16. Factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La línea continua representa el ajuste de los datos a partir de la ecuación (7) en su forma lineal. Las líneas discontinuas resultan de añadir o sustraer el valor de la desviación estándar,  $\sigma_a$ , a la recta ajustada.

Sustituyendo los resultados obtenidos de las dos etapas del proceso de regresión en la ecuación (6), se obtiene la siguiente relación de predicción para el parámetro *AHP*:

$$\log AHP = -2.00056 + 0.4506M - \log r - 0.00482r - 0.15693S + .294P \quad (12)$$

donde *M*, *d*, *P*, se definen de igual forma que en la ecuación (10). Por su parte  $r = \sqrt{d^2 + 3.1^2}$ , y la desviación estándar total  $\sigma_y = 0.294$  se calculó de las desviaciones estándar  $\sigma_s = 0.2350$  y  $\sigma_a = 0.1766$ , correspondientes a la primera y segunda fase de la regresión. Comparando este valor de  $\sigma_y$  con los valores 0.4428 ó 0.4414 obtenidos en las regresiones iniciales, podemos decir que hemos logrado una mejora en nuestros resultados.

La Figura 17 muestra cuatro curvas predictivas de atenuación generadas a partir de la ecuación (12). Como antes, con líneas punteadas se muestran las curvas de atenuación con más y menos una desviación estándar  $\sigma_y$ , y se incluyen los datos de sismos con magnitud  $M \pm 0.3$ , donde *M* es la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación. Se puede observar que en este caso las curvas predictivas reproducen mejor el comportamiento de los datos, reflejando que los criterios tomados para mejorar la calidad de la base de datos son satisfactorios.

Con el propósito de examinar los resultados en términos de residuales, en la Figura 18 se graficaron los residuales calculados para tres intervalos de magnitud: a)  $4.0 \leq M < 5.0$ , b)  $5.0 \leq M < 6.0$  y c)  $6.0 \leq M < 7.0$ . En los dos primeros intervalos de magnitud no se observa ninguna tendencia en el comportamiento de los residuales. Sin embargo, en el último intervalo se observa una aparente tendencia que podría atribuirse al hecho de que los datos de tal intervalo corresponden solamente a dos sismos. Tal escasez de sismos en este último intervalo impide concluir algo respecto a esta tendencia, existiendo la posibilidad de que en

caso de llegar a añadirse más datos tal tendencia desaparecerá, como en los otros dos casos mostrados.

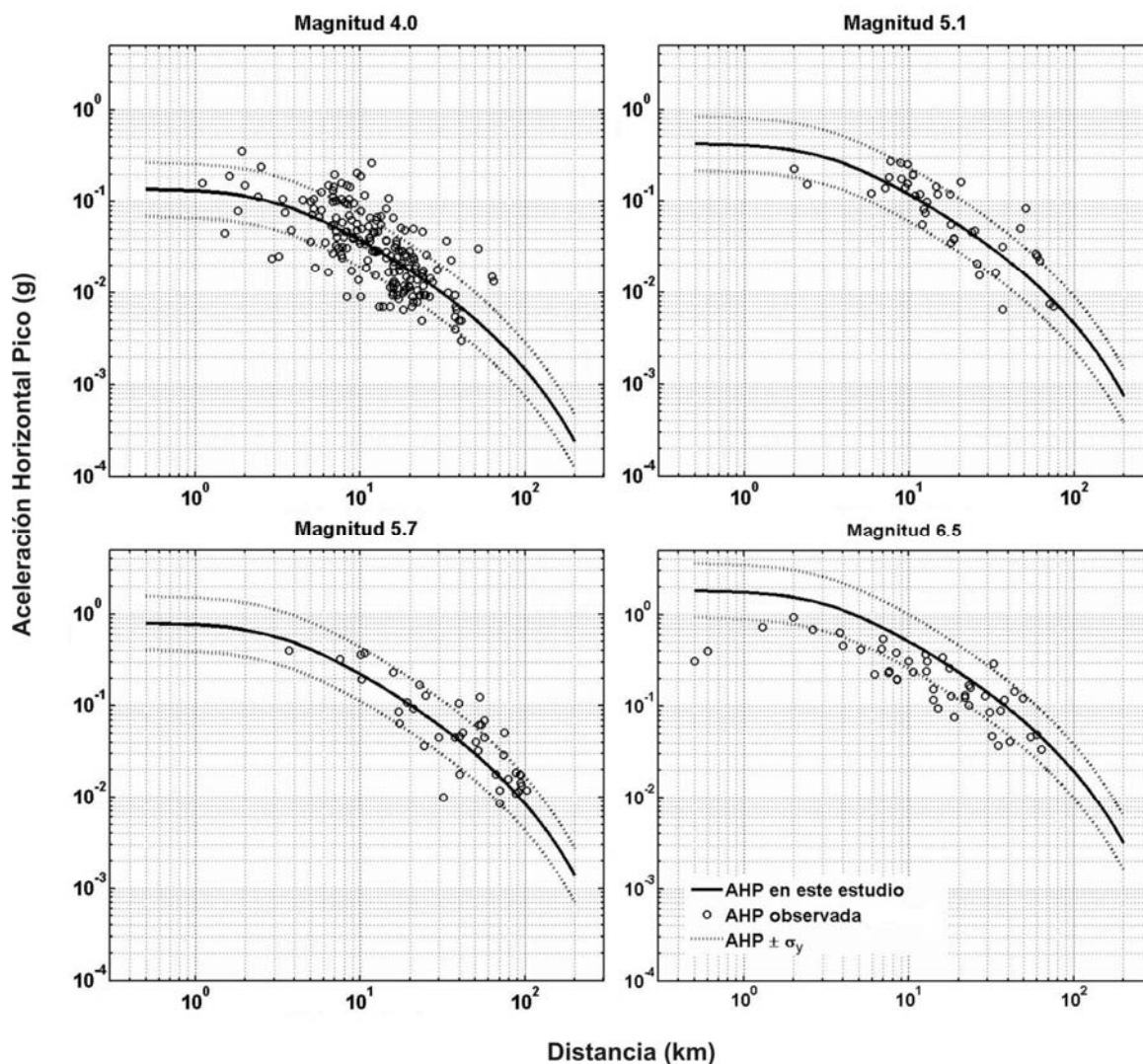


Figura 17. Curvas de atenuación generadas a partir de la ecuación (12) para cuatro diferentes magnitudes. Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Los círculos representan a los valores de *AHP* observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde *M* representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación.

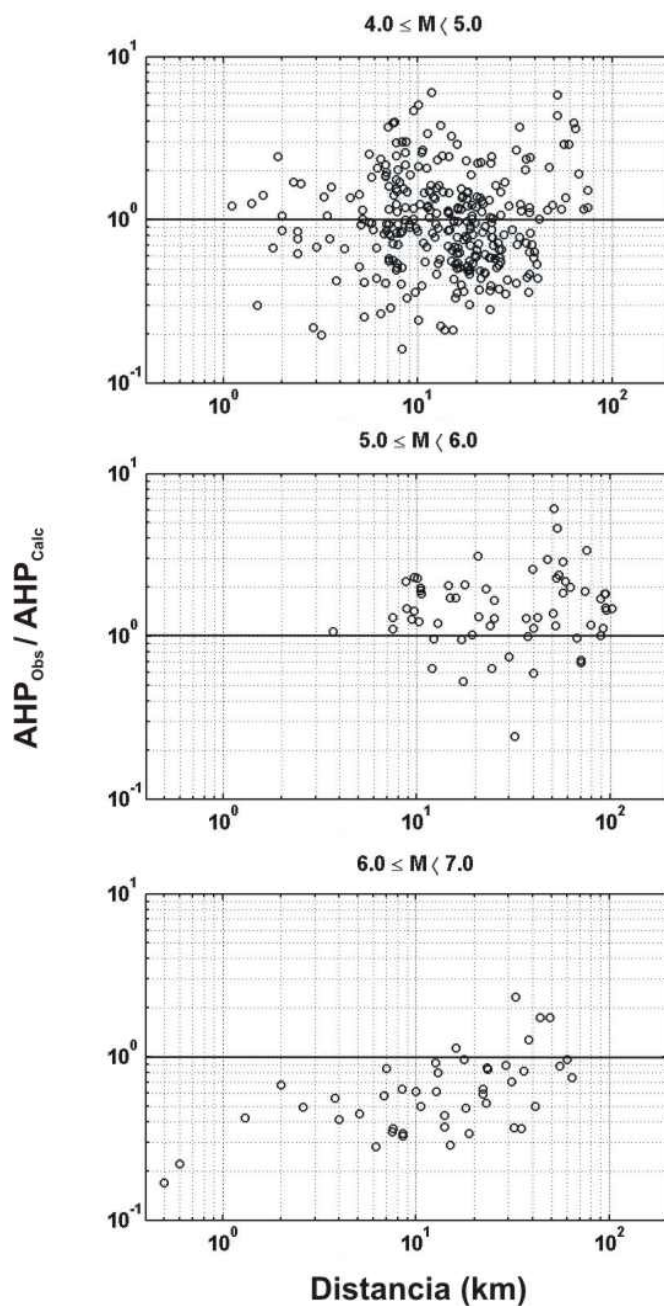


Figura 18. Residuales entre los valores de  $AHP$  observados y los predichos a partir de la ecuación (12). Los resultados se muestran en función de la distancia y para 3 intervalos de magnitud. No se observan tendencias en los datos, excepto quizá para  $6.0 \leq M \leq 7.0$ . Sin embargo, los datos para este último intervalo solo corresponden a 2 sismos, por lo que no se puede descartar la posibilidad de que cuando se puedan añadir más datos para sismos en este intervalo, tal tendencia desaparezca.

En un esfuerzo adicional por mejorar los resultados obtenidos, se consideró una aproximación cuadrática en la dependencia del parámetro  $AHP$  con respecto a la magnitud. Con los coeficientes resultantes de la realización del ajuste cuadrático entre los factores de evento  $a_i$  y la magnitud (Figura 19), se obtuvo la siguiente relación:

$$\begin{aligned} \log AHP = & -4.9118 + 1.6362M - 0.11758M^2 \\ & - \log r - 0.00482r - 0.15693S + 0.2901P \end{aligned} \quad (13)$$

con  $4.0 \leq M \leq 6.5$ ,  $r = \sqrt{d^2 + 3.1^2}$  y  $\sigma_s = 0.2350$  y  $\sigma_a = 0.170$ . Se observa que con esta consideración de una dependencia cuadrática entre los factores de evento y la magnitud, el valor de  $\sigma_y$  disminuyó ligeramente.

Por otro lado, en la Figura 20 se muestran las curvas de atenuación generadas a partir de la ecuación (13) para las mismas magnitudes de la Figura 17. Si se comparan ambos conjuntos de curvas nos daremos cuenta que las diferencias entre éstas y entre sus ajustes a los datos para  $M = 4.0, 5.1$  y  $5.7$  son mínimas. Este comportamiento, que también se observa para magnitudes menores a  $5.0$ , se refleja en la gráfica de los residuales mostrados en la Figura 21. Sin embargo, deberá observarse que el ajuste obtenido para el caso de magnitud  $M = 6.5$  ha mejorado respecto al resultado previo (dependencia lineal). Para este caso, el patrón observado en los residuales sigue siendo el mismo que para el caso lineal, sin embargo, los residuales están ahora alrededor de 1, esto nos indica una mayor similitud entre los valores observados y los predichos. Esto nos sugiere que una expresión cuadrática para expresar la dependencia entre los factores de evento  $a_i$  y la magnitud es mejor que una expresión lineal; esto en virtud a que nuestro objetivo principal es tratar de predecir, de la mejor manera posible, los movimientos generados por los sismos fuertes de la región.

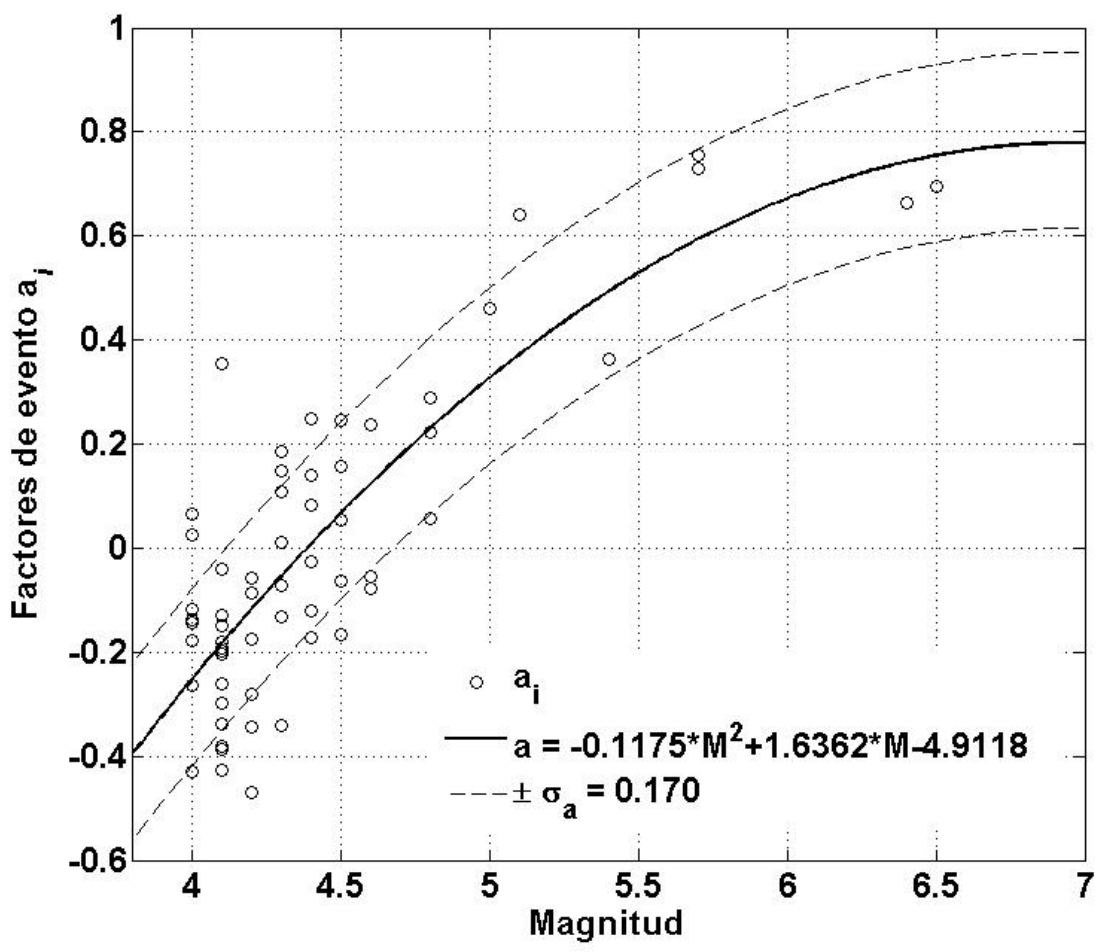


Figura 19. Factores de evento  $a_i$  en función de la magnitud. La curva continua representa el ajuste entre los valores de  $a_i$  y la magnitud (ecuación 7 en su forma cuadrática). Las curvas discontinuas se obtienen después de añadir o sustraer el valor de la desviación estándar,  $\sigma_a$ , a la curva ajustada.

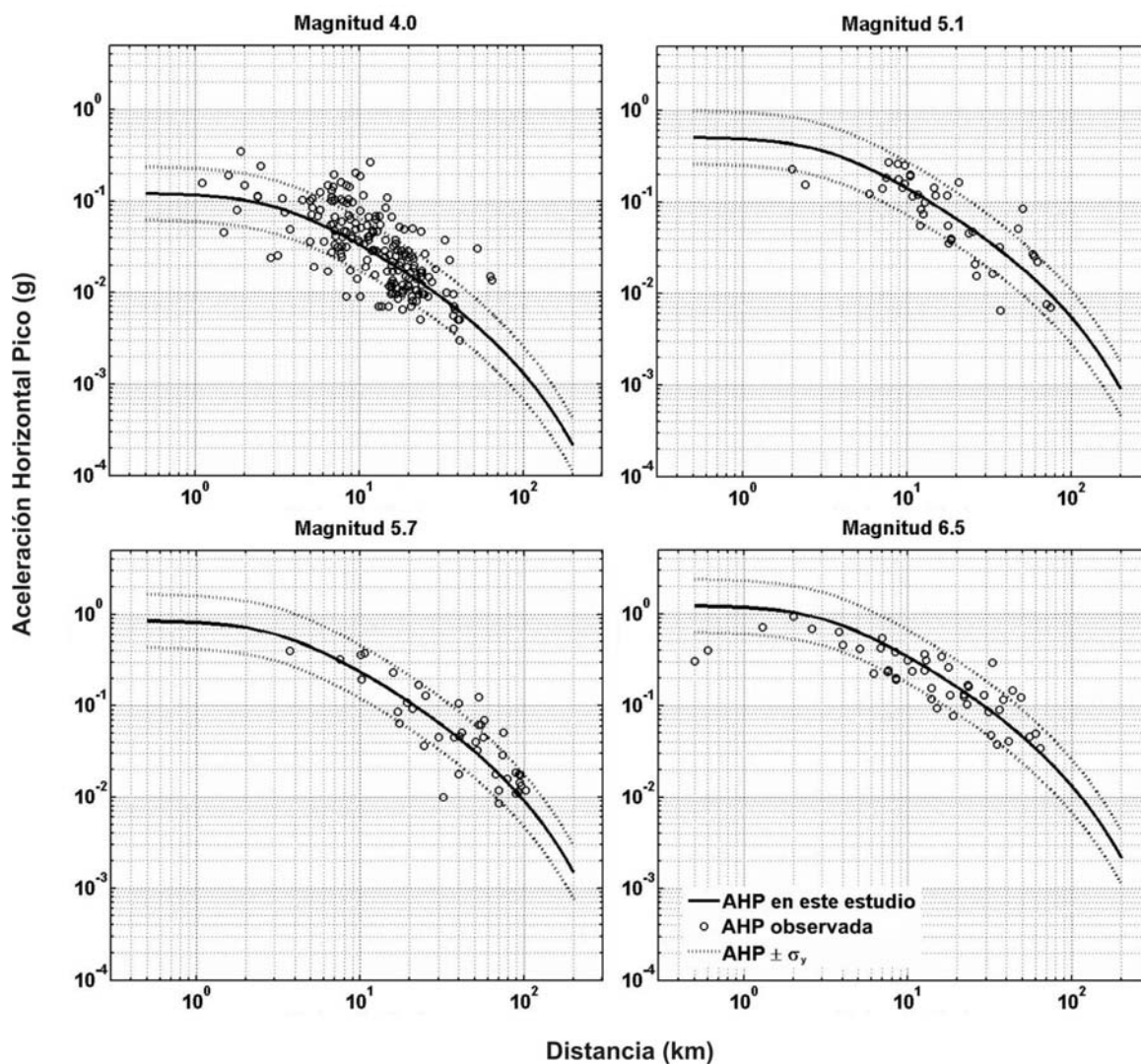


Figura 20. Curvas de atenuación generadas a partir de la ecuación (13) para cuatro diferentes magnitudes. Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Los círculos representan los valores de *AHP* observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde *M* representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación.

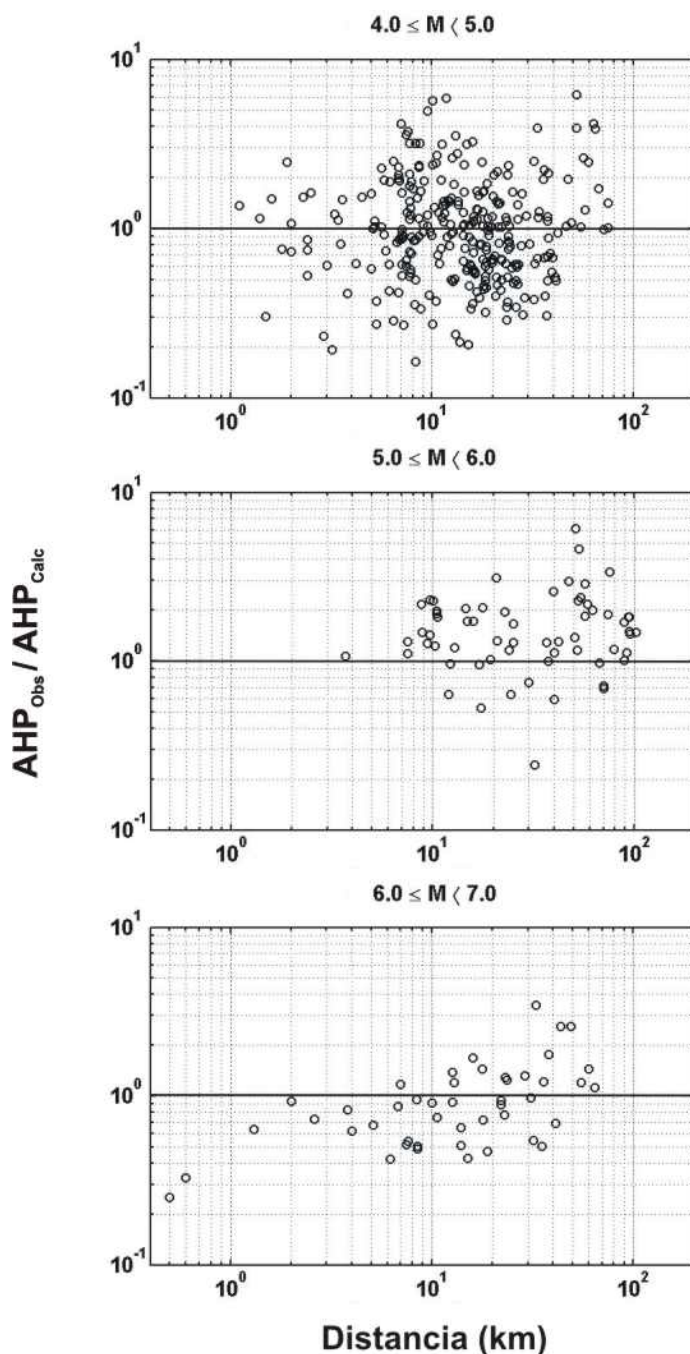


Figura 21. Residuales entre los valores de *AHP* observados y predichos por la ecuación (13) en función de la distancia para tres diferentes intervalos de magnitud. Parece haber una tendencia solo para el intervalo  $6.0 \leq M \leq 7.0$ . Sin embargo, esto puede ser producto de la escasez de sismos en este intervalo de magnitud, puesto que los datos mostrados sólo corresponden a dos sismos.



Finalmente, en la Figura 22 se comparan los resultados de este estudio con relaciones publicadas para otras regiones sísmicas. En principio no esperamos que las curvas obtenidas en este estudio sean iguales a las generadas por otros autores, dado que en nuestro caso estamos utilizando datos que son exclusivos del ambiente sedimentario del Valle de Mexicali. Se espera que tales curvas de atenuación sirvan como marco de referencia en la determinación de nuestras propias relaciones de predicción de movimientos fuertes. Las relaciones de atenuación con las que comparamos nuestros resultados son las publicadas por Joyner y Boore (1981), Boore *et al.* (1997) y Spudich *et al.* (1999). 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.

Primeramente, se observa que las curvas publicadas predicen niveles de aceleración horizontal pico muy similares entre sí en un intervalo de distancias que va de 0.5 a alrededor de 20 - 30 kilómetros. A distancias mayores, estas curvas de atenuación empiezan a divergir.

Con respecto a nuestras curvas de atenuación, éstas sugieren una atenuación menor que la sugerida por las curvas de referencia. De la Figura 22 puede observarse que a una distancia de 1 kilómetro nuestras curvas difieren de esas curvas por factores que van de 2 a 3. A distancias de entre 8 y 30 kilómetros todas las curvas muestran niveles parecidos de aceleración, con discrepancias de a lo más un factor de 0.5. Sin embargo, cuando las distancias de registro sobrepasan los 40 kilómetros, nuestras curvas de atenuación predicen aceleraciones pico más bajas que las curvas de referencia, representando mejor la atenuación de los movimientos fuertes en el Valle de Mexicali. Esta observación se vuelve

más evidente a medida que la magnitud de los sismos decrece, como lo muestra la gráfica que corresponde a magnitud 4.0 en la Figura 22. Este fenómeno de una mayor razón de atenuación que la predicha por las curvas de Joyner y Boore (1981), válidas para la región oeste de Estados Unidos, ya había sido observado en otros estudios (Vidal, 2000; González *et al.*, 2001).

Por otro lado, y como Spudich *et al.* (1999) lo hacen notar, es de considerable interés resaltar que en la obtención de las relaciones de atenuación usadas aquí como marco de referencia se incluyeron los datos del sismo del Valle Imperial de 1979 ( $M = 6.5$ ). El hecho de que éste sea uno de los sismos mejor registrados a distancias cortas hasta el presente, garantiza su inclusión en estudios para determinar relaciones predictivas de movimientos fuertes, aun cuando se trate de regiones con características geológicas distintas de las del Valle Mexicali-Imperial. La influencia de los datos de este importante temblor en la obtención de las curvas de Joyner y Boore (1981), Boore *et al.* (1997) y Spudich *et al.* (1999), entre otras, es probablemente la razón por la que los niveles de aceleración a distancias cortas de tales relaciones de atenuación sean tan similares. Por ejemplo, Joyner y Boore (1981) utilizaron datos de temblores de la región occidental de Estados Unidos, sin dar mucha importancia a que en una región de tal dimensión los posibles cambios geológicos pudieran influir en sus resultados. En su trabajo, estos investigadores muestran que los coeficientes de sus relaciones de atenuación se mantienen estables cuando, a manera de prueba, se van eliminando del análisis de regresión los datos de cualquiera de los temblores incluidos, siempre y cuando no sean los datos del temblor del Valle Imperial de 1979 los que se omitan. Al eliminar los datos de este sismo de su proceso de regresión, los coeficientes de sus relaciones de atenuación mostraron un cambio significativo,

haciendo evidente el grado de influencia de tales datos en su base de información (véase la Tabla 3 de Joyner y Boore, 1981).

Finalmente, creemos que las diferencias observadas a distancias cortas ( $R \leq 10$  km) entre las curvas de referencia y las de este estudio (aun cuando las obtuvimos con pocos datos de sismos de magnitud intermedia a grande), están justificadas. La justificación que ofrecemos aquí consiste en que, adicionalmente a los datos del temblor del Valle Imperial de 1979 ( $M_w = 6.5$ ), incluimos datos de los sismos de Victoria 1980 ( $M_w 6.4$ ), de La Mesa de Andrade 2001 ( $M_w 5.7$ ), de Cerro Prieto 2002 ( $M_w 5.7$ ) y de Cerro Prieto 2006 ( $M_w 5.4$ ). La importancia de estos sismos radica en que todos ellos fueron registrados en el ambiente sedimentario del Valle de Mexicali. En las Figuras 20 y 22 se puede observar que algunas aceleraciones pico generadas por estos sismos, aun cuando son escasas, son más altas que las aceleraciones registradas a distancias similares durante el sismo del Valle Imperial de 1979. Como ejemplo de aceleraciones altas podemos citar las aceleraciones mayores a  $1g$  producidas en la vecindad de la falla Cerro Prieto durante el temblor de Victoria 1980 ( $M_w = 6.4$ ). Esto justifica la tendencia de nuestras curvas de atenuación hacia niveles más altos de aceleración pico a distancias cortas. Asimismo, el hecho que las curvas correspondientes a temblores de magnitudes menores a 6.0 tengan también niveles más altos que los de las curvas de referencia, está en favor de posibles niveles más altos que los predichos por las curvas consideradas de referencia. Sin embargo, estamos conscientes de que el nivel real de nuestras curvas pudiera ser un poco más bajo que el ya obtenido a distancias  $R \leq 2$  km, esto debido a que para tal intervalo de distancias, la cantidad de información disponible a la fecha no nos permite constreñir ese nivel de amplitud con precisión.

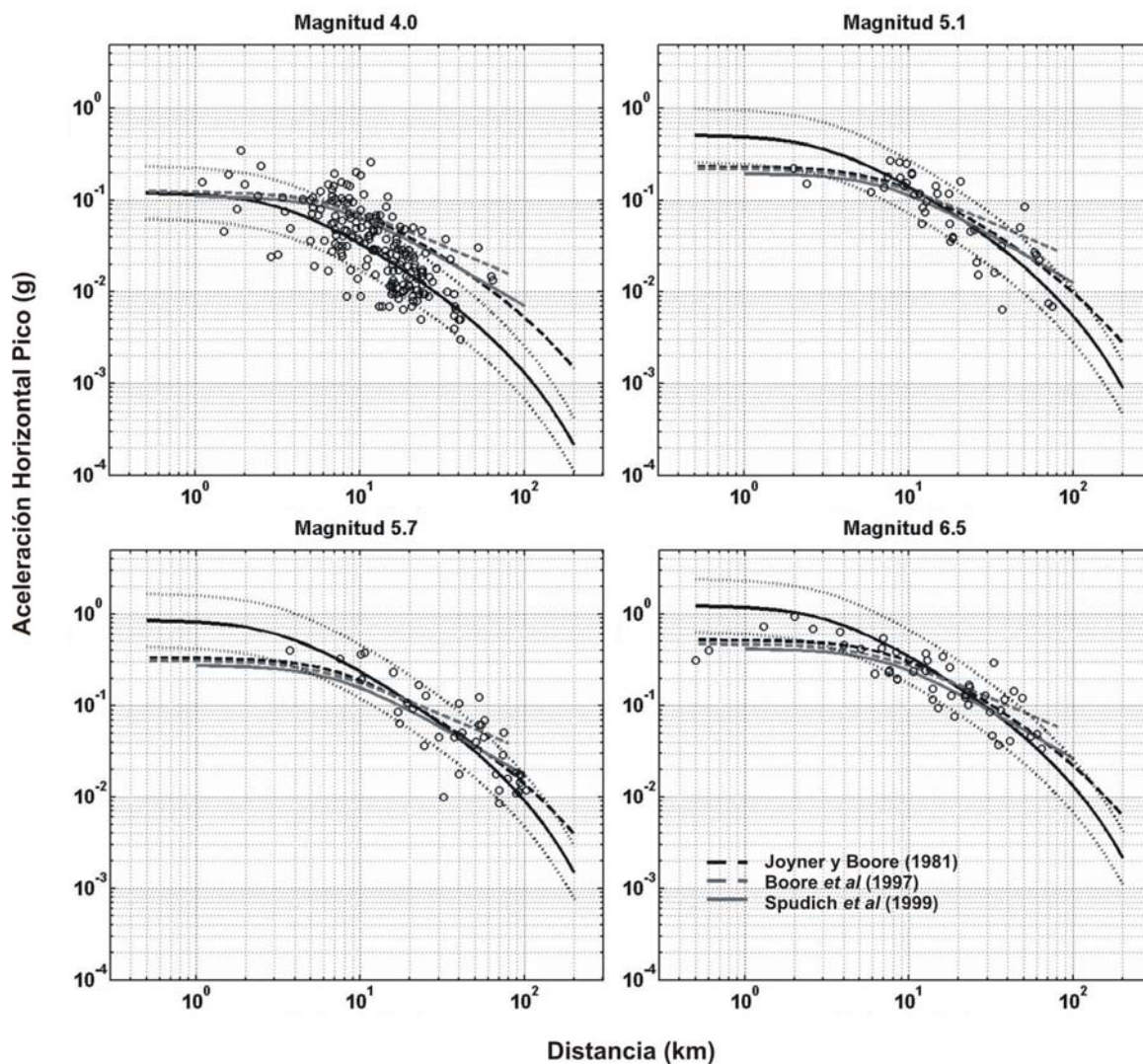


Figura 22. Comparación entre las curvas generadas en este estudio a partir de la ecuación (13) y las curvas generadas a partir de las relaciones propuestas por Joyner y Boore (1981), Boore *et al.* (1997) y Spudich *et al.* (1999). De estas últimas, las dos primeras son aplicables a la región oeste de E. U. A. mientras que la tercera lo es para zonas caracterizadas por regímenes de deformación extensional.

### **IV.3 Velocidad Horizontal Pico (*VHP*)**

Aun cuando la aceleración horizontal pico (*AHP*) es uno de los parámetros más ampliamente usados en la descripción de los movimientos fuertes, se ha observado que éste no se correlaciona bien con los daños estructurales que los sismos ocasionan (ver por ejemplo, Campbell 1985). Por esta razón es que se ha investigado el uso de otros parámetros que complementen a la aceleración horizontal pico. Particularmente, se ha encontrado que la velocidad máxima o velocidad pico del suelo, por registrarse en una banda de frecuencias más baja, resulta ser más acorde con los daños materiales en grandes estructuras. Con base en esto, decidimos obtener una relación empírica de atenuación de la velocidad horizontal pico (*VHP*) aplicable al Valle de Mexicali.

Para lograr este nuevo objetivo, se consideraron los registros de aceleración de sismos con magnitudes en el intervalo  $4.0 \leq M \leq 6.5$ , registrados en por lo menos 4 estaciones. Estos registros de aceleración se integraron numéricamente para obtener las series de tiempo en velocidad necesarias para esta parte del estudio. Resulta pertinente mencionar que se tuvo la precaución de verificar que las señales de velocidad resultantes de la integración no mostraran tendencias indeseables o amplitudes anómalas, por lo solo utilizamos 367 registros de velocidad correspondientes a 55 sismos. La distribución de los datos de velocidad en términos de la magnitud de los sismos y su distancia de registro se muestran en la Figura 23.

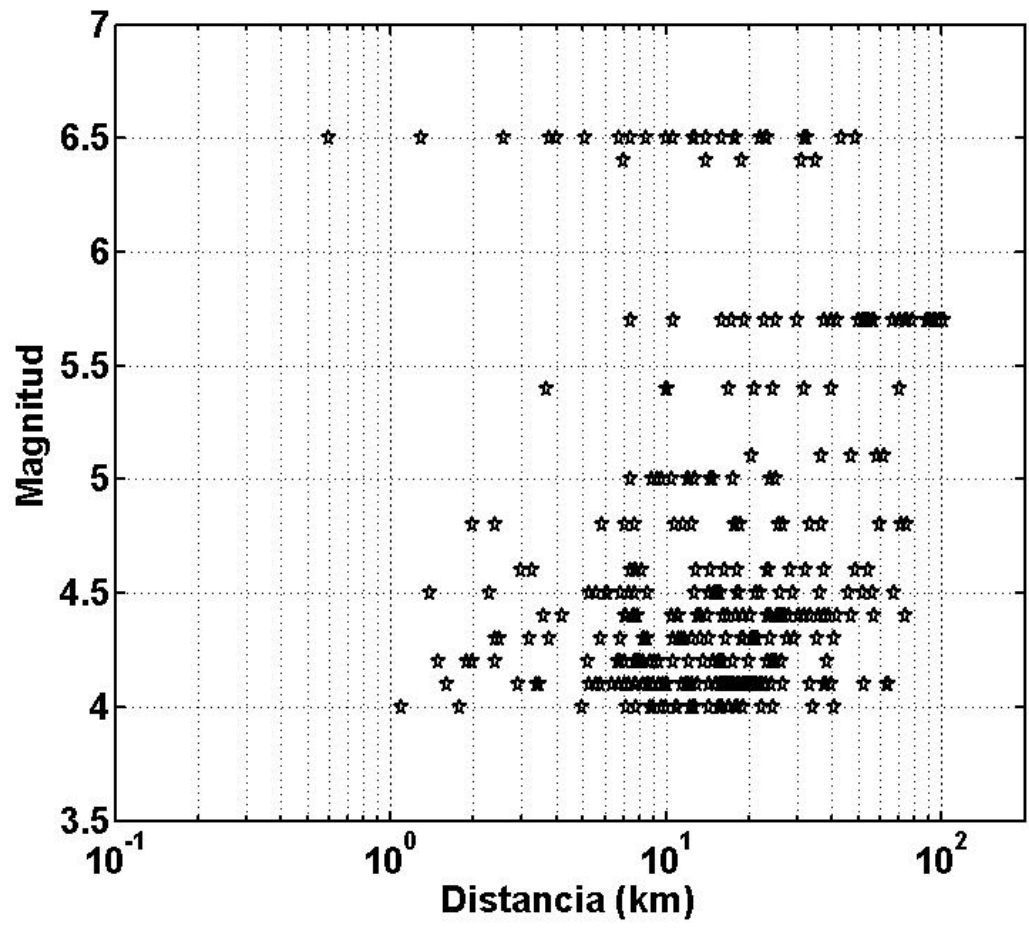


Figura 23. Distribución de los valores de *VHP* en función de la magnitud y de la distancia entre la fuente y la estación. Al igual que para *AHP*, la cobertura en distancias es buena, pero la cobertura a magnitudes grandes no lo es.

Con la base de datos de *VHP*, y de manera similar a como lo hicimos para *AHP*, efectuamos el análisis estadístico de regresión para determinar una relación predictiva de *VHP*. Como primer resultado, considerando el caso de una dependencia lineal entre los factores de evento y la magnitud, determinamos la siguiente relación para *VHP*:

$$\log VHP = -3.03555 + 0.68669M - \log r - 0.0051r + 1.42081S + 0.2829P \quad (14)$$

con  $r = \sqrt{d^2 + 2.8^2}$  y  $\sigma_s = 0.2225$  y  $\sigma_a = 0.1748$ .

Los valores obtenidos para los factores de evento  $a_i$ , así como las curvas generadas a partir de la expresión (14) se muestran en las Figuras 24 y 25 respectivamente. Observamos que las curvas de atenuación de *VHP* reflejan bien el comportamiento de los datos observados. Nuevamente, la curva que corresponde a sismos de  $M = 6.5$  sobre estima los valores observados para *VHP* con esta relación. En la Figura 26 se muestran gráficas de residuales, en las que, como para el caso de *AHP*, no se observa ninguna tendencia significativa en los datos.

Por otro lado, la relación de atenuación del parámetro *VHP* que se obtiene al considerar una dependencia cuadrática en la relación  $a_i$  – magnitud, es:

$$\begin{aligned} \log VHP = & -8.68409 + 2.98033M - 0.22685M^2 \\ & - \log r - 0.00510r + 1.42081S + 0.2670P \end{aligned} \quad (15)$$

con  $r = \sqrt{d^2 + 2.8^2}$  y  $\sigma_s = 0.2225$  y  $\sigma_a = 0.1475$ . Los valores de los factores de evento  $a_i$ , se muestran en la Figura 27, mientras que algunas curvas generadas con esta relación se muestran en la Figura 28. Los residuales asociados con este caso de aproximación

cuadrática se grafican en la Figura 29 como función de la distancia. No se observan tendencias que sugieran efectos de algún tipo en los datos.

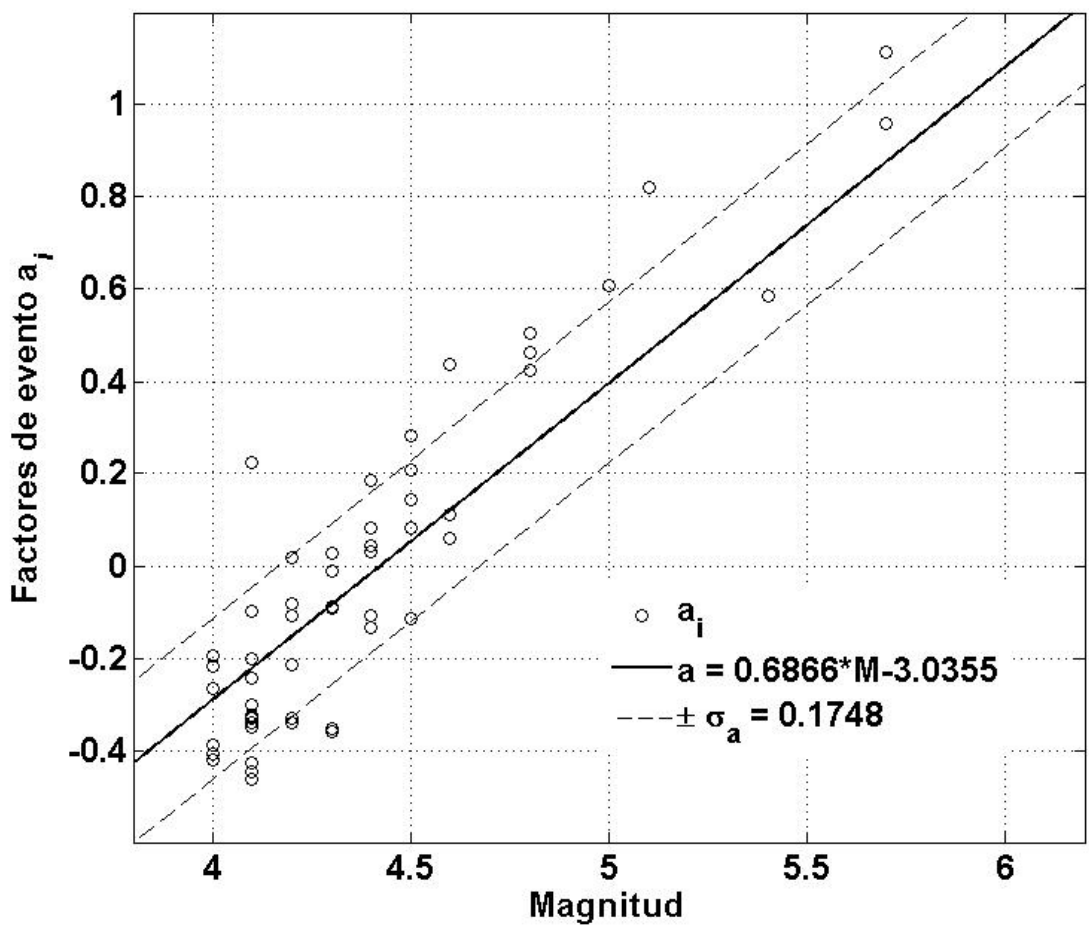


Figura 24. Factores de evento  $a_i$  en términos de la magnitud. La línea continua representa el ajuste de los datos a la ecuación (7) en su forma lineal. Las líneas discontinuas resultan después de añadir o sustraer  $\sigma_a$  a la línea ajustada.



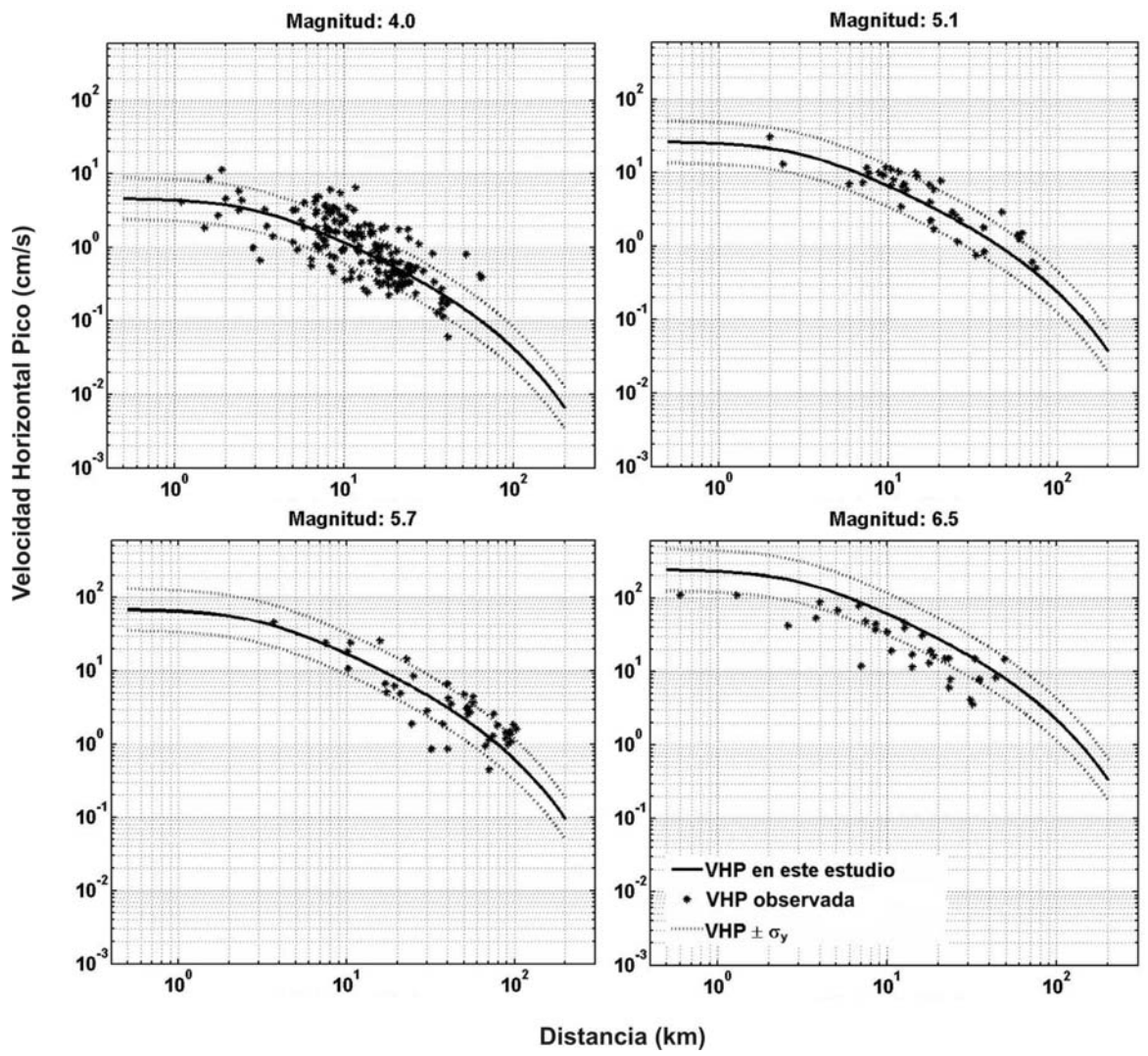


Figura 25. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (14). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Las estrellas representan los datos de velocidad observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde M representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación.

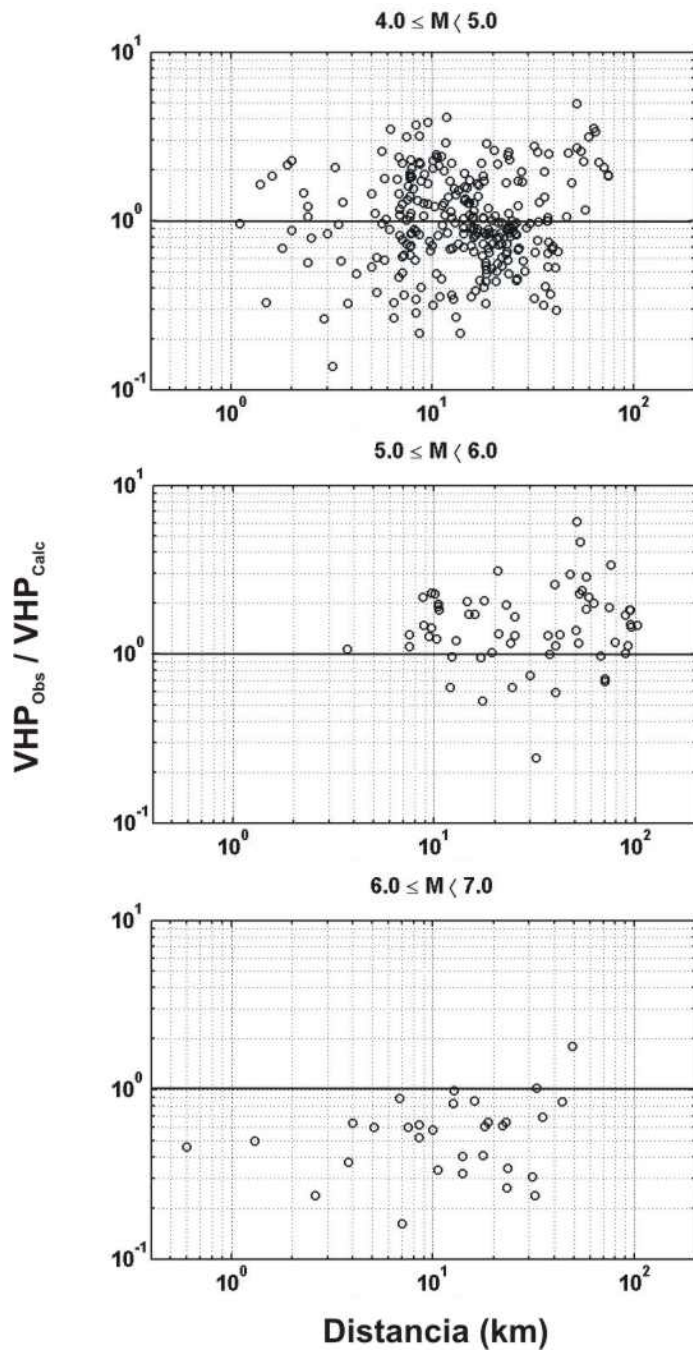


Figura 26. Residuales obtenidos entre los valores de  $VHP$  observados y los predichos a partir de la ecuación (14) para tres diferentes intervalos de magnitud. No se observa alguna tendencia en el comportamiento de los datos.

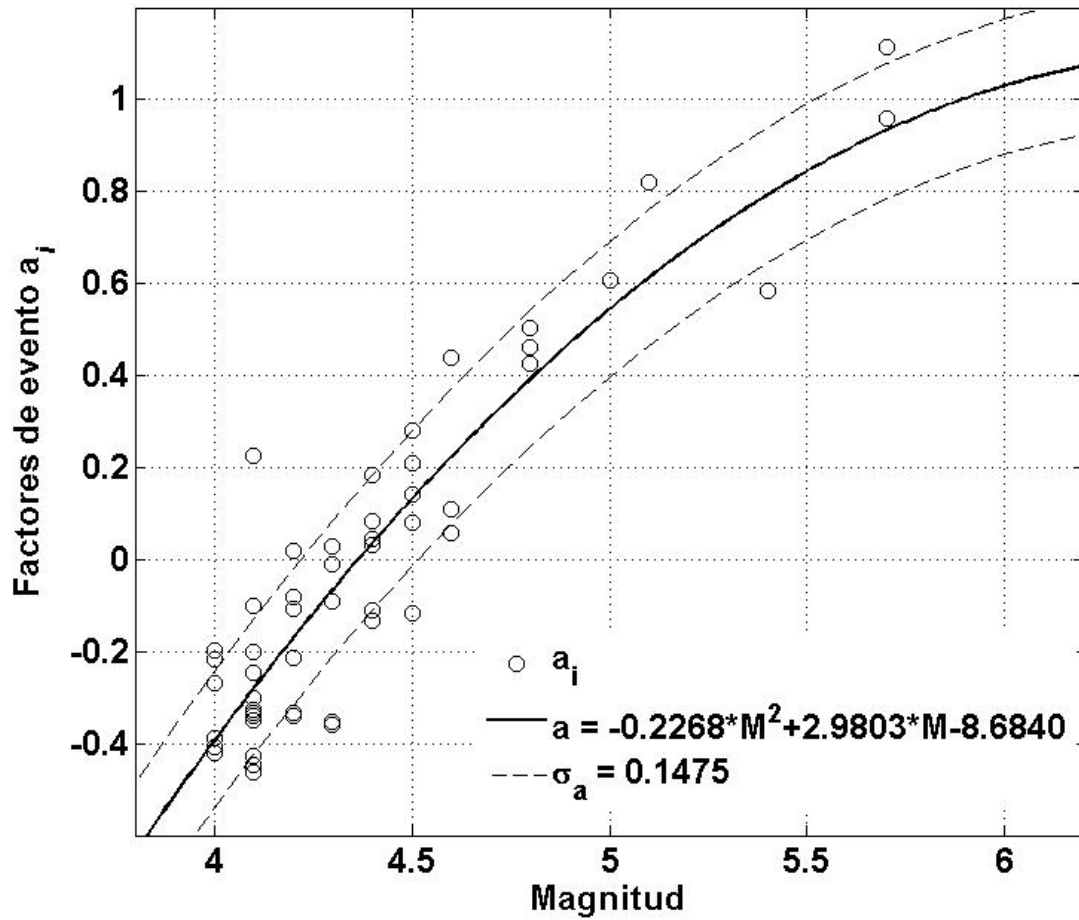


Figura 27. Factores de evento  $a_i$  en términos de la magnitud. La curva continua representa el ajuste de los datos a la ecuación (7) en su forma cuadrática, las curvas discontinuas resultan después de añadirle y sustraerle una desviación estándar,  $\sigma_a$ .

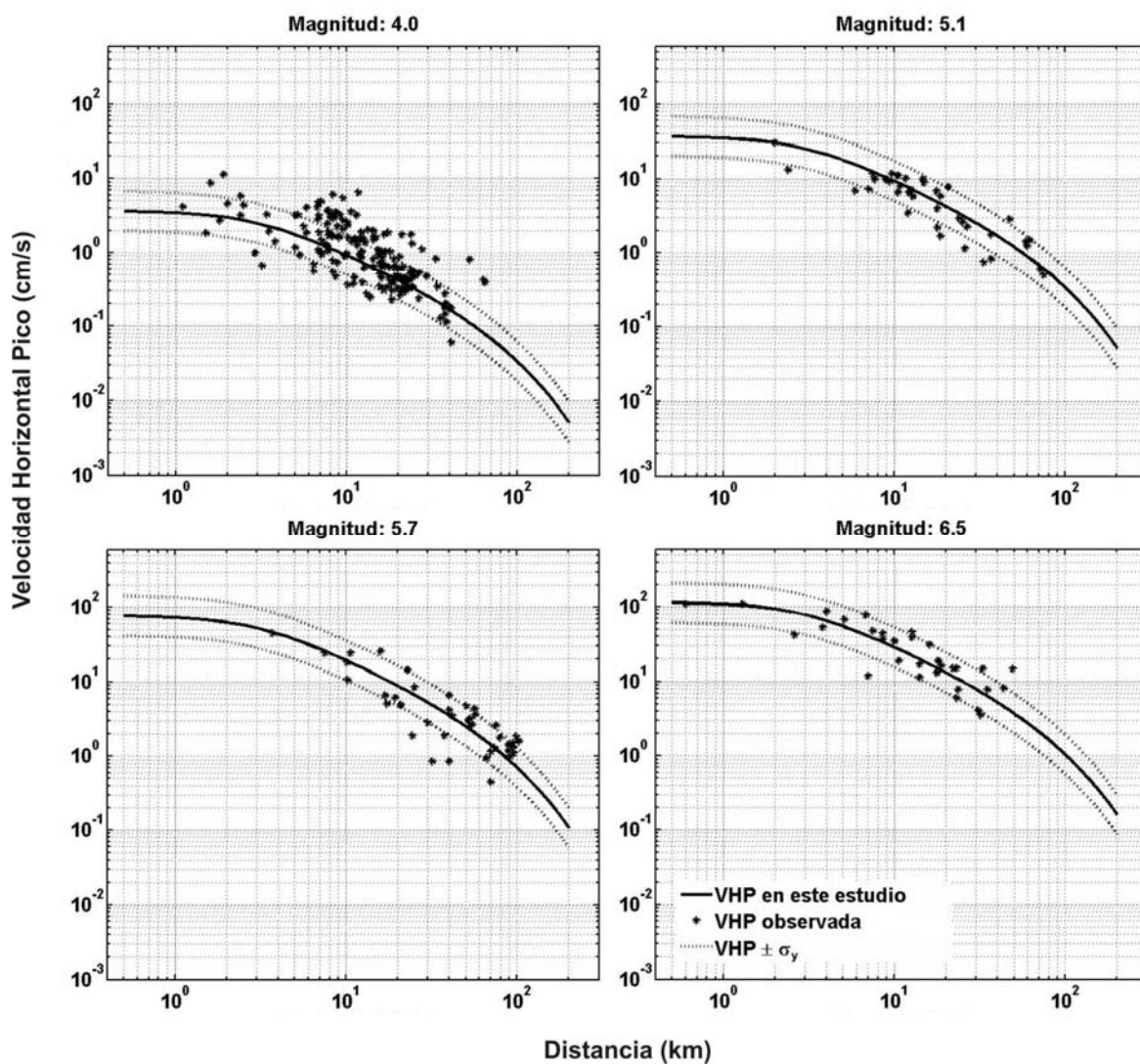


Figura 28. Curvas de atenuación generadas para cuatro diferentes magnitudes a partir de la ecuación (15). Las curvas punteadas representan las relaciones de atenuación obtenidas  $\pm \sigma_y$ . Las estrellas representan los datos de velocidad observados para magnitudes  $M \pm 0.3$ , donde  $M$  representa la magnitud elegida para generar cada curva de atenuación.

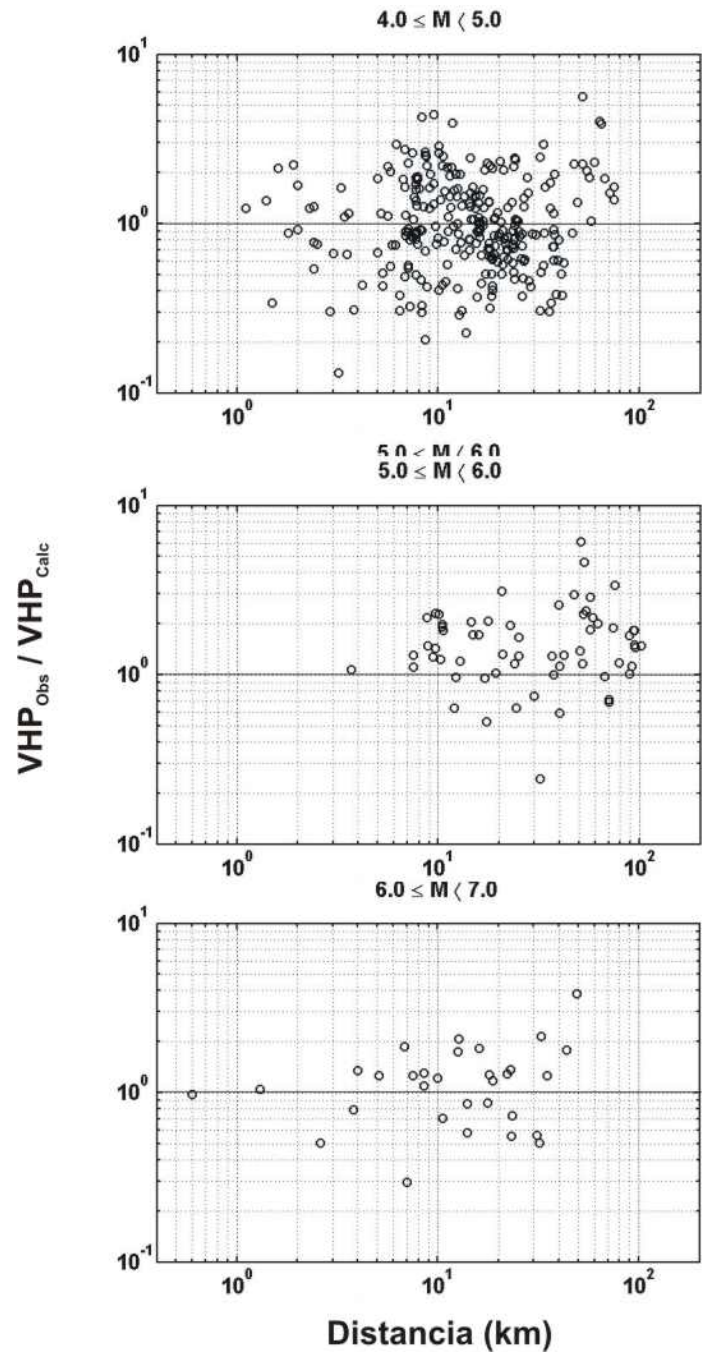


Figura 29. Residuales obtenidos entre los valores de  $VHP$  observados y los predichos a partir de la ecuación (15) en tres diferentes intervalos de magnitud. No se observa alguna tendencia significativa en los datos que implique algún tipo de efecto en los datos.

Sin embargo, observando los resultados obtenidos con las dependencias lineal y cuadrática entre los factores de evento y la magnitud (ver Figuras 25 y 28), podemos alcanzar las mismas conclusiones que para el caso de *AHP*. Esto es, similarmente al caso del parámetro *AHP*, la relación de atenuación de *VHP* que se obtiene al considerar una dependencia cuadrática en la relación  $a_i$  – magnitud produce los mejores resultados para sismos de magnitud 6.6 respecto a la obtenida en la dependencia lineal.

La Figura 30 muestra la comparación entre las curvas obtenidas en este estudio con las propuestas por Joyner y Boore (1981) y por Spudich *et al.* (1999). En este caso, observamos que los niveles de velocidad horizontal pico predichos con nuestro estudio son iguales o ligeramente más altos ( $R \leq 5$  km) que los niveles de las relaciones de referencia. Sin embargo, puede notarse que las curvas de referencia predicen valores que caen dentro de una desviación estándar de nuestras curvas predictivas de *VHP*. Con la excepción de las curvas de  $M = 4.0$ , magnitud para la que las curvas de referencia ya no son válidas, la afirmación anterior se cumple prácticamente desde distancias de 2 km hasta unos 50-60 kilómetros. Adicionalmente, las mayores discrepancias que existen entre todas las distintas curvas de atenuación de *VHP* se observan a distancias menores de alrededor de 5 kilómetros y mayores de unos 40 kilómetros, dependiendo estos límites de la magnitud de los sismos en consideración. A distancias que caen en el intervalo 5 – 40 km, los valores de todas las curvas representadas en las figuras difieren en no más de un factor de 0.5. Finalmente, es importante hacer notar que independientemente de las discrepancias indicadas, nuestras curvas de atenuación predicen mejor los valores de *VHP* observados que las curvas de referencia.



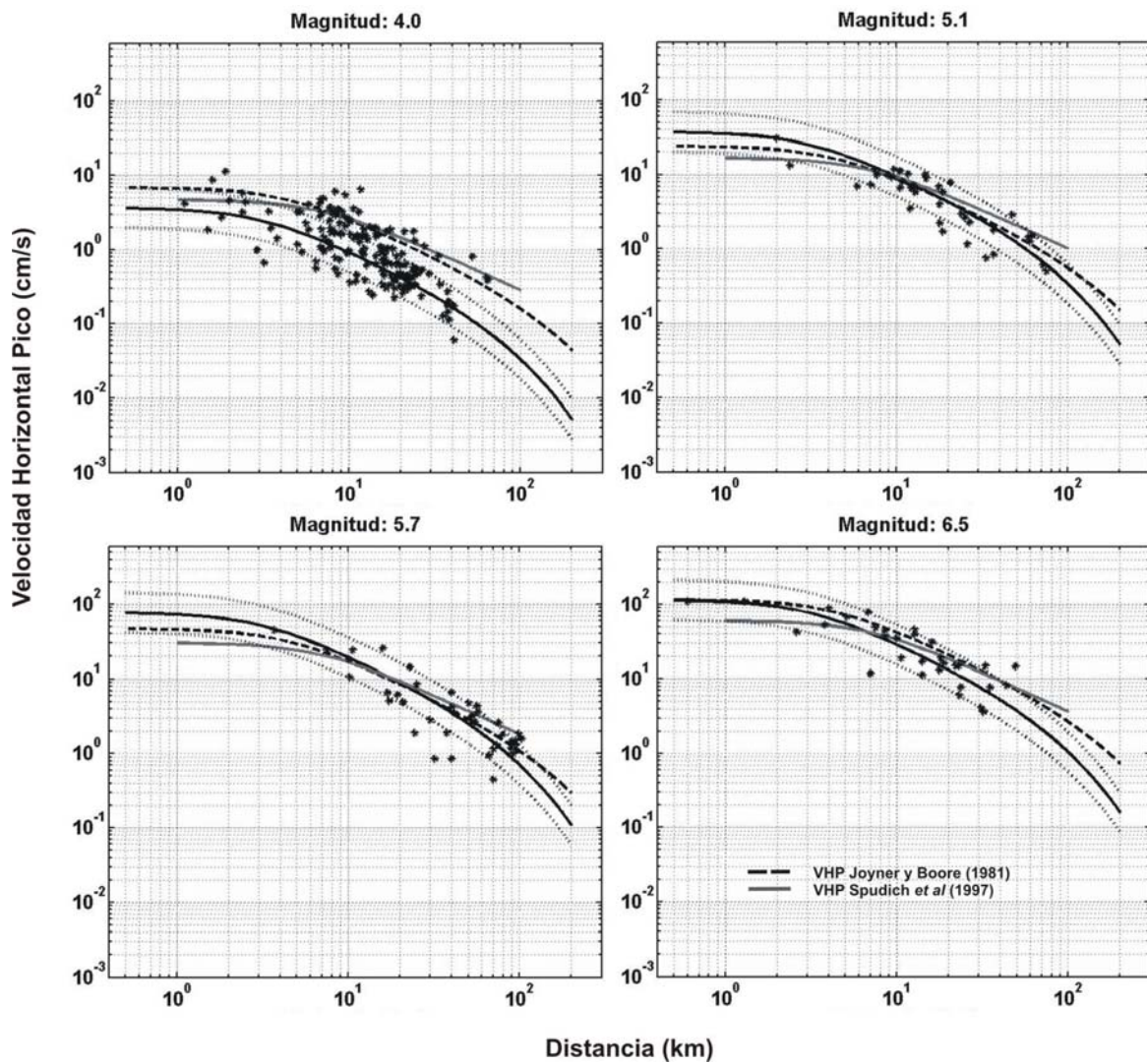


Figura 30. Comparación entre las curvas generadas en este estudio a partir de la ecuación (15) y las curvas generadas por Joyner y Boore (1981) y Spudich *et al.* (1999). La primera es aplicable a la región oeste de E. U. A., mientras la segunda lo es para zonas caracterizadas por regímenes de deformación extensional.

#### **IV.4 Aceleración Espectral Absoluta (*AE*)**

Como se explicó en la sección II.1.1 de este trabajo, un espectro de respuesta describe la respuesta máxima de un sistema con un solo grado de libertad (el sismómetro) ante un movimiento de entrada particular (señal sísmica). Por otro lado, 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. Por lo tanto puede establecerse una analogía entre un espectro de respuesta registrado y la respuesta de un edificio o estructura ante la presencia de un sismo. Con base en esto decidimos obtener relaciones empíricas de atenuación en función de la aceleración espectral absoluta que sea aplicable al Valle de Mexicali.

Para lograr este objetivo se calcularon los espectros de respuesta de aceleración absoluta – a un 5% del amortiguamiento crítico – para 312 registros de aceleración horizontal correspondientes a 54 sismos con magnitudes entre 4.0 y 6.5. De cada uno de los espectros de respuesta generados, se seleccionaron las amplitudes de 31 periodos, con la finalidad de determinar una relación predictiva de la amplitud espectral *AE* a cada uno de estos periodos.

Las Tablas III y IV muestran los coeficientes calculados mediante procesos de regresión realizados sobre la información de cada uno de los 31 periodos elegidos. Los coeficientes de la Tabla III corresponden al caso de una dependencia lineal entre los factores de evento  $a_i$  y la magnitud de los sismos; la Tabla IV tiene los coeficientes resultantes al considerar el caso de una dependencia cuadrática entre los parámetros mencionados.



Tabla III. Coeficientes de regresión para la *AE* calculados con un 5% del amortiguamiento crítico (aproximación lineal)

Periodo	$\alpha$	$\beta$	b	c	h	$\sigma_s$	$\sigma_a$	$\sigma_y$
0.05	-1.875	0.422	-0.010	0.116	2.8	0.259	0.217	0.338
0.06	-1.826	0.411	-0.010	0.154	2.8	0.252	0.214	0.331
0.08	-1.758	0.396	-0.008	0.205	3.1	0.268	0.200	0.334
0.1	-1.860	0.419	-0.008	0.217	3.4	0.261	0.194	0.325
0.12	-1.945	0.438	-0.008	0.234	3.7	0.256	0.192	0.320
0.16	-2.033	0.458	-0.007	0.228	4.3	0.264	0.175	0.317
0.2	-2.100	0.473	-0.006	0.187	4.6	0.251	0.179	0.308
0.23	-2.191	0.493	-0.006	0.172	5.2	0.252	0.182	0.311
0.26	-2.270	0.511	-0.006	0.126	4.9	0.249	0.180	0.307
0.31	-2.492	0.560	-0.005	0.042	4.6	0.233	0.174	0.291
0.36	-2.691	0.605	-0.005	-0.027	4.6	0.223	0.171	0.281
0.43	-2.892	0.650	-0.006	-0.112	4.3	0.231	0.180	0.293
0.51	-3.177	0.713	-0.006	-0.206	4.3	0.233	0.196	0.304
0.6	-3.256	0.731	-0.006	-0.307	4.3	0.238	0.197	0.309
0.79	-3.578	0.802	-0.008	-0.483	4.3	0.242	0.225	0.330
0.99	-3.807	0.853	-0.008	-0.625	4.3	0.242	0.245	0.345
1.23	-4.097	0.918	-0.009	-0.772	4.6	0.241	0.257	0.352
1.45	-4.235	0.948	-0.009	-0.920	4.6	0.241	0.257	0.352
1.71	-4.332	0.970	-0.009	-1.044	4.9	0.237	0.255	0.348
2.02	-4.445	0.994	-0.008	-1.216	4.3	0.232	0.241	0.335
2.26	-4.482	1.002	-0.009	-1.300	4.3	0.229	0.236	0.329
2.66	-4.453	0.995	-0.009	-1.413	4.6	0.230	0.243	0.335
2.97	-4.493	1.004	-0.008	-1.534	4.3	0.222	0.235	0.323
3.51	-4.543	1.014	-0.008	-1.679	4.3	0.218	0.217	0.308
3.92	-4.565	1.019	-0.008	-1.751	4.6	0.219	0.218	0.309
4.38	-4.583	1.023	-0.008	-1.842	4.6	0.215	0.210	0.301
5.17	-4.596	1.025	-0.008	-1.971	4.6	0.214	0.198	0.292
6.1	-4.513	1.006	-0.007	-2.107	4.3	0.215	0.189	0.286
7.2	-4.454	0.992	-0.008	-2.217	4.3	0.220	0.183	0.286
8.5	-4.402	0.980	-0.007	-2.323	4.3	0.223	0.176	0.284
10.03	-4.342	0.966	-0.007	-2.425	4.3	0.227	0.175	0.286

En las Figuras 31 y 32 se muestran las curvas de atenuación que corresponden a cuatro diferentes periodos para sismos de magnitud 5.7 y 6.5 respectivamente. Para magnitud 5.7, se observa que la forma de las curvas obtenidas concuerda satisfactoriamente con el comportamiento de los datos para los diferentes periodos mostrados. En el caso de sismos con magnitud 6.5, las curvas obtenidas sobrestiman los valores observados de  $AE$ . Esto era de esperarse, dado que en el proceso de ajuste lineal entre los factores de evento  $a_i$  y la magnitud de los sismos los valores  $a_i$  correspondientes a los sismos de magnitud 6.4 y 6.5 quedaron por debajo de la línea ajustada. Como se verá mas adelante, esto se mejora sustancialmente cuando se considera una dependencia cuadrática entre los factores de evento y las magnitudes.

Otra manera de mostrar los datos de aceleración espectral es a través de graficar la amplitud espectral en función del periodo y considerando diversas distancias, como se ilustra en la Figura 33. En esa figura se muestran los resultados obtenidos con la aproximación de una dependencia lineal entre los factores de evento y la magnitud.

Por otro lado, en las Figuras 34 y 35 se muestran las curvas obtenidas para los mismos 4 periodos de la Figura 31, pero ahora los resultados se obtuvieron considerando una dependencia cuadrática entre los factores de evento  $a_i$  y la magnitud de los sismos. En la Figura 36 se muestran los valores de aceleración espectral absoluta en función del periodo para las mismas distancias mostradas en la Figura 33.

Si comparamos las curvas de las Figuras 31 y 32 con las mostradas en las Figuras 34 y 35, vemos que para  $M = 5.7$  las diferencias entre la aproximación lineal y la cuadrática no son significativas. Sin embargo, para  $M = 6.5$  la aproximación cuadrática describe considerablemente mejor el comportamiento de los datos observados. Adicionalmente, las

Figuras 33 y 36, muestran que para  $M = 6.5$  la aproximación cuadrática predice valores menores a los predichos por la aproximación lineal, lo cual esta más de acuerdo con los datos observados hasta la fecha.

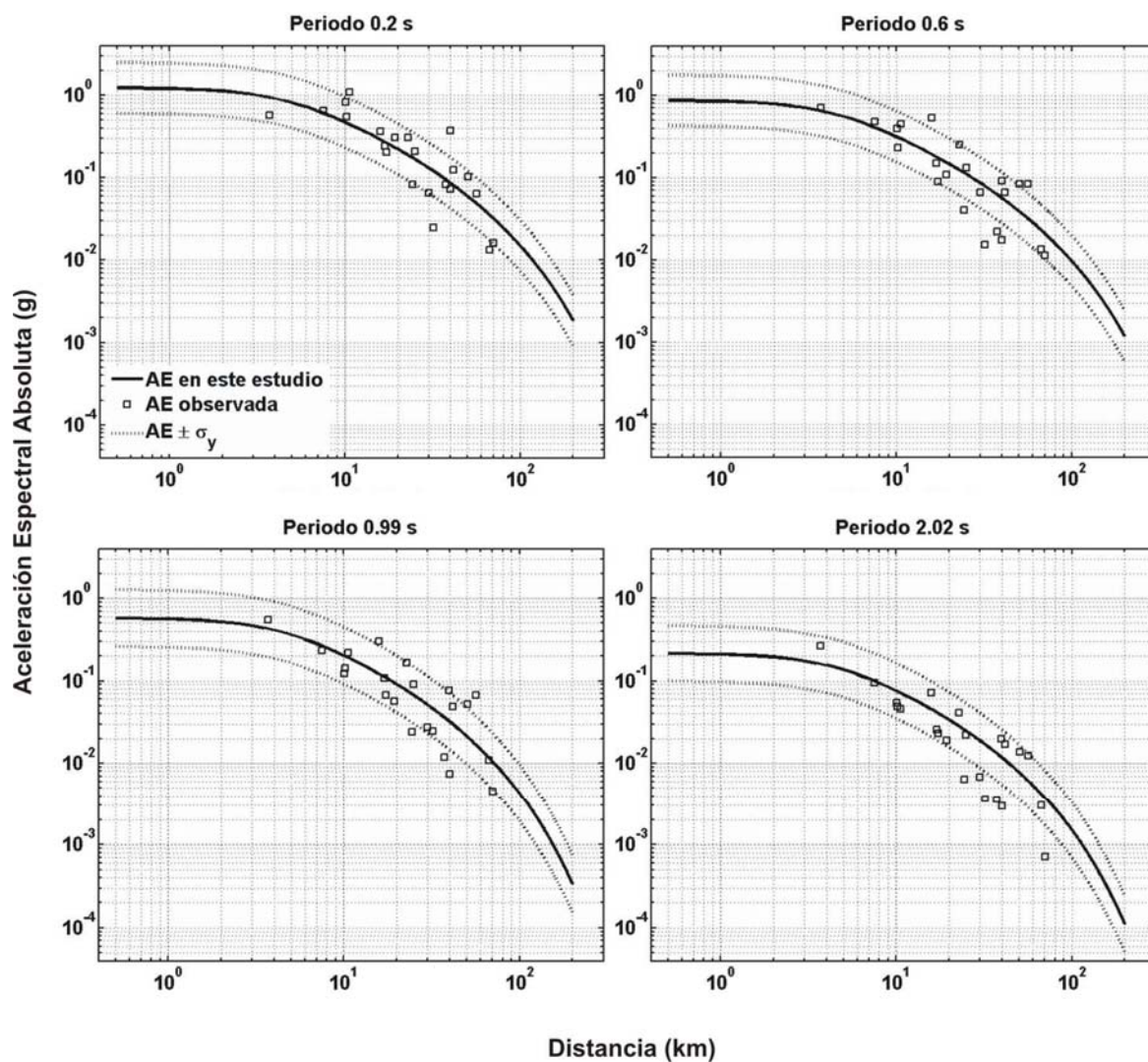


Figura 31. Curvas de atenuación para  $M = 5.7$  obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla III (aproximación lineal) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer  $\sigma_y$  a las curvas mostradas con línea continua.

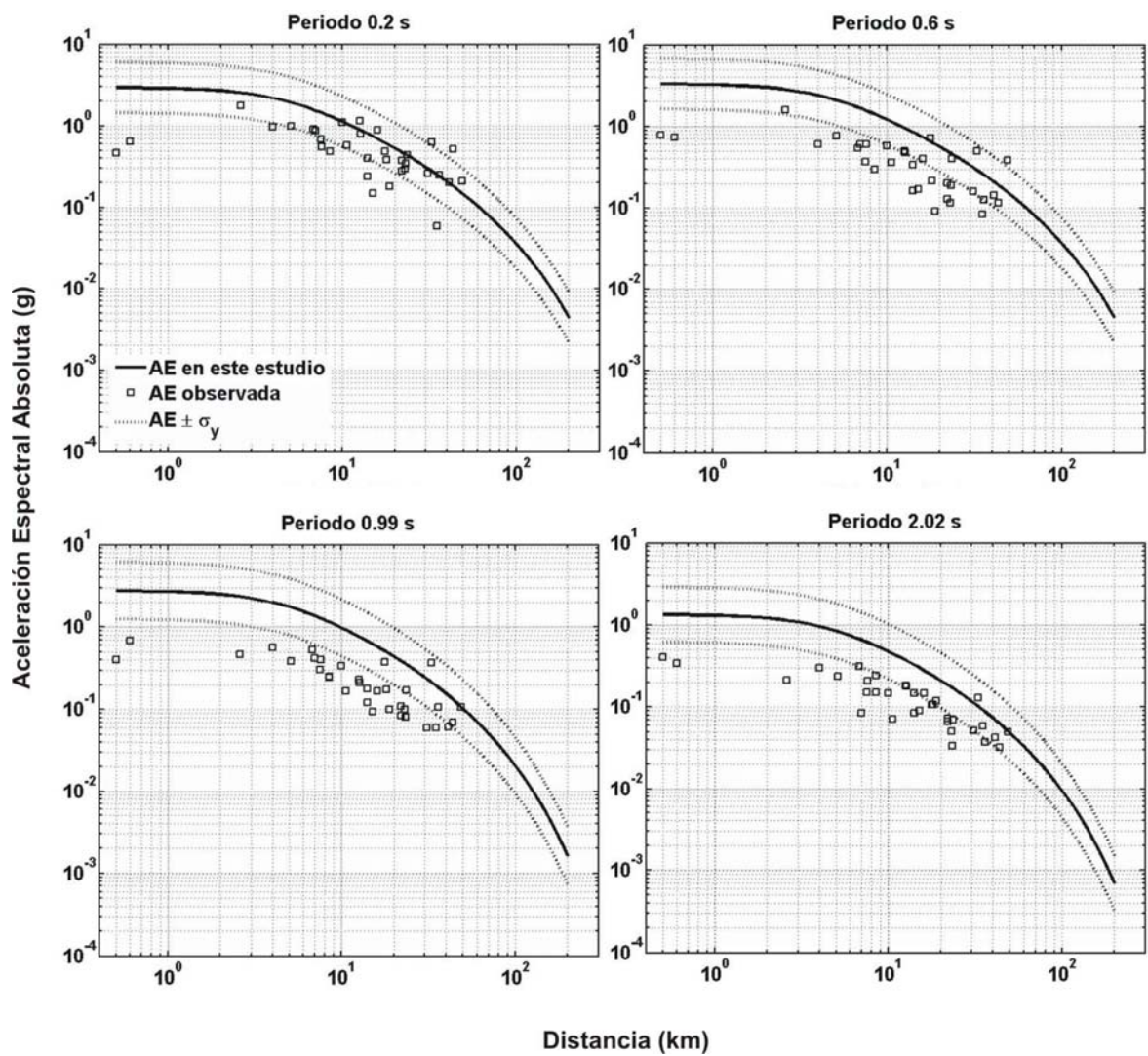


Figura 32. Curvas de atenuación para  $M = 6.5$  obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla III (aproximación lineal) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer  $\sigma_y$  a las curvas mostradas con línea continua.

Espectros de respuesta  
(5% de amto. crítico)

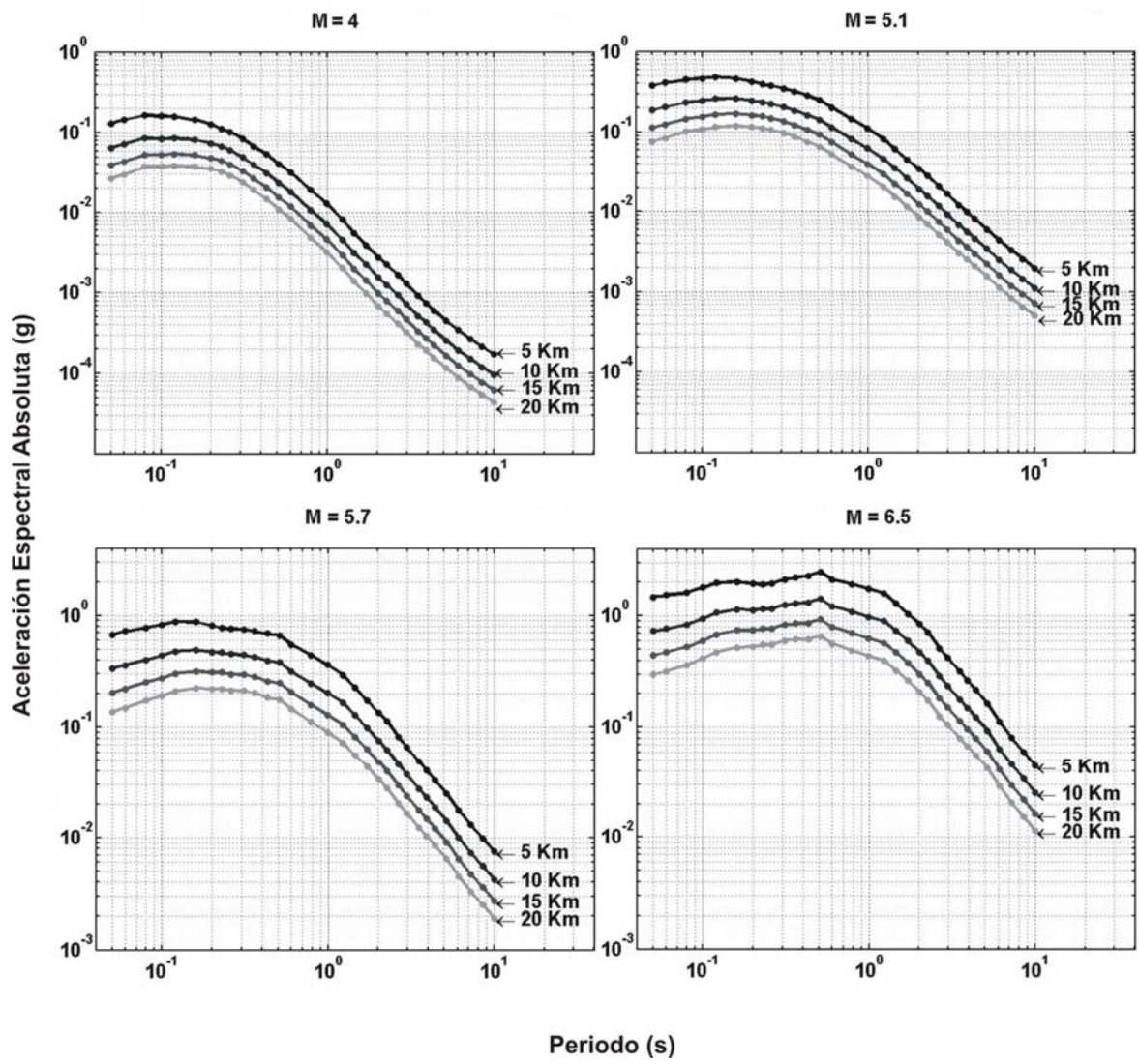


Figura 33. Curvas de AE en función del periodo para sismos de varias magnitudes y para 4 distancias fijas. Estos resultados fueron generados con la aproximación de dependencia lineal con respecto a la magnitud y con un 5% del amortiguamiento crítico.



Tabla IV. Coeficientes de regresión para la  $AE$  calculados con un 5% del amortiguamiento crítico (aproximación cuadrática)

Per.	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	b	c	h	$\sigma_s$	$\sigma_a$	$\sigma_y$
0.05	-5.969	2.082	-0.164	-0.010	0.116	2.8	0.259	0.207	0.331
0.06	-5.988	2.099	-0.167	-0.010	0.154	2.8	0.252	0.203	0.324
0.08	-6.051	2.137	-0.172	-0.008	0.205	3.1	0.268	0.188	0.327
0.1	-6.137	2.153	-0.171	-0.008	0.217	3.4	0.261	0.181	0.318
0.12	-6.093	2.120	-0.166	-0.008	0.234	3.7	0.256	0.180	0.313
0.16	-5.864	2.012	-0.153	-0.007	0.228	4.3	0.264	0.164	0.310
0.2	-6.118	2.102	-0.161	-0.006	0.187	4.6	0.251	0.167	0.301
0.23	-6.639	2.297	-0.178	-0.006	0.172	5.2	0.252	0.166	0.302
0.26	-7.168	2.497	-0.196	-0.006	0.126	4.9	0.249	0.161	0.296
0.31	-8.161	2.859	-0.227	-0.005	0.042	4.6	0.233	0.148	0.275
0.36	-9.010	3.167	-0.253	-0.005	-0.027	4.6	0.223	0.137	0.261
0.43	-9.686	3.405	-0.272	-0.006	-0.112	4.3	0.231	0.142	0.271
0.51	-11.155	3.949	-0.319	-0.006	-0.206	4.3	0.233	0.146	0.275
0.6	-10.995	3.869	-0.310	-0.006	-0.307	4.3	0.238	0.151	0.282
0.79	-12.438	4.396	-0.355	-0.008	-0.483	4.3	0.242	0.172	0.297
0.99	-13.668	4.852	-0.395	-0.008	-0.625	4.3	0.242	0.185	0.305
1.23	-13.990	4.930	-0.396	-0.009	-0.772	4.6	0.241	0.201	0.313
1.45	-14.052	4.929	-0.393	-0.009	-0.920	4.6	0.241	0.201	0.314
1.71	-13.587	4.723	-0.370	-0.009	-1.044	4.9	0.237	0.205	0.313
2.02	-12.993	4.461	-0.342	-0.008	-1.216	4.3	0.232	0.197	0.305
2.26	-12.614	4.300	-0.325	-0.009	-1.300	4.3	0.229	0.195	0.301
2.66	-12.308	4.181	-0.314	-0.009	-1.413	4.6	0.230	0.207	0.309
2.97	-11.967	4.035	-0.299	-0.008	-1.534	4.3	0.222	0.201	0.300
3.51	-10.485	3.424	-0.238	-0.008	-1.679	4.3	0.218	0.194	0.292
3.92	-10.454	3.407	-0.236	-0.008	-1.751	4.6	0.219	0.195	0.293
4.38	-10.278	3.332	-0.228	-0.008	-1.842	4.6	0.215	0.188	0.286
5.17	-9.405	2.975	-0.192	-0.008	-1.971	4.6	0.214	0.182	0.281
6.1	-8.709	2.707	-0.168	-0.007	-2.107	4.3	0.215	0.176	0.278
7.2	-7.839	2.365	-0.135	-0.008	-2.217	4.3	0.220	0.174	0.281
8.5	-6.832	1.965	-0.097	-0.007	-2.323	4.3	0.223	0.172	0.281
10.03	-6.238	1.735	-0.076	-0.007	-2.425	4.3	0.227	0.173	0.285

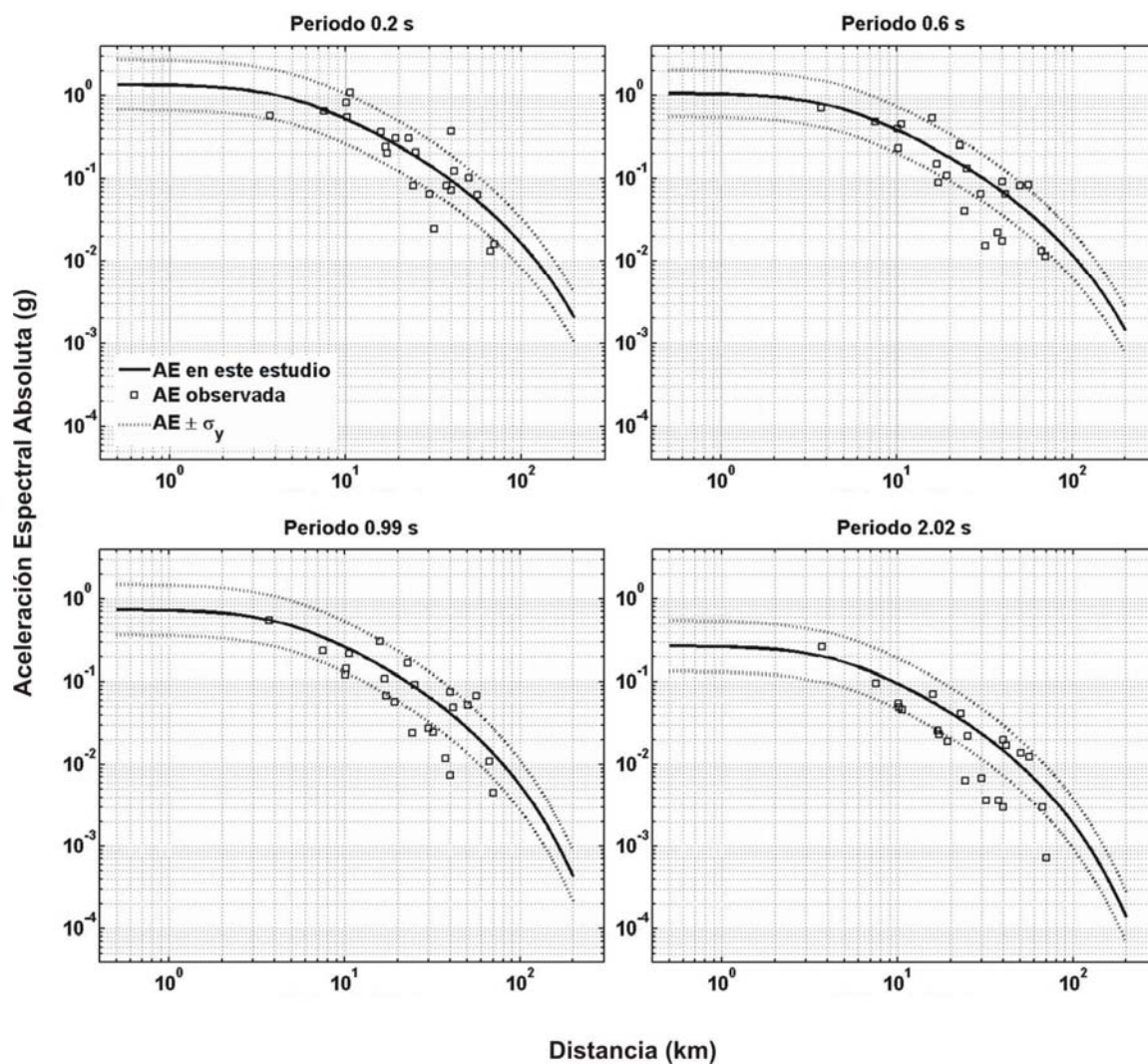


Figura 34. Curvas de atenuación para  $M = 5.7$  obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla IV (aproximación cuadrática) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer  $\sigma_y$  a las curvas mostradas con línea continua.

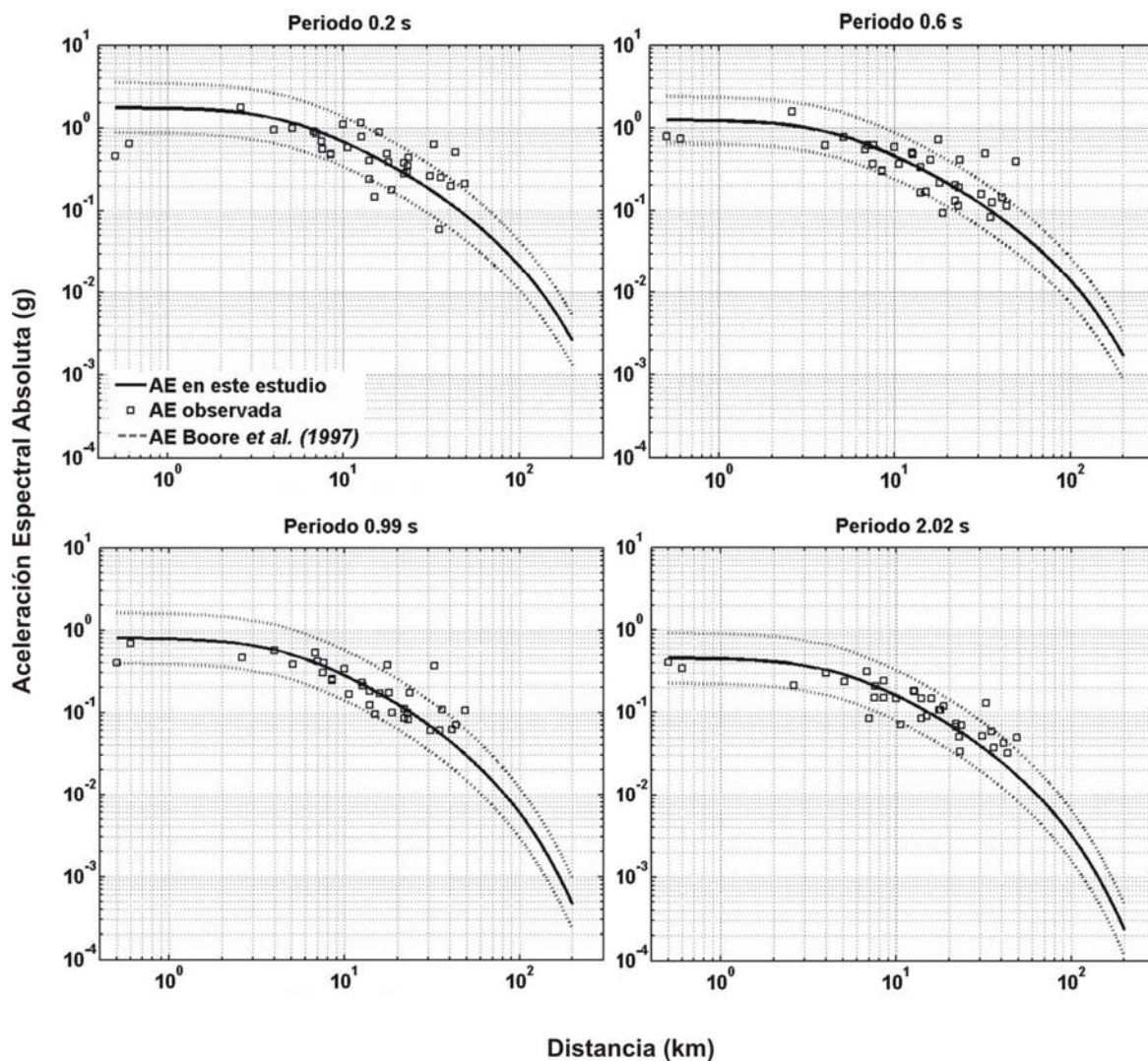


Figura 35. Curvas de atenuación para  $M = 6.5$  obtenidas con los coeficientes mostrados en la Tabla IV (aproximación cuadrática) para 4 diferentes periodos. Las líneas punteadas resultan de añadir o sustraer  $\sigma_y$  a las curvas mostradas con línea continua.



Espectros de respuesta  
(5% de amto. crítico)

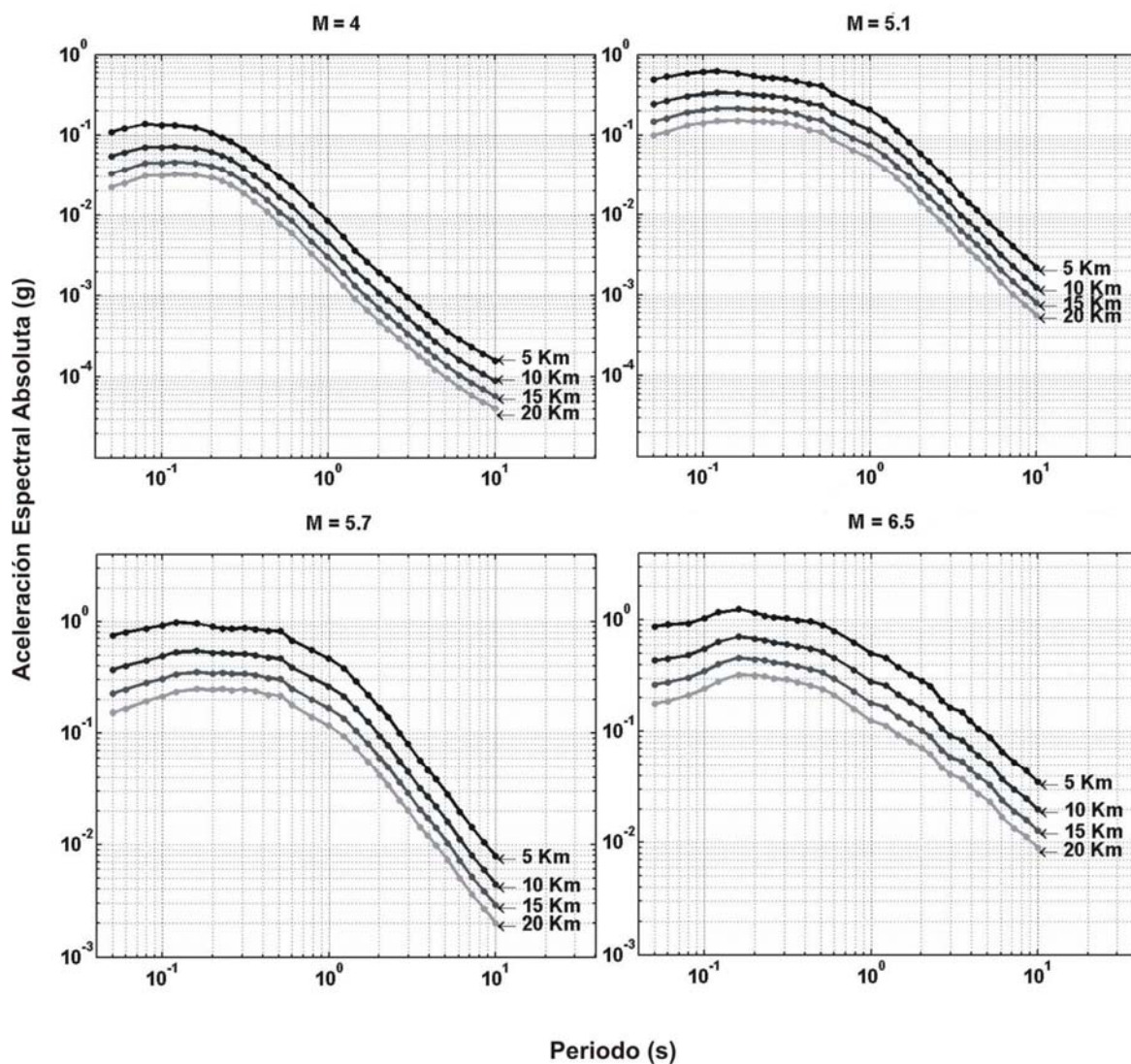


Figura 36. Curvas de AE en función del periodo para sismos de diferentes magnitudes y para 4 distancias fijas. Estos resultados fueron generados con la aproximación de dependencia cuadrática con respecto a la magnitud y para un 5% del amortiguamiento crítico.

En la Figura 37 se grafican las desviaciones estándar asociadas a las aproximaciones lineal y cuadrática obtenidas para cada uno de los periodos mostrados en las Tablas III y IV. Se observa claramente que los valores de las desviaciones estándar,  $\sigma_y$ , obtenidos en la aproximación cuadrática son menores que en la aproximación lineal. Por lo tanto, basándonos en las desviaciones estándar calculadas, podemos concluir que las relaciones de atenuación obtenidas bajo la consideración de una dependencia cuadrática de la magnitud producen los mejores resultados.

Tomando en cuenta la consideración anterior, en las Figura 38 y 39 se comparan las curvas obtenidas con la aproximación de dependencia cuadrática de la magnitud con las curvas obtenidas por Boore *et al.* (1997). Las curvas se generaron para sismos de magnitud 5.7 y 6.5 y para cuatro de los periodos considerados en el trabajo de Boore et al. (1997). De acuerdo a la tendencia que siguen los datos de la Figura 38, podemos observar que las curvas de referencia subestiman la aceleración absoluta  $AE$  a distancias menores a 20 kilómetros (para los periodos mostrados), por lo que éstas no serían válidas para el Valle de Mexicali. La figura muestra también que las curvas generadas en este estudio representan mejor el comportamiento de los datos en el intervalo de distancias (10 – 70 km), que es el intervalo de nuestras observaciones.

Por otro lado, en la Figura 39 observamos una mayor similitud entre las curvas de atenuación comparadas. Se aprecia también que a pesar de que las curvas de referencia se encuentran contenidas dentro de las franjas de  $\pm 1\sigma_y$ , estas curvas no reflejan la tendencia de los datos de  $AE$  observados, los cuales tienden a decaer más rápido con la distancia para todos los periodos mostrados.

Por lo anterior, podemos concluir que las relaciones de atenuación publicadas para la región oeste de Estados Unidos no son completamente aplicables al Valle de Mexicali.

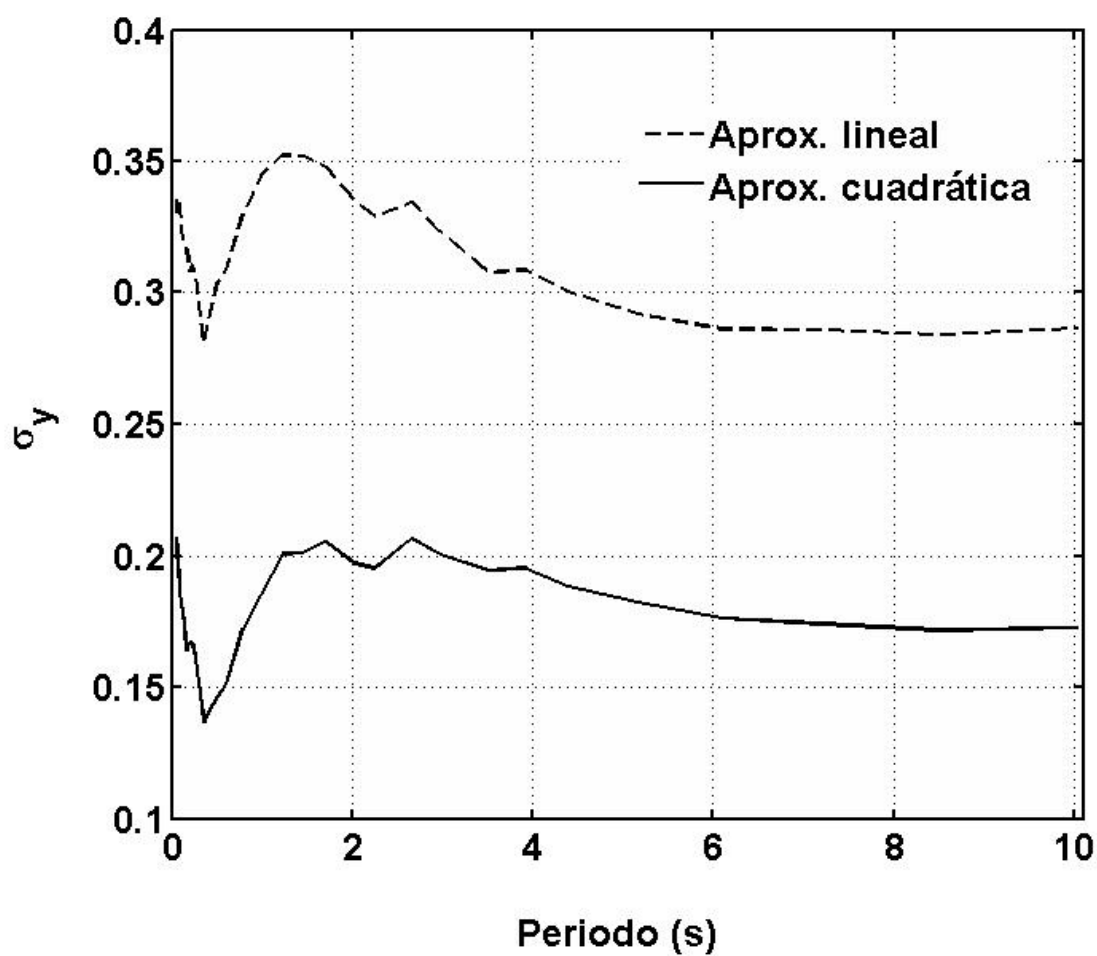


Figura 37. Valores  $\sigma_y$  obtenidos para la AE con las aproximaciones lineal y cuadrática para los 31 diferentes periodos considerados en este estudio. Aunque siguen el mismo comportamiento, los valores de  $\sigma_y$  en la aproximación cuadrática son menores que los de la aproximación lineal.

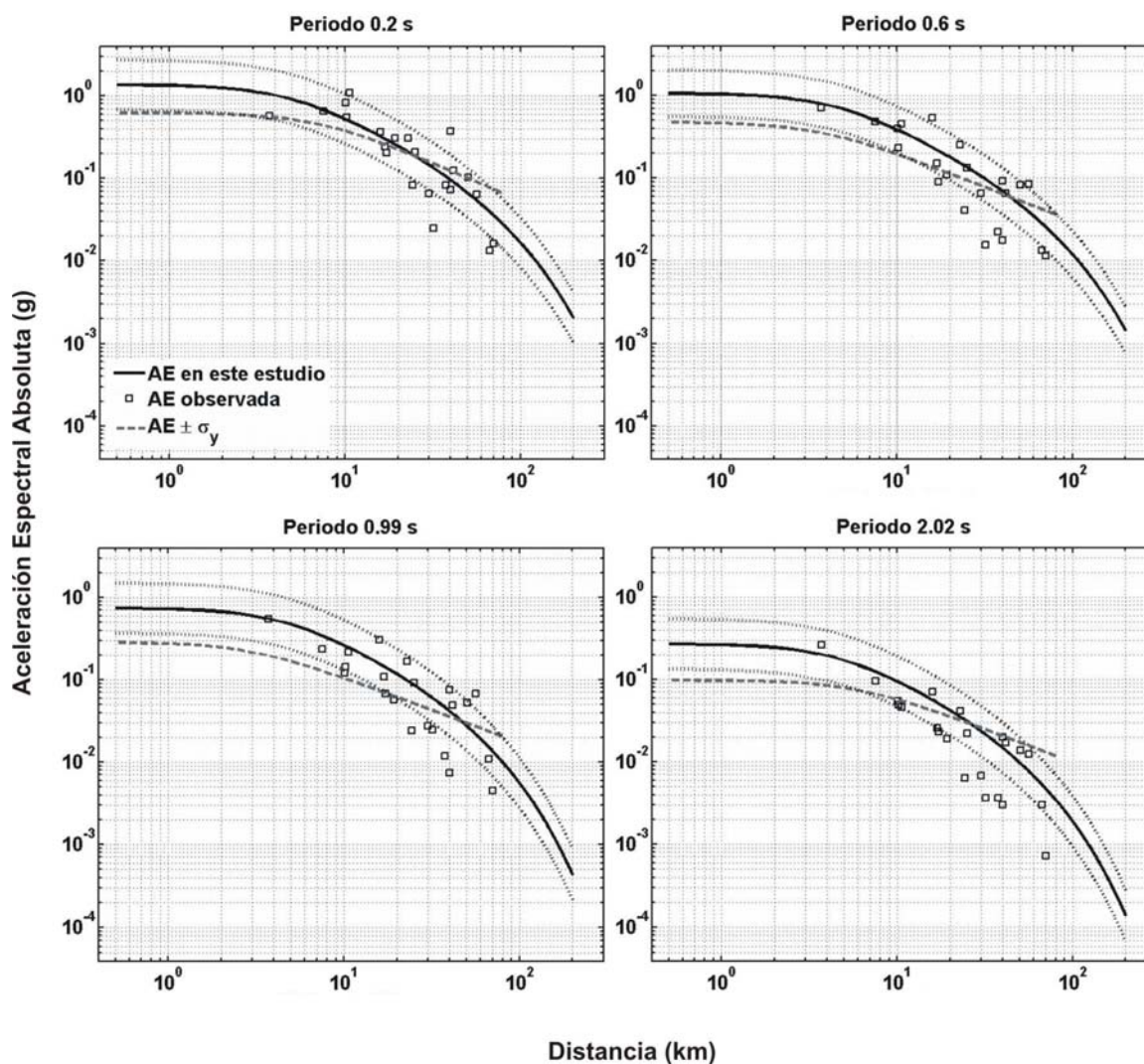


Figura 38. Comparación entre las curvas de atenuación obtenidas en este estudio usando la aproximación cuadrática con las curvas publicadas por Boore *et al.* (1997). Se muestran las curvas de predicción para  $M = 5.7$  a cuatro periodos diferentes.

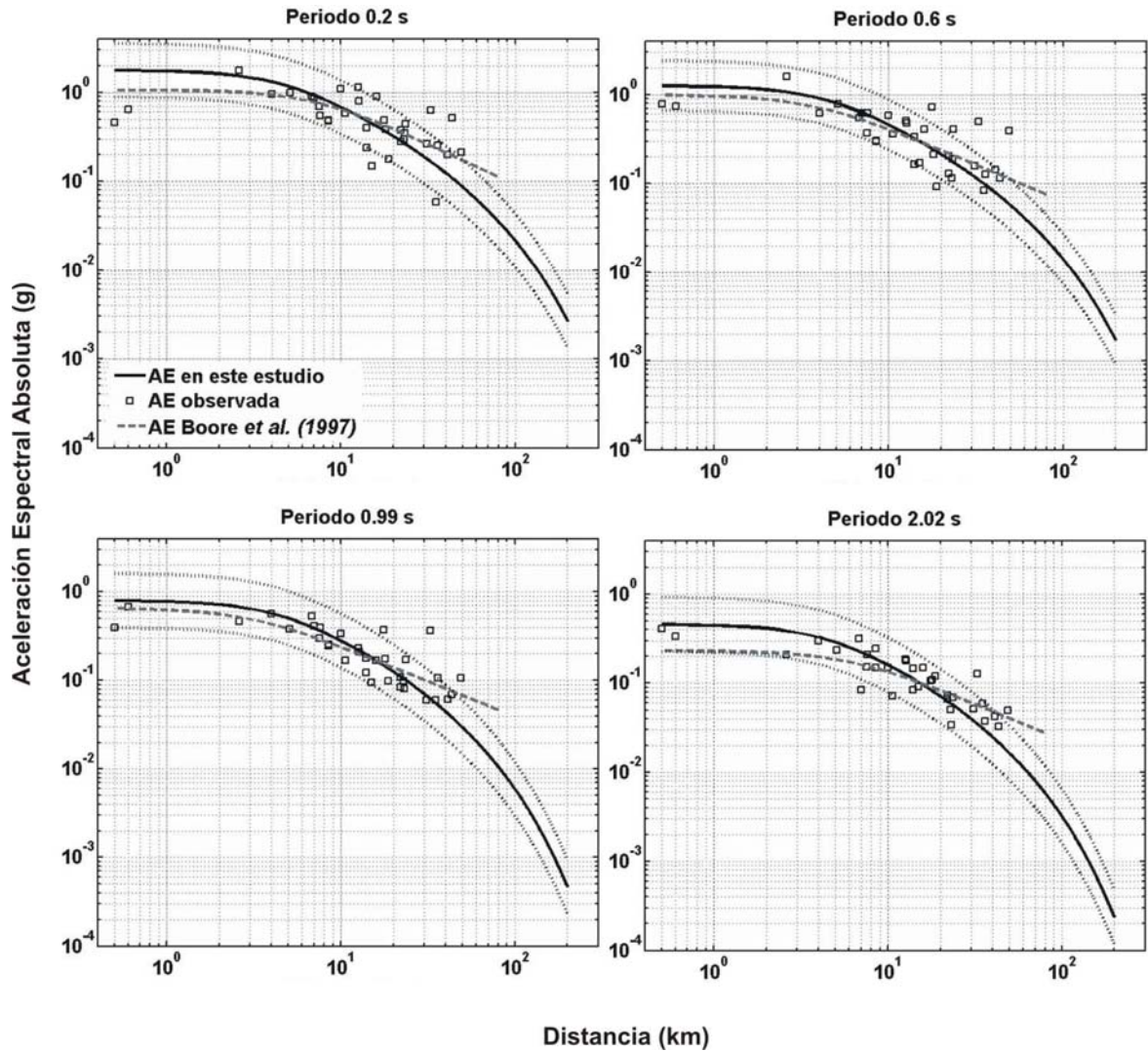


Figura 39. Comparación entre las curvas obtenidas en este estudio para cuatro diferentes periodos,  $M = 6.5$  y usando la aproximación cuadrática, con las curvas publicadas por Boore *et al.* (1997).



## V. Conclusiones

En este trabajo se hizo la determinación de relaciones de atenuación de movimientos fuertes para sismos del Valle de Mexicali, Baja California, México. En particular, se obtuvieron relaciones de atenuación para la aceleración horizontal pico, *AHP*, la velocidad horizontal pico, *VHP*, y para espectros de respuesta de aceleración absoluta, *AE*. El intervalo de magnitudes momento para el que las relaciones de atenuación fueron obtenidas va de 4.0 a 6.5, y dado que solamente se utilizaron datos de eventos ocurridos y registrados en el Valle de Mexicali, las relaciones de atenuación resultantes tienen validez exclusivamente en tal región.

Para propósitos de referencia, comparamos nuestros datos con relaciones de atenuación válidas en el oeste de Estados Unidos y en regiones del mundo con regímenes de deformación extensional. Para aceleración pico en particular, observamos que a distancias de entre 6 y 40 kilómetros tanto las curvas de referencia como nuestras curvas muestran niveles de aceleración similares, con discrepancias de a lo más un 50%. Sin embargo, cuando las distancias de registro sobrepasan los 40 kilómetros, las curvas de referencia predicen valores más altos que las observaciones. En este caso nuestro modelo representa mejor el comportamiento de las aceleraciones máximas producidas por sismos del Valle de Mexicali. Con base en esta observación, concluimos que los movimientos fuertes de sismos del Valle de Mexicali se atenúan más rápidamente con la distancia que en otras regiones sísmicas.

A distancias cortas ( $< 5$  km), por otro lado, las relaciones de referencia subestiman los datos observados en la región de estudio, mientras que nuestras curvas de atenuación

muestran una aparente sobrestimación de la información. Sin embargo, el hecho de haber registrado muy altas aceleraciones a distancias cortas de sismos pasados del Valle de Mexicali parece justificar la tendencia de nuestras curvas de atenuación hacia altos niveles de amplitud. Desafortunadamente, y como para otras regiones, nuestra base de datos carece de suficiente información registrada a distancias cortas, sobre todo para los eventos de mayor magnitud. Esto impidió fijar con certeza el nivel de amplitud a distancias muy cortas en nuestras relaciones de predicción. A medida que la presente base de datos se vaya incrementando con datos de sismos de magnitud intermedia a grande, este nivel de amplitud se establecerá con una mayor precisión.

Con respecto a velocidades horizontales máximas, se observó que las relaciones consideradas de referencia producen valores que caen dentro de una desviación estándar de nuestras curvas de atenuación, lo cual se cumple a distancias desde prácticamente cero hasta unos 50-60 kilómetros. Las mayores discrepancias existentes entre las distintas curvas de atenuación comparadas se observaron a distancias menores de alrededor de 5 kilómetros y mayores de unos 40-50 kilómetros, dependiendo tales límites de la magnitud de los eventos en consideración. A distancias que caen dentro de estos límites, todas las curvas en comparación predicen valores de velocidad que difieren en la mayoría de las distancias en no más de un 50%. Es importante resaltar que, independientemente de las discrepancias indicadas, nuestras curvas de atenuación representan mejor el comportamiento de los datos de velocidad horizontal pico que las curvas de referencia.

En lo concerniente a la atenuación de la aceleración espectral absoluta, se determinaron relaciones de atenuación para amplitudes en 31 periodos elegidos. En esta ocasión las curvas obtenidas se compararon con curvas de atenuación para el oeste de Estados Unidos.

Como resultado de esa comparación, se observó que aún cuando ambos modelos de atenuación predicen valores muy similares en algunos periodos (0.6 y 1.0 segundos, por ejemplo) nuestro modelo muestra superioridad para describir la forma en que decae la aceleración absoluta con la distancia.

Finalmente, las relaciones de predicción de movimientos fuertes obtenidas en este estudio se podrán utilizar como apoyo en análisis de peligro sísmico con la consideración de que el intervalo de distancias con mayor confiabilidad va de 5 a 70 kilómetros aproximadamente.



## Referencias

- Abrahamson, N. A. y K. M. Shedlock. 1997. Overview. *Seism. Res. Lett.* 68(1): 9 - 23 p.
- Ambraseys, N. N. 1973. Dynamics and response of foundation materials in epicentral regions of strong earthquakes. *Proc. 5<sup>th</sup> World Conf. Earthquake Eng.* 25-29 de junio, 1973. Roma, Italia.
- Ambraseys, N. N., K. A. Simpson y J. J. Bommer. 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* 25(4): 371 - 400 p.
- Atkinson, G. M., y R. F. Mereu. 1992. The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canad. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82(5): 2014 - 2031 p.
- Boore, D. M. y W. B. Joyner. 1978. The influence of rupture incoherence on seismic directivity. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68(2): 283 - 300 p.
- Boore, D. M., W. B. Joyner, A. A. Oliver y R. A. Page. 1980. Peak acceleration, velocity, and displacement from strong-motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70(1): 305 - 321 p.
- Boore, D. M. 1982. The prediction of strong motion. En: M. O. Erdik y M. N. Toksoz (eds.). *Strong ground motion seismology*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 109 - 141 p.
- Boore, D. M. y W. B. Joyner. 1982. The empirical prediction of ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.* 72(6): S43 - S60 p.
- Boore, D. M. y W. B. Joyner. 1991. Estimation of ground motion at deep-soil sites in eastern north America. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81(6): 2167 - 2185 p.
- Boore, D. M., W. B. Joyner y T. E. Fumal. 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A summary of recent work. *Seism. Res. Lett.* 68(1): 128 - 153.
- Bragato P. L. y D. Slejko. 2005. Empirical Ground-Motion Attenuation Relations for the Eastern Alps in the Magnitude Range 2.5-6.3. *Bull. Seism. Soc. Am.* 95(1): 252 - 276 p.
- Brune, J. N. 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research.* 75(26):4997 - 5009.
- Campbell, K. W. 1981. Near source attenuation of peak horizontal acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71(6): 2039 - 2070 p.
- Campbell, K. W. 1985. Strong Motion Attenuation Relations: A ten-year perspective. *Earthquake Spectra.* 1(4): 759 - 804 p.

- Campbell, K. W e Y. Bozorgnia. 2003. Updated near-source ground-motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93(1): 314 - 331 p.
- Devore, J. L. 1991. *Probability and Statistics for engineering and the sciences*. Brooks/Cole publishing Company. Tercera edición. Pacific Grove, California. 716 p.
- Douglas, J. y P. M. Smit. 2001. How accurate can strong ground motion attenuation relations be? *Bull. Seism. Soc. Am.* 91(6): 1917 - 1923 p.
- Draper, N. R. y H. Smith. 1966. *Applied regression analysis*. Wiley, New York. 407 p.
- EERI Comitte on Seismic Risk. 1989. *The Basics of Seismic Risk Análisis*. *Earthquake Spectra*. 5(4): 675 - 702 p.
- Fabriol, H. y L. Munguia. 1996. Seismic activity at the Cerro Prieto geothermal area (México) from August 1994 to December 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation. *Geophys. Res. Lett.* 24(14): 1807 - 1810 p.
- Frez, J. y J. J. González. 1991. Crustal Structure and Seismotectonics of Northern Baja California. En: J. P. Dauphin y B. R. T. Simoneit (eds). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. AAPG Memoir 47, Tulsa, Okla, 261 - 283 p.
- Frez, J. y V. M. Frías. 1998. Mapas anuales de sismicidad para la región fronteriza de ambas californias. *GEOS*. 18(2): 112 - 130 p.
- Frez, J., J. Acosta, J. González, A. F. Nava y F. Suárez. 2005. Microseismicity Studies in Northern Baja California: General Results. *Eos Trans. AGU*, 86 (52). Fall Meet. Suppl., abstract S41B - 0992.
- Fukushima, Y. y T. Tanaka. 1990. A new Attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.* 80(4):757 - 783 p.
- Gastil, R. G. 1975. *Reconnaissance geology of the state of Baja California*. Geol. Soc. Am. Primera edición. 170 p.
- González, M., L. Munguía, A. Vidal, V. Wong, M. González y F. Suárez. 2001. Two  $M_w$  4.8 Cerro Prieto, Baja California, México, Earthquakes on 1 june and 10 september 1999; strong-motion observations. *Bull. Seim. Soc. Am.* 91(6): 1456 - 1470 p.
- Gong, M. S. y L. L. Xie. 2004. Study on the attenuation of strong ground motion input energy with different ductility levels. En: Y. T. Chen, G. F. Panza y Z. L. Wu (eds). *Earthquake hazard, risk, and Strong Ground Motion (IUGG Special volume)*. Seismological Press. Beijing 431-450 p.

- Hileman, J. A., C. R. Allen y J. M. Nordquist. 1973. Seismicity of the southern California region: 1 January 1932 to 31 December 1972. Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, U. S. 490 p.
- Joyner, W. B. y D. M. Boore. 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71(6): 2011-2038 p.
- Johnson, C.E., y D.P Hill. 1982. Seismicity of the Imperial Valley, in *The Imperial Valley, California, earthquake of October 15, 1979*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1254. 59-76 p.
- Kanno, T., A. Narita, N. Morikawua, H. Fujiwara y Y. Fukushima. 2006. A new attenuation relation for ground motion in japan based on recorded data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 96(3): 879 – 897 p.
- Kramer, S. L. 1996. *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Primera edición. New Jersey. 653 p.
- Lay, T. y T. C. Wallace. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic. Primera edición. San Diego, California. 521 p.
- Lira Herrera, H. 2005. Actualización del modelo geológico conceptual del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, B. C. *Geotermia*. 18(1): 37 - 46 P.
- Luna, M., L. Munguía, A. Vidal, M. Navarro y T. Valdéz. 2004. Catálogo de acelerogramas registrados por la red de acelerógrafos del noroeste de México durante el año 2004. Informe técnico. Comunicaciones académicas, serie sismología, CICESE 165 p.
- Munguía, L., A. Vidal, V. Wong, M. Luna, M. Navarro y T. Valdéz. 1995. Catálogo de acelerogramas registrados por la red de acelerógrafos del noroeste de México. Informe técnico. Comunicaciones académicas, serie sismología, CICESE 60 p.
- Puente, I. y A. de la Peña. 1978. *Geología del campo geotérmico de Cerro Prieto*. First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México.
- Sedlock, R. L. 2003. Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas. En: Johnson, S. E.; Paterson, S. R.; Fletcher, J. M.; Girty, G. H.; Kimbrough, D. L., and Martín-Barajas (eds.). *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. 347, p. 1 - 42.
- Shakal, A. F. y D. L., Bernreuter. 1980. Empirical analyses of near-source ground motion. Nuclear Regulatory Comission Report NUREG/CR-2095; UCRL - 53028.

- Shor G. G. y E. Roberts. 1958. San Miguel, Baja California Earthquakes of February, 1956: A field report. *Bull. Seism. Soc. Am.* 48(2): 101 - 116 p.
- Skarlatoudis, A. A., C. B. Papazachos, B. N. Margaritis, N. Theodulidis, Ch. Papaioannou, I. Kalogeras, E. M. Scordilis y V. Karakostas. 2003. Empirical peak ground-motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93(6): 2591–2603 p.
- Spudich, P., W. B. Joyner, A. G. Lindh, D. M. Boore, B. M. Margaritis y J. B. Fletcher. 1999. SEA99: A revised Ground Motion Prediction Relation for use in extensional tectonic regimes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89(5): 1156-1170 p.
- Suárez - Vidal, F., R. Armijo, G. Morgan, P. Bodin y R. G. Gastil. 1991. Framework of recent and active faulting in northern Baja California. En: J. P. Dauphin y B. R. T. Simoneit (eds). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. AAPG Memoir 47, Tulsa, Okla, 285-300 p.
- Toro, G. R., N. A. Abrahamson, J. F. Schneider. 1997. Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates und Uncertainties. *Seism. Res. Lett.* 68(1): 41-57 p.
- Vidal, A. y L. Munguía. 1993. Diez años de funcionamiento de la Red Sísmica del Noroeste de México. *Ciencia y Desarrollo*. 18(108): 77-85 p.
- Vidal, A., L. Orozco, S. Arregui, J. Sánchez, O. Galvez, I. Méndez y L. Inzunza. 2003. A note on upgrading long-period seismographs. *Geophys. Int.* 42(1): 53-59 p.
- Vidal-Villegas, J. A. 2000. Atenuación, sitio y caracterización de fuente: efectos en señales sísmicas registradas en la región norte de Baja California con aplicaciones al cálculo de magnitud y momento sísmico. Tesis de doctorado. División de Ciencias de la Tierra – CICESE.
- Weisberg, S. 1980. *Applied Linear Regression*. Wiley, New York, 283 p.

## A.1 Algunos detalles del análisis de regresión

Recordemos que el método propuesto propuesto por Joyner y Boore (1981) para calcular relaciones predictivas consiste de un análisis de regresión realizado en dos etapas. En la primera etapa se determinan los coeficientes de la relación que dan la dependencia con respecto a la distancia; en la segunda etapa se determinan los coeficientes que determinan la dependencia de la magnitud.

En la primera etapa de la regresión, el sistema a resolver es el siguiente:

$$\log Y_j^i = \sum_{m=1}^N a_m \delta_{mi} - \log r_j^i + br_j^i + cS \quad (\text{A.1})$$

donde

$$\delta_{mi} = \begin{cases} 1 & m = i \text{ (para el sismo } i) \\ 0 & \text{en caso contrario} \end{cases}$$

$$S = \begin{cases} 1 & \text{para sedimentos} \\ 0 & \text{para rocas} \end{cases}$$

$$r_j^i = \sqrt{d_j^2 + h^2}$$

En la ecuación A.1  $Y_j^i$  representa a la aceleración horizontal pico o a la velocidad horizontal pico registrada para el sismo  $i$  en la estación  $j$ ,  $N$  es el número de sismos,  $d_j$  es la distancia más cercana entre el sitio de registro (estación  $j$ ) y la proyección en la superficie de la zona de ruptura,  $h$  es un parámetro que juega el papel de una profundidad promedio (o profundidad ficticia) de todos los datos considerados y, finalmente  $a_m$ ,  $b$  y  $c$  son los coeficientes a calcular.

Es importante notar que cada  $r_j^i$  tiene implícito el parámetro  $h$ . Para determinar el valor de este parámetro, el sistema de la ecuación A.1 se resuelve mediante un proceso iterativo, en cada paso del cual se asigna un valor a  $h$ , se resuelve el sistema y se estima su desviación estándar. Al final del proceso conservamos el valor de  $h$  que produjo la menor desviación estándar.

En la segunda etapa del proceso, el sistema a resolver es:

$$a_i = \alpha + \beta M_i + \gamma M_i^2 \quad (\text{A.2})$$

donde los coeficientes  $a_i$ , conocidos como factores de evento, son los coeficientes encontrados durante la primera etapa del proceso de regresión ( $a_m$ ).

Finalmente, la desviación estándar,  $\sigma_y$ , del proceso de regresión realizado se calcula mediante la ecuación:

$$\sigma_y = \sqrt{\sigma_s^2 + \sigma_a^2} \quad (\text{A.3})$$

donde  $\sigma_s$  y  $\sigma_a$  representan las desviaciones estándar de la regresión durante la primera y segunda etapas respectivamente.

A manera de ejemplo, consideremos una región de estudio dada ( $X$ ) donde se han colocado 3 estaciones de registro ( $E_1, E_2, E_3$ ) en sitios diferentes. Para un intervalo de tiempo dado, en esta región han ocurrido 3 sismos de magnitudes  $M_1, M_2$  y  $M_3$ , los cuales fueron registrados en 3, 2 y 2 estaciones respectivamente. Para la primera etapa de la regresión, la matriz tendrá la siguiente forma:

$$y = A \cdot x \quad (\text{A.4})$$

$$\begin{pmatrix} \log Y_1^1 + \log r_1^1 \\ \log Y_2^1 + \log r_2^1 \\ \log Y_3^1 + \log r_3^1 \\ \log Y_1^2 + \log r_1^2 \\ \log Y_3^2 + \log r_3^2 \\ \log Y_2^3 + \log r_2^3 \\ \log Y_3^3 + \log r_3^3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r_1^1 & 1 & 1 & 0 & 0 \\ r_2^1 & 1 & 1 & 0 & 0 \\ r_3^1 & 1 & 1 & 0 & 0 \\ r_1^2 & 1 & 0 & 1 & 0 \\ r_3^2 & 1 & 0 & 1 & 0 \\ r_2^3 & 1 & 0 & 0 & 1 \\ r_3^3 & 1 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b \\ c \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{pmatrix}$$

donde los superíndices indican el número de sismo y los subíndices las estaciones que lo registraron. Como podemos observar, el sistema tiene la forma  $y = Ax$ , donde  $y$  es un vector de datos,  $A$  es una matriz de coeficientes y  $x$  es el vector de incógnitas. Este sistema se resuelve con la ayuda del programa MATLAB, mediante el uso de la función pseudoinversa  $\text{pinv}(A)$ , con la que se evitan posibles problemas de inestabilidad en el sistema planteado.

Con los factores de evento  $a_i$  determinados en la primera etapa de la regresión, se procede a realizar la segunda etapa, esto es, se resuelve el siguiente sistema matricial:

$$z = B \cdot w \quad (\text{A.5})$$

$$\begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & M_1 & M_1^2 \\ 1 & M_2 & M_2^2 \\ 1 & M_3 & M_3^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha \\ \beta \\ \gamma \end{pmatrix}$$

donde ahora las incógnitas son las componentes del vector  $w$ .