



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRIA Y DOCTORADO EN
INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA

**Método Alternativo para la Determinación de Espectros de
Peligro Uniforme Considerando Efectos de Sitio**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN INGENIERIA

Ing. Civil – Ingeniería sísmica

P R E S E N T A:

Ismael Arturo Pérez Pérez

TUTOR:

Dr. Mario Ordaz Schroeder

2011





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS:

*Al CONACyT por la beca de doctorado
para el desarrollo del presente trabajo.*

*Al Instituto de Ingeniería de la UNAM por el apoyo brindado
a través de su sistema de becas e instalaciones.*

Índice	Página
Resumen	5
Introducción	6
Capítulo 1 - Peligro sísmico	
1.1 Fuente sísmica	12
1.2 Tasa de excedencia de la magnitud	12
1.3 Relaciones de atenuación	13
1.4 Evaluación del peligro sísmico	14
1.5 Espectros de peligro uniforme (EPU)	15
Capítulo 2 - Métodos directos para el cálculo del EPU con efectos de sito	
2.1 Teoría	16
2.1.1 Método directo (MD)	18
2.1.2 Método directo simplificado (MDS)	21
2.2 Ejemplos de aplicación	24
2.2.1 Estratigrafía de los sitios	25
2.2.2 Estudio de peligro sísmico en roca	27
2.2.3 Resultados sitio A	28
2.2.4 Resultados sitio B	32
Capítulo 3.- Método general (MG) basado en relaciones de atenuación espectral existentes para roca.	
3.1 Teoría	37
3.1.1 Relación entre la FDE de aceleración del terreno y el espectro de respuesta	38
3.2 Ejemplos de aplicación	41
3.2.1 Procedimiento de análisis	41

3.2.2 Resultados sitio A	45
3.2.3 Resultados sitio B	45
3.3 Método general ampliado (MGA)	48
Capítulo 4.- Análisis complementario de resultados	
4.1 Resultados del MG y MGA	53
4.1.1 Influencia del factor $a_s(T)/a_R(T)$ en la desviación estándar $\sigma_s(T)$	58
4.2 Resultados del MD	61
4.3 Resultados del MDS	65
4.4 Resultados del MD, MDS, MG y MGA	66
Capítulo 5.- Conclusiones y comentarios	70
Anexo A – Cálculo de la FDE de aceleración del terreno	73
Anexo B – Modelos de sismicidad y geometría	78
Bibliografía	101

Resumen

En este trabajo se presentan distintas alternativas para estimar los espectros de peligro uniforme con efectos de sitio. Los métodos propuestos permiten incluir las propiedades dinámicas particulares de un sitio mediante la aplicación de la teoría de vibraciones aleatorias y el cálculo de la función de transferencia del sitio. Los métodos aportan una alternativa de solución a este problema y cuentan con la ventaja de incorporarse fácilmente a las técnicas de análisis ya existentes.

Introducción

Un problema fundamental que debe resolver la ingeniería sísmica es determinar las frecuencias de excedencia de valores de las demandas sísmicas, pues el diseño estructural de la infraestructura en las ciudades depende de su adecuada estimación.

Los procesos tectónicos dan origen a sismos con diversas características en intensidad, periodos de retorno, contenidos de frecuencia que son de interés para la estimación de las demandas sísmicas útiles en ingeniería. A pesar de que se ha avanzado en la comprensión de este fenómeno, la complejidad del problema aún no permite responder preguntas de gran interés para la sociedad como son: ¿Qué día?, ¿A qué hora? ¿Dónde? ¿Qué intensidad? tendrá el próximo temblor destructivo; sin embargo, la ingeniería sísmica actualmente permite estimar la probabilidad de excedencia de cierta intensidad en un periodo de tiempo a través de los estudios de peligro sísmico (EPS) cuyos resultados se pueden expresar, por ejemplo, en términos de espectros de peligro uniforme (EPU) para distintos periodos de retorno asociados, que son espectros de respuesta cuyas ordenadas tiene todas una misma tasa de excedencia.

Los EPU en roca, o con efectos de sitio incluidos, son una manera de cuantificar del peligro sísmico de un lugar. Los EPU son obtenidos a partir de un proceso de integración numérica en el que se evalúa la tasa de excedencia de la intensidad de interés como resultado de la acción de todas las fuentes sísmicas que puedan contribuir al peligro sísmico del sitio o sitios de análisis. Para la cuantificación del peligro sísmico, las fuentes sísmicas se representan geoméricamente ya sea como puntos, líneas o áreas, y su tasa de excedencia de magnitudes se asocia a procesos definidos por la relación de Gutenberg-Richter modificada (Cornell y Vanmarcke, 1969) o en su caso definidos por el modelo del temblor característico (Singh *et al.*, 1981).

Para obtener los EPU es necesario poder conocer la distribución de probabilidad de la intensidad de interés para cada sismo que pudiera afectar el sitio analizado; para ello se emplean las relaciones de atenuación espectral que comúnmente son expresiones analíticas que proporcionan la mediana y la desviación estándar, para diversas magnitudes y distancias, de la respuesta de interés de osciladores de un grado de

libertad con distintos periodos y amortiguamiento conocido. La mayoría de las relaciones de atenuación disponibles en la literatura han sido construidas para sitios de terreno firme o roca (p. ej. Joyner y Boore, 1988; Atkinson y Boore, 1997; Sadigh *et al.*, 1997; Abrahamson y Silva, 1997; Jaimes *et al.* 2006), y varias relaciones de atenuación publicadas incluyen términos de corrección para ser utilizados en sitios generalmente definidos como suelos “intermedios” y “blandos”. Excepciones son algunas relaciones de atenuación que han sido obtenidas en sitios instrumentados y que por lo tanto incluyen los efectos particulares de dicho sitio (p. ej. Ordaz *et al.*, 1994; Reyes, 1999; Jaimes *et al.*, 2006; Atkinson, 2006).

No obstante, se ha vuelto cada vez más común desarrollar EPS para sitios específicos, en los cuales los efectos de sitio pueden ser caracterizados en formas más precisas que la clasificación genérica de suelos “duros”, “intermedios” y “blandos”. En estos casos, la situación ideal sería contar con una relación de atenuación construida específicamente para el sitio de interés para que de esta forma se incluyan correctamente los efectos del sitio. Actualmente esto solo es posible en sitios instrumentados que cuenten con una base de datos lo suficientemente extensa para poder construir una relación de atenuación para todas las magnitudes y distancias de interés.

En ausencia de relaciones de atenuación específicas para cada sitio, diferentes procedimientos han sido utilizados en el pasado para incluir los efectos de sitio en los EPS. Esteva (1970) propuso que la tasa de excedencia del parámetro de movimiento del terreno a , en el suelo blando $v_s(a)$, sea calculada como

$$v_s(a) = v_R(a/F) \tag{i.1}$$

donde $v_R(\cdot)$ es la tasa de excedencia del mismo parámetro de movimiento del terreno pero en roca y F es un factor de amplificación que convierte la intensidad en roca en la intensidad en el suelo blando.

La relación propuesta por Esteva (1970) implica que el factor de amplificación F es constante y no depende de la magnitud, distancia y nivel de intensidad, e implica que F es determinista o que la incertidumbre asociada con la predicción del movimiento en el terreno blando es la misma que la asociada con la predicción en roca. Aunque

conceptualmente muy simple, la propuesta de Esteva no es consistente con la observación de que, en general, los factores de amplificación en las ordenadas de los espectros de respuesta son función de: (a) el contenido de frecuencias del movimiento del terreno, el cual a su vez depende de los cambios en magnitud y distancia; y (b) la respuesta no-lineal del suelo.

Faccioli y Ramírez (1975) propusieron un método probabilista para estimar el peligro sísmico en suelos blandos a partir de la suposición que el peligro sísmico en roca es conocido. Con base en un modelo unidimensional no-lineal y tomando en cuenta la incertidumbre en las propiedades del suelo (Faccioli y Ramírez, 1976) estimaron factores de amplificación entre la aceleración en roca y suelo blando. Este método es conceptualmente equivalente al propuesto posteriormente por Cramer (2003), Bazurro y Cornell (2004) y los distintos métodos desarrollados en el presente trabajo. La implementación del método de Faccioli y Ramírez en un análisis convencional de peligro sísmico no es directa ya que su método proporciona la probabilidad de que se exceda una tasa determinada en el siguiente evento o en un evento aleatorio así como el número de veces que podría excederse en un periodo de tiempo en lugar de la tasa de excedencia de la aceleración que suele usarse actualmente.

Otro procedimiento que ha sido usado ampliamente (p.ej. Ingeominas y Universidad de los Andes, 1997), consiste en los siguientes pasos: (a) selección de registros de sismos fuertes que son considerados representativos del movimiento esperado en el estrato rocoso del sitio para un periodo de retorno predeterminado. Se supone que estos registros cubren los rangos de magnitudes, distancias, y mecanismos focales que más contribuyen al peligro sísmico en el estrato rocoso del sitio para el periodo de retorno seleccionado; (b) escalamiento de las señales seleccionadas para que tengan el valor máximo de aceleración del terreno obtenido con un EPS para un sitio en roca y el periodo de retorno deseado; (c) incorporación de los efectos de sitio, comúnmente a través de un análisis unidimensional de la respuesta no-lineal del suelo (Idriss y Sun, 1992); y (d) cálculo de espectros de respuesta en la superficie del depósito de suelo, a partir de los cuales una clase de espectro promedio es estimado; dicho espectro es considerado representativo del movimiento del terreno en el suelo blando para el periodo de retorno seleccionado.

Este procedimiento, aunque es relativamente sencillo de ejecutar, depende de varias elecciones arbitrarias entre las que se encuentran: (a) el criterio de escalamiento de

las señales representativas del movimiento (¿Por qué se debe escalar con el valor máximo de la aceleración del terreno y no con el valor máximo de velocidad o la respuesta espectral para un periodo dado?) y (b) la técnica de promediar (¿Por qué se debe emplear el promedio del espectro de respuesta asociado con todos los registros de movimientos fuertes que son considerados representativos, y no un percentil más alto, o la envolvente de los espectros?).

Un procedimiento más adecuado ha sido propuesto por Cramer (2003), donde los efectos de sitio son incluidos mediante una función de densidad de probabilidad $P(a_S | a_R)$, que permite evaluar la probabilidad de ocurrencia del parámetro de movimiento del suelo a_S del sitio estudiado dado el valor del mismo parámetro de movimiento en su estrato rocoso a_R . Si se determina la función $P(a_S | a_R)$, la incorporación de los efectos de sitio en el EPS es directa mediante el uso de la ecuación i.2 (Cramer, 2003). La ecuación i.2 define la probabilidad de que la intensidad a sea excedida en la superficie dado un sismo de magnitud M , a una distancia R y la ecuación i.3 determina la probabilidad de que la intensidad con efectos de sitio a_S , sea menor o igual que la intensidad a dada la intensidad a_R en su estrato rocoso.

$$P(a_S > a | M, R) = 1 - \int_{a_R}^a P(a_S \leq a | a_R) P(a = a_R | M, R) da_R \quad (i.2)$$

donde

$$P(a_S \leq a | a_R) = 1 - \int_{-\infty}^a P(a_S | a_R) da_S \quad (i.3)$$

El método es muy práctico porque, si la función de densidad de probabilidad condicional mencionada es conocida, la curva de peligro sísmico para el suelo blando puede ser calculada sin la necesidad de volver a realizar el EPS.

Sin embargo, existe una restricción: la función de densidad de probabilidad del parámetro del movimiento del suelo blando está condicionada al valor del parámetro en su estrato rocoso. Es sabido, sin embargo, que en el caso más simple, varias combinaciones de magnitud y distancia pueden dar lugar al mismo valor de, digamos,

aceleración máxima del terreno. Pero diferentes combinaciones de magnitud y distancia pueden producir movimientos con diferentes contenidos de frecuencia y, en general, diferentes valores de aceleración máxima para el suelo blando que se tenga.

Otro método, desarrollado por Bazurro y Cornell (2004), introduce un factor $A(f)$, que representa la relación entre las aceleraciones espectrales en suelo y roca en función de la frecuencia f , de un oscilador de un grado de libertad. Esta función y sus parámetros estadísticos son calculados por medio de un conjunto de análisis no lineales usando el método de propagación unidimensional de ondas de corte y considerando la incertidumbre en las propiedades del suelo. La función de distribución de probabilidad de $A(f)$ es utilizada para calcular las curvas de peligro sísmico de aceleración espectral del suelo por medio de la convolución de las correspondientes curvas de peligro sísmico en la base rocosa. Como se mostrará posteriormente, el método que aquí se propondrá tiene algo en común con el método de Bazurro y Cornell porque ambos utilizan como datos de entrada la base rocosa (Bazurro y Cornell en forma de curvas de peligro sísmico y el método propuesto en forma de una relación de atenuación espectral) y también ambos consideran las propiedades locales del sitio para calcular los espectros de aceleración en el suelo.

Pero, incluso cuando existen métodos aproximados para formalmente incluir los efectos de sitio en los análisis de peligro sísmico, la forma más adecuada es el uso de relaciones de atenuación de "una estación".

Para sitios donde los datos no son suficientes para construir funciones de atenuación empíricas, una buena opción es un método en el cual, dada una combinación de magnitud y distancia, el Espectro de Amplitudes de Fourier (EAF) se supone conocido, usualmente a partir de un espectro de fuente teórico y correcciones semi-empíricas debidas a la atenuación con la distancia; entonces, los efectos de sitio pueden ser incluidos a través de funciones de transferencia lineales y no lineales (Silva *et al.*, 1991; Gallego, 2000; Boore, 2003), usualmente calculadas usando métodos unidimensionales (Idriss y Sun, 1992). Los valores pico de las respuestas espectrales requeridas son obtenidos con teoría de vibraciones aleatorias y una estimación de la duración del movimiento fuerte para cada evento (Udwadia y Trifunac, 1974). Si este procedimiento se repite para distintas combinaciones de magnitud y distancia, el resultado final es una relación espectral de atenuación para el sitio con suelo blando.

Este método es posiblemente la mejor opción para regiones donde los datos para sitios de terreno firme o roca son escasos. Sin embargo, en regiones con una colección abundante de registros de movimientos fuertes en terreno firme o roca, este método debe usar toda esta información, lo cual implica, casi, la construcción de relaciones de atenuación para el EAF de la aceleración del terreno en roca. Además, en estas regiones es muy probable que ya se cuente con relaciones de atenuación de movimiento del terreno de parámetros de interés en ingeniería. Por lo tanto, parece razonable generar un método para construir relaciones de atenuación en sitios con terreno blando que utilice relaciones de atenuación existentes para terreno firme o roca.

En el presente trabajo se presentan cuatro alternativas para estimar EPU con efectos de sitio a través de la función de transferencia entre la aceleración del estrato rocoso y la superficie del sitio de estudio. Para abordar el tema en cuestión, en el capítulo 1 se indican los conceptos teóricos generales del cálculo de peligro sísmico; en el capítulo 2 se presentan el método directo (MD) y el método directo simplificado (MDS) para la determinación del EPU con efectos de sitio a partir del EPU existente en roca. En el capítulo 3 se desarrolla el método general (MG) el cual, a partir de una relación de atenuación espectral en roca y conociendo las propiedades dinámicas de la estratigrafía del sitio, permite calcular relaciones de atenuación espectrales con efectos de sitio para que de esta forma sea posible realizar el estudio de peligro sísmico y calcular los EPU con efectos de sitio de interés. Adicionalmente, en el capítulo 3 se presenta el método general ampliado (MGA) el cual mediante simulaciones permite obtener la mediana y desviación estándar de la relación de atenuación espectral con efectos de sitio a partir de la relación espectral de atenuación en roca utilizada.

En el capítulo 4 se presentan las diferencias que resultan en la determinación de la mediana y desviación estándar de las relaciones de atenuación en suelo al aplicar el MG y el MGA. Adicionalmente se plantea una forma simple de evaluar la correcta selección de la magnitud y distancia de la fuente puntual dominante en la aplicación del método directo (MD) y se comparan los resultados obtenidos con todos los métodos (MD, MDS, MG y MGA). En el capítulo 5 se presentan las conclusiones y recomendaciones para la correcta aplicación de los cuatro métodos desarrollados.

Capítulo 1

Peligro sísmico

Los sismos son fenómenos naturales que en algunos casos suelen ocasionar pérdidas de vidas, daños en construcciones y afectaciones importantes en la sociedad. Reyes (1999) define el peligro sísmico como una medida de la frecuencia de ocurrencia de sismos con cierta intensidad. A partir de los trabajos de Esteva (1967) y Cornell (1968), es posible obtener el peligro sísmico en términos de la tasa de excedencia para diferentes intensidades de la variable de interés (la tasa de excedencia para una intensidad determinada representa el inverso del tiempo esperado para se presente dicha intensidad). Normalmente, en lo que respecta al diseño sísmico, las variables de interés suelen ser la aceleración, la velocidad y el desplazamiento de osciladores de un grado de libertad con periodo de vibrar T_0 y coeficiente de amortiguamiento crítico ξ .

A continuación se presentan algunos conceptos de relevancia para la comprensión de las variables involucradas en el cálculo del peligro sísmico; dichos conceptos también serán de ayuda para comprender la forma en que serán incorporados los efectos de sitio en los métodos de análisis propuestos.

1.1 Fuente sísmica

Se conoce como fuente sísmica al lugar en la corteza terrestre en donde se espera que se originen los sismos que afectarán al sitio de interés. En los análisis de peligro sísmico, la fuente sísmica suele definirse como un área, línea o punto con sismicidad uniforme.

1.2 Tasa de excedencia de la magnitud

La sismicidad de cada fuente sísmica está relacionada con el número de sismos de magnitud M que ocurren en un intervalo dado de tiempo. Es común expresar la sismicidad o actividad sísmica en términos de la tasa de excedencia de la magnitud $\lambda(M)$; Ordaz (2004) define la tasa de excedencia de la magnitud como el promedio anual del número de sismos con magnitud igual o mayor que M que son generados en la fuente.

La tasa de excedencia de la magnitud $\lambda(M)$ puede expresarse a partir de diversos modelos entre los cuales es de uso común el propuesto por Cornell y Vanmarcke (1969).

$$\lambda(M) = \begin{cases} \lambda_0 \frac{\exp(-\beta M) - \exp(-\beta M_U)}{\exp(-\beta M_0) - \exp(-\beta M_U)} & ; \quad M_0 \leq M < M_U \\ 0 & ; \quad M \geq M_U \end{cases} \quad (1.1)$$

donde M_0 es la magnitud mínima considerada en el análisis de peligro sísmico, β la rapidez con que decrece la tasa de excedencia con la magnitud y λ_0 la tasa de excedencia para M_0 . La tasa de excedencia $\lambda(M)$ decrece al aumentar el valor de M de manera que tiende a cero conforme se alcanza la magnitud máxima M_U .

Para el cálculo del peligro sísmico es necesario conocer la función de densidad de probabilidad de las magnitudes, $p(M)$, que puede calcularse de la siguiente manera:

$$p(M) = -\frac{1}{\lambda_0} \frac{d\lambda}{dM} \quad (1.2)$$

1.3 Relaciones de atenuación

Las relaciones de atenuación comúnmente son funciones analíticas que permiten conocer la mediana y la desviación estándar de la intensidad de interés A , en el sitio de estudio ante la ocurrencia de sismos de distintas magnitudes M y distancias R . Cuando la relación de atenuación presenta la mediana de la intensidad de osciladores de un grado de libertad con periodo T_0 , y coeficiente de amortiguamiento crítico ξ se les denomina relaciones espectrales de atenuación.

Las relaciones espectrales de atenuación suelen determinarse para terreno firme o distintos tipos de suelo blando a partir de registros existentes, que son ajustados a una

expresión analítica (Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003; etc.) o teóricamente, por ejemplo, a través del espectro de amplitud de Fourier de aceleración del terreno para una fuente puntual o finita (Boore, 1983; Gallego, 2000; etc.).

1.4 Evaluación del peligro sísmico

Teniendo como base los temas presentados anteriormente, podemos ahora abordar el trabajo de Esteva (1967) y Cornell (1968), mismo que se ha vuelto práctica común para evaluar el peligro sísmico a través de la tasa de excedencia de la intensidad seleccionada a :

$$v_i(a) = \int_{R_0}^{R_U} \int_{M_0}^{M_U} \lambda_0 p_M(M) p_R(R) \Pr(S > a | M, R) \partial R \partial M \quad (1.3)$$

donde $v_i(a)$, es la tasa de excedencia de la intensidad a para la fuente i ; $p_M(M)$ y $p_R(R)$ son las funciones de densidad de probabilidad de la magnitud y distancia, respectivamente y $\Pr(S > a | M, R)$, es la probabilidad de que la intensidad S , por la ocurrencia de un sismo de magnitud M , y distancia R , exceda el valor de a . Los límites de integración corresponden a la magnitud y distancia mínima M_0 y R_0 , y a la magnitud y distancia máxima M_U y R_U , respectivamente. La tasa total de excedencia de la intensidad a para un número de fuentes N , se calcula como sigue:

$$v(a) = \sum_{i=1}^N v_i(a) \quad (1.4)$$

Cuando la variable de interés tiene una distribución de probabilidad lognormal, la probabilidad $\Pr(S > a | M, R)$ se obtiene de la siguiente forma:

$$\Pr(S > a | M, R) = \Phi \left[\frac{1}{\sigma} \ln \frac{A(M, R)}{a} \right] \quad (1.5)$$

Donde $\Phi[\cdot]$ es la distribución normal estándar, $A(M,R)$ representa la mediana de la intensidad de interés que se obtiene de la relación de atenuación para el sismo de magnitud M a una distancia R y σ la desviación estándar del logaritmo natural de $A|M,R$.

1.5 Espectros de peligro uniforme (EPU)

Los EPU son espectros de respuesta cuyas ordenadas tienen todas una misma tasa de excedencia ν_A . Este tipo de gráficos ha sido propuestos por Loh *et al.* (1994) y son construidos a partir de los cálculos de peligro sísmico. Para obtener un espectro de peligro uniforme es necesario contar con las curvas de tasas de excedencia ν , de la intensidad de interés a , de cada oscilador de un grado de libertad con periodo T_0 y coeficiente de amortiguamiento crítico ξ (ver figura 1.1, izq.). El EPU que aparece a la derecha de la figura 1.1 se construye al graficar la intensidad $a(T_0, \nu_A)$ para distintos periodos T_0 de manera que cada ordenada tiene la misma tasa de excedencia ν_A y coeficiente amortiguamiento crítico ξ . Los espectros de peligro uniforme normalmente se construyen para coeficiente del amortiguamiento crítico ξ del 5%.

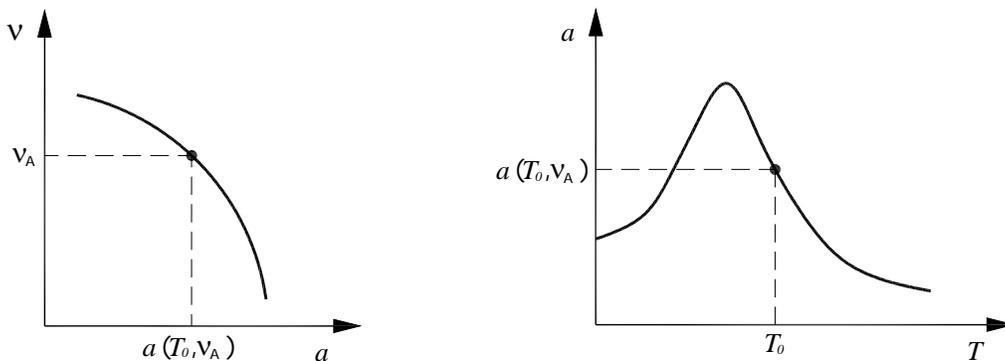


Figura 1.1.- Relación entre tasa de excedencia para la intensidad de interés y el espectro de peligro uniforme.

Capítulo 2

Métodos directos para el cálculo del EPU con efectos de sitio

2.1 Teoría

En el capítulo 1 se indicó la expresión común derivada de los trabajos de Esteva (1967) y Cornell (1968) para evaluar la tasa de excedencia de la intensidad a . Considerando que la intensidad a por evaluar es la aceleración $S(\omega_0)$ de un oscilador de un grado de libertad con frecuencia natural de vibración ω_0 , y coeficiente de amortiguamiento crítico ξ , la ecuación 1.1 se modifica en la siguiente forma:

$$\nu[S(\omega_0)] = \int_{R_0}^{R_U} \int_{M_0}^{M_U} \lambda_0 p(R) p(M) \Phi \left[\ln \left(\frac{A(\omega_0, M, R)}{S(\omega_0)} \right)^{1/\sigma} \right] \partial R \partial M \quad (2.1)$$

En este caso $A(\omega_0, M, R)$ es la mediana de la aceleración del terreno obtenida de la relación espectral de atenuación para el oscilador frecuencia ω_0 del sismo con magnitud M y distancia R y σ la desviación estándar del logaritmo natural de $A(\omega_0, M, R)$.

De la ecuación 2.1 se puede observar que al realizar el análisis de peligro sísmico en roca y superficie para un mismo sitio, el término $\lambda_0 p(R) p(M)$ de la ecuación 2.1 sería similar en ambos análisis, de manera que la condición para obtener las mismas tasas de excedencia en ambos análisis depende de la función $\Phi[\cdot]$. Por lo anterior, si nos interesa obtener la misma tasa de excedencia en roca y superficie se debe cumplir la siguiente igualdad:

$$\ln \left[\left(\frac{A_S(\omega_0, M, R)}{S_S(\omega_0)} \right)^{\frac{1}{\sigma_S}} \right] = \ln \left[\left(\frac{A_R(\omega_0, M, R)}{S_R(\omega_0)} \right)^{\frac{1}{\sigma_R}} \right] \quad (2.2)$$

donde los subíndices "R" y "S" denotan roca y superficie, respectivamente. Simplificando obtenemos:

$$\left(\frac{A_S(\omega_0, M, R)}{S_S(\omega_0)} \right)^{\frac{1}{\sigma_S}} = \left(\frac{A_R(\omega_0, M, R)}{S_R(\omega_0)} \right)^{\frac{1}{\sigma_R}} \quad (2.3)$$

O bien,

$$\frac{[A_S(\omega_0, M, R)]^{1/\sigma_S}}{[A_R(\omega_0, M, R)]^{1/\sigma_R}} = \frac{[S_S(\omega_0)]^{1/\sigma_S}}{[S_R(\omega_0)]^{1/\sigma_R}} \quad (2.4)$$

Si se cumple la relación anterior para todas las fuentes sísmicas, en cada magnitud y distancia se obtendrá una misma tasa de excedencia ν_A para las aceleraciones $S_R(\omega_0)$ y $S_S(\omega_0)$. A partir de la ec. 2.4, la relación entre la aceleración en superficie y roca correspondientes a la tasa de excedencia ν_A , se puede expresar en la siguiente forma:

$$S_S(\omega_0, \nu_A) = \frac{A_S(\omega_0, M, R)}{[A_R(\omega_0, M, R)]^{\sigma_S/\sigma_R}} [S_R(\omega_0, \nu_A)]^{\sigma_S/\sigma_R} \quad (2.5)$$

Estudios existentes muestran que las incertidumbres en las relaciones de atenuación para sitios específicos son menores a las que se obtienen en estratos firmes o roca (Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003; y Atkinson, 2006). La razón principal es que los registros de estaciones en roca poseen, en realidad, efectos locales que varían de sitio a sitio, variabilidad que contribuye a la incertidumbre total en la relación de atenuación. Resultados obtenidos en regresiones de intensidades para una sola estación (Atkinson, 2006) sugieren que la desviación estándar es menor al compararse con la obtenida en regresiones para una base de datos general. ¿Cuánto menores?, es difícil saberlo ya que los trabajos al respecto son escasos y la reducción de la incertidumbre dependerá de las características del sitio. Un criterio conservador es el

considerar que se tiene la misma incertidumbre para las aceleraciones en roca y superficie. Bajo esa aproximación, la ecuación 2.5 se reduce a la siguiente forma.

$$S_S(\omega_0, \nu_A) = F_{S/R}(\omega_0, M, R) \cdot S_R(\omega_0, \nu_A) \quad (2.6)$$

donde el factor $F_{S/R}(\omega_0)$, se define como el cociente entre las medianas de las relaciones de atenuación en superficie y roca para la frecuencia, magnitud y distancia de análisis.

$$F_{S/R}(\omega_0, M, R) = \frac{A_S(\omega_0, M, R)}{A_R(\omega_0, M, R)} \quad (2.7)$$

El factor de amplificación $F_{S/R}(\omega_0, M, R)$ permite relacionar los EPU en roca y el de superficie dada una magnitud y distancia para el caso en que el término $\lambda_0 p(R)p(M)$ y las desviaciones estándar en roca y superficie son iguales. Cuando el cociente $F_{S/R}$ depende únicamente de la frecuencia (constante para todas las fuentes, magnitudes y distancias) se plantea la posibilidad de estimar directamente el EPU en superficie a partir del EPU en roca; esta situación da origen al método de cálculo que se describe a continuación.

2.1.1 Método Directo (MD)

Para la aplicación del método directo (MD) es necesario que el espectro de peligro uniforme en roca se encuentre dominado por un sismo característico, es decir, que en un análisis convencional de desagregación del sitio en el que se muestre la participación en la tasa de excedencia de cada magnitud y distancia para el periodo de retorno de interés, puedan identificarse una magnitud y distancia con participación dominante. Si observamos la ecuación 2.1, esto representa la participación dominante de una fuente puntual para un sismo M^* a una distancia R^* .

A partir de la ecuación 2.7, se puede definir el factor $F_{S/R}^*(\omega_0)$ como el factor que relaciona las intensidades de la relación de atenuación en superficie y roca para el sismo M^* a una distancia R^* , tal y como se indica en la expresión siguiente:

$$F_{S/R}^*(\omega_0) = \frac{A_S^*(\omega_0)}{A_R^*(\omega_0)} \quad (2.8)$$

Las intensidades con efectos de sitio $A_S^*(\omega_0)$ pueden determinarse mediante la teoría de vibraciones aleatorias a partir de la relación espectral de atenuación en roca $A_R^*(\omega_0)$ tal y como se describe a continuación (Der Kiureghian y Neuenhofer, 1991; Park, 1995; Gupta y Trifunac, 1998; etc).

Si denominamos $G_R(\omega)$, a la función de densidad espectral (FDE) de aceleración del terreno en roca que está asociada al espectro de respuesta construido a partir de la relación de atenuación de aceleración en roca $A_R^*(\omega_0)$, la FDE en superficie puede estimarse con la siguiente expresión:

$$G_S(\omega) = |H_S(\omega)|^2 G_R(\omega) \quad (2.9)$$

donde $H_S(\omega)$ representa la función de transferencia del sitio, la cual, en general, depende de las intensidades de la FDE de aceleración en roca –debido a la posibilidad de efectos no lineales en el suelo- y puede calcularse tomando en cuenta la propagación unidimensional en estratos horizontales con el método no lineal equivalente. (Idriss y Sun, 1992). En este método, se aplica la teoría de vibraciones aleatorias (Silva *et al.*, 1991 y Gallego, 2000) para estimar la deformación angular máxima de cada estrato y de esta manera corregir iterativamente la rigidez y amortiguamiento del terreno que serán utilizados en el cálculo de la función de transferencia $H_S(\omega)$.

La ecuación 2.9 permite estimar la FDE de aceleración del terreno a partir de la función de transferencia del sitio; sin embargo, debido a que frecuentemente la respuesta del

suelo incrementa la duración del movimiento del terreno, se propone ajustar la amplitud de la FDE en función de las duraciones en roca y superficie en la siguiente forma:

$$G_s(\omega) = |H_s(\omega)|^2 G_R(\omega) \frac{D_R}{D_S} \quad (2.10)$$

donde D_R y D_S son las duraciones de la fase intensa de los procesos estacionarios con media cero en roca y superficie, respectivamente. El factor D_R/D_S es una forma simplificada de tomar en cuenta las distintas duraciones en roca y superficie para aquellos casos en que no se cuente con un factor calibrado con registros reales.

En general, el término D_R/D_S es menor a la unidad y representa la reducción en las ordenadas de la función de densidad espectral por el incremento de la duración en superficie del proceso. Una forma de estimar la duración D_S para los casos en que no se cuente con alguna expresión empírica, es adicionarle a la duración D_R el tiempo que tardan las ondas de corte en atravesar los estratos blandos del sitio analizado.

Conocida la FDE $G_s(\omega)$, es posible calcular las intensidades máximas esperadas en superficie por medio de la siguiente expresión:

$$E[A_s^*(\omega_0)] = F_{P,S}(\omega_0) RMS_s(\omega_0) \quad (2.11)$$

donde $F_{P,S}(\omega_0)$ corresponde al factor pico en superficie y $RMS_s(\omega_0, \xi_0)$, representa la raíz cuadrada del área de la FDE de la intensidad de interés, que se calcula de la siguiente forma:

$$[RMS_s(\omega_0)]^2 = \int_0^{\infty} |H(\omega, \omega_0, \xi_0)|^2 G_s(\omega) d\omega \quad (2.12)$$

En la ecuación 2.12 la función $H(\omega, \omega_0, \xi_0)$, es la función de transferencia entre la FDE de aceleración en superficie y la FDE de aceleración en terreno firme del oscilador de un grado de libertad con frecuencia natural de vibración ω_0 y coeficiente de amortiguamiento crítico ξ_0 . Los procedimientos para el cálculo de la FDE en roca y el factor pico F_p se indican en el apéndice A.

Una vez calculadas las intensidades con efecto de sitio, el espectro de peligro uniforme se calcula con las expresiones 2.6 y 2.7 a partir de los resultados del estudio de peligro sísmico en roca para la tasa de excedencia ν_A , como se indica en la siguiente expresión:

$$S_S(\omega_0, \nu_A) = F_{S/R}^*(\omega_0) \cdot S_R(\omega_0, \nu_A) \quad (2.13)$$

2.1.2 Método Directo Simplificado (MDS)

Como se puede apreciar en la ecuación 2.12, el área de la FDE de la respuesta de interés depende de la función de transferencia del oscilador y de la FDE de aceleración del terreno en superficie. Si asumimos que la FDE de aceleración del terreno es un proceso de banda ancha, el cual puede ser sustituido por una función de ruido blanco de amplitud G_2 , entonces tenemos:

$$[RMS_S(\omega_0)]^2 = G_2 \int_0^{\infty} |H(\omega, \omega_0)|^2 d\omega \quad (2.14)$$

Para contar con una solución analítica, utilizaremos la función transferencia entre la pseudoaceleración del oscilador de un grado de libertad y la aceleración de la base; para este caso la integral 2.14 resulta (Lin, 1967):

$$RMS_s(\omega_0) = \sqrt{\frac{\pi G_2}{4\xi_0\omega_0}} \quad (2.15)$$

Conocido el término $RMS_s(\omega_0)$, la ecuación. 2.11 queda como sigue:

$$E[A_s^*(\omega_0)] = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{\xi_0\omega_0}} F_{P,S}(\omega_0) \sqrt{G_2} \quad (2.16)$$

donde $F_{P,S}(\omega_0)$, representa el factor pico para la respuesta en superficie. De igual forma puede obtenerse el valor en roca $E[A_R^*(\omega_0)]$ al considerar que su FDE puede ser sustituida por una función de ruido blanco de amplitud G_1 .

$$E[A_R^*(\omega_0)] = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{\xi_0\omega_0}} F_{P,R}(\omega_0) \sqrt{G_1} \quad (2.17)$$

En este caso el factor pico para la respuesta en roca está representado por la variable $F_{P,R}$. A partir de 2.16 y 2.17, se obtiene el cociente de las medianas en roca y superficie.

$$\frac{E[A_R^*(\omega_0)]}{E[A_s^*(\omega_0)]} = \frac{F_{P,R}}{F_{P,S}} \sqrt{\frac{G_1}{G_2}} \quad (2.18)$$

De manera que el valor de $E[A_s^*(\omega_0)]$ resulta.

$$E[A_s^*(\omega_0)] = E[A_R^*(\omega_0)] \frac{F_{P,S}}{F_{P,R}} \sqrt{\frac{G_2}{G_1}} \quad (2.19)$$

Asumiendo que el área de las FDE de la respuesta de interés en superficie y roca dependen principalmente del área cercana a la frecuencia ω_0 y aplicando la relación general de la ecuación 2.10, proponemos utilizar la siguiente expresión para evaluar la amplitud de G_2 :

$$G_2 \approx |H_S(\omega_0)|^2 G_1 \frac{D_R}{D_S} \quad (2.20)$$

Combinando la ec. 2.20 con la ec. 2.19, obtenemos:

$$E[A_S^*(\omega_0)] = E[A_R^*(\omega_0)] \frac{F_{P,S}}{F_{P,R}} |H_S(\omega_0)| \sqrt{\frac{D_R}{D_S}} \quad (2.21)$$

O bien,

$$A_S^*(\omega_0) = A_R^*(\omega_0) \frac{F_{P,S}}{F_{P,R}} |H_S(\omega_0)| \sqrt{\frac{D_R}{D_S}} \quad (2.22)$$

Si la relación D_R/D_S es cercana a la unidad, los factores pico serán prácticamente iguales de manera que la ecuación 2.21 puede simplificarse como sigue:

$$A_S^*(\omega_0) = |H_S(\omega_0)| A_R^*(\omega_0) \quad (2.23)$$

La ecuación anterior permite observar que bajo las simplificaciones utilizadas, es posible estimar directamente la mediana de la aceleración con efectos de sitio $A_S^*(\omega_0)$, a partir de la mediana de la aceleración en roca $A_R^*(\omega_0)$ y la función de transferencia del sitio $H_S(\omega_0)$.

Sustituyendo el cociente entre las medianas de aceleración en superficie y roca de la ecuación 2.23 en la ecuación 2.13, podemos observar que el factor $F_{S/R}^*(\omega_0)$ puede ser sustituido por la función de transferencia del sitio como sigue:

$$S_S(\omega_0, v_A) = H_S(\omega_0) \cdot S_R(\omega_0, v_A) \quad (2.24)$$

Al igual que en el MD, la ecuación 2.24 obtenida para el MDS es válida para el caso en que en el análisis de desagregación del EPU de interés en que se tiene una participación dominante de una fuente puntual en el sismo de magnitud M^* , y distancia R^* .

2.2 Ejemplos de aplicación

A continuación se desarrollan dos ejemplos en sitios que pueden observarse en la figura 2.1. Los sitios de estudio se ubican en el campo lejano (sitio A) y campo cercano (sitio B) con respecto a la zona de subducción de las costas de México en el Océano Pacífico.

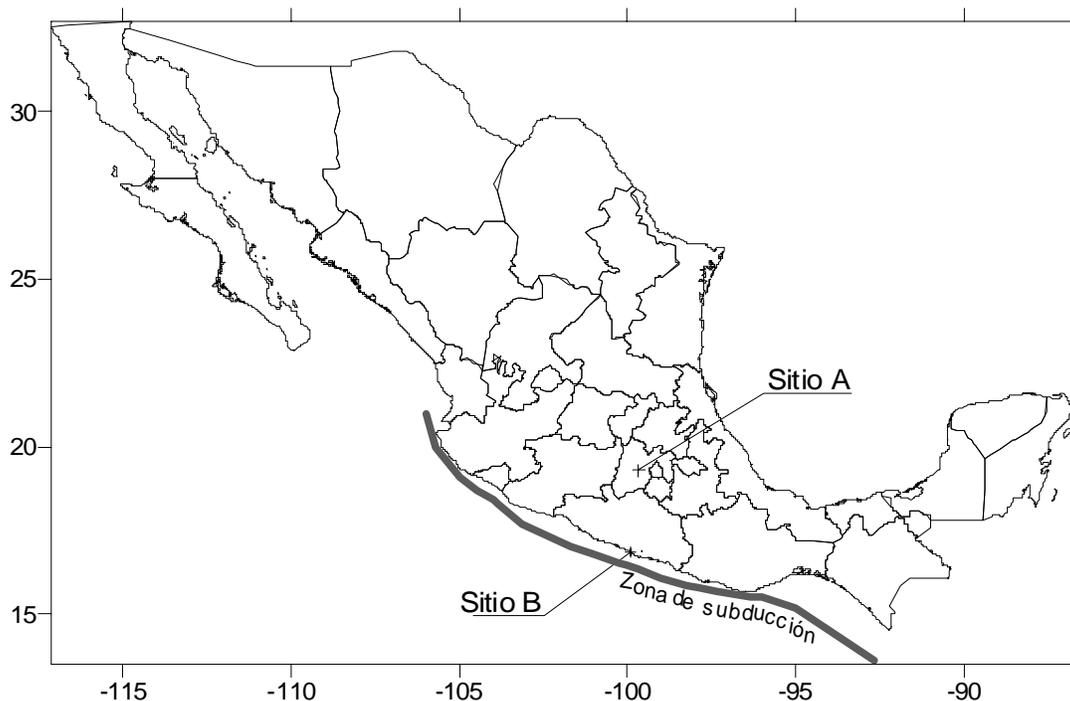


Figura 2.1.- Ejemplos de análisis.

2.2.1 Estratigrafía de los sitios

Para los sitios A y B se han empleado las estratigrafías de las figuras 2.2 y 2.3 así como las propiedades dinámicas de las figuras 2.4 y 2.5. Las curvas de variación de rigidez y amortiguamiento con la deformación angular para el sitio A, han sido tomadas del trabajo de Jaime (1987) y para el sitio B se han aplicado gráficas de rigidez y amortiguamiento propuestas por Seed e Idriss (1970) e Idriss (1990).

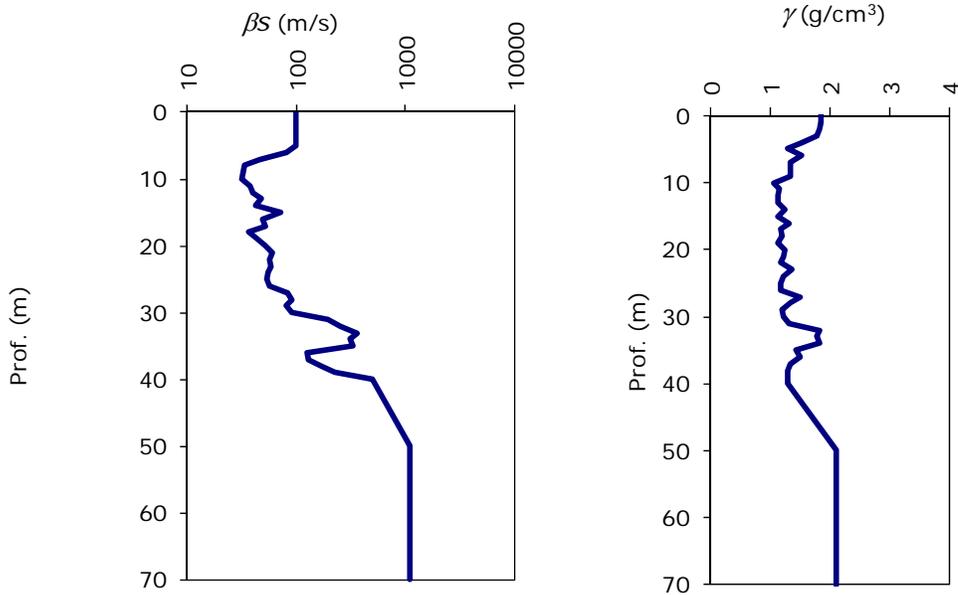


Figura 2.2.- Estratigrafía del sitio A.

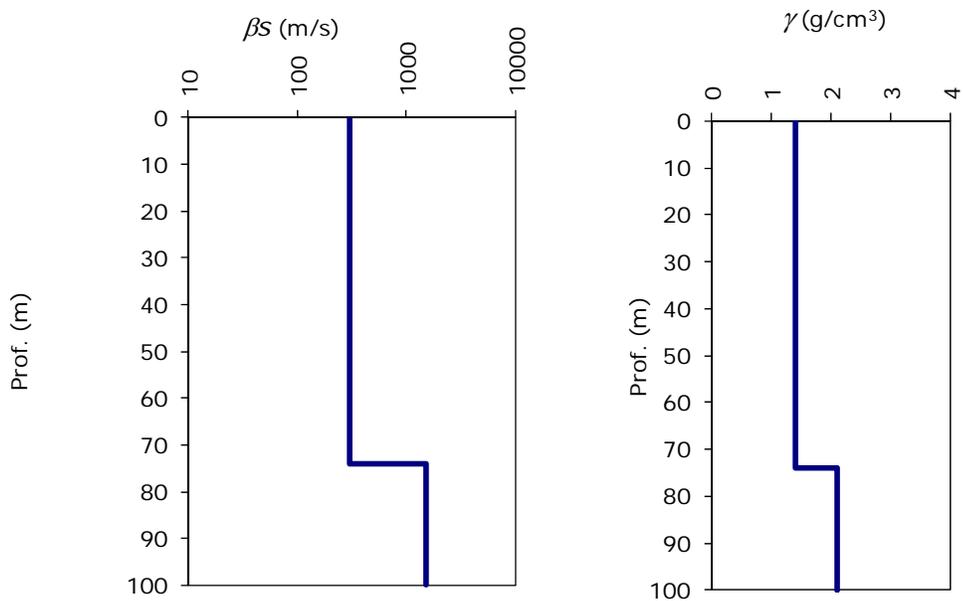


Figura 2.3.- Estratigrafía del sitio B.

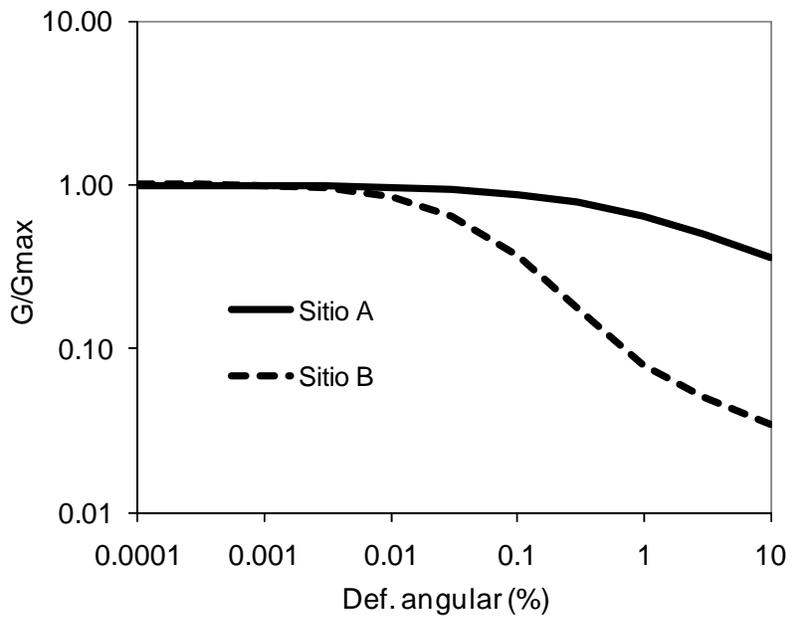


Figura 2.4.- Rigidez secante vs deformación angular.

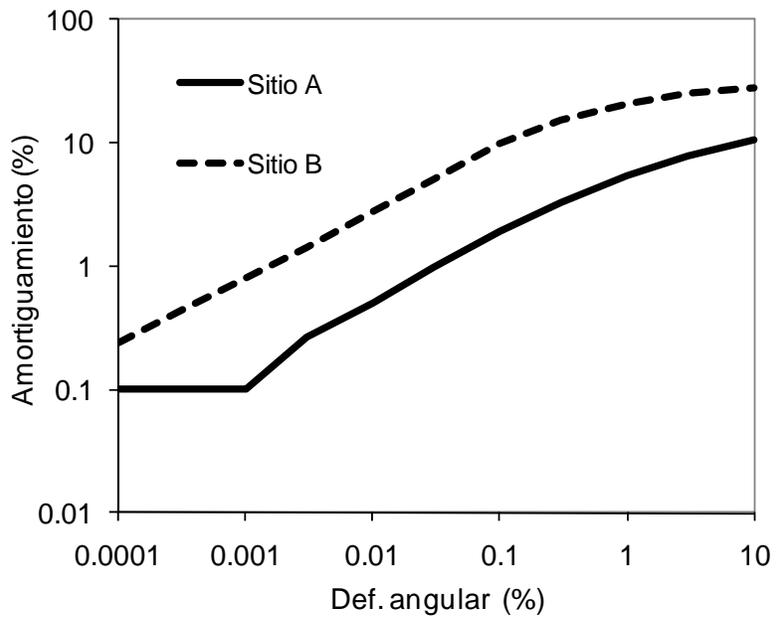


Figura 2.5.- Amortiguamiento vs deformación angular.

2.2.2 Estudio de peligro sísmico en roca

El estudio realizado toma en cuenta los siguientes tipos de sismos que ocurren en México.

- a) Sismos de subducción a lo largo de la costa del Pacífico.
- b) Sismos de falla normal y profundidad intermedia.
- c) Sismos superficiales de la corteza continental.

Para la tasa de excedencia de la ocurrencia de sismos $\lambda(M)$ se ha aplicado la relación de Gutenberg-Richter modificada (Cornell y Vanmarcke, 1969) con excepción de los sismos de subducción, para los cuales se ha aplicado el modelo del temblor característico (Sing *et al.*, 1981). Los modelos de sismicidad usados así como la geometría de cada fuente se indican en el anexo B.

Se han aplicado las relaciones de atenuación espectral en roca propuesta por Ordaz *et al.* (1989); García *et al.* (2005) y Abrahamson y Silva (1997) para los sismos de subducción, falla normal y profundidad intermedia y sismos superficiales, respectivamente. En la tabla 2-1 se indican las relaciones de atenuación empleadas para cada fuente.

Tabla 2-1. Relación de atenuación utilizada en cada fuente para el estudio de peligro sísmico en roca.

RELACIÓN DE ATENUACIÓN	No. DE FUENTE SÍSMICA
Ordaz <i>et al.</i> (1989)	9, 13 a 30
García <i>et al.</i> (2005)	31 a 33, 39
Abrahamson y Silva (1997)	1 a 8, 10 a 12, 34 a 38, 40 a 45

Aunque la relación de Abrahamson y Silva (1997) proporciona desviaciones estándar en función de la magnitud, se ha preferido utilizar únicamente la desviación estándar para magnitudes $M \leq 5$ que corresponde con la máxima desviación estándar proporcionada por los autores para cada periodo.

2.2.3 Resultados Sitio A

A partir de los análisis del sitio realizados con el programa Crisis2007 se determinaron los EPU en roca de la figura 2.6 para periodos de retorno de 100, 475 y 2475 años. Se calcularon los EPU para 40 periodos T_0 de 0.05 a 5.0 segundos.

Conocido el EPU en roca y tomando un periodo del sitio T_s igual a 2.5 s, se aplica el MD considerando la ecuación de Reinoso y Ordaz (2001) para la determinación de la duración en roca y en superficie:

$$D = 0.01e^M + (0.036M - 0.07)R + (4.8M - 16)(T_s - 0.5) \quad (2.25)$$

Para la función de transferencia lineal se ha utilizado un amortiguamiento de todos los estratos y el semiespacio de roca igual a 0.5%.

La figura 2.7 muestra las funciones de transferencia lineal y no lineal para la relación de atenuación en roca del sismo dominante, que es un sismo de falla normal y profundidad intermedia de magnitud M^* igual a 7.5 y distancia R^* de 120 km, el cual se ha identificado a partir del análisis de desagregación. Para definir la relación de atenuación en roca por utilizar se realiza la revisión de la contribución por fuente de las tasas de excedencia para las coordenadas del sitio; a partir de dicho análisis se ha observado que la fuente de mayor participación relacionada con las intensidades de los espectros de peligro uniforme de interés es una con un sismo de falla normal y profundidad intermedia.

En la figura 2.8 se indican los $F_{S/R}^*(T)$ calculados a partir de las funciones de transferencia del sitio $|H_s(T)|$ lineal y no-lineal. El factor $F_{S/R}^*(T)$ permite relacionar la mediana de la aceleración en superficie con la mediana de la aceleración en roca; por ello en los análisis de peligro sísmico se ha considerado que la desviación estándar del logaritmo de la mediana de aceleración en superficie es la misma que se tienen en roca. En la figura 2.9 y 2.10 se muestran los espectros de peligro uniforme con efectos de sitio resultantes de aplicar los factores $F_{S/R}^*(T)$ de la figura 2.8. Se ha preferido realizar la gráfica para periodos en lugar de frecuencias debido a que los EPU suelen mostrarse de esta forma.

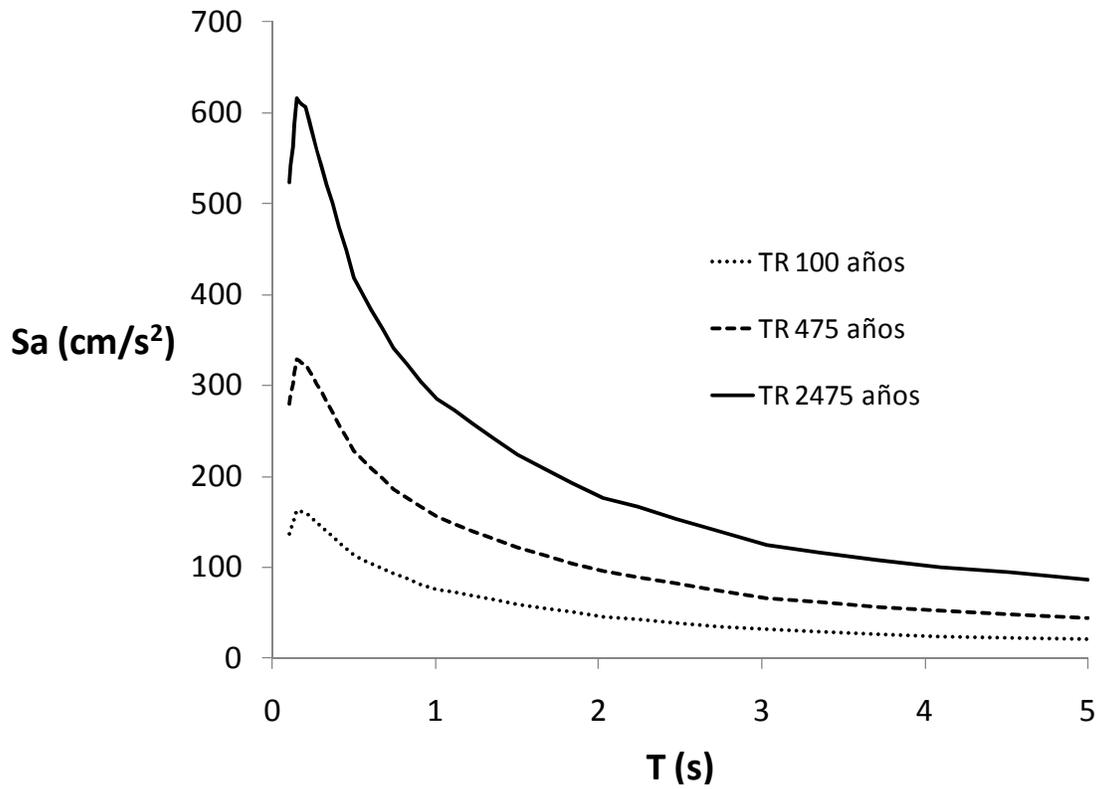


Figura 2.6.- Espectros de peligro uniforme en roca del sitio A.

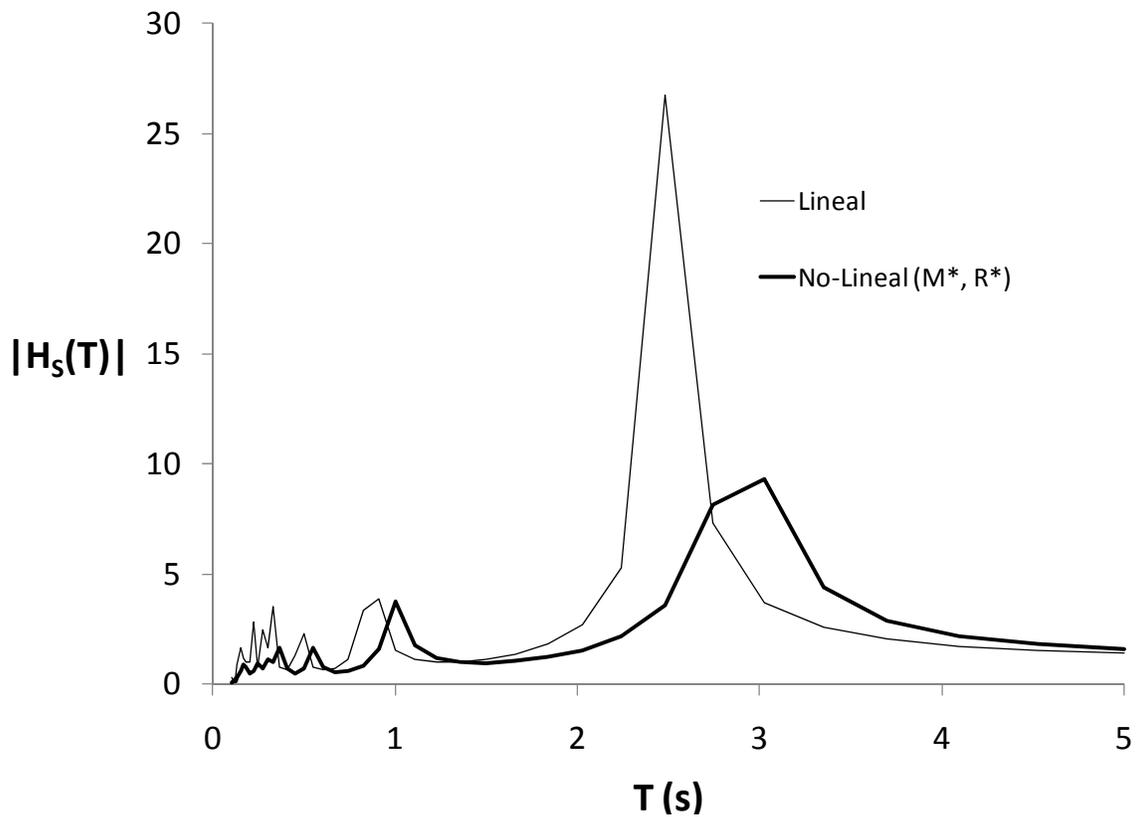


Figura 2.7.- Funciones de transferencia lineal y no-lineal del sitio A.

Las figuras 2.9 y 2.10 presentan los resultados de aplicar el factor $F_{S/R}^*(T)$ lineal y no-lineal, respectivamente, a los cálculos de peligro sísmico en roca. La figura 2.11 presenta la comparación de los resultados de aplicar el MD y el MDS para el caso no-lineal. La similitud entre la función de transferencia $H_s(T)$ y el factor $F_{S/R}^*(T)$ también puede observarse para los casos lineal y no-lineal en la similitud de las figuras 2.7 y 2.8, respectivamente.

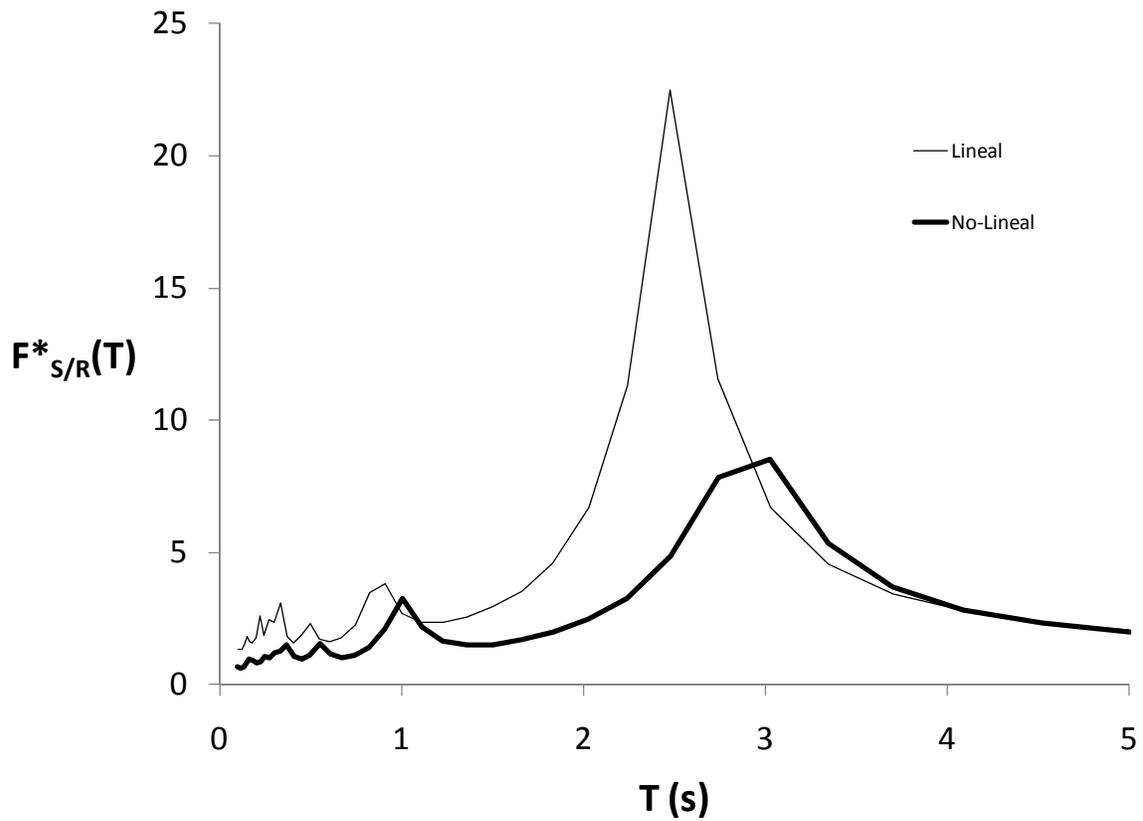


Figura 2.8.- Factor $F_{S/R}^*(\omega_0)$ para el sitio A calculado a partir de la función de transferencia del sitio $|H_s(T)|$ lineal y no-lineal.

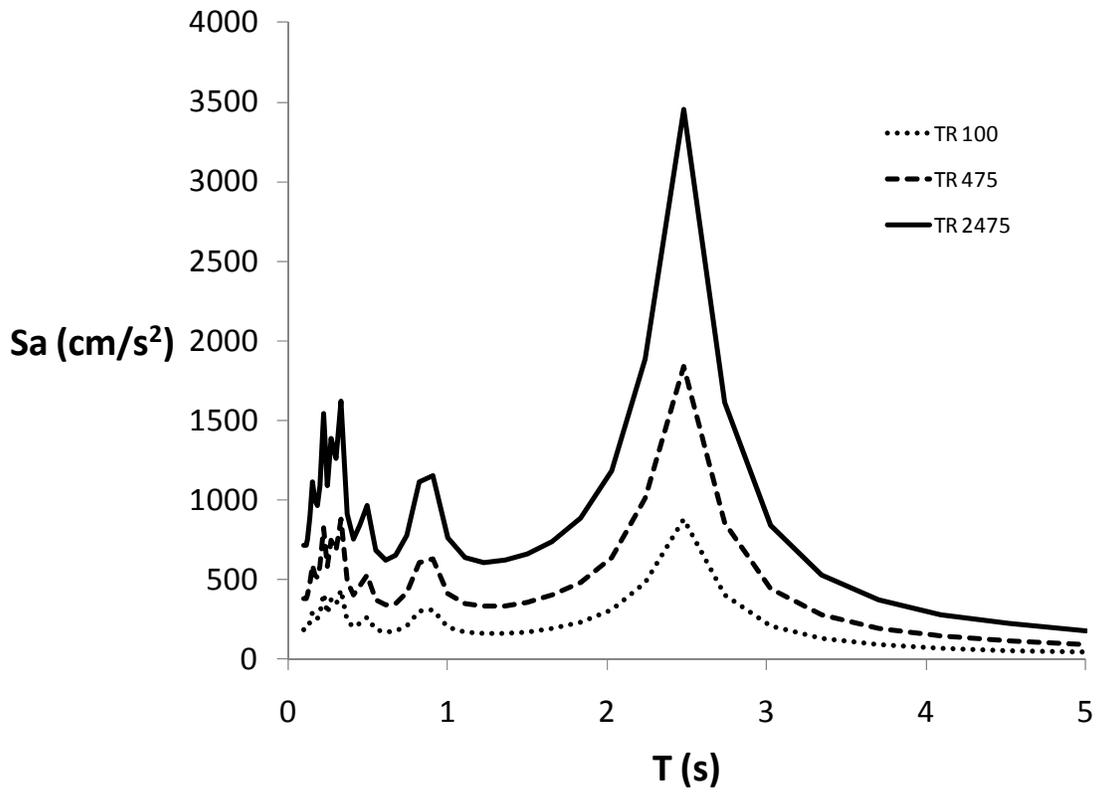


Figura 2.9.- Espectros de respuesta del sitio A calculados con $|H_s(T)|$ lineal.

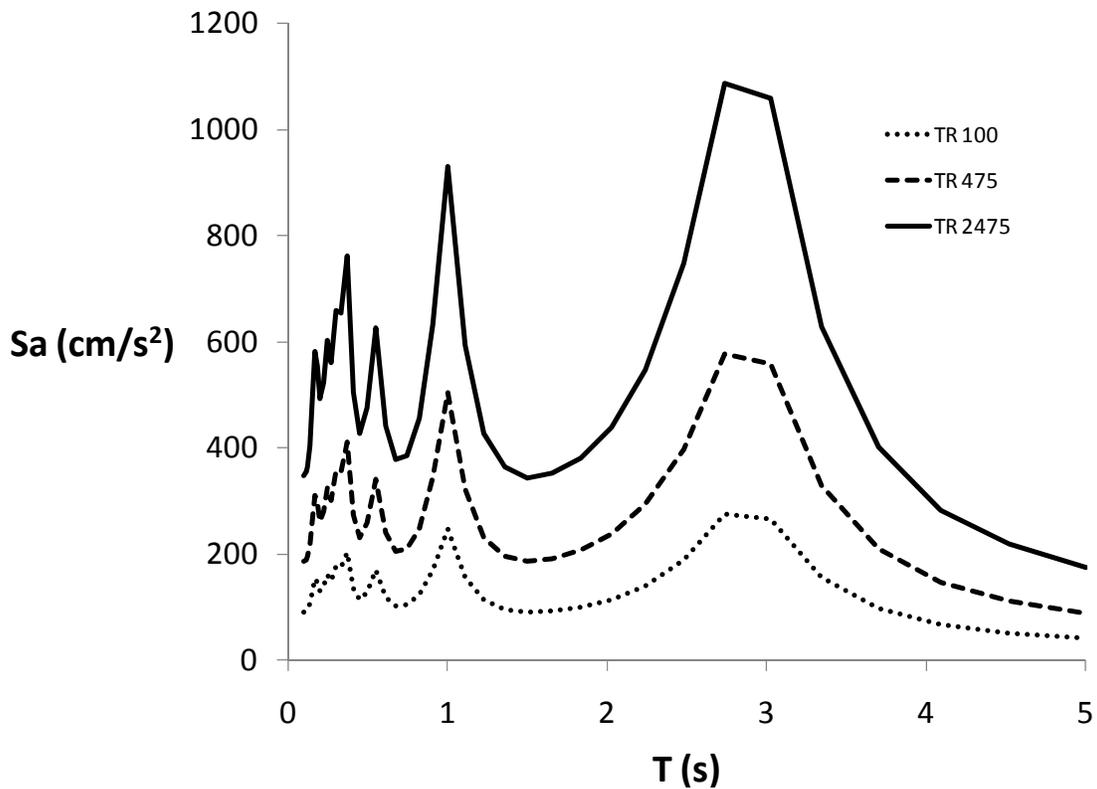


Figura 2.10.- Espectros de respuesta del sitio A calculados con $|H_s(T)|$ no-lineal.

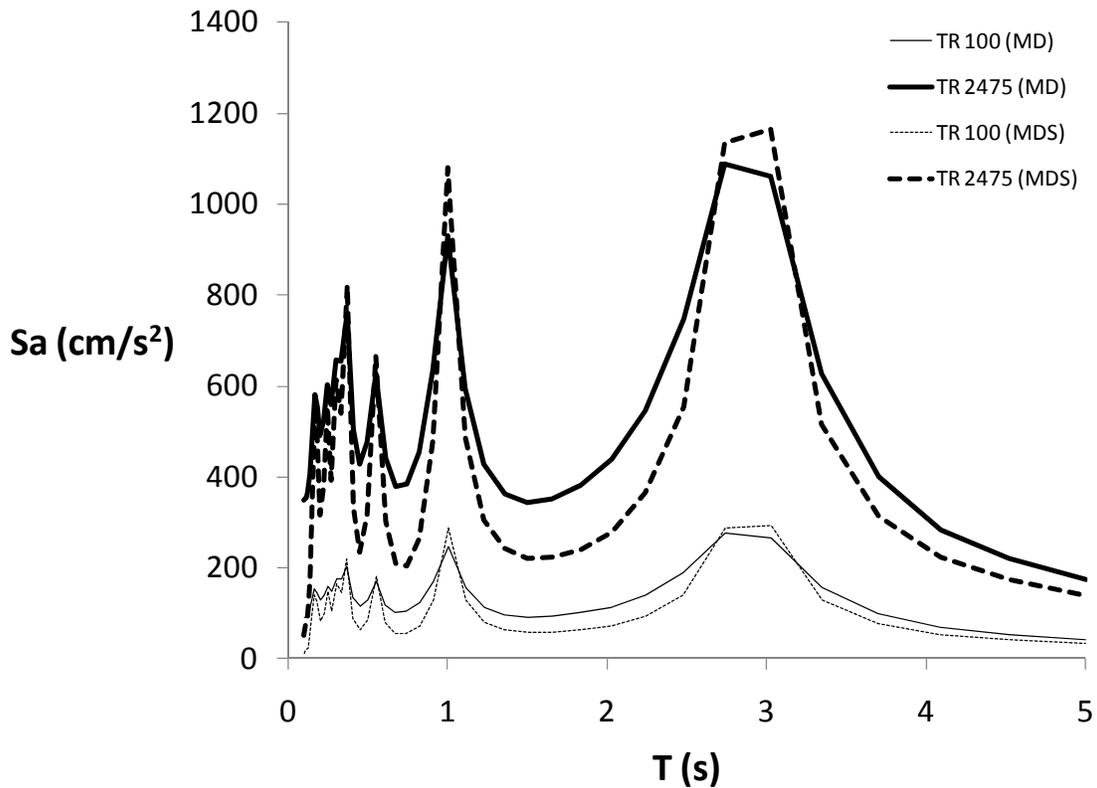


Figura 2.11.- Espectros de respuesta del sitio A calculados para el MD y MDS.

2.2.4 Resultados Sitio B

El procedimiento aplicado para este ejemplo es similar al realizado para el sitio A en lo referente al procedimiento y los periodos de análisis. La duración en roca y en superficie se estima para un periodo del sitio T_s igual a 1.0 s. Los EPU obtenidos para periodos de retorno de 100, 475 y 2475 se muestran en la figura 2.12.

Para obtener los EPU en superficie se aplica el MD y la ecuación 2.22 para estimar la duración del movimiento en roca y superficie para un periodo de sitio igual a 1 seg, que resulta del cálculo de la función de transferencia lineal. Para la función de transferencia lineal se ha utilizado un amortiguamiento del 3% en todos los estratos y el semiespacio rocoso.

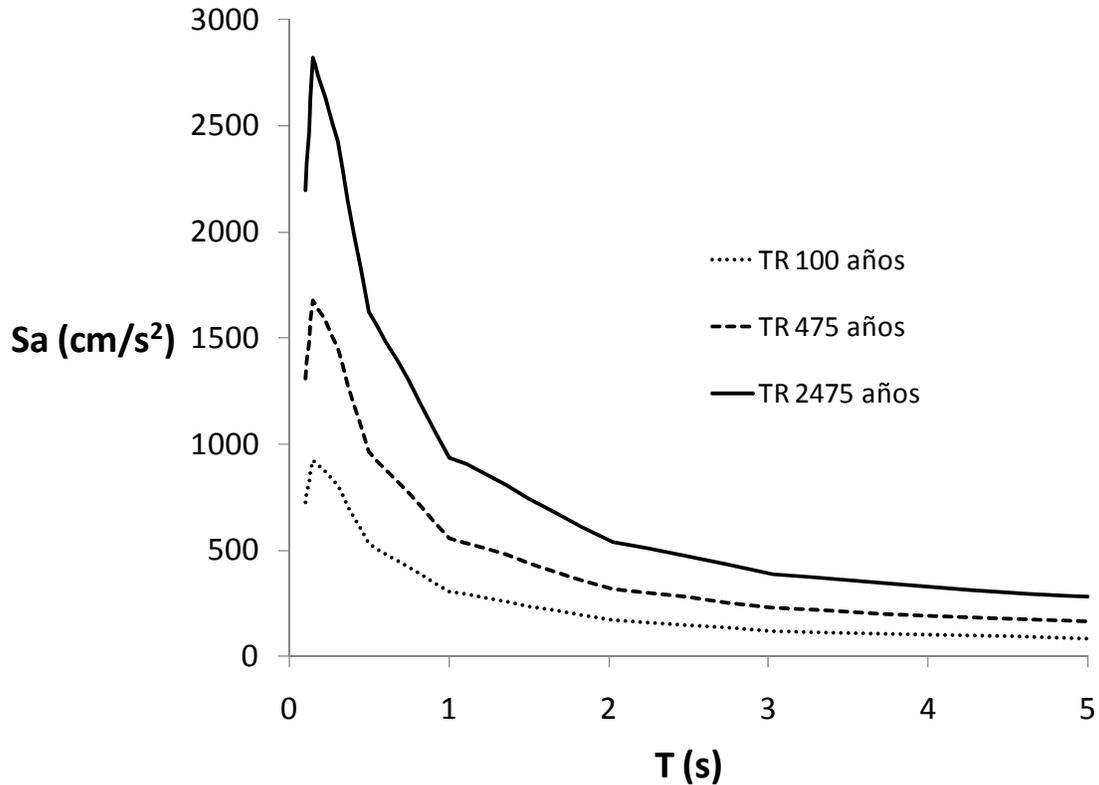


Figura 2.12.- Espectros de peligro uniforme en roca del sitio B.

La figura 2.13 muestra las funciones de transferencia lineal y no lineal para la relación de atenuación en roca de sismos de subducción a lo largo de la costa del Pacífico de magnitud M^* igual a 7.5 y distancia R^* de 35 Km que se determina a partir del análisis de desagregación. Para definir la relación de atenuación en roca se revisó la contribución por fuente de las tasas de excedencia determinándose que el peligro para las intensidades de los espectros de peligro uniforme de interés está dominado por una fuente de subducción.

En la figura 2.14 se indican los factores $F_{S/R}^*(T)$ calculados a partir de las funciones de transferencia del sitio $|H_s(T)|$ lineal y no-lineal. En las figuras 2.15 y 2.16 se indican los espectros de peligro uniforme con efectos de sitio resultantes de aplicar los factores $F_{S/R}^*(T)$ de la figura 2.14. Al igual que para el sitio A, se ha considerado que la desviación estándar del logaritmo de la mediana de aceleración en superficie es la misma que se tiene en roca.

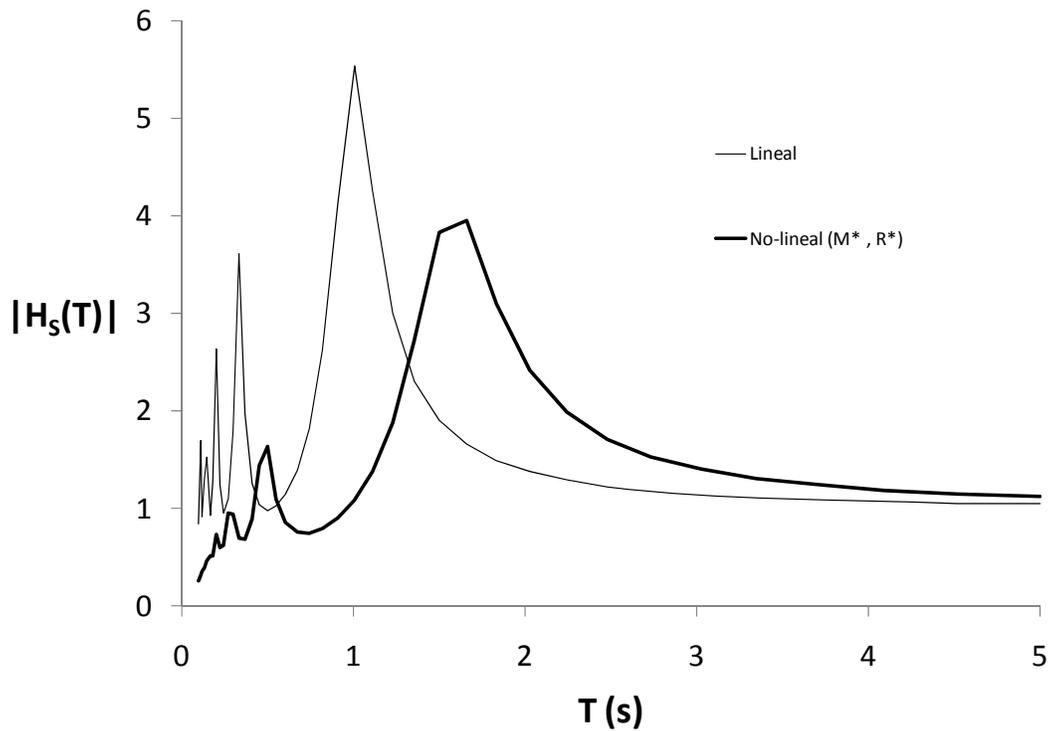


Figura 2.13.- Funciones de transferencia lineal y no-lineal del sitio B.

Las figuras 2.16 y 2.17 presenta los resultados de aplicar los factores $F_{S/R}^*(T)$ lineal y no-lineal, respectivamente. La figura 2.18 presenta los resultados de aplicar el MDS para el caso no-lineal, los cuales muestran un comportamiento similar al del ejemplo A en el que las intensidades máximas o picos del espectro de peligro uniforme obtenido con el MD y el MDS son muy similares.

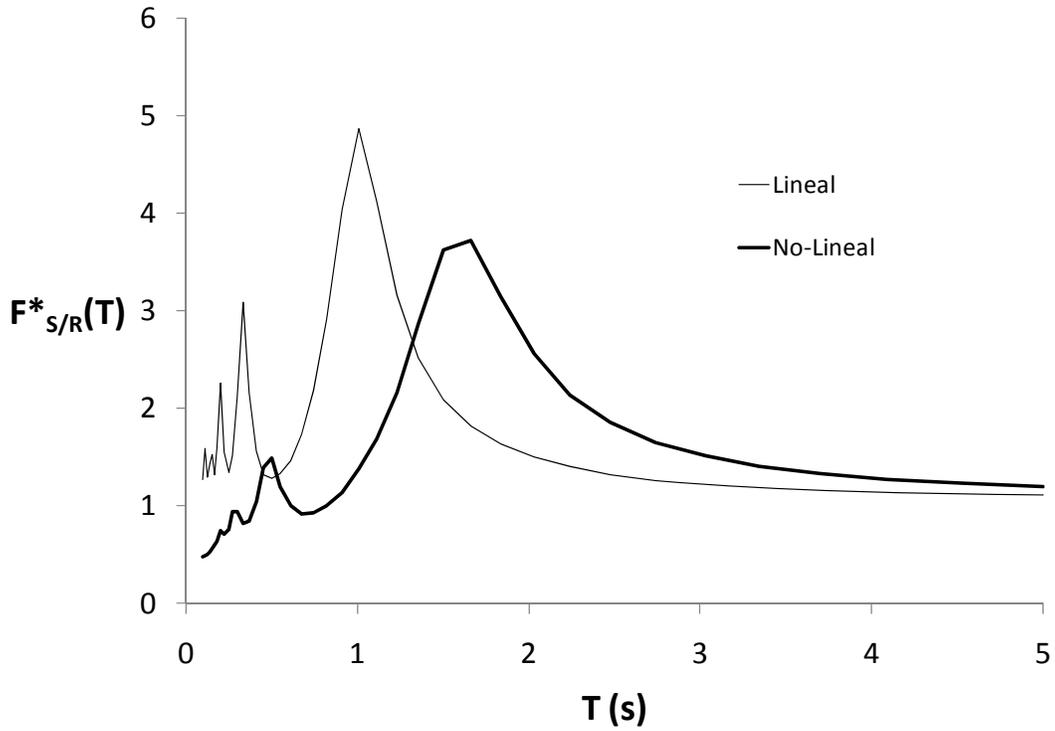


Figura 2.14.- Factor $F^*_{S/R}(T)$ para el sitio B calculado a partir de la función de transferencia del sitio $|H_s(T)|$ lineal y no-lineal.

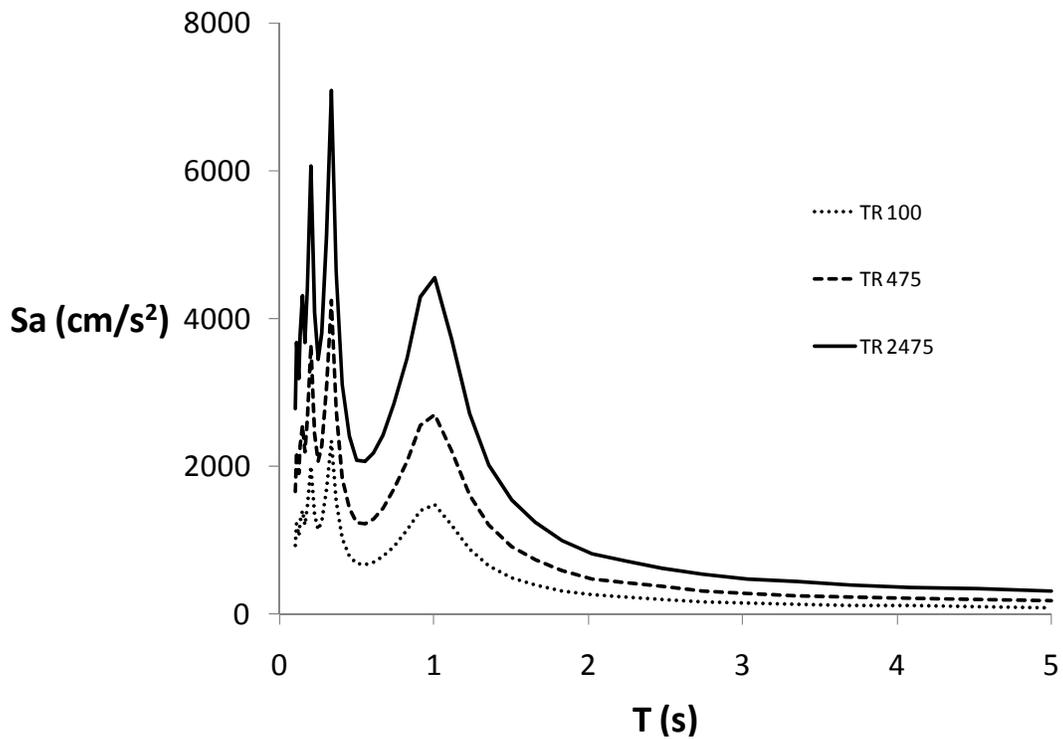


Figura 2.15.- Espectros de respuesta del sitio B calculados con $|H_s(T)|$ lineal.

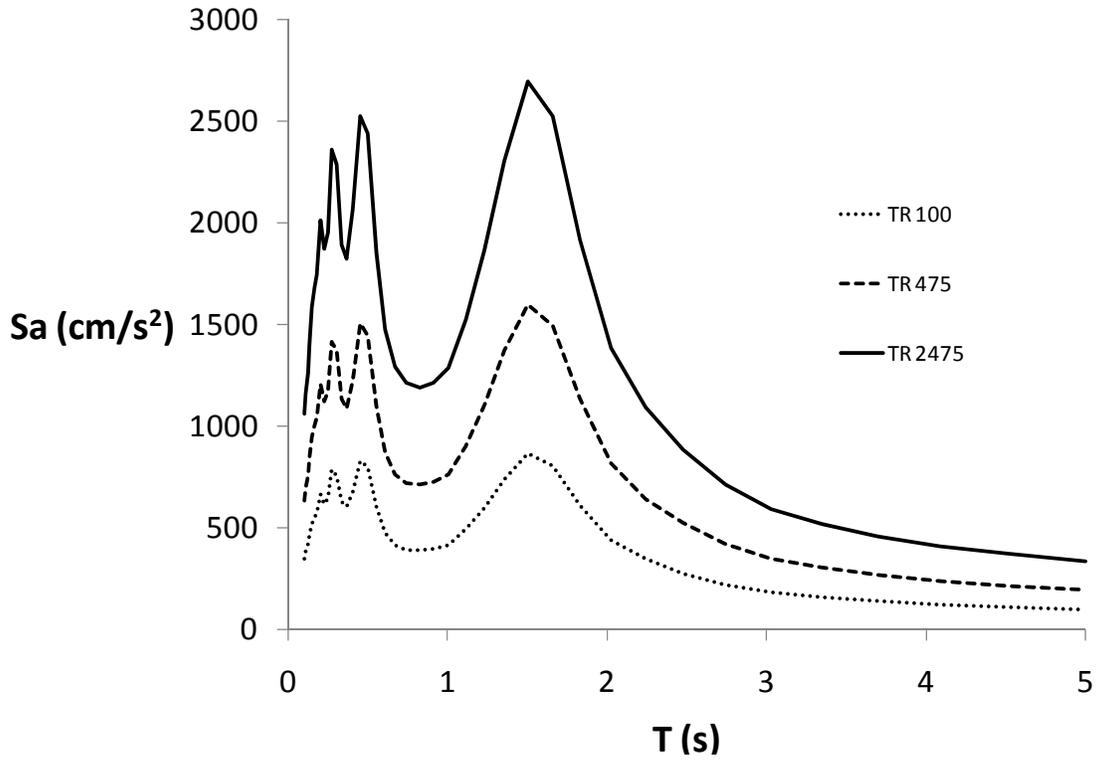


Figura 2.16.- Espectros de respuesta del sitio B calculados con $|H_s(T)|$ no-lineal.

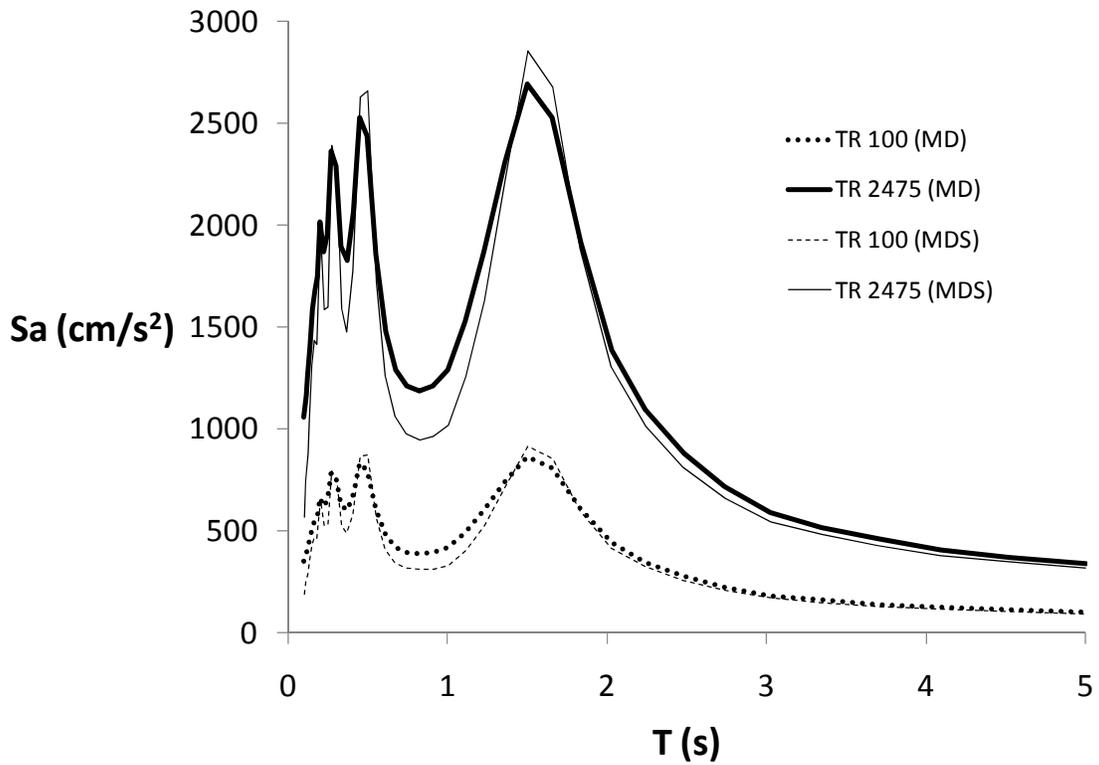


Figura 2.17.- Espectros de respuesta calculados para el MD y MDS.

Capítulo 3

Método General (MG) basado en relaciones de atenuación espectral existentes para roca

3.1 Teoría

El método general (MG) aplica la teoría de vibraciones aleatorias y la función de transferencia de aceleración del terreno entre la base rocosa y la superficie del terreno para poder estimar relaciones de atenuación que tomen en cuenta los efectos de sitio. Para la aplicación del método propuesto el usuario requiere lo siguiente: (a) Una relación de atenuación espectral existente para roca; (b) Una adecuada descripción del perfil estratigráfico del sitio; (c) la forma de estimar la duración del movimiento (en roca y superficie) para los eventos considerados en la relación de atenuación. Básicamente, el método propuesto consta de los siguientes pasos:

- (i) Para una magnitud y distancia dadas, obténgase el espectro de respuesta con las medianas de intensidad para cada periodo de análisis, utilizando la relación de atenuación espectral existente en terreno firme o roca.
- (ii) A partir de este espectro de respuesta y la estimación de la duración de la fase intensa, calcúlese en la forma en que se describe posteriormente, el espectro de amplitud de Fourier (EAF) de la aceleración del terreno.
- (iii) Determine la respuesta del sitio a través del cálculo lineal o no-lineal de la función de transferencia del sitio. En este trabajo se aplica el modelo de propagación unidimensional de ondas de corte; sin embargo pueden aplicarse métodos más refinados (2D, 3D, etc.) siempre y cuando la respuesta del sitio permita estimar la función de transferencia descrita en el paso siguiente.
- (iv) Con la función de transferencia calculada en el tercer paso, y la estimación de la duración de la fase intensa en superficie, calcule el EAF con efectos de sitio y su espectro de respuesta asociado, el cual es considerado como la mediana de intensidad para los distintos periodos de análisis dadas la magnitud y distancia utilizadas.

Si el proceso se repite para diferentes combinaciones de magnitud y distancia, los espectros de respuesta resultantes constituyen las relaciones de atenuación

espectrales para el sitio, que pueden ser utilizadas posteriormente en un estudio de peligro sísmico. La figura 3.1 muestra el proceso de aplicación del método propuesto.

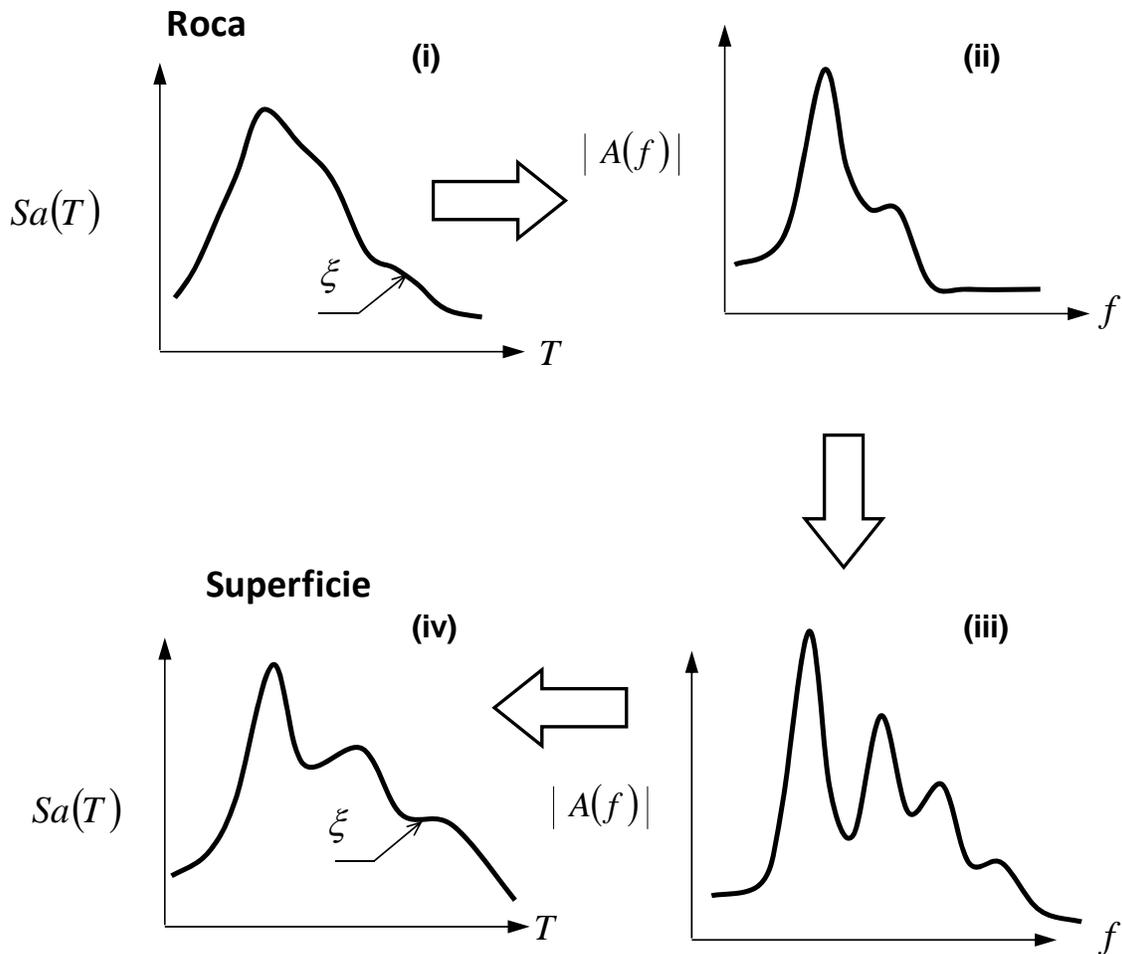


Figura 3.1.- Proceso de aplicación del MG.

A continuación se indican los aspectos teóricos relevantes del método propuesto.

3.1.1 Relación entre la FDE de aceleración del terreno y el espectro de respuesta

Existen diversos métodos para estimar la función de densidad espectral (FDE) de aceleración del terreno a partir de un espectro de respuesta (Kaul, 1978; Der Kiureghian y Neuenhofer, 1991; Park, 1995). La relación entre la FDE de aceleración del terreno y su EAF es ampliamente conocida:

$$|A(f)| = \sqrt{\pi D G(f)} \quad (3.1)$$

donde $|A(f)|$ es el EAF, $G(f)$ es la FDE de aceleración del terreno y D es la duración de la fase intensa en la que el proceso se considera estacionario.

En el presente trabajo se utiliza el método de Der Kiureghian y Neuenhofer (1991) y los factores pico de Cartwright y Longuet-higgins (1956) para estimar la FDE de aceleración del terreno dado un espectro de respuesta.

El método de Der Kiureghian y Neuenhofer comienza asumiendo que la FDE objetivo es un proceso estacionario de ruido blanco; después se desarrolla un proceso iterativo a partir de la ecuación 3.2 hasta lograr la convergencia deseada para la FDE de aceleración del terreno. El factor de corrección involucrado en cada iteración es controlado por la relación del espectro de respuesta del desplazamiento relativo objetivo $SD(f)$, y el espectro calculado por teoría de vibraciones aleatorias $\overline{SD}(f)$, es decir:

$$G_{i+1}(f) = G_i(f) \left[\frac{SD(f)}{\overline{SD}(f)} \right]^2 \quad (3.2)$$

El método propuesto requiere del cálculo de los momentos espectrales y el factor pico que se detalla en el apéndice A. Como una prueba de transparencia del procedimiento, en la figura 3.2.a se muestra el espectro de aceleración horizontal resultante de aplicar la relación de atenuación de Abrahamson y Silva (1997) para un sismo de falla transcurrente de magnitud 7.0 a una distancia de 100 Km. En la figura 3.2.b se indica el EAF que se obtiene al aplicar el método de Der Kiureghian y Neuenhofer (1991) y en la figura 3.2.c se muestra el espectro de respuesta resultante de aplicar la teoría de vibraciones al EAF y el espectro original. Como puede observarse el método de Der Kiureghian y Neuenhofer permite alternar adecuadamente entre un espectro de respuesta dado y su EAF.

Se ha preferido realizar el cálculo de los EAF en lugar de la FDE para la aplicación del MG debido a que es de uso común representar los modelos de fuente y su atenuación a través de los EAF en lugar de su correspondiente FDE. La adecuada relación entre los

EAF calculados y los EAF que resultan de registros reales depende de la correcta estimación de de la duración de fase intensa y por lo tanto dicha variable es de gran importancia en la aplicación del método.

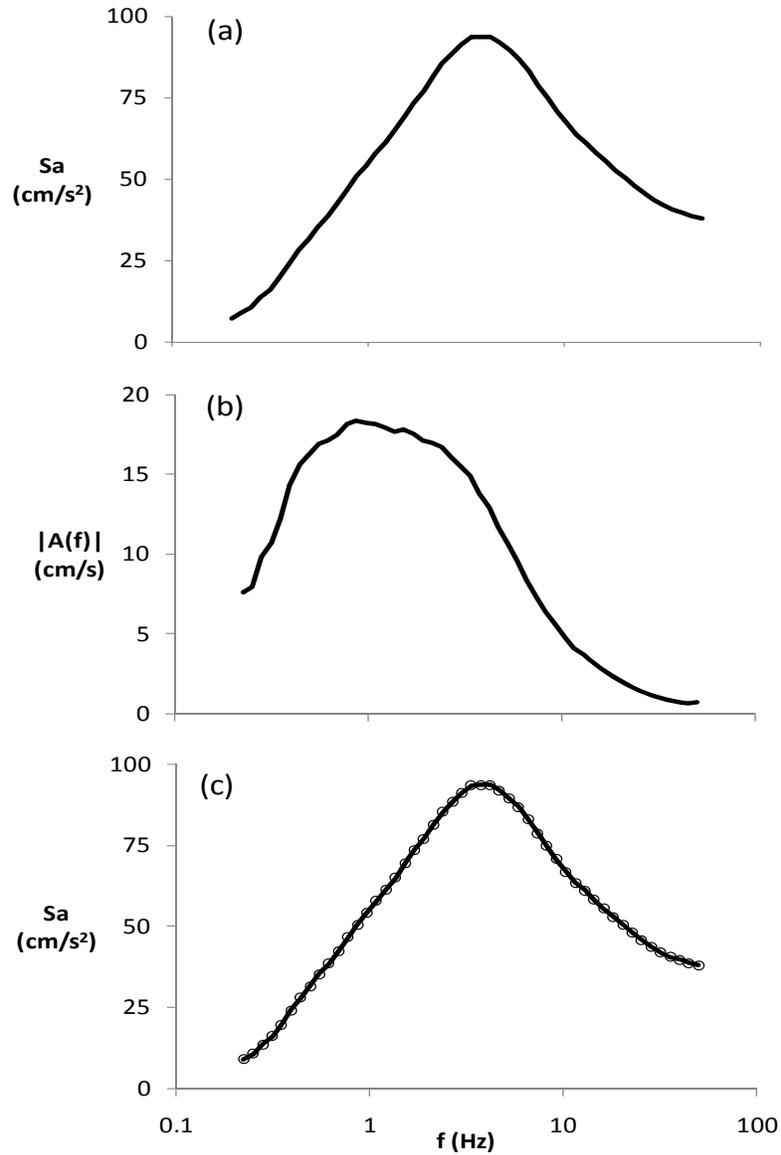


Figura 3.2 Método de Der Kiureghian y Neuenhofer (1991). (a) Espectro de respuesta; (b) EAF de aceleración del terreno; (c) Espectro de respuesta calculado con $|A(f)|$ y teoría de vibraciones aleatorias (círculos) y el espectro original (línea).

3.2 Ejemplos de aplicación

Utilizaremos los mismos sitios A y B del capítulo 2 para aplicar el MG en el cálculo de las relaciones de atenuación espectral con efectos de sitio a partir de las relaciones de atenuación espectral en roca.

3.2.1 Procedimiento de análisis

Paso 1: Espectro de respuesta a partir de una relación de atenuación existente para roca.

El método propuesto asume que la respuesta espectral obtenida con la relación de atenuación en roca es representativa del movimiento en la base de los depósitos de suelo. En los ejemplos se han utilizado las relaciones de atenuación de Ordaz *et al.* (1989); García *et al.* (2005) y Abrahamson y Silva (1997). Como ejemplo, en la figura 3.3 se presenta el espectro de respuesta que resulta de aplicar la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silvia (1997) para un sismo de magnitud M igual a 7.5 a una distancia de 50 Km.

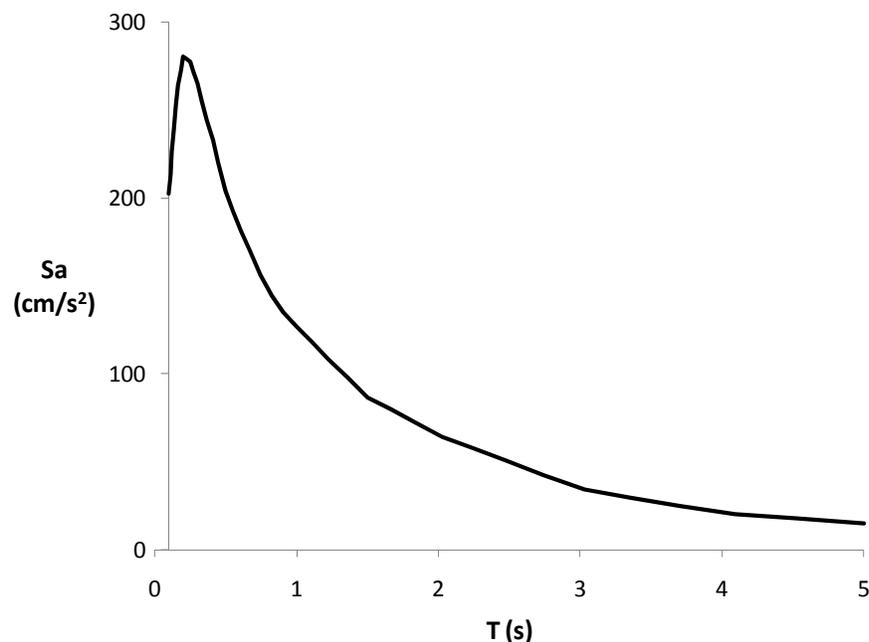


Figura 3.3.- Espectros de respuesta para un sismo de magnitud M igual a 7.5 a una distancia de 50 Km.

Paso 2: Estimación del EAF asociado al espectro de pseudo-aceleración en roca o suelo firme

Para estimar el EAF asociado con el espectro de pseudo-aceleración en roca para la magnitud y distancia seleccionada en el paso 1, ha sido necesario estimar la duración de la fase intensa D . Para este propósito, se ha empleado la ecuación 2.22 desarrollada por Reinoso y Ordaz (2001).

Una vez que el espectro de pseudo-aceleración y las duraciones de la fase intensa para roca y superficie son obtenidos, se calculan las FDE de aceleración del terreno aplicando el método de Der Kiureghian y Neuenhofer a través de la ecuación 3.1 y posteriormente se estima su EAF. En la figura 3.4 se indica el EAF en roca obtenido a partir del espectro de respuesta en roca de la figura 3.3.

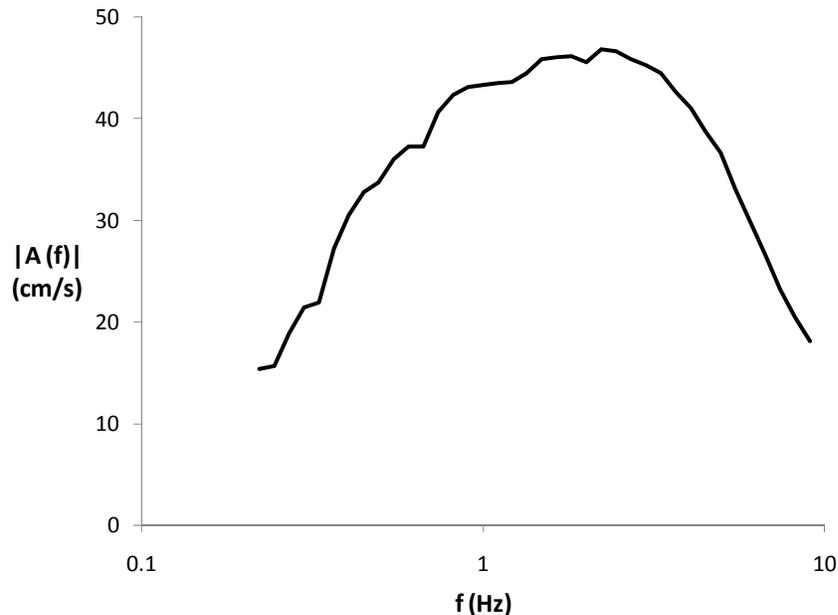


Figura 3.4.- EAF para el sismo de magnitud M igual a 7.5 a una distancia de 50 Km calculado a partir de las relaciones de atenuación de Abrahamson y Silva (1997).

Paso 3: Efectos de sitio – Propagación unidimensional de ondas de corte

Utilizando el EAF asociado al espectro de pseudo-aceleración en roca o terreno firme, se ha calculado la función de transferencia no-lineal a través del modelo de propagación unidimensional de ondas de corte.

Se ha utilizado el perfil del suelo de la figura 2.2 y las relaciones de amortiguamiento y rigidez para el sitio A que se muestran en las figuras 2.4 y 2.5. Se asume en el procedimiento que los efectos de sitio son correctamente simulados por medio de un análisis unidimensional de propagación de ondas de corte y que las incertidumbres en las propiedades dinámicas del suelo pueden ser ignoradas. Para obtener la función de transferencia no-lineal, se ha empleado un modelo lineal equivalente como el empleado por Idriss y Sun (1992) pero en este caso la máxima deformación unitaria para cada estrato en cada ciclo es determinada mediante la teoría de vibración aleatoria y los factores pico de Cartwright y Longuet-Higgins (1956). En la figura 3.5 se presenta la función de transferencia no-lineal resultante para el caso del sismo de magnitud M igual a 7.5 a una distancia de 50 Km para la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997).

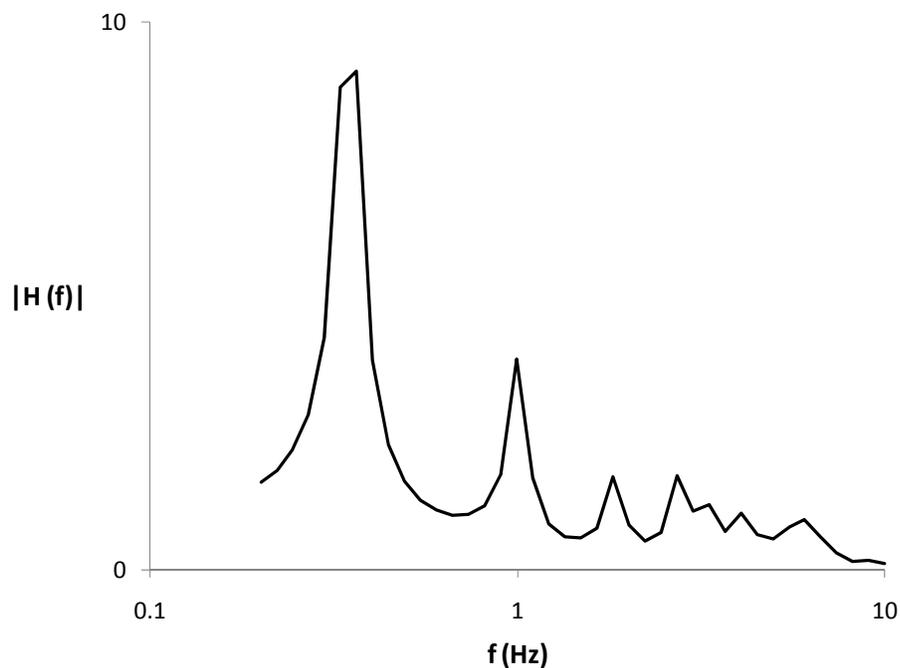


Figura 3.5.- Función de transferencia no-lineal de aceleración del terreno para el sismo de magnitud M igual a 7.5 y una distancia de 50 Km para la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997).

Es relevante indicar, como ya ha sido observado por Silva *et al.* (1991), que un análisis en el dominio de la frecuencia para simular efectos de sitio produce estimaciones más estables que un análisis similar en el dominio del tiempo. La razón principal es que el

análisis en el dominio de la frecuencia es de carácter probabilístico y por ello sus resultados representan un conjunto infinito de análisis similares en el dominio del tiempo.

Paso 4: Cálculo de los espectros de respuesta en superficie

Utilizando el EAF de aceleración en roca, obtenido en el paso 2, y con la función de transferencia no-lineal de aceleración del terreno del paso 3, se ha calculado el EAF de aceleración del terreno en la superficie del sitio.

El espectro de pseudo-aceleración del terreno es calculado utilizando nuevamente la teoría de vibraciones aleatorias y la duración calculada con la ecuación 2.22 utilizando el periodo de sitio de 2.5 segundos. La figura 3.6 muestra el espectro de pseudo-aceleración en superficie resultante de aplicar el MG.

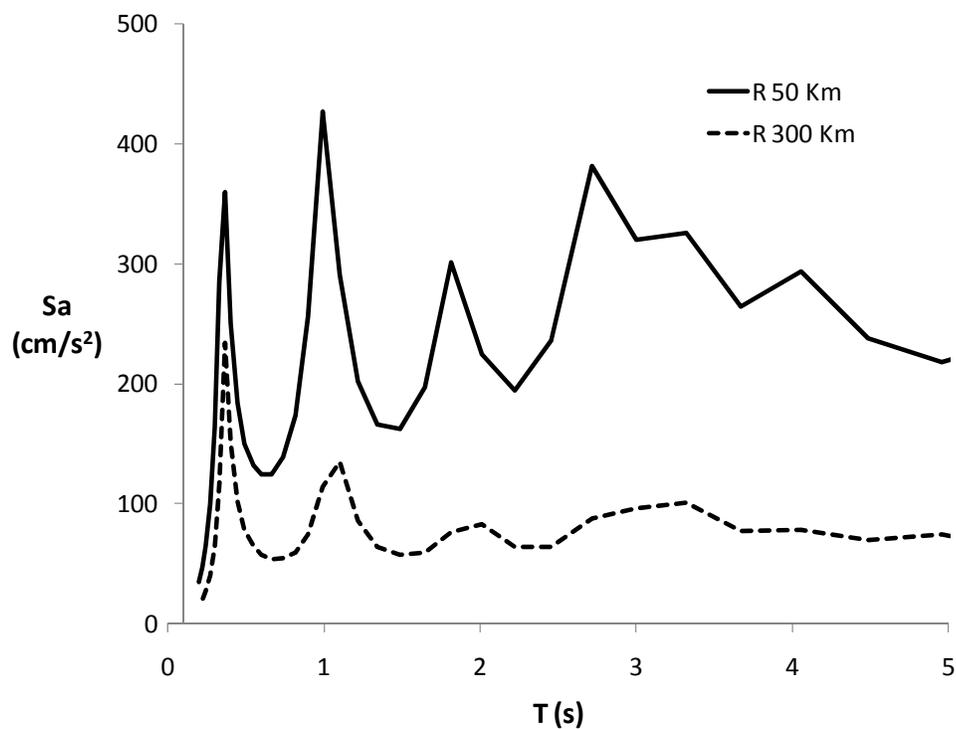


Figura 3.6.- Espectros de respuesta en superficie para un sismo de magnitud M igual a 7.5 a una distancia de 50 Km calculado a partir de la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997).

Este procedimiento debe ser repetido para diferentes combinaciones de magnitud y distancia de interés para construir las relaciones de atenuación espectral en superficie

para el sitio de análisis. Los valores de pseudo-aceleración calculados con el método propuesto son considerados como las medianas de los valores de la relación de atenuación espectral específica del sitio; sin embargo, esta relación no está totalmente determinada hasta que se determine la medida de su aleatoriedad.

Para los ejemplos realizados anteriormente se ha considerado que las desviaciones estándar del logaritmo natural de la intensidad en roca y superficie son iguales.

A continuación se presentan los resultados para los dos sitios de análisis; cabe mencionar que los EPU's que resultan de aplicar las relaciones de atenuación en roca son los mismos del capítulo 2 (ver figura 2.6 para el sitio A y 2.11 para el sitio B).

3.2.2. Resultados Sitio A

Al aplicar el MG utilizando la función de transferencia lineal para el análisis de todas las magnitudes y distancias se obtienen las medianas de la aceleración en superficie a partir de las medianas de aceleración en roca. Con las medianas de la aceleración en superficie se realiza un análisis de peligro sísmico en el cual se ha considerado que la desviación estándar del logaritmo de la mediana de aceleración en superficie para una magnitud M y distancia R es igual a la que se tiene en roca. Los resultados de aplicar una función de transferencia lineal y no lineal se muestran en la figura 3.7 y 3.8, respectivamente. Como puede observarse, en la respuesta lineal se obtienen EPU's con amplitudes mucho mayores a las obtenidas con la función de transferencia no-lineal.

3.2.3. Resultados Sitio B

De manera similar al ejemplo anterior se ha aplicado el MG considerando que la desviación estándar del logaritmo de la mediana de aceleración en superficie para una magnitud M y distancia R es igual a la que se tiene en roca. Los resultados de aplicar una función de transferencia lineal en el análisis se indican en la figura 3.9 y los resultados de aplicar las funciones de transferencia no-lineales en la figura 3.10. De igual forma que lo observado para el sitio A, en la respuesta lineal se obtienen EPU's con amplitudes mucho mayores a las obtenidas con la función de transferencia no-lineal.

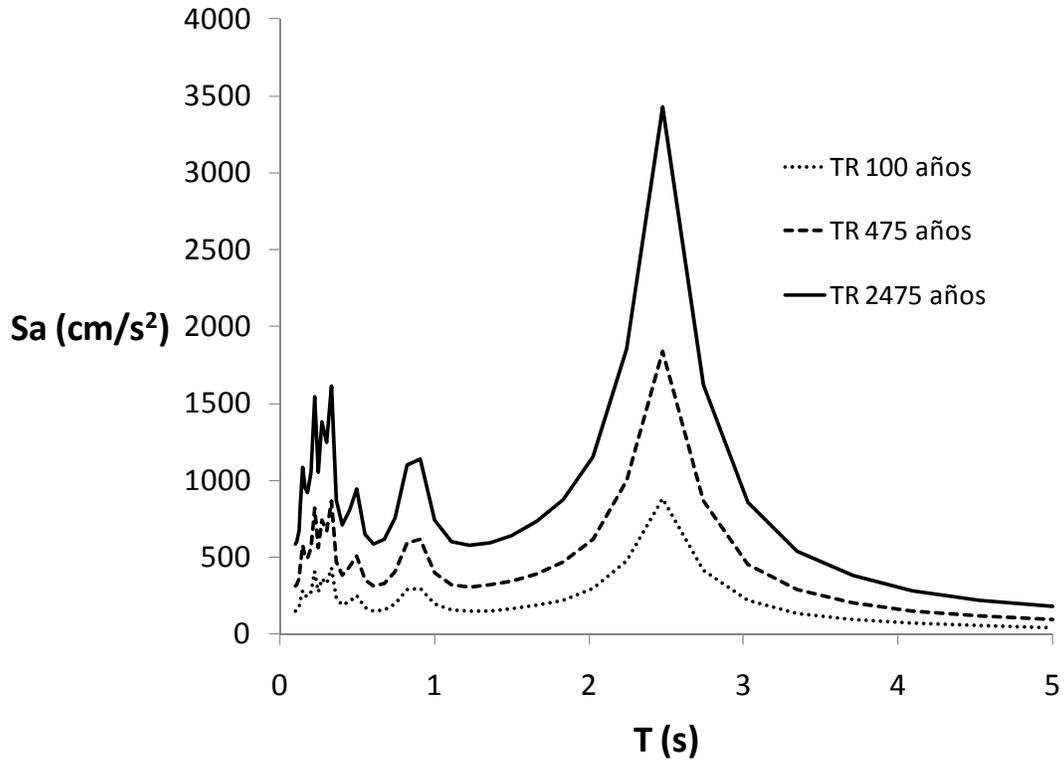


Figura 3.7.- Espectros de respuesta calculados con $|H(f)|$ lineal para el sitio A.

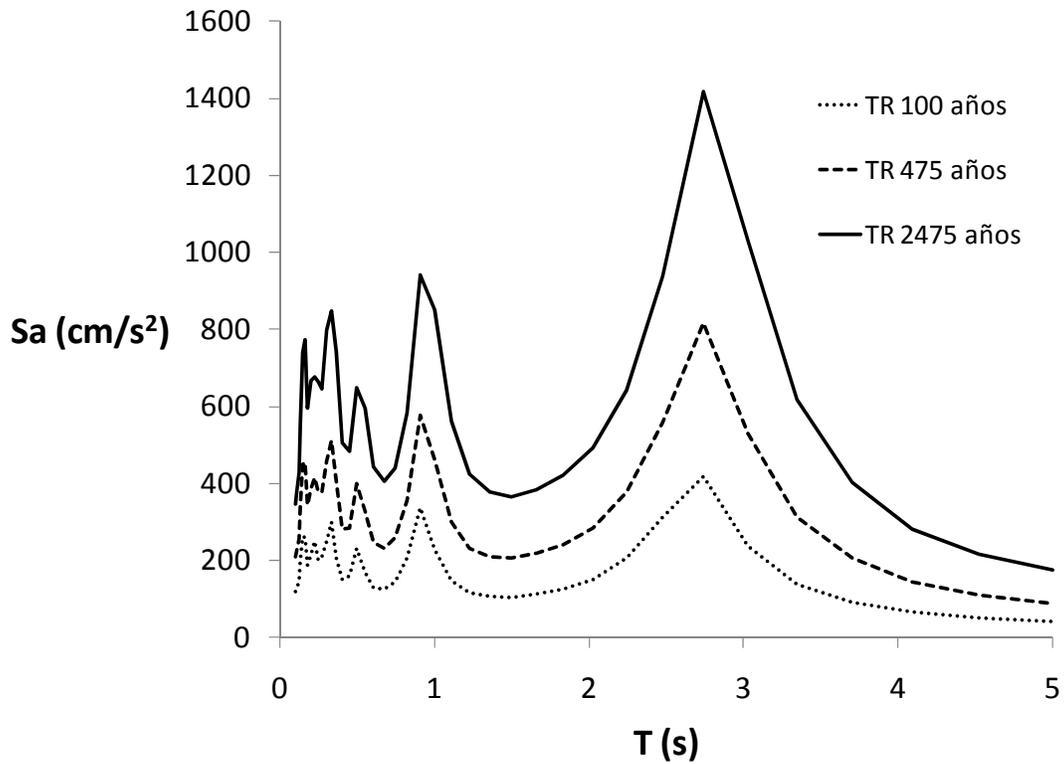


Figura 3.8.- Espectros de respuesta calculados con $|H(f)|$ no-lineal para el sitio A.

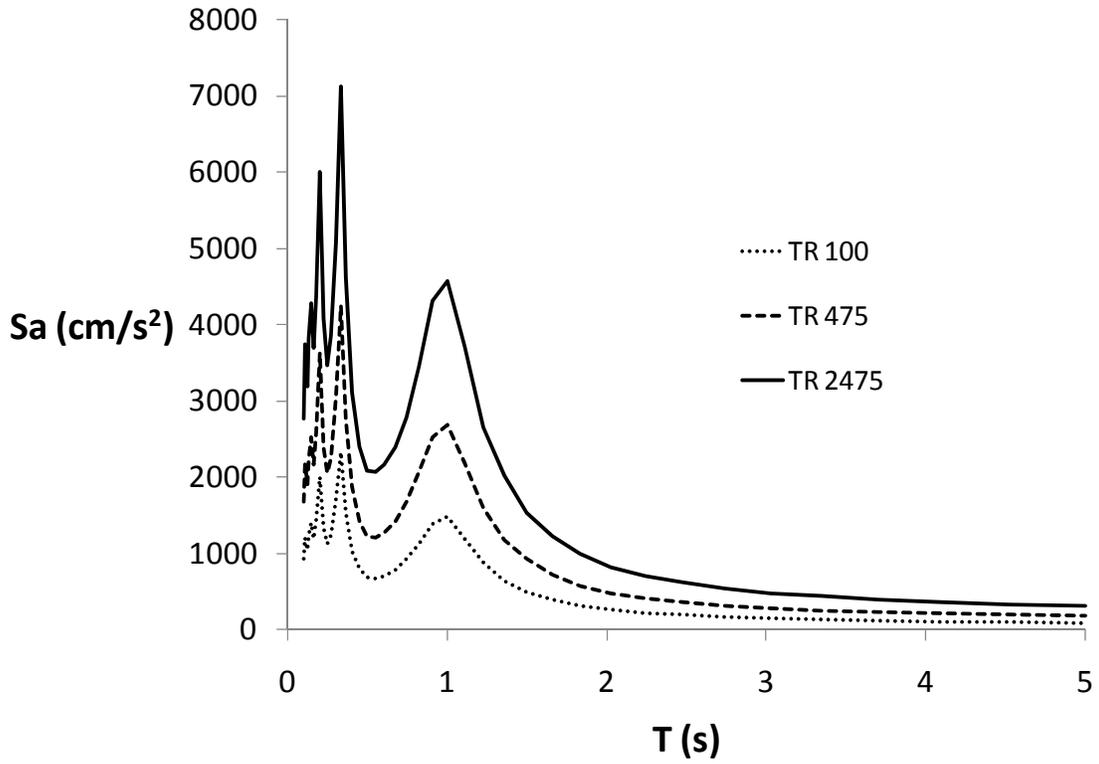


Figura 3.9.- Espectros de respuesta calculados con $|H(f)|$ lineal para el sitio B.

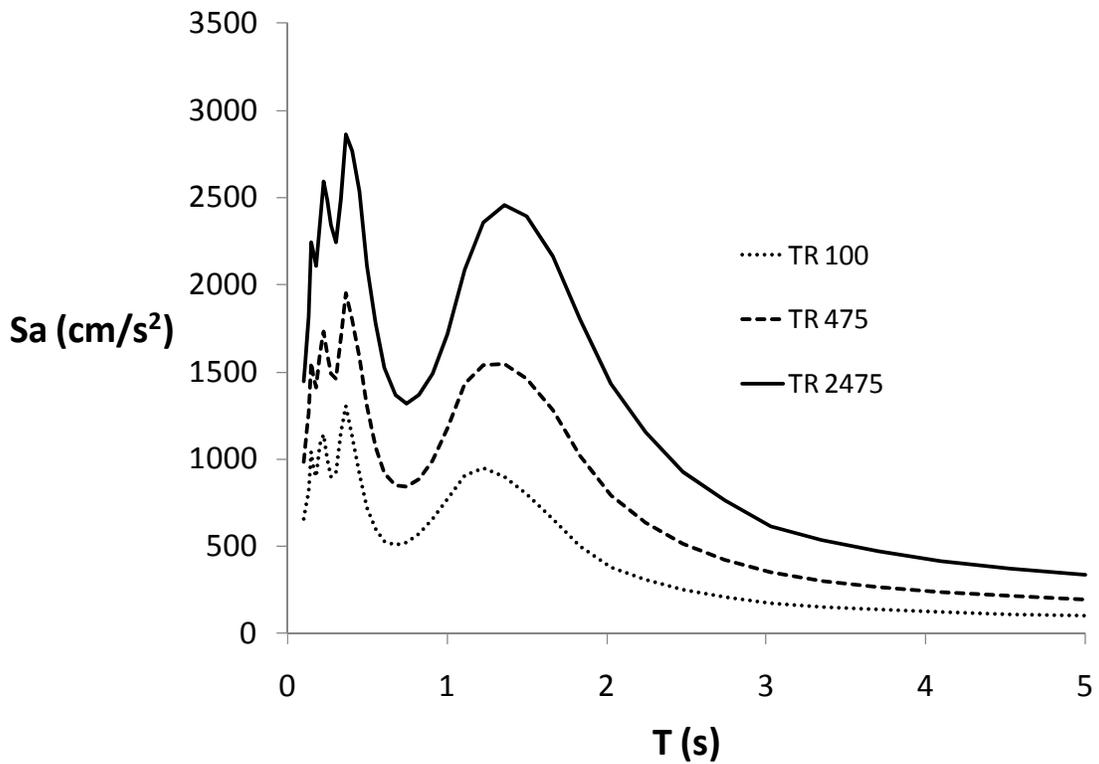


Figura 3.10.- Espectros de respuesta calculados con $|H(f)|$ no-lineal para el sitio B.

3.3 Método General Ampliado (MGA)

Este método es una ampliación en el uso del MG para estimar la desviación estándar de la relación de atenuación con efectos de sitio. Como se había comentado anteriormente, el MG está limitado en cuanto a los valores adecuados para representar la desviación estándar en la relación de atenuación espectral con efectos de sitio. Por esta razón, se ha implementado un procedimiento de simulación que aplica el MG y que permite estimar la desviación estándar para cada magnitud, distancia y periodo estructural del espectro de respuesta. El procedimiento consta de los siguientes pasos:

- a) Generar una serie de números aleatorios x_1, x_2, \dots, x_n con distribución normal estándar (media cero y desviación estándar igual a 1.0) que represente el número de simulaciones de interés.
- b) Definir una magnitud M , y distancia de interés R .
- c) Construir espectros de respuesta para cada número aleatorio a partir de la relación.

$$A_R^i(T) = \exp[x_i \sigma_R(T)] A_R(T) \quad (3.3)$$

donde $A_R(T)$ representa la mediana de aceleración de la respuesta en roca para el periodo estructural de interés para la magnitud y distancia seleccionada en el paso anterior y $\sigma_R(T)$ es la desviación estándar de su logaritmo natural.

- d) Aplicar el MG para cada espectro de respuesta $A_R^i(T)$ y estimar la respuesta con efectos de sitio $A_S^i(T)$.
- e) Calcular los parámetros estadísticos (mediana y desviación estándar del logaritmo natural) de la respuesta con efectos de sitio $A_S^i(T)$.

El procedimiento anterior lleva implícita la total correlación entre cada una de las ordenadas espectrales en roca $A_R(T)$ o bien un coeficiente de correlación igual a uno.

Cabe mencionar que realizaron análisis para una distribución normal multivariada con el coeficiente de correlación ρ_{ij} que se muestra en la ecuación 3.4. Dichos análisis mostraron que el método de Der Kiureghian y Neuenhofer (1991) no presenta una convergencia adecuada en el cálculo de la FDE de aceleración del terreno para valores de λ mayores a 0.1; por ello el método quedo limitado a coeficientes de correlación de 1.0 que se obtienen para λ igual a cero.

$$\rho_{ij} = \exp\left(-\lambda|T_i - T_j|\right) \quad \text{para } \lambda \geq 0 \quad (3.4)$$

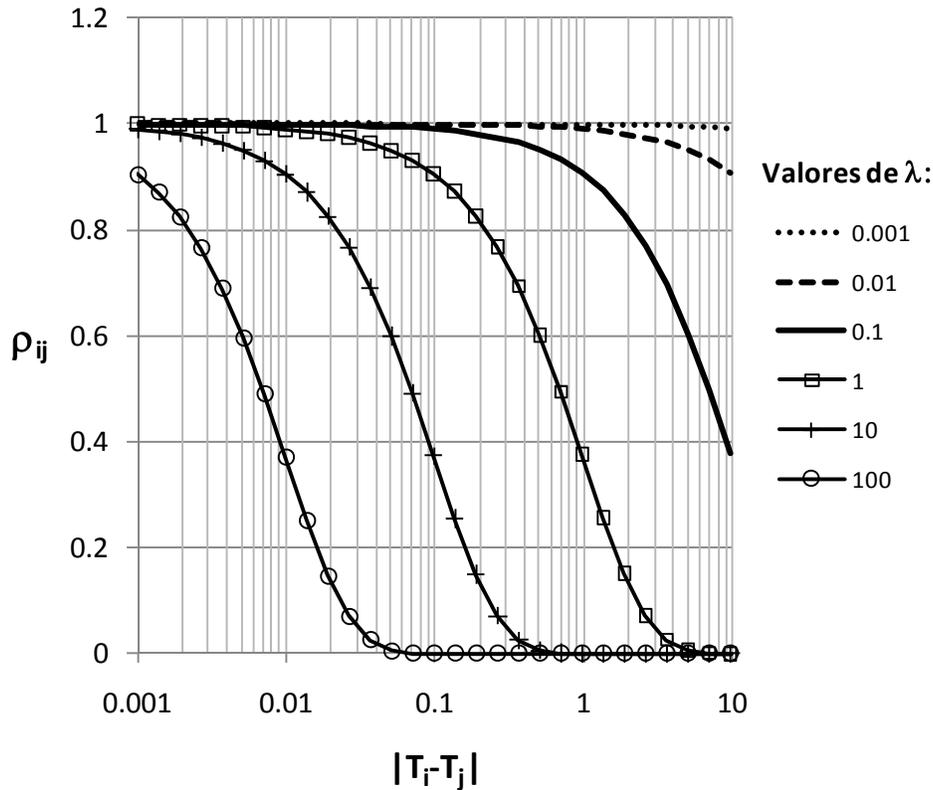


Figura 3.11.- Coeficiente de correlación para distintos valores de λ .

En la figura 3.12 se presenta la desviación estándar σ , obtenida para el sitio A al aplicar el MGA para el caso no-lineal con la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) y un sismo de magnitud M igual a 6 a una distancia R de 150 km.

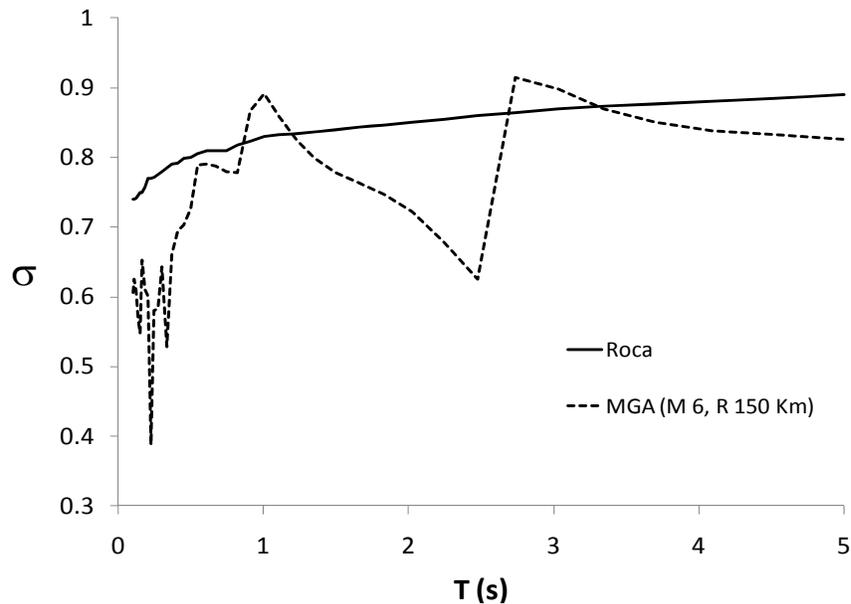


Figura 3.12.- Desviación estándar en superficie para el sitio A obtenida con el MGA para un sismo de magnitud M igual a 6 y distancia R de 150 km.

Como puede observarse en las figuras 3.13 y 3.14 los resultados para el caso lineal no muestran ningún cambio entre el MG y el MGA para los sitios A y B ya que las desviaciones estándar en roca son las mismas que en superficie.

Para el caso no-lineal, en el sitio A que se muestra en la figura 3.15, se tiene una reducción general en las ordenadas de los distintos espectros para periodos menores de 3 segundos y amplificaciones moderadas en periodos mayores a los 3 segundos. Para el sitio B que se muestra en la figura 3.16, se tiene una reducción en las ordenadas para periodos menores a 2 segundos y una amplificación en periodos mayores a dicho periodo. Las diferencias entre los métodos MG y MGA se debe a que reducciones importantes en la desviación estándar que se producen en periodos menores a tres segundos para el sitio A y en dos segundos para el sitio B y amplificaciones moderadas en la desviación estándar se presentaron en periodos mayores a tres segundos para el sitio A y dos segundos para el sitio B.

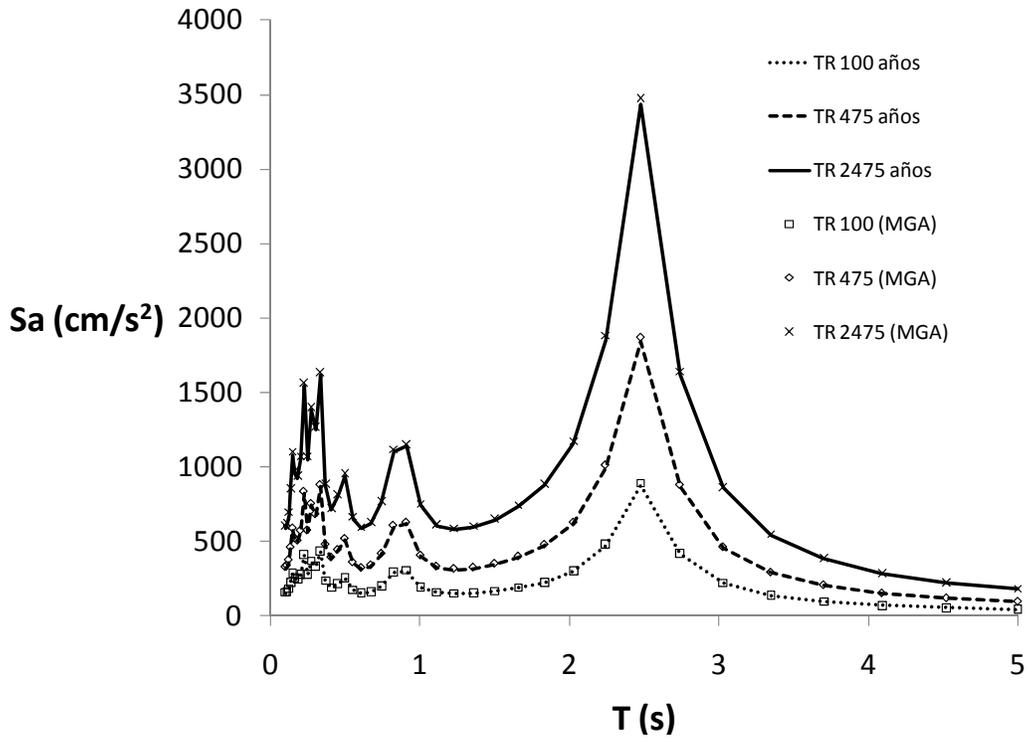


Figura 3.13.- Comparación de los espectros de respuesta del sitio A calculados con la función de transferencia $|H(f)|$ lineal para el MG y el MGA.

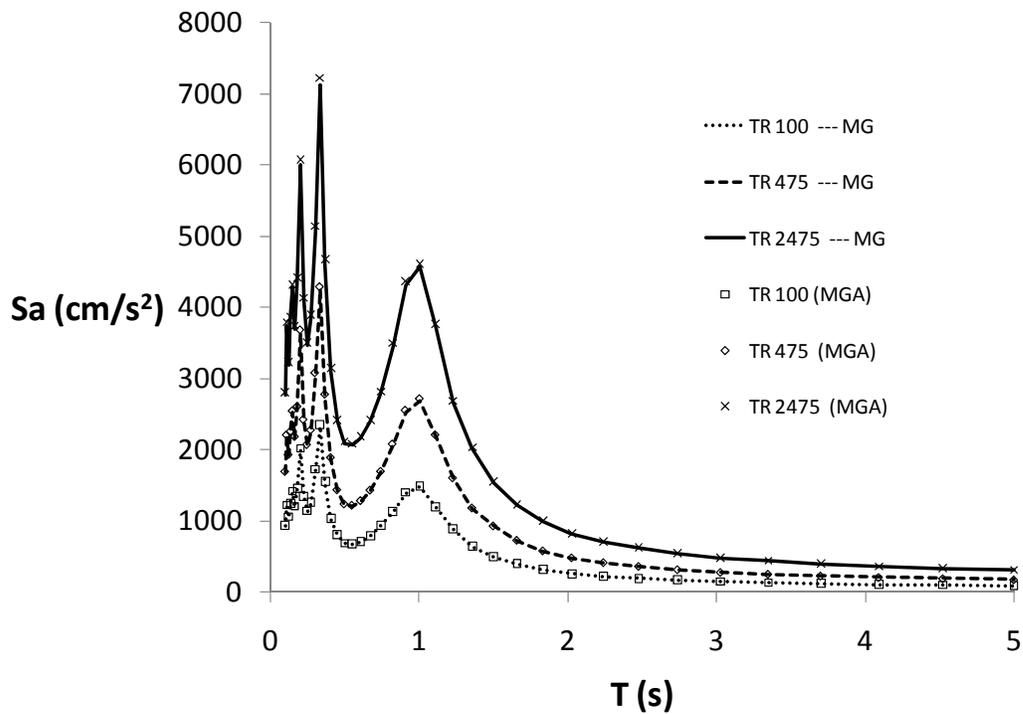


Figura 3.14.- Comparación de los espectros de respuesta del sitio B calculados con la función de transferencia $|H(f)|$ lineal para el MG y el MGA.

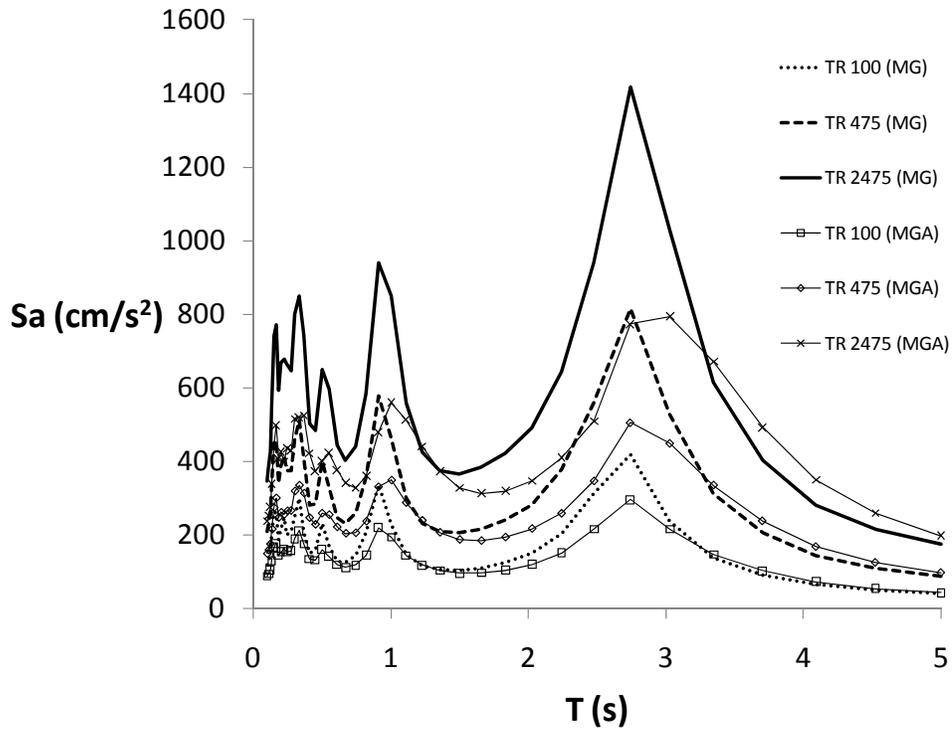


Figura 3.15.- Comparación de los espectros de respuesta del sitio A calculados con la función de transferencia $|H(f)|$ no-lineal para el MG y el MGA.

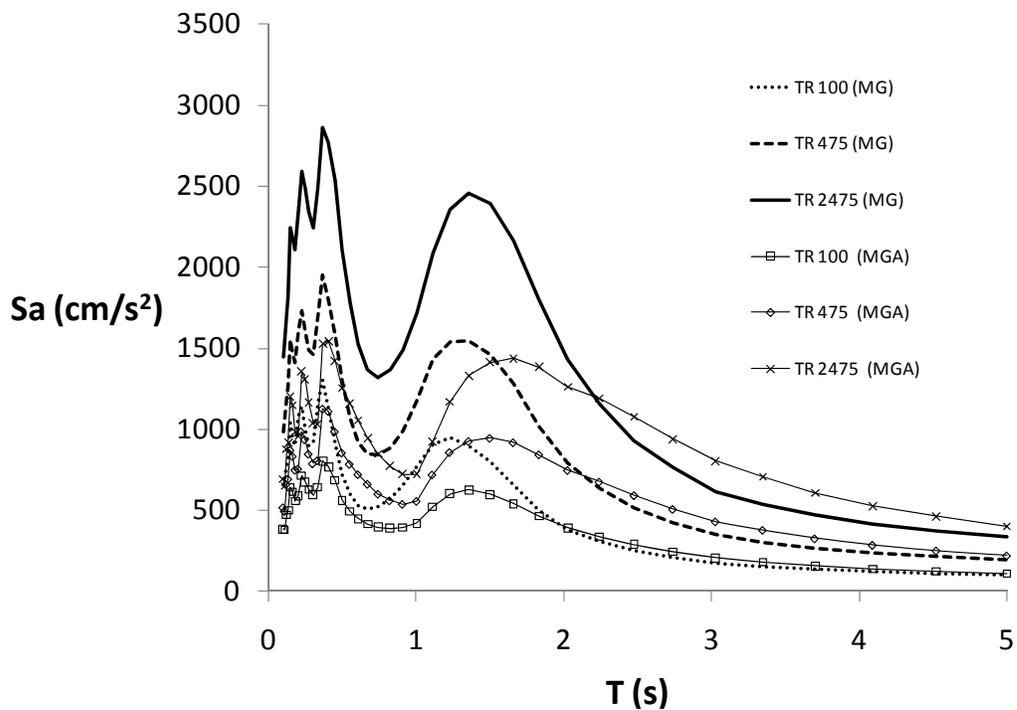


Figura 3.16.- Comparación de los espectros de respuesta del sitio B calculados con la función de transferencia $|H(f)|$ no-lineal para el MG y el MGA.

Capítulo 4

Análisis complementario de resultados

4.1 Resultados del MG y MGA

Como ya se comentó anteriormente, el MGA representa una extensión del MG que permite la evaluación de la mediana y la desviación estándar con efectos de sitio a partir de simulaciones en las amplitudes en roca; dichas simulaciones se pueden realizar tomando en cuenta la distribución de probabilidades de la mediana de las intensidades en roca para los distintos periodos de análisis tal y como se detalla en el capítulo 3.

Tomando como referencia los análisis realizados para los sitios A y B se ha observado que la mediana de la respuesta de interés con efectos de sitio obtenida con el MG puede presentar diferencias significativas al compararla con los resultados del MGA. Las diferencias observadas en los ejemplos de análisis sugieren que las ordenadas varían con la magnitud y distancia pero principalmente con las características dinámicas del sitio. Para ilustrar lo anterior tomemos como ejemplo los resultados del sitio A para la relación atenuación espectral en roca de Abrahamson y Silva (1997) que se presentan en la figura 4.1. La principal diferencias en las medianas obtenidas con el MG y MGA se observan en los picos de las ordenadas de los espectros para los sismos de magnitud 8.5 a distancias de 5 y 150 Km; dichas diferencias disminuyen considerablemente con la magnitud como puede observarse en la misma gráfica para magnitudes de 6 a distancias de 5 y 150 Km.

Resultados similares para el sitio B se presentan en la figura 4.2, en dichos resultados se aprecia una mayor diferencia en la estimación de las medianas de la respuesta entre el MG y el MGA; esta diferencia se atribuye a las características dinámicas del sitio que contribuyen a una mayor no-linealidad en la respuesta del suelo.

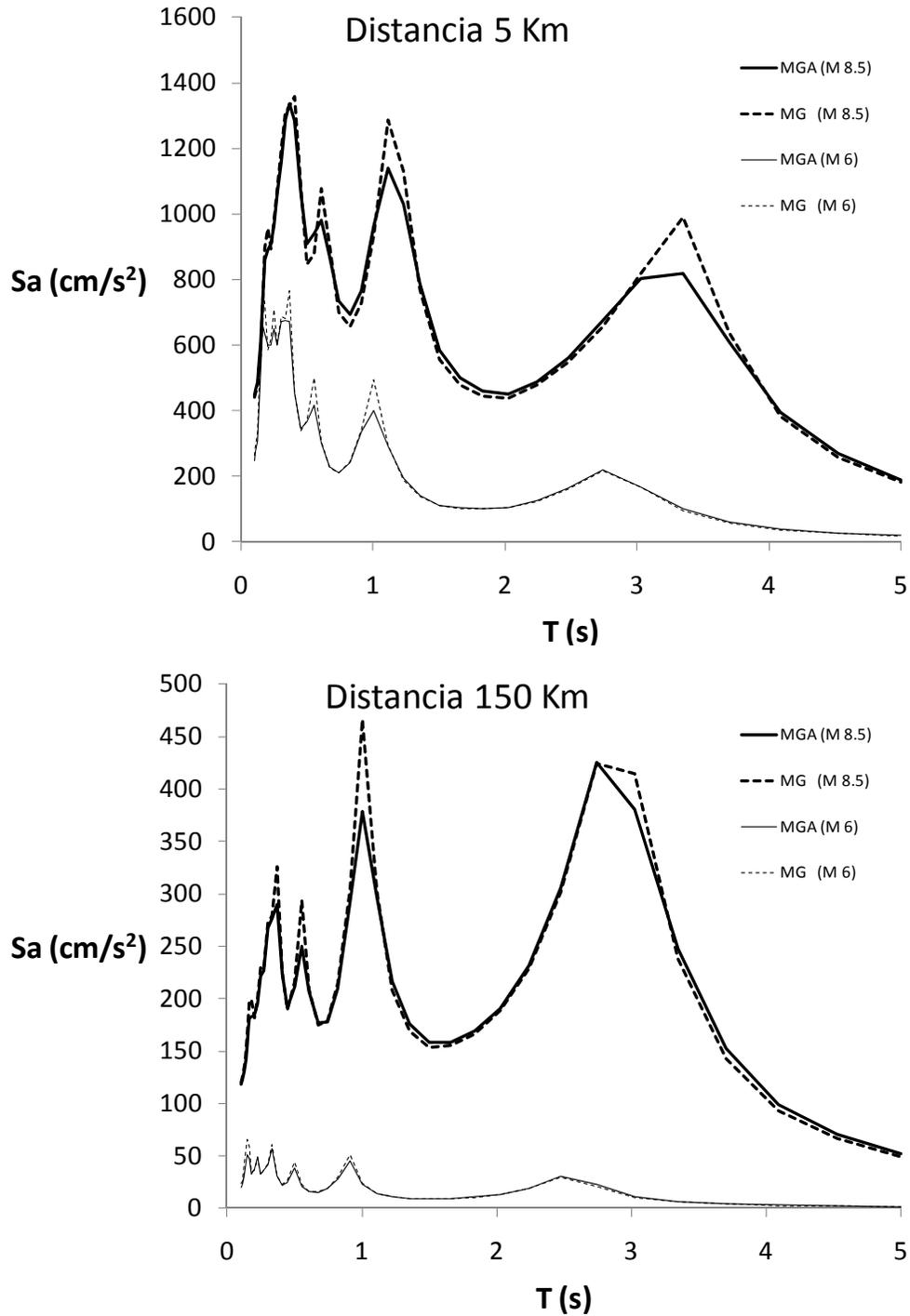


Figura 4.1.- Espectro de medianas para el sitio A aplicando el MG y MGA para la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) para magnitudes de 8.5 y 6 a distancias de 5 y 150 Km.

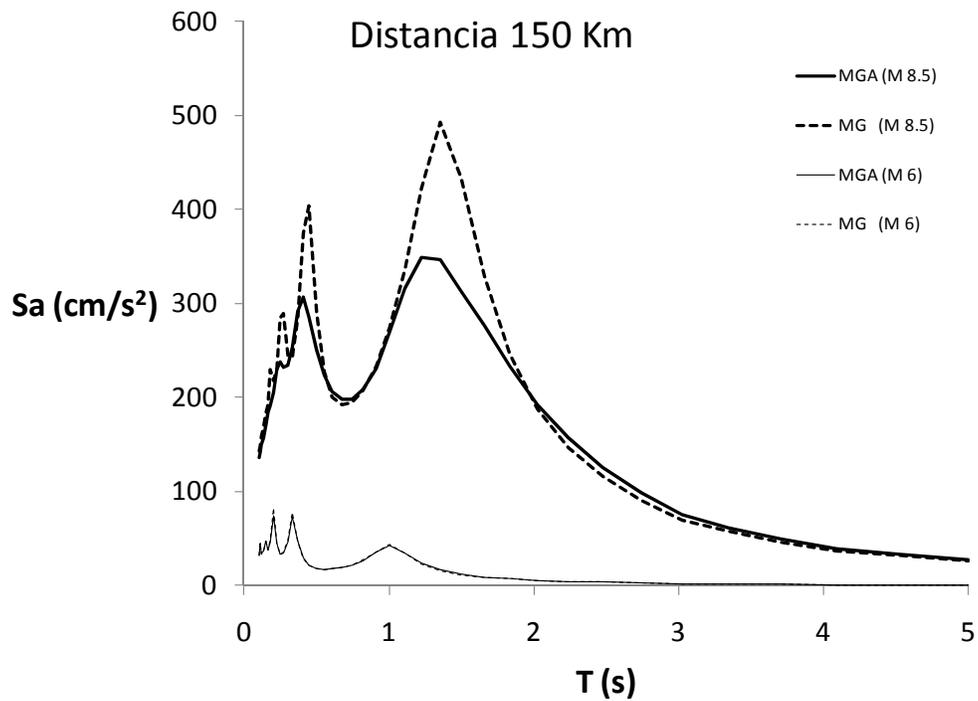
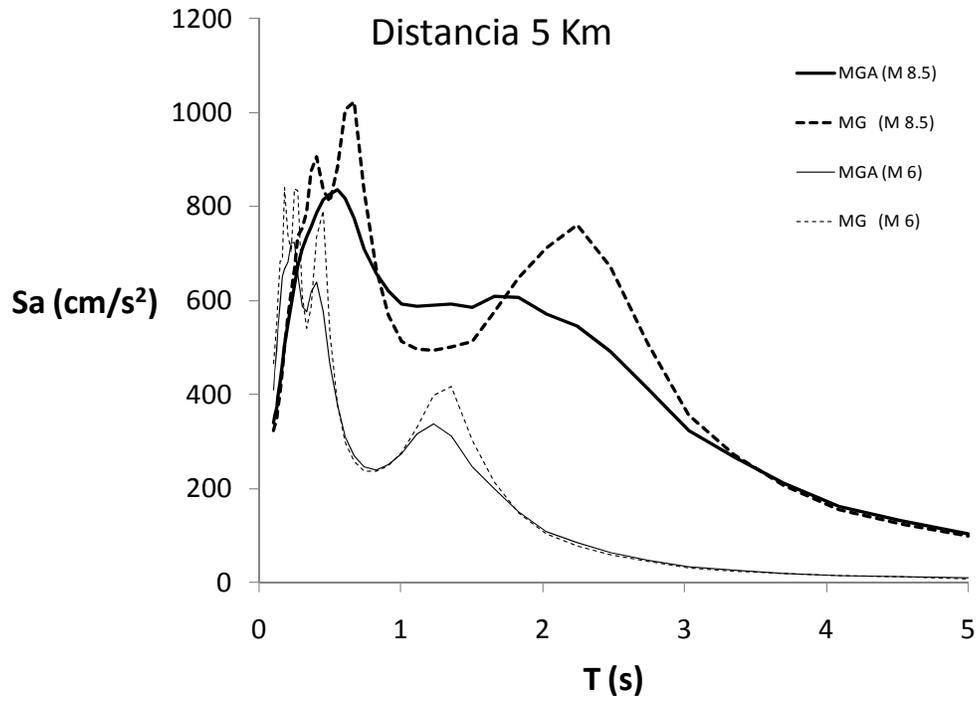


Figura 4.2.-Espectro de medianas para el sitio B aplicando el MG y MGA para la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) para magnitudes de 8.5 y 6 a distancias de 5 y 150 Km.

La ventaja de aplicar el MGA con relación al MG consiste en la posibilidad de estimar la desviación estándar de la relación de atenuación en superficie. Por ejemplo, en las figuras 4.3 y 4.4 se observa la desviación estándar de la relación de atenuación de Abrahamson y Silva (1997) así como la desviación estándar que se obtiene con el MGA para cada magnitud y distancia para los sitios A y B. En ambas figuras se puede apreciar que existe una gran influencia de la respuesta dinámica del sitio en la desviación estándar de la relación de atenuación con efectos de sitio; dicha influencia disminuye conforme la respuesta del sitio se aproxima a un comportamiento lineal tal y como ocurre para el caso del sismo de magnitud 4 a una distancia de 500 Km.

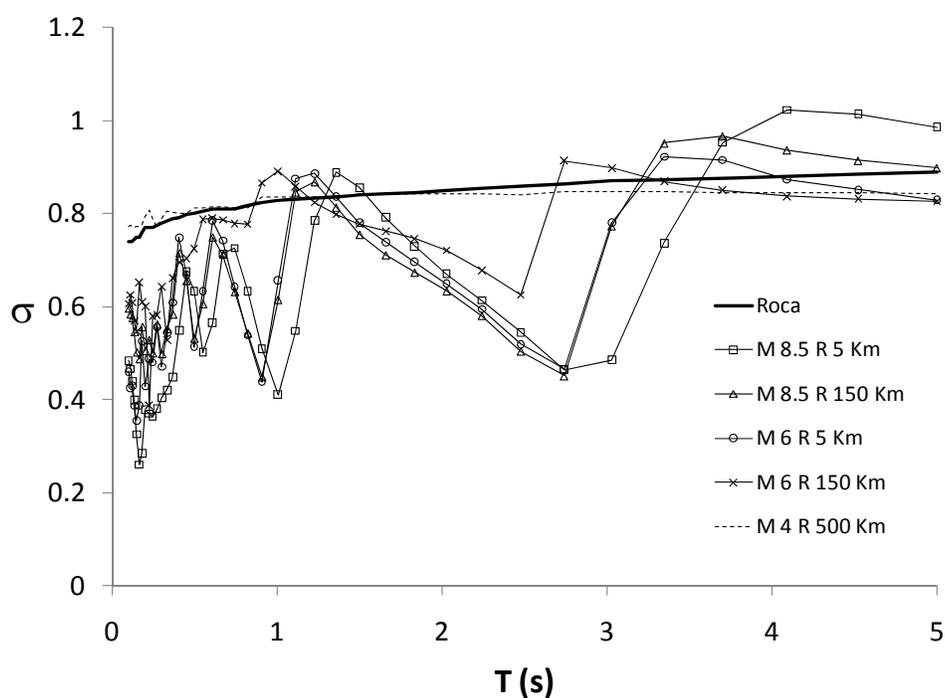


Figura 4.3.- Desviación estándar en roca y con efectos del sitio A para la relación de atenuación de Abrahamson y Silva (1997) con base en los resultados del MGA.

La diferencia en la estimación de la mediana y desviación estándar calculada con el MGA respecto de la obtenida con el MG hace que los EPU obtenidos con ambos métodos presenten diferencias significativas tal y como se ha observado previamente en el capítulo 3 (ver figuras 3.14 y 3.15).

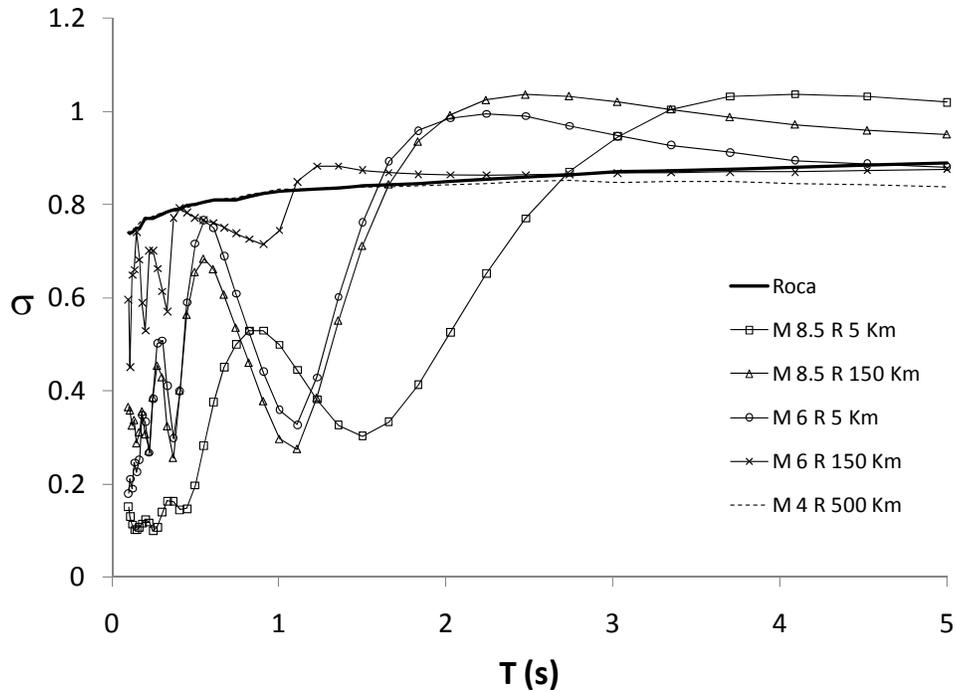


Figura 4.4.- Desviación estándar en roca y con efectos del sitio B para la relación de atenuación de Abrahamson y Silva (1997) con base en los resultados del MGA.

Tanto el MG como el MGA permiten estimar relaciones espectrales con efectos de sitio, pero en su aplicación deben tenerse en cuenta las características del análisis para la correcta determinación de las variables de entrada así como de sus resultados.

- a) Alta dependencia de las propiedades dinámicas del suelo de estudio (espesor, curva de deformación vs rigidez y amortiguamiento).
- b) Resultados basados en el modelo de propagación utilizado (1D, 2D, 3D, etc.).
En el presente estudio esta dependencia corresponde al modelo unidimensional de ondas de corte en estratos horizontales.
- c) Para los casos en que se tenga una alta variabilidad de los estratos del terreno será conveniente realizar análisis para los distintos perfiles del terreno esperados.
- d) El MGA permite calcular las desviaciones estándar por utilizar en las relaciones de atenuación en superficie.

4.1.1 Influencia del factor $a_s(T)/a_R(T)$ en la desviación estándar $\sigma_s(T)$

Al observar las gráficas de la variación de la rigidez y amortiguamiento con la deformación angular del sitio A (figuras 2.4 y 2.5) se puede inferir de manera cualitativa que para distintos niveles de deformaciones angulares se obtendrán distintas amplitudes de la función de transferencia entre la FDE en roca y la FDE superficie y por lo tanto el factor que relaciona la aceleración en superficie $a_s(T)$, con la aceleración en roca $a_R(T)$ para un periodo T dado, no será constante. Para ilustrar lo anterior en las figuras 4.5 y 4.6 se muestran los factores $a_s(T)/a_R(T)$ para periodos de 0.3 y 1.0 s en el sitio A para la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) y un sismo de magnitud M igual a 6 a una distancia R de 150 km.

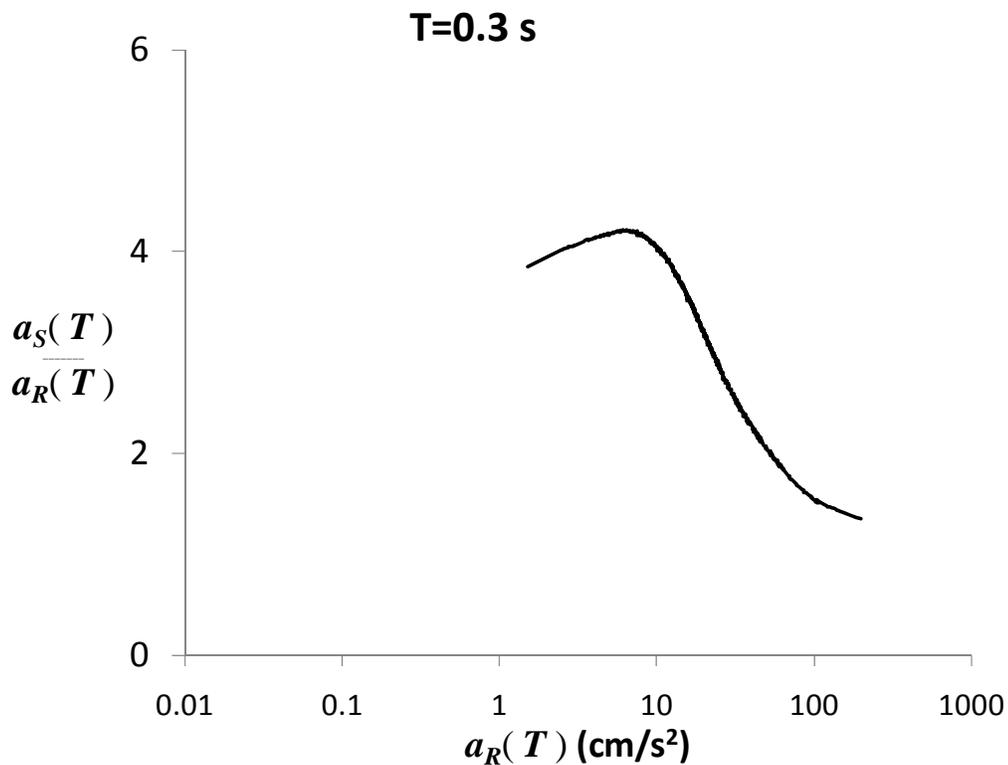


Figura 4.5.- Factor $a_s(T)/a_R(T)$ para un periodo de 0.3 s del sitio A con la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) y un sismo de magnitud M igual a 6 a una distancia R de 150 km.

La figura 4.5 muestra la variación del factor $a_S(T)/a_R(T)$ con respecto al valor de $a_R(T)$ para un periodo de 0.3 s. Para valores de $a_R(T)$ en el intervalo de 1 a 6 cm/s² el factor $a_S(T)/a_R(T)$ se incrementa al incrementarse $a_R(T)$ mientras que decrece al incrementarse en el intervalo de 6 a 180 cm/s². La figura 4.6 presenta los resultados para un periodo de 1.0 s, en este caso el factor $a_S(T)/a_R(T)$ aumenta al incrementarse $a_R(T)$ para valores en el intervalo de 0.5 a 10 cm/s² y de 40 a 100 cm/s² mientras que decrece al incrementarse $a_R(T)$ en el intervalo de 10 a 40 cm/s². En términos generales para el periodo de análisis de 0.3 s el factor $a_S(T)/a_R(T)$ muestra predominantemente un decrecimiento al incrementarse $a_R(T)$ mientras que para el periodo de 1.0 existe ligeramente un predominio en el incremento del factor $a_S(T)/a_R(T)$ al incrementarse $a_R(T)$.

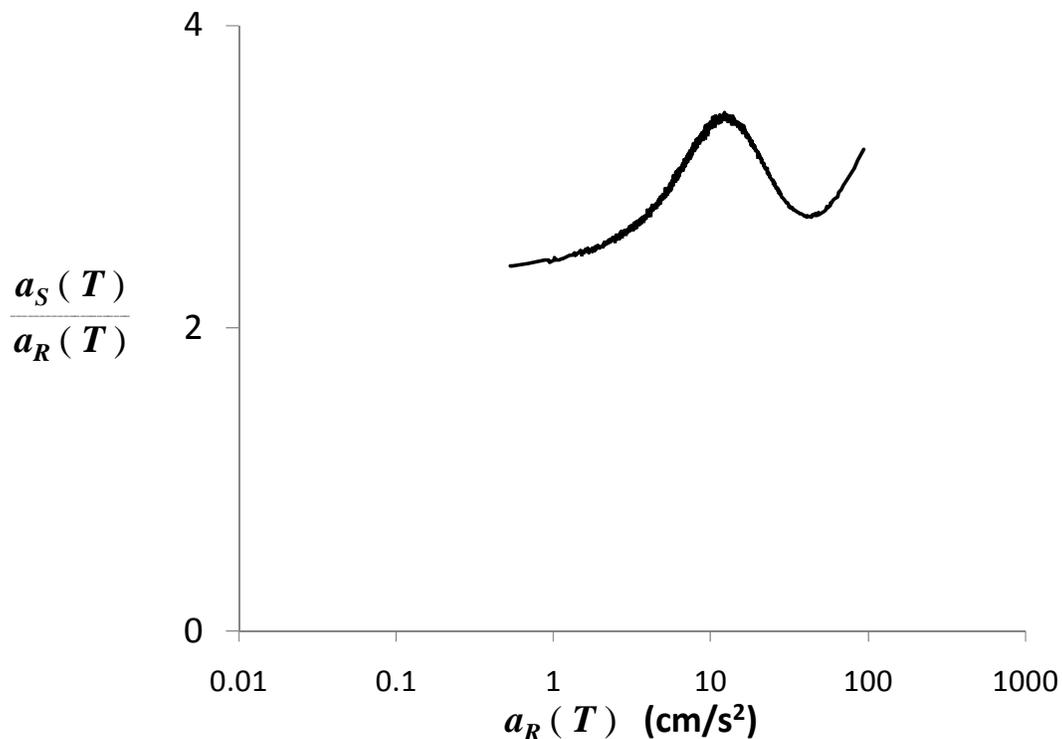


Figura 4.6.- Factor para un periodo de 1.0 s del sitio A con la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) y un sismo de magnitud igual a 6 a una distancia de 150 km.

La influencia del factor $a_s(T)/a_r(T)$ en la distribución de probabilidad de la aceleración en superficie $a_s(T)$ se muestra en las figuras 4.6 y 4.7. Cuando predominantemente el factor $a_s(T)/a_r(T)$ decrece al incrementarse $a_r(T)$ como es el caso del periodo de 0.3, la desviación estándar del logaritmo natural de $a_s(T)$ disminuye debido a que su dispersión disminuye tal y como lo muestran los resultados de las simulaciones del MGA que se indican en la figura 4.7. De manera análoga cuando predominantemente el factor se $a_s(T)/a_r(T)$ se incrementa al incrementarse $a_r(T)$ como sucede periodo de 1.0, la dispersión del logaritmo natural de $a_s(T)$ y su desviación estándar aumenta tal y como lo muestran los resultados de las simulaciones del MGA que se observan la figura 4.8.

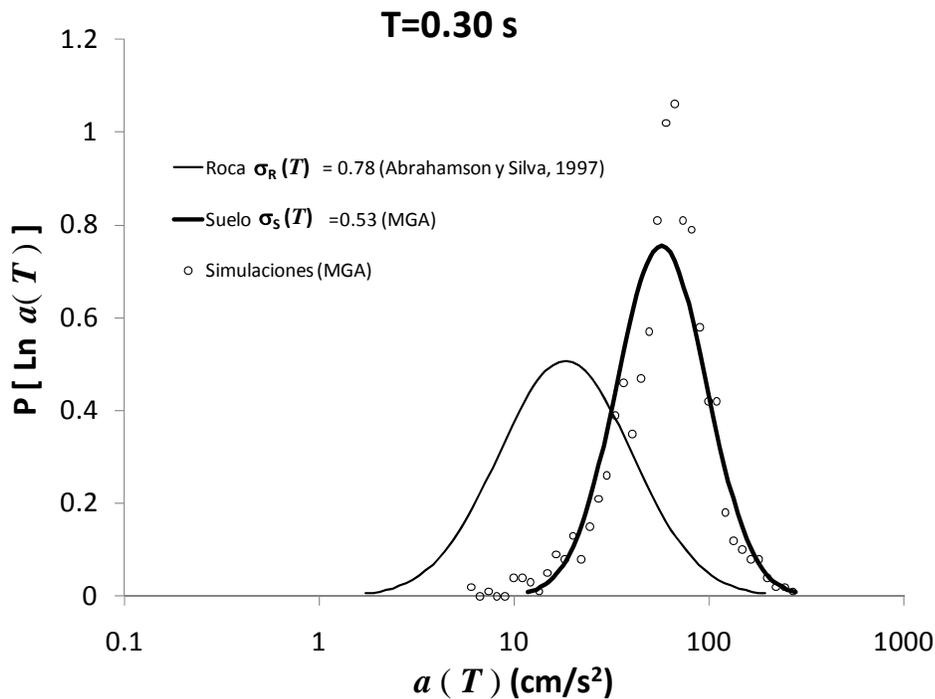


Figura 4.7.- Distribución de probabilidad para un periodo de 0.3 s del sitio A con la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) y un sismo de magnitud M igual a 6 a una distancia R de 150 km.

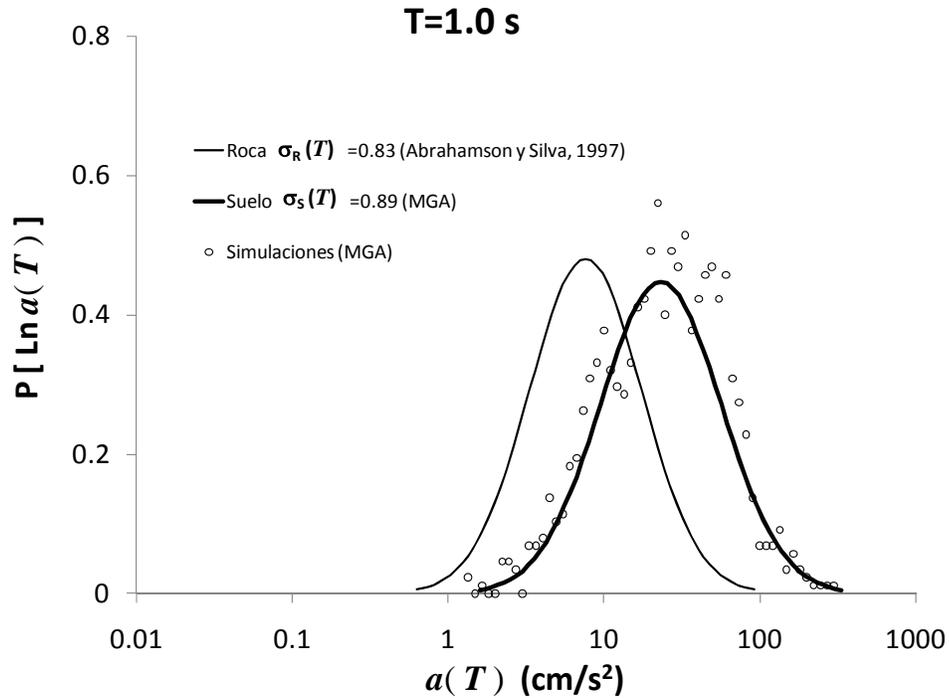


Figura 4.8.- Distribución de probabilidad para un periodo de 1.0 s del sitio A con la relación de atenuación en roca de Abrahamson y Silva (1997) y un sismo de magnitud M igual a 6 a una distancia R de 150 km.

4.2 Resultados del MD

La evaluación del MD se realiza respecto al MG ya que en ambos métodos no existe la forma de estimar las desviaciones estándar asociadas a las amplitudes con efectos de sitio. El MG representa la mejor estimación que puede obtenerse con el MD para el caso en que en los EPU calculados con el MG se utilizan las mismas desviaciones estándar en la relación con efecto de sitio que las que se tienen la relación de atenuación en roca empleada.

Como se ha comentado anteriormente, el MD es aplicable cuando es posible identificar el sismo M^* y R^* con una participación importante en la tasa de excedencia de interés; sin embargo, debe tomarse en cuenta que la definición de la magnitud y distancia M^* y R^* no es exacta y que depende de la precisión con que se realice el análisis de desagregación así como de la interpretación adecuada de los resultados para los casos en donde no puede estimarse claramente el sismo M^* a una distancia R^* .

Para ilustrar lo anterior tomemos como ejemplo los resultados que se tienen al considerar en los ejemplos de aplicación del MD del capítulo 3. Los resultados que se tienen para las magnitudes $M^* \pm \Delta M$ y distancias $R^* \pm \Delta R$ nos permiten evaluar la influencia que tiene en los resultados la selección de los parámetros M^* y R^* . El valor de ΔM utilizado es de 0.1 mientras que para ΔR se utiliza una distancia de 10 km para el sitio A y de 5 km para el sitio B. Los valores de ΔM y ΔR han sido seleccionados del análisis de desagregación para tomar en cuenta la variación que puede tener el valor de M^* y R^* .

Para el sitio A, como se aprecia en las figuras 4.9, 4.10 y 4.11, los distintos EPU calculados con el MD conservan la forma e intensidades similares a las obtenidas para las magnitudes $M^* \pm \Delta M$ a distancias $R^* \pm \Delta R$. En las figuras 4.12, 4.13 y 4.14 se muestran resultados similares para el sitio B, en donde también se observa que no existe una gran influencia en los resultados obtenidos para las distintas magnitudes $M^* \pm \Delta M$ a distancias $R^* \pm \Delta R$.

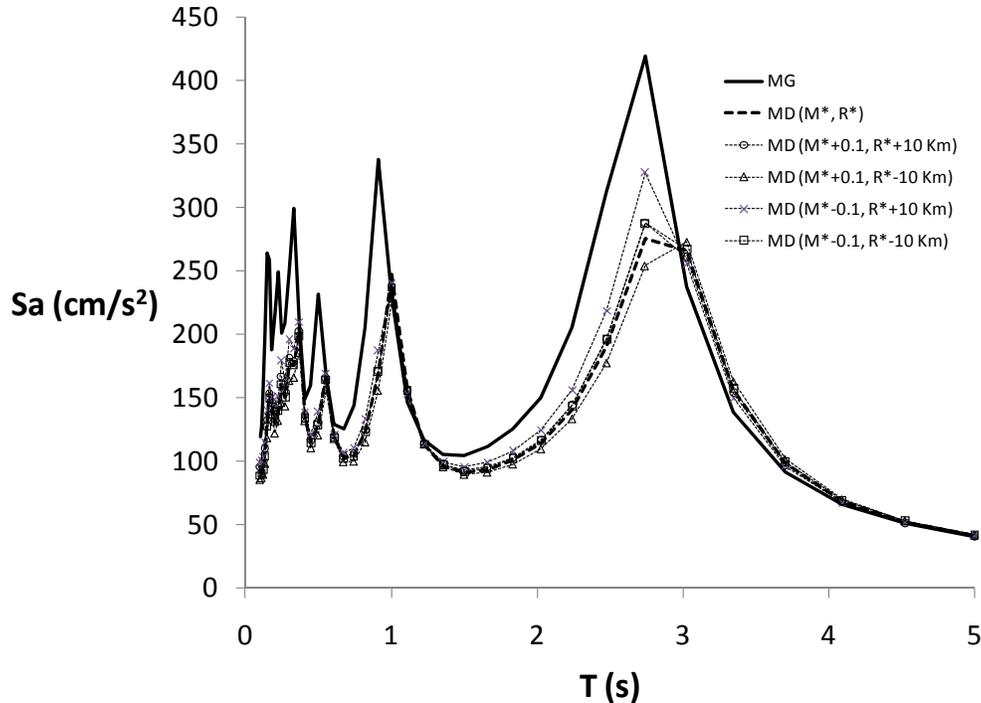


Figura 4.9.- EPU del sitio A para un periodo de retorno de 100 años con base en los resultados del MD y $M^* \pm 0.1$ y distancias $R^* \pm 10$ Km.

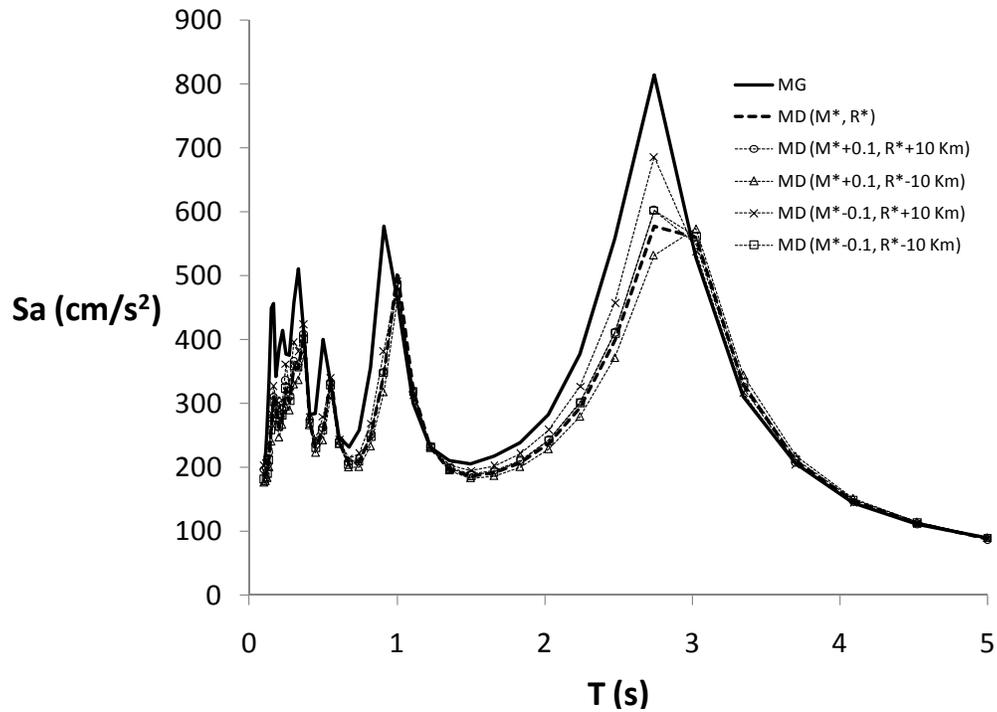


Figura 4.10.- EPU del sitio A para un periodo de retorno de 475 años con base en los resultados del MD y $M^* \pm 0.1$ y distancias $R^* \pm 10$ Km.

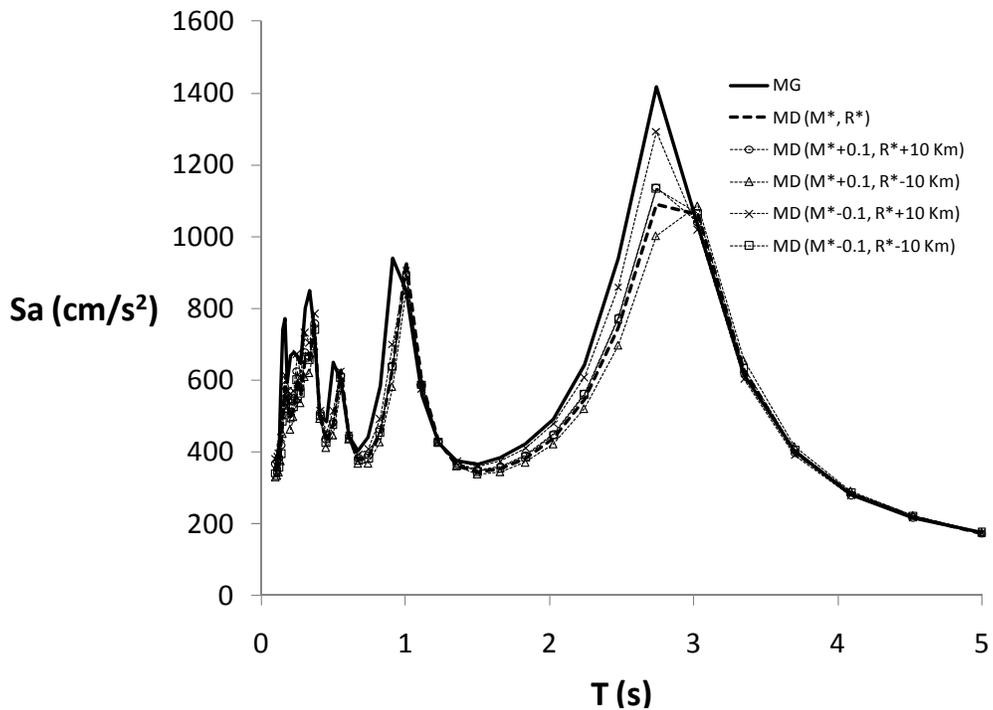


Figura 4.11.- EPU del sitio A para un periodo de retorno de 2475 años con base en los resultados del MD y $M^* \pm 0.1$ y distancias $R^* \pm 10$ Km.

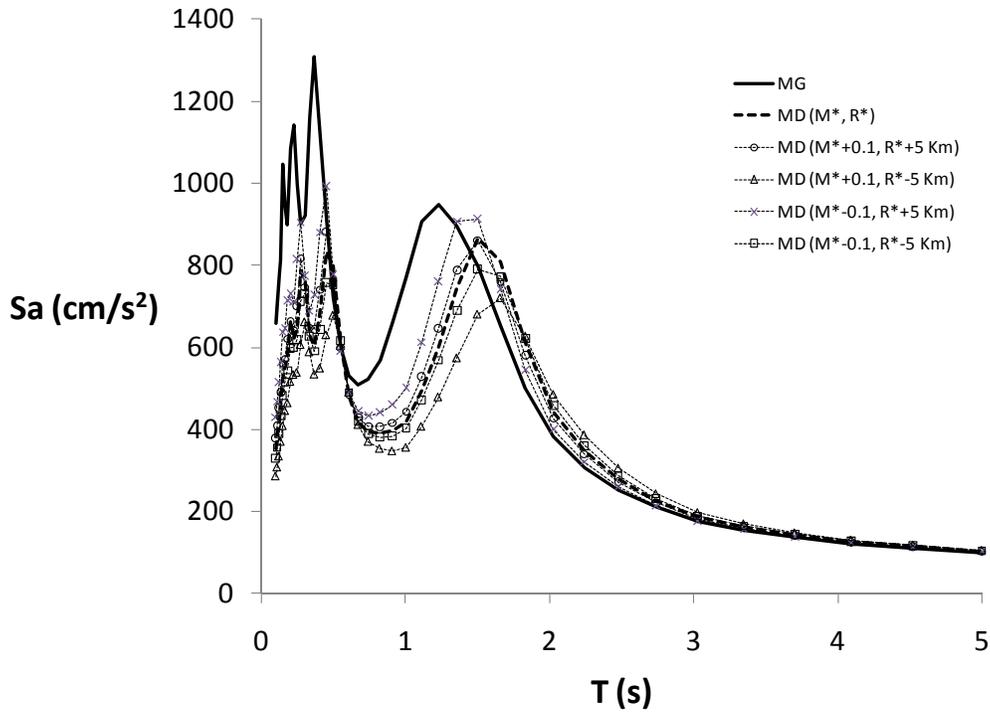


Figura 4.12.- EPU del sitio B para un periodo de retorno de 100 años con base en los resultados del MD y $M^* \pm 0.1$ y distancias $R^* \pm 5$ Km.

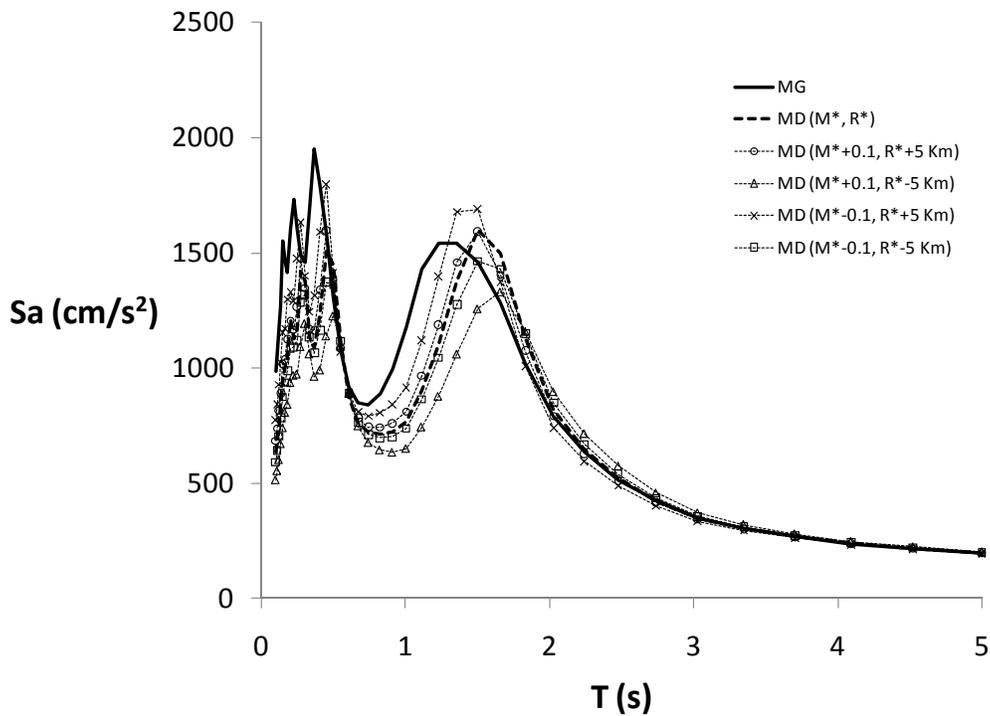


Figura 4.13.- EPU del sitio B para un periodo de retorno de 475 años con base en los resultados del MD y $M^* \pm 0.1$ y distancias $R^* \pm 5$ Km.

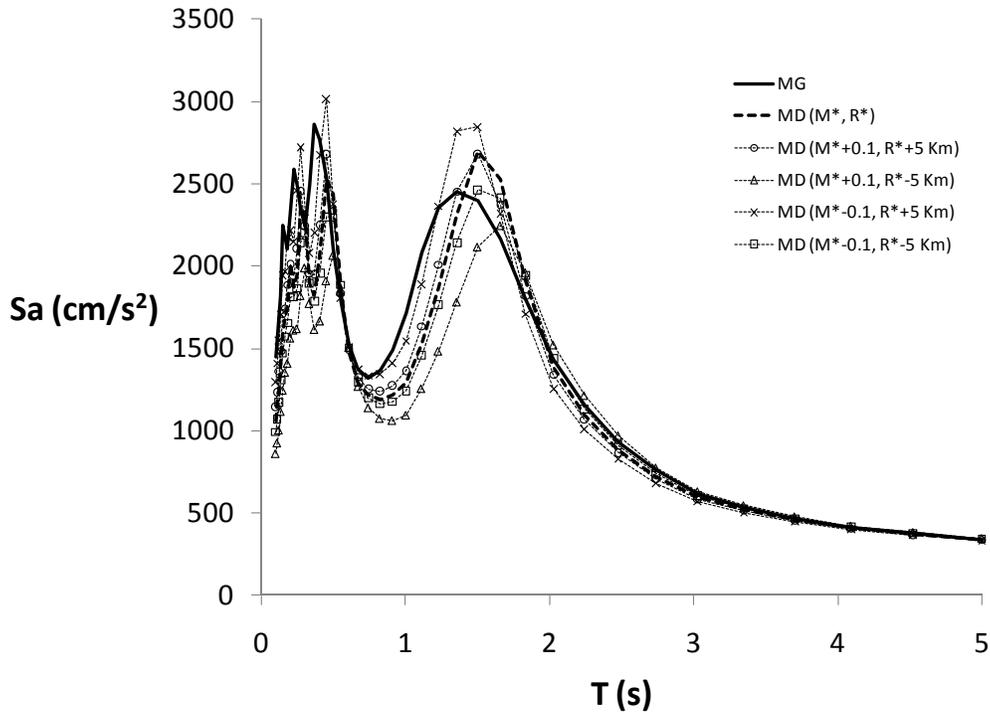


Figura 4.14.- EPU del sitio B para un periodo de retorno de 2475 años con base en los resultados del MD y $M^* \pm 0.1$ y distancias $R^* \pm 5$ Km.

La poca variación en las intensidades para los distintos valores de $M^* \pm \Delta M$ y $R^* \pm \Delta R$ para los sitios A y B así como la aproximación de dichos resultados con respecto a los obtenidos en el MG que se muestra en las figuras 4.9 a la 4.14 nos permite suponer que es adecuado aplicar el MD en casos de análisis similares a los ejemplos realizados, es decir, en sitios donde se pueda identificar en el análisis de desagregación el sismo M^* y R^* y cuando el EPU calculado con dicho sismo no presente una variación significativa cuando se aplique el MD a sismos $M^* \pm \Delta M$ y $R^* \pm \Delta R$ donde ΔM y ΔR corresponde al intervalo en el cual se encuentra el valor adecuado de M^* y R^* .

4.3 Resultados del MDS

Las observaciones realizadas previamente para los resultados del MD son aplicables para el MDS. Sin embargo, para los ejemplos realizados debe tenerse presente que para aplicar el MDS es necesario conocer la función de transferencia del sitio para poder estimar la FDE entre la aceleración del terreno en roca y superficie.

4.4 Resultados del MD, MDS, MG y MGA

En las figuras 4.15 a la 4.20 se presentan los EPU obtenidos con los distintos métodos propuestos para los sitios A y B. En las gráficas puede observarse que existe una forma e intensidades similares para los EPU calculados con los MD, MDS y MG ya que en estos métodos se asume que no existe cambio en la desviación estándar de la respuesta en superficie con respecto de la que se tiene en roca.

El MGA presenta picos menores al compararlos con los demás métodos, lo cual se observa más claramente en los EPU para el periodo de retorno de 2475 años, en el que la disminución de la desviación comentada anteriormente provoca una gran diferencia en las intensidades calculadas con los demás métodos. Por otra parte el MGA presenta intensidades mayores con relación a los otros métodos en periodos largos ($T > 3$ s para el sitio A y $T > 2$ s para el sitio B) para los cuales se observó un incremento moderado en la desviación estándar de la intensidad con efectos de sitio al compararla con la que se tiene en roca (ver figuras 4.3 y 4.4).

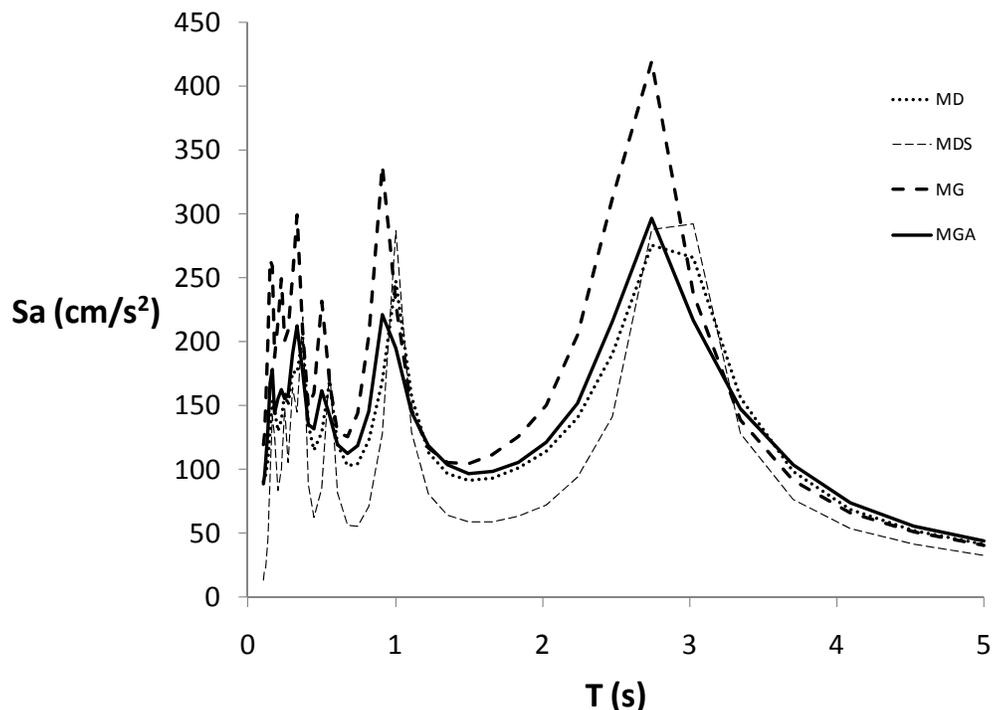


Figura 4.15.- EPU del sitio A para un periodo de retorno de 100 años para los métodos desarrollados.

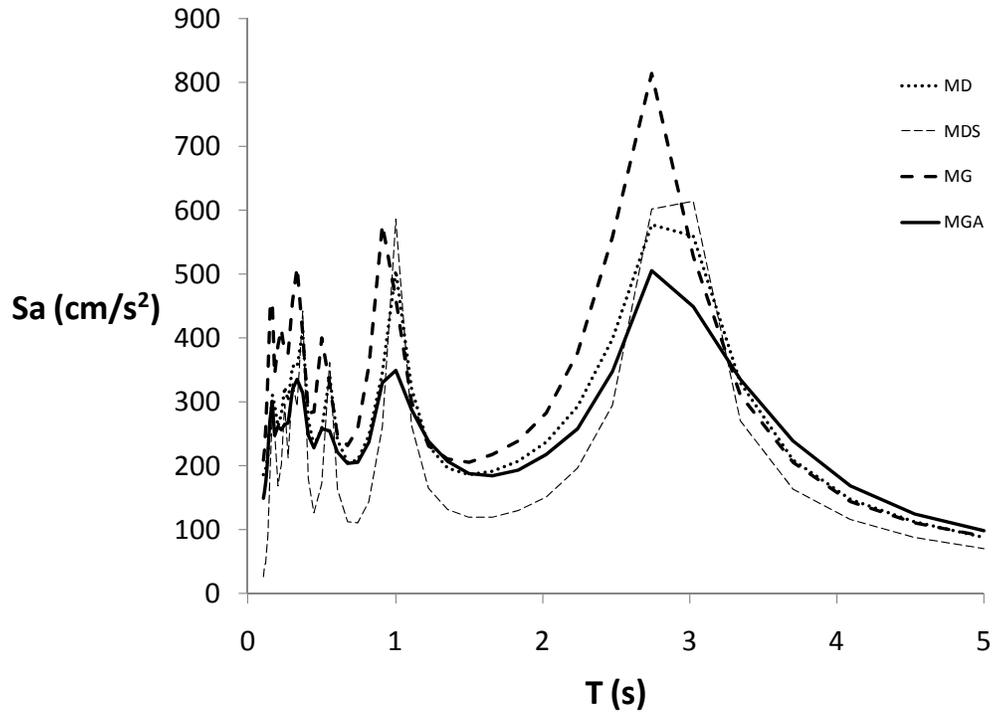


Figura 4.16.- EPU del sitio A para un periodo de retorno de 475 años para los métodos desarrollados.

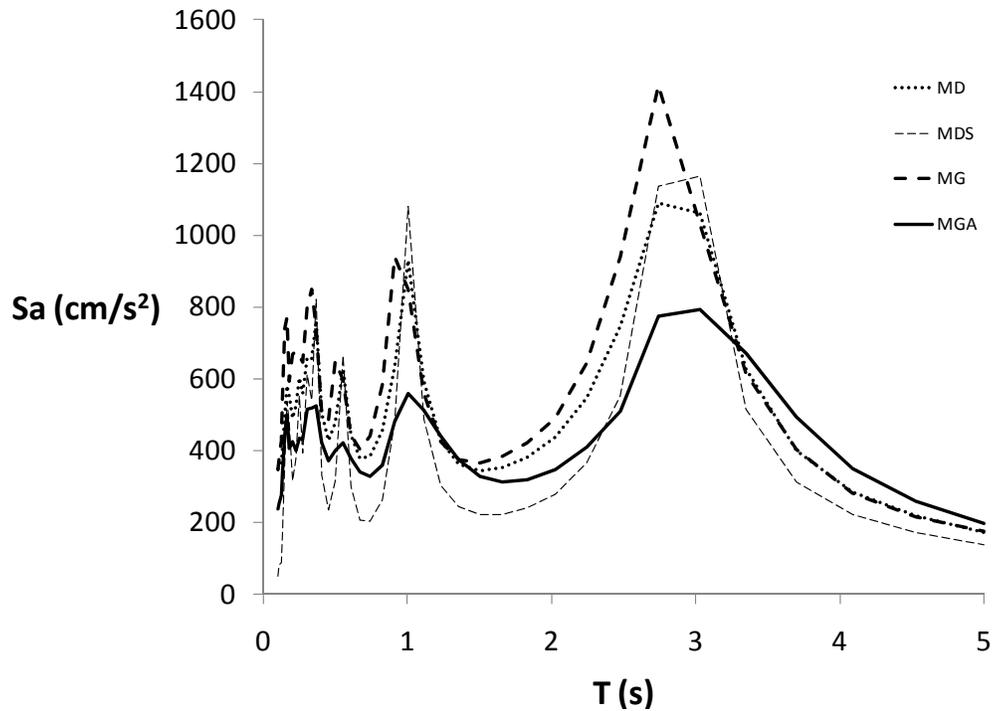


Figura 4.17.- EPU del sitio A para un periodo de retorno de 2475 años para los métodos desarrollados.

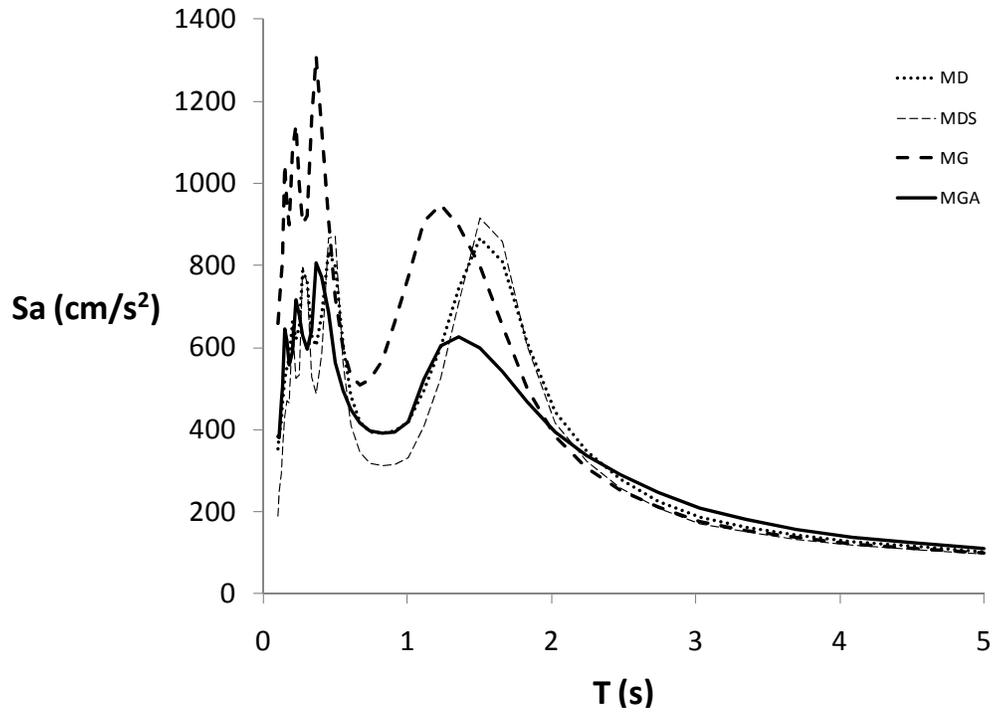


Figura 4.18.- EPU del sitio B para un periodo de retorno de 100 años para los métodos desarrollados.

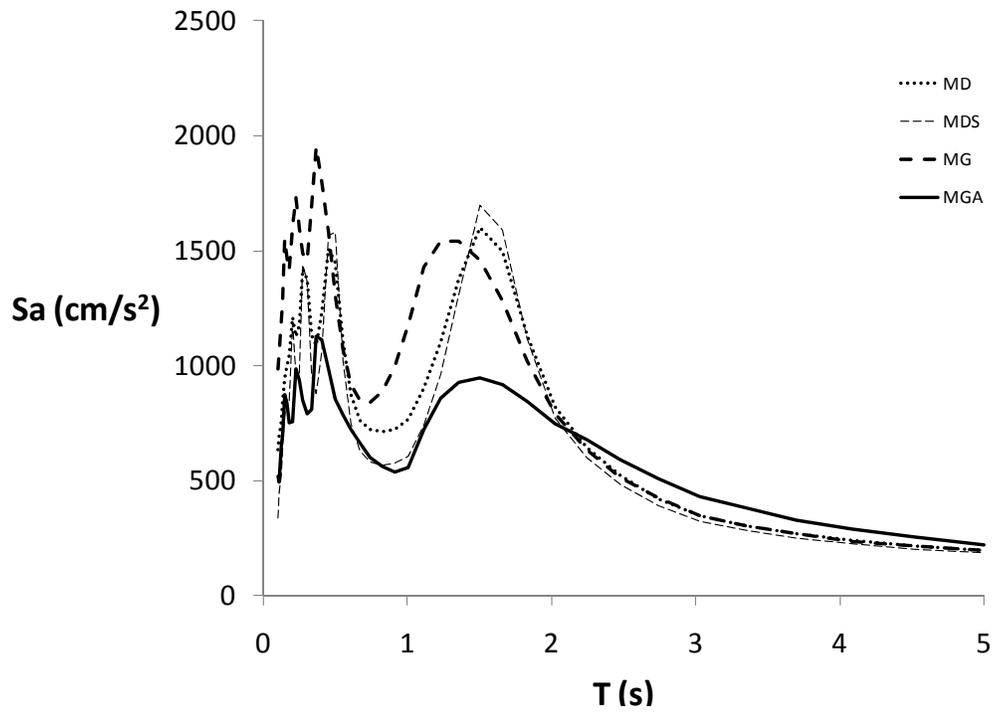


Figura 4.19.- EPU del sitio B para un periodo de retorno de 475 años para los métodos desarrollados.

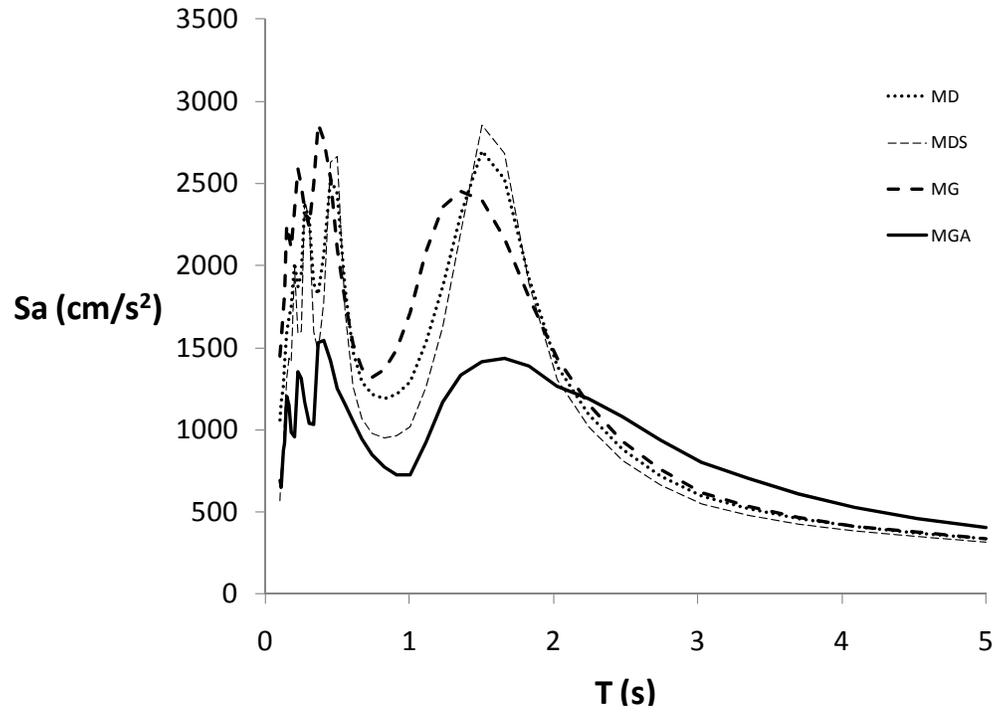


Figura 4.20.- EPU del sitio B para un periodo de retorno de 2475 años para los métodos desarrollados.

Capítulo 5

Conclusiones y Comentarios

Se han desarrollado métodos simplificados y detallados para obtener EPU con efectos de sitio. Los métodos simplificados desarrollados son el MD y el MDS, los cuales permiten obtener directamente el EPU con efectos de sitio a partir de cálculos simples asumiendo que existe un sismo dominante de magnitud M^* y distancia R^* ; estos métodos resultan de gran utilidad ya que permiten realizar un cálculo directo del EPU con efectos de sitio a partir del EPU en roca para cualquier periodo de retorno de interés. La limitación principal de este método radica en que sólo puede utilizarse directamente en aquellos casos en que exista el sismo dominante y se observe que no existe una variación importante al calcular el EPU con efectos de sitio para las magnitudes $M^* \pm \Delta M$ y $R^* \pm \Delta R$. En aquellos sitios en donde se identifiquen dos o más sismos dominantes es posible aplicar el MD y el MDS siempre y cuando los EPU en superficie que resulten de cada sismo dominante sean similares entre sí. Para los casos en que los EPU resulten significativamente distintos, podrán emplearse el MG y el MGA para identificar un criterio razonable de combinación de los EPU obtenidos con el MD y el MDS.

El tercer método es el MG, que permite obtener relaciones de atenuación con efectos de sitio a partir de relaciones de atenuación espectral existentes en roca. La limitación que presenta este método es la imposibilidad de conocer las modificaciones en los valores de la desviación estándar debidos a la respuesta del suelo y que por lo tanto requiere de aplicar un criterio basado en estudios previos para establecer el valor de las desviaciones estándar que serán utilizadas en los análisis de peligro sísmico con efectos de sitio. Debido a que existe un número muy limitado de referencias que indican que se esperan reducciones en la desviación estándar para un sitio específico (Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003 y Atkinson, 2006), se recomienda que en la relación de atenuación con efectos de sitio obtenida con el MG se utilice la misma desviación estándar de la relación de atenuación original en roca.

El MGA es el método más completo que se presenta en este trabajo y es una ampliación del alcance del MG. En el MGA, a partir de simulaciones basadas en la

medias y desviaciones estándar de los espectros de la intensidad en roca, se obtienen las medianas y la desviaciones estándar de la relación de atenuación espectral con efectos de sitio.

Con respecto a la estimación de la duración para el cálculo de la FDE de aceleración del terreno, es importante mencionar que se ha observado que los resultados no son muy sensibles al parámetro D , por dos razones. La primera, porque la media cuadrada de la pseudo-aceleración depende de la raíz cuadrada de la duración (ver ec. A.11 del apéndice A). La segunda razón es que el factor pico depende de la raíz cuadrada del logaritmo de la duración D , lo cual implica una dependencia muy baja (ver ec. A.12 del apéndice A). En los ejemplos la duración del movimiento del terreno ha sido estimada con la expresión desarrollada para sitios dentro del Valle de México por Reinoso y Ordaz (2001); para otros sitios, se recomienda utilizar la expresión general de Herrman (1985) que se indica a continuación:

$$D = \frac{1}{f_c} + 0.05R \quad (5.1)$$

donde f_c es la frecuencia de esquina, en Hz, y R es la distancia hipocentral en km.

Como ya se había visto en el capítulo 1, la frecuencia de esquina f_c en Hz, se determina mediante la siguiente expresión:

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (5.2)$$

donde M_0 es el momento sísmico en dyn-cm; $\Delta\sigma$ la caída de esfuerzos en bar y β representa la velocidad de ondas de corte de la corteza terrestre con un valor aproximado de 3.2 km/s.

Para la aplicación de los métodos propuestos se realizan las siguientes recomendaciones finales:

- Aplicar el MDS cuando se conoce el EPU en roca y se desea calcular un EPU preliminar con efectos de sitio basados en una función de transferencia conocida.
- Aplicar el MD cuando se conoce el EPU en roca y es posible identificar el sismo dominante (M^* , R^*). Esto generalmente ocurre en sitios cuya fuente con mayor participación se encuentra distante del sitio.
- Aplicar el MG cuando se desee proponer el valor de las desviaciones estándar de la relación de atenuación con efectos de sitio a partir de un estudio previo o datos existentes.
- Aplicar el MGA cuando el comportamiento del suelo sea altamente no-lineal y se desee calcular las desviaciones estándar a partir de la respuesta dinámica del sitio.
- Determinar curvas de rigidez y amortiguamiento para deformaciones angulares del orden del 10% en los casos en que los análisis que incluyan sismos de gran magnitud ($M \geq 8.0$).

Anexo A

Cálculo de la FDE de aceleración del terreno

Existen diferentes métodos para la estimación de la FDE de aceleración del terreno a partir de un espectro de respuesta; la mayoría de ellos consideran que el proceso evaluado es estacionario con media cero. En estos métodos, la teoría de vibraciones aleatorias es usada para calcular la relación entre el valor máximo esperado y la raíz cuadrada de la media cuadrada de la respuesta de interés a través del factor pico (ver ecuación A.1). Aunque las ondas sísmicas producidas por los sismos son claramente no estacionarias, la teoría de vibraciones aleatorias muestra resultados adecuados en la predicción de los espectros de respuesta de los valores máximos esperados, por lo que han sido ampliamente utilizados para este fin (Silva *et al.*, 1991; Gallego, 2000; Boore, 2003). El método utilizado en este trabajo para calcular la FDE deseada se basa en el trabajo de Der Kiureghian y Neuenhofer (1991) y es descrito a continuación.

Comenzamos a partir del espectro de respuesta de desplazamientos $S_D(\omega_0)$, que es conocido. Considerando que $\bar{S}_D(\omega_0)$, representa el valor esperado del espectro de desplazamientos calculado con la teoría de vibraciones aleatorias para un oscilador con frecuencia natural ω_0 y amortiguamiento ξ sujeto a una aceleración aleatoria $x_g(t)$ en su base. La FDE objetivo $G(\omega)$, se encuentra cuando las amplitudes de $\bar{S}_D(\omega_0)$ son muy similares a las de $S_D(\omega_0)$. Las ordenadas del espectro esperado se calculan como sigue.

$$\bar{S}_D(\omega_0) = \eta_s(\omega_0) \sqrt{m_0(\omega_0)} \quad (\text{A.1})$$

donde $\eta_s(\omega_0)$ es el factor pico, definido más adelante, y $m_0(\omega_0)$ es la varianza de la respuesta, en este caso el desplazamiento relativo. Considerando que $G(\omega_0)_1$ corresponde con la primera aproximación de la FDE de aceleración del terreno buscada y que $m_0(\omega_0)_1$ es su varianza. Para calcular la primera aproximación, se asume que la

excitación es un proceso de banda ancha con amplitud $G(\omega_0)_1$ constante, entonces el valor de $m_0(\omega_0)_1$ puede ser calculado utilizando la solución para ruido blanco:

$$m_0(\omega_0)_1 = \frac{\pi}{4\xi\omega_0^3} G(\omega_0)_1 \quad (\text{A.2})$$

Reemplazando la ecuación A.2 en la ecuación A.1, se obtiene la primera aproximación para $G(\omega_0)_1$:

$$G(\omega_0)_1 = \frac{4\xi\omega_0^3}{\pi} \left\{ \frac{S_D(\omega_0, \xi)}{\eta_S(\omega_0)} \right\}^2, \quad \omega_0 \geq 0 \quad (\text{A.3})$$

La segunda aproximación $G(\omega_0)_2$, emplea el valor calculado de $G(\omega_0)_1$ a través de la siguiente expresión:

$$G(\omega_0)_2 = \frac{G(\omega_0)_1}{m_0(\omega_0)_1} \left\{ \frac{S_D(\omega_0, \xi)}{\eta_S(\omega_0)_1} \right\}^2 \quad (\text{A.4})$$

En la ecuación A.4, $m_0(\omega_0)_1$ es el momento espectral de orden cero, el cual se calcula a través de:

$$m_0(\omega_0)_1 = \int_0^{\infty} S_x(\omega)_1 d\omega \quad (\text{A.5})$$

donde $S_x(\omega)_1$ es la FDE de la respuesta (desplazamiento relativo) del oscilador, la cual es calculada como:

$$S_x(\omega)_1 = |H(\omega)|^2 G(\omega)_1 \quad (\text{A.6})$$

donde $H(\omega)$ es la función de transferencia del desplazamiento relativo.

$$H(\omega) = \frac{1}{(\omega_0^2 - \omega^2) + 2i\xi\omega_0\omega} \quad (\text{A.7})$$

Utilizando la definición de $\bar{S}_D(\omega_0, \xi)$ de la ecuación A.1 y reemplazando este valor dentro de la ecuación A.4, encontramos la siguiente relación:

$$G(\omega_0)_2 = G(\omega_0)_1 \left\{ \frac{S_D(\omega_0, \xi)}{\bar{S}_D(\omega_0, \xi)_1} \right\}^2 \quad (\text{A.8})$$

Siguiendo el proceso de iteración, se encuentra que las aproximaciones sucesivas se obtienen a través de la siguiente expresión:

$$G(\omega_0)_{i+1} = G(\omega_0)_i \left\{ \frac{S_D(\omega_0, \xi)}{\bar{S}_D(\omega_0, \xi)_i} \right\}^2 \quad (\text{A.9})$$

Factor pico

Definamos $S_x(\omega)$ como la FDE para el desplazamiento relativo de un oscilador con frecuencia ω_0 sujeto a una excitación aleatoria estacionaria $\ddot{x}_g(t)$ con FDE $G(\omega)$. Los momentos espectrales de la función $S_x(\omega)$ se definen como:

$$m_m(\omega_0) = \int_0^\infty \omega^m S_x(\omega) d\omega \quad m = 0, 1, 2, \dots, n \quad (\text{A.10})$$

El factor pico $\eta_s(\omega_0)$ relaciona el valor esperado del desplazamiento relativo máximo $x_{(\max)}$ para una duración D , es decir $x_{(\max)} = \max_{0 \leq t \leq D} |x(t)|$, con la varianza $m_0(\omega_0)$ del proceso:

$$x_{(\max)} = \eta_s(\omega_0) \sqrt{m_0(\omega_0)} \quad (\text{A.11})$$

Existen diferentes aproximaciones para la determinación del factor pico. Para este trabajo, se han revisado las expresiones propuestas por Cartwright y Longuet-Higgins (1956), Der Kiureghian (1980), y Gupta y Trifunac (1988); no se han encontrado diferencias significativas entre ellas cuando son usadas con la teoría de vibraciones aleatorias para realizar transformaciones entre la FDE en roca y el espectro de respuesta para los métodos desarrollados (MD, MDS, MG y MGA). En vista de lo anterior se ha preferido utilizar las expresiones de Cartwright y Longuet-Higgins (1956) dado su amplio uso.

Para calcular los factores pico $\eta_s(\omega_0)$, Cartwright y Longuet-Higgins (1956), basados en el trabajo de Rice (1954), proponen la siguiente expresión:

$$\eta_s(\omega_0) = \sqrt{2 \ln(\nu D)} + \frac{0.5772}{\sqrt{2 \ln(\nu D)}} \quad (\text{A.12})$$

donde

$$\nu = \frac{1}{\pi} \left\{ \frac{m_2(\omega_0)}{m_0(\omega_0)} \right\}^{1/2} \quad (\text{A.13})$$

Para el caso del desplazamiento relativo de un oscilador con frecuencia ω_0 y amortiguamiento ξ , sujeto a una aceleración modelada como ruido blanco en su base, el valor de ν puede ser obtenido como (Der Kiureghian, 1980):

$$v = \frac{\omega_0}{\pi} \quad (\text{A.14})$$

En vista de lo anterior, el factor pico para el primer ciclo es calculado utilizando las ecuaciones A.12 y A.14, mientras que las ecuaciones A.12 y A.13 deben ser utilizadas para los ciclos posteriores.

Debe recordarse que la FDE de aceleración del terreno se relaciona con las amplitudes del espectro de Fourier $A(\omega)$, a través de la siguiente expresión:

$$G(\omega) = \frac{|A(\omega)|^2}{\pi D} \quad (\text{A.15})$$

donde D es la duración de la fase intensa.

Anexo B

Modelos de sismicidad y geometría

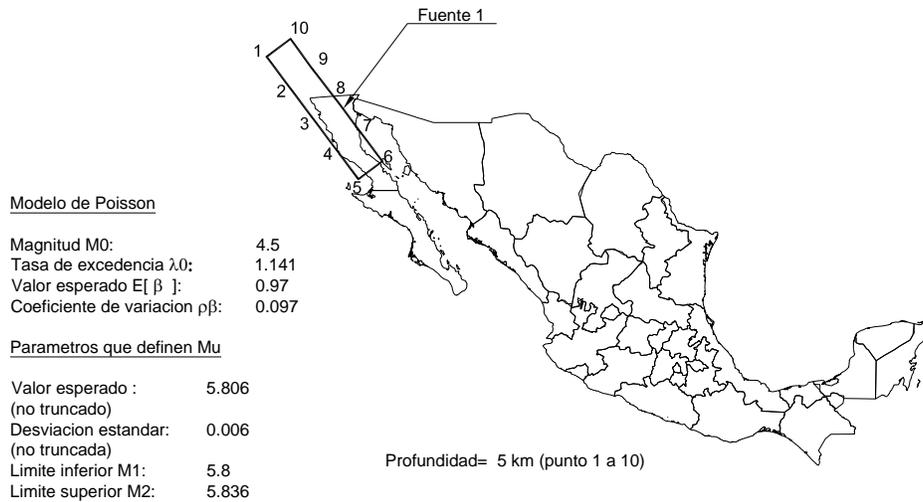


Figura B-1. Datos de la fuente sísmica No 1: Baja California intraplaca norte.

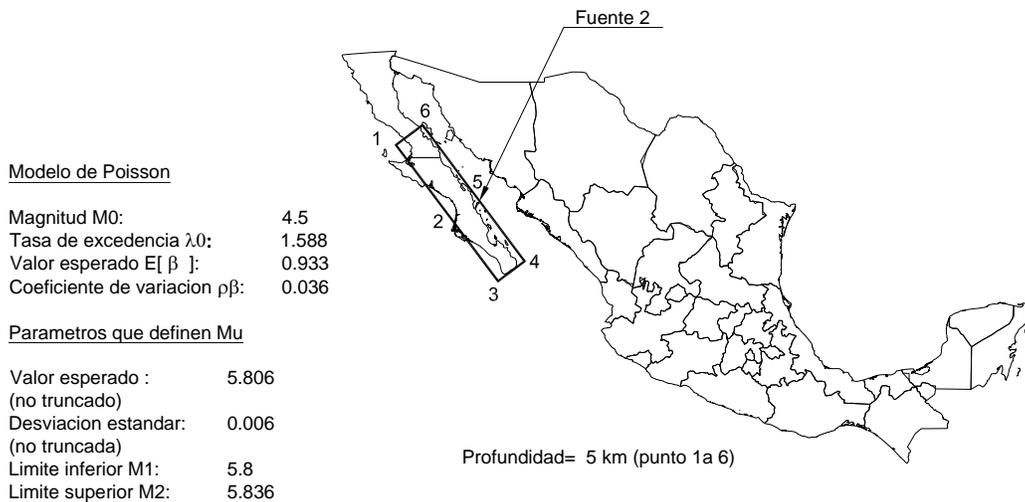


Figura B-2. Datos de la fuente sísmica No. 2: Baja California intraplaca sur.

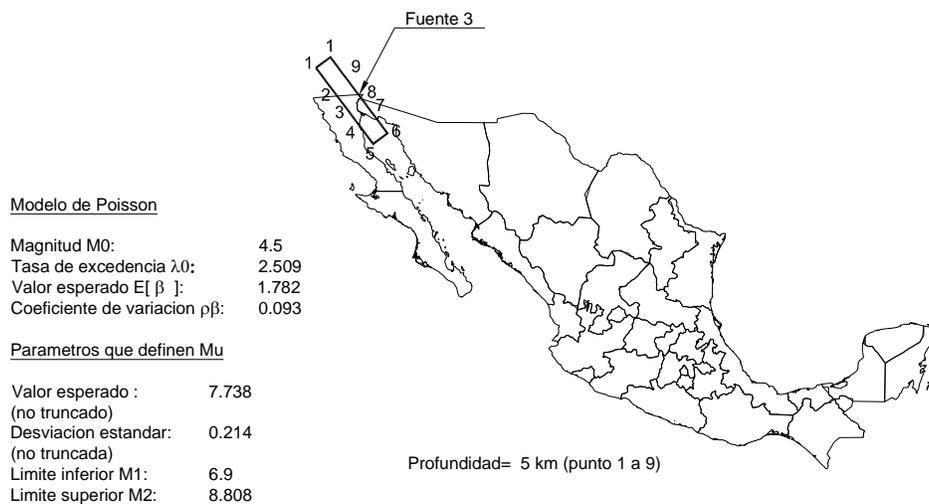


Figura B-3. Datos de la fuente sísmica No. 3: Baja California interplaca norte.

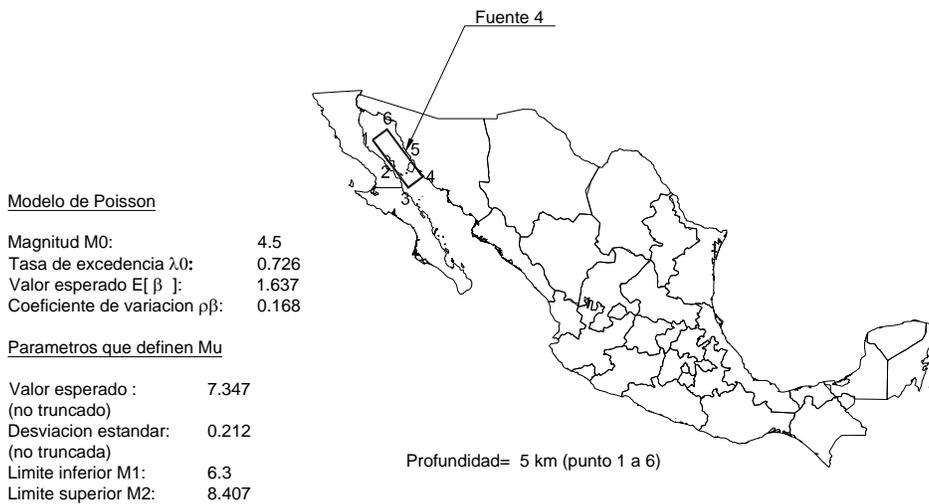


Figura B-4. Datos de la fuente sísmica No. 4: Baja California interplaca centro.

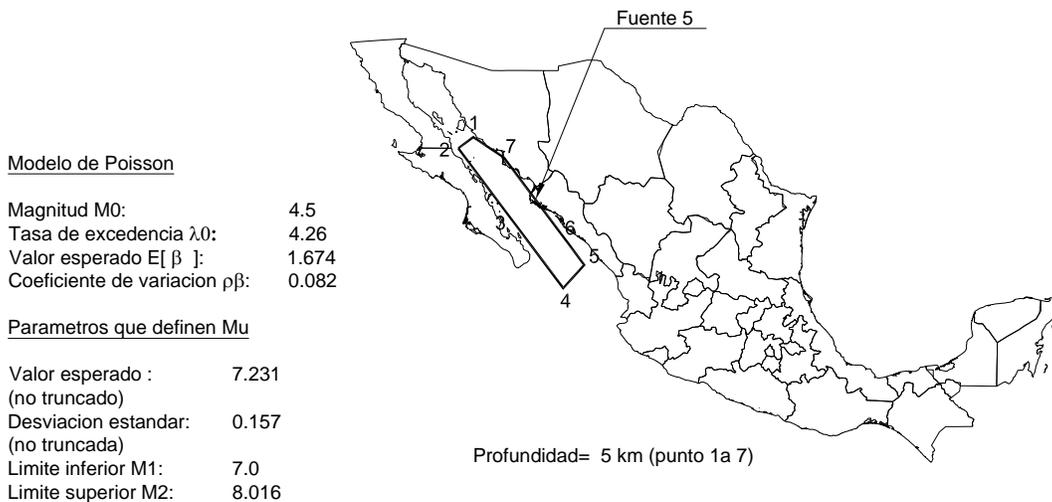


Figura B-5. Datos de la fuente sísmica No. 5: Baja California interplaca sur.

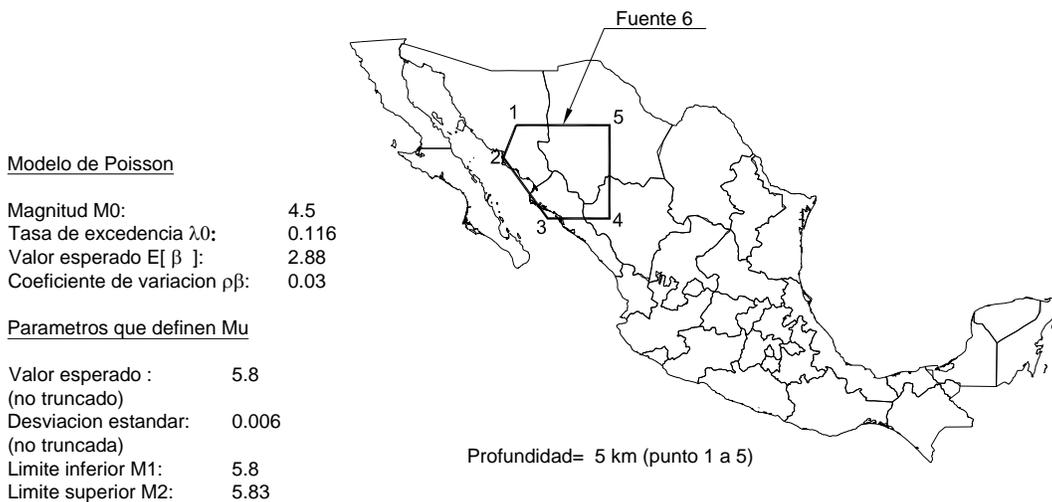


Figura B-6. Datos de la fuente sísmica No. 6: Sierra Madre Occidental.

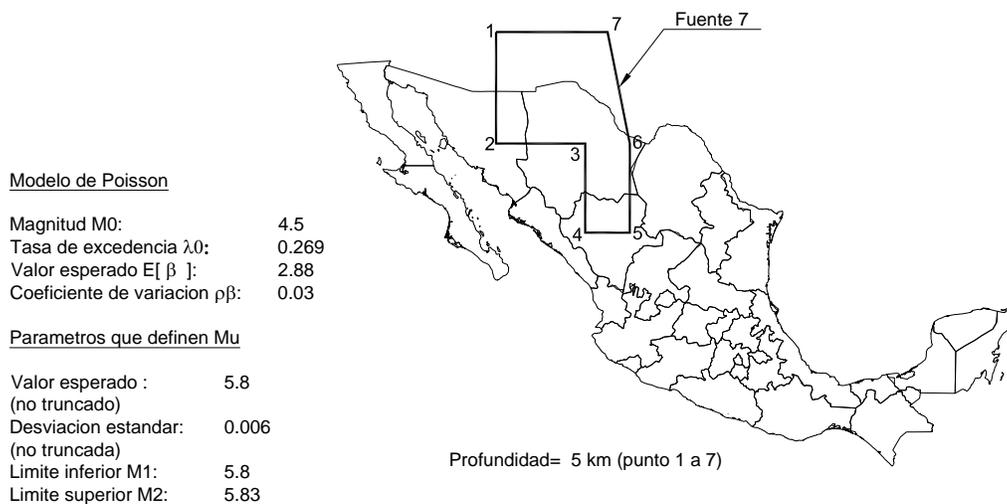


Figura B-7. Datos de la fuente sísmica No. 7: Cuencas y Sierras.

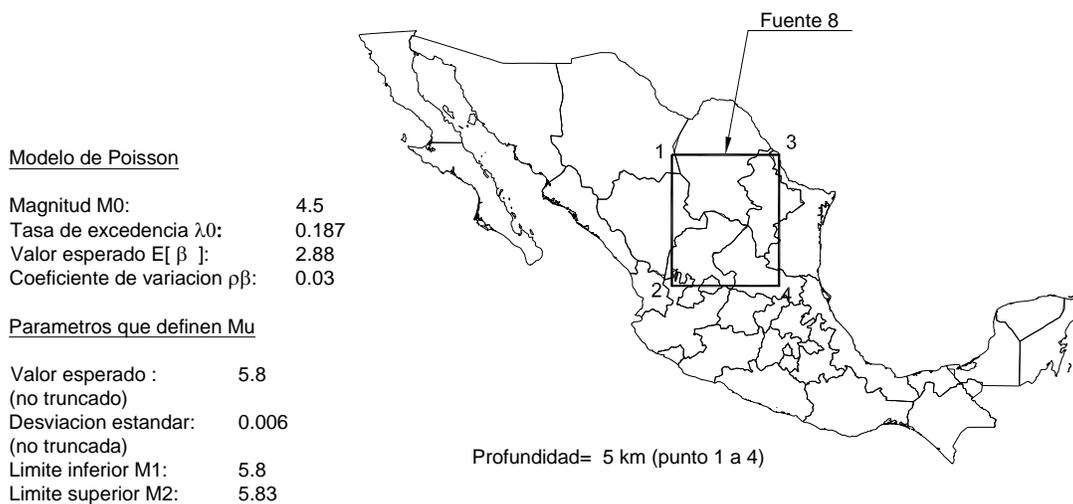


Figura B-8. Datos de la fuente sísmica No. 8: Cuenca de Burgos.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 3.409
Valor esperado $E[\beta]$: 1.736
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.088

Parametros que definen Mu

Valor esperado : 7.2
(no truncado)
Desviación estandar: 0.01
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.5
Limite superior M_2 : 7.25



Figura B-9. Datos de la fuente sísmica No. 9: Interfaz Pacífico-Rivera.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 0.658
Valor esperado $E[\beta]$: 2.88
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.03

Parametros que definen Mu

Valor esperado : 5.8
(no truncado)
Desviación estandar: 0.006
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 5.8
Limite superior M_2 : 5.83

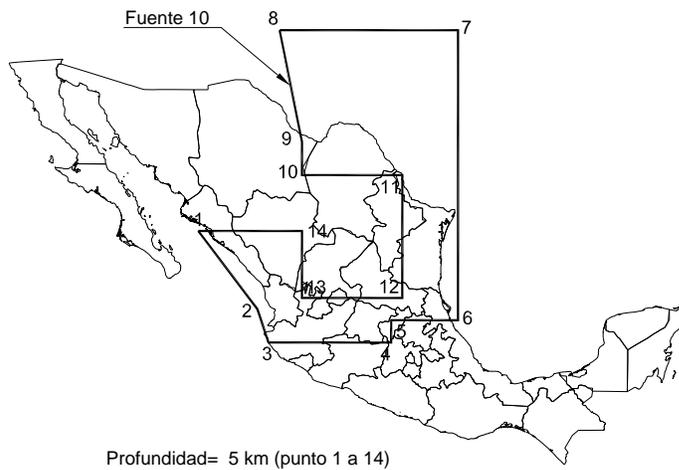


Figura B-10. Datos de la fuente sísmica No. 10: Sismicidad difusa 1.

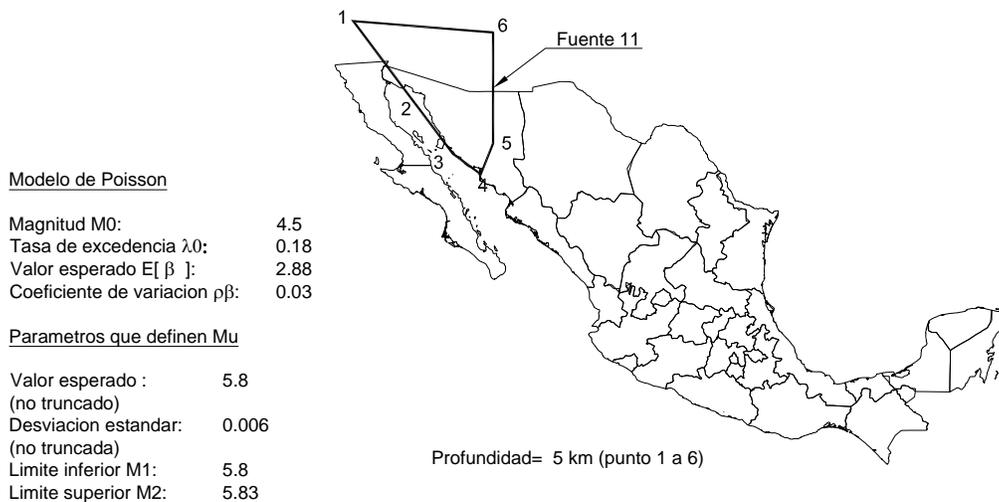


Figura B-11. Datos de la fuente sísmica No. 11: Sismicidad difusa 2.



Figura B-12. Datos de la fuente sísmica No. 12: Centroamérica.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 18.7
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M_0 : 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T_{00}) = \max (M_0, D + F \cdot \ln(T_{00}))$$

D: 7.5 F: 0.0 T_{00} : 20 años

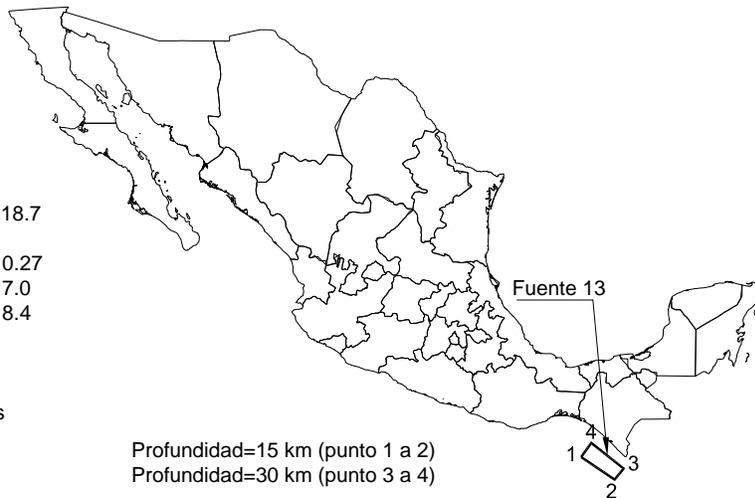


Figura B-13. Datos de la fuente sísmica No. 13: Subducción Chiapas.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 24.7
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M_0 : 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T_{00}) = \max (M_0, D + F \cdot \ln(T_{00}))$$

D: 7.5 F: 0.0 T_{00} : 200 años

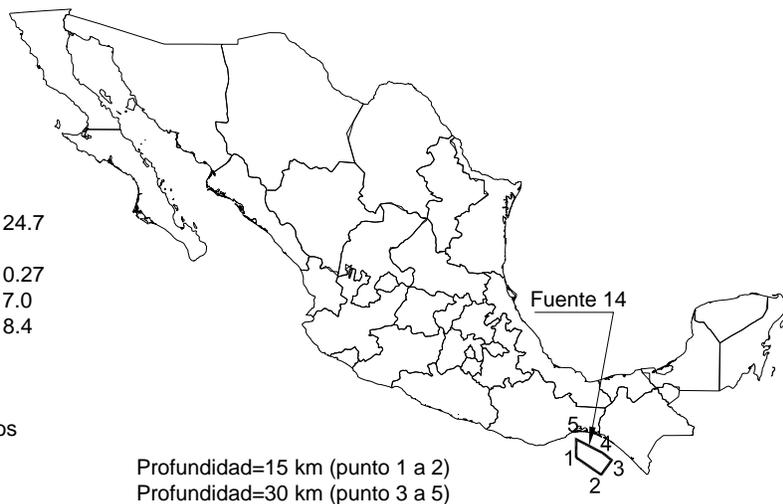


Figura B-14. Datos de la fuente sísmica No. 14: Subducción Brecha de Tehuantepec.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 24.8
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 26 años



Figura B-15. Datos de la fuente sísmica No. 15: Subducción Oaxaca Este.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 39.4
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 13 años

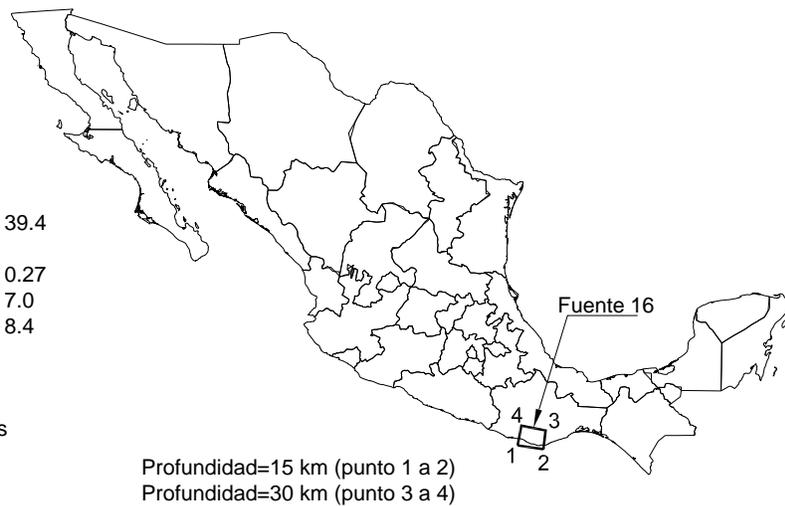


Figura B-16. Datos de la fuente sísmica No. 16: Subducción Oaxaca 1.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 77.9
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 63 años

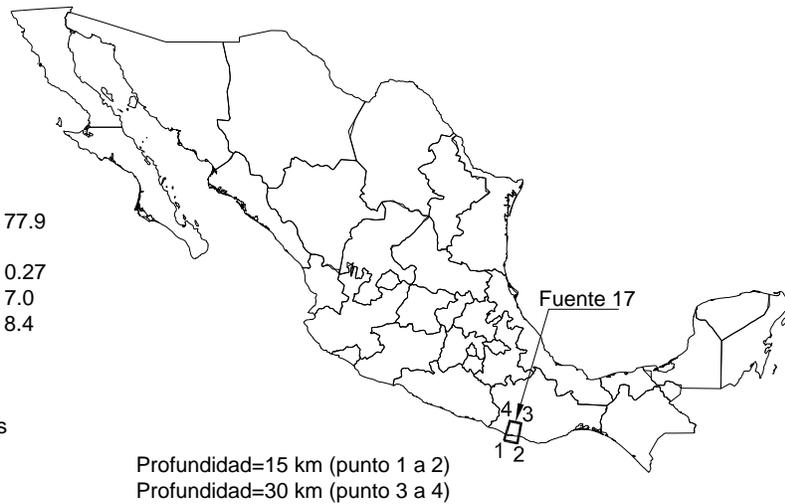


Figura B-17. Datos de la fuente sísmica No. 17: Subducción Oaxaca 2.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 104.7
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 23 años

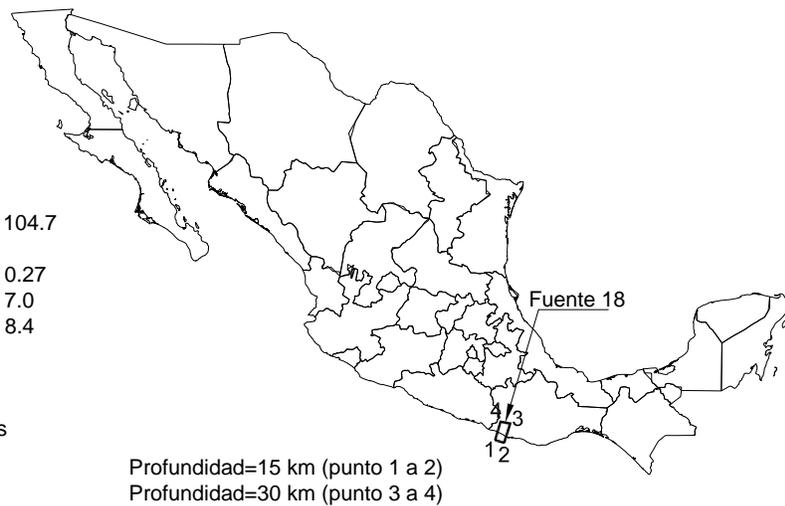


Figura B-18. Datos de la fuente sísmica No. 18: Subducción Oaxaca Oeste.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 26.7
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M_0 : 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M_0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 9 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 2)
Profundidad=30 km (punto 3 a 4)

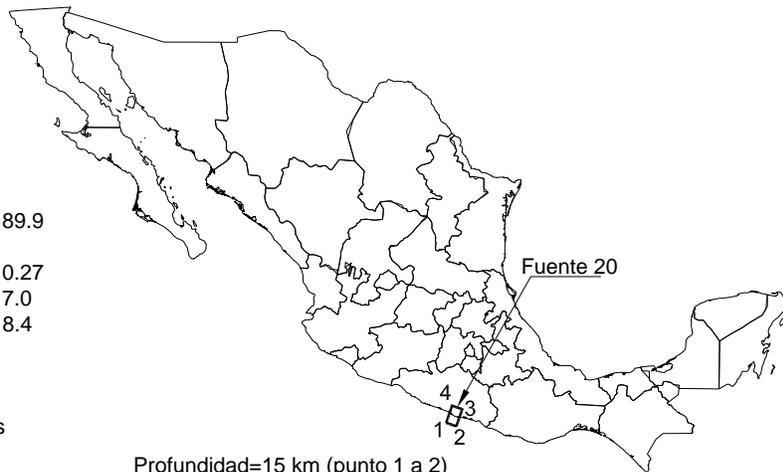
Figura B-19. Datos de la fuente sísmica No. 19: Subducción Ometepec.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 89.9
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M_0 : 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M_0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 29 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 2)
Profundidad=30 km (punto 3 a 4)

Figura B-20. Datos de la fuente sísmica No. 20: Subducción San Marcos.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 39.7
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0,D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 80 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 2)
Profundidad=30 km (punto 3 a 4)

Figura B-21. Datos de la fuente sísmica No. 21: Subducción Guerrero.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 52.6
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0,D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 12 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 2)
Profundidad=30 km (punto 3 a 4)

Figura B-22. Datos de la fuente sísmica No. 22: Subducción Petatlán.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 25.6
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 6 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 2)
Profundidad=30 km (punto 3 a 4)

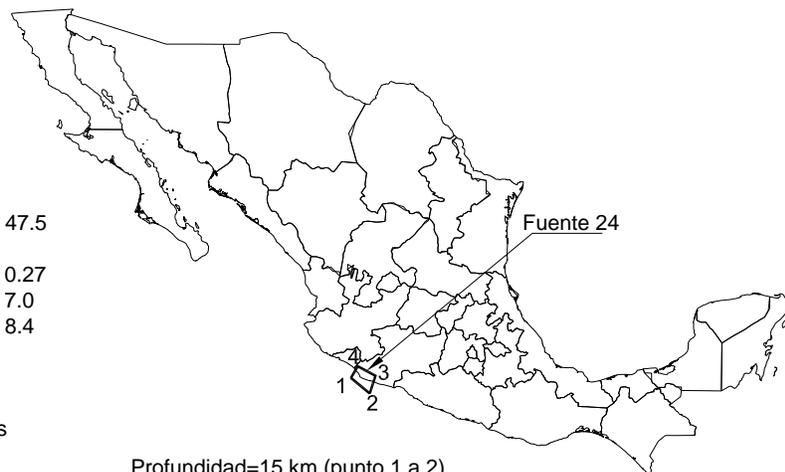
Figura B-23. Datos de la fuente sísmica No. 23: Subducción Michoacán.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 47.5
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 18 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 2)
Profundidad=30 km (punto 3 a 4)

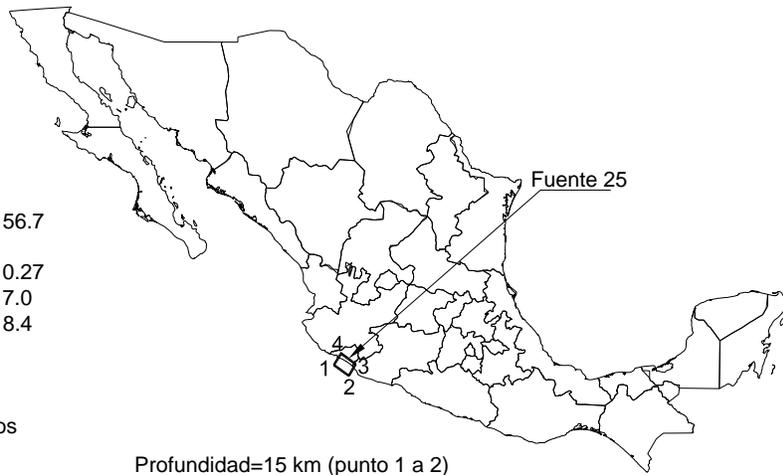
Figura B-24. Datos de la fuente sísmica No. 24: Subducción Colima 1.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 56.7
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 183 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 2)
Profundidad=30 km (punto 3 a 4)

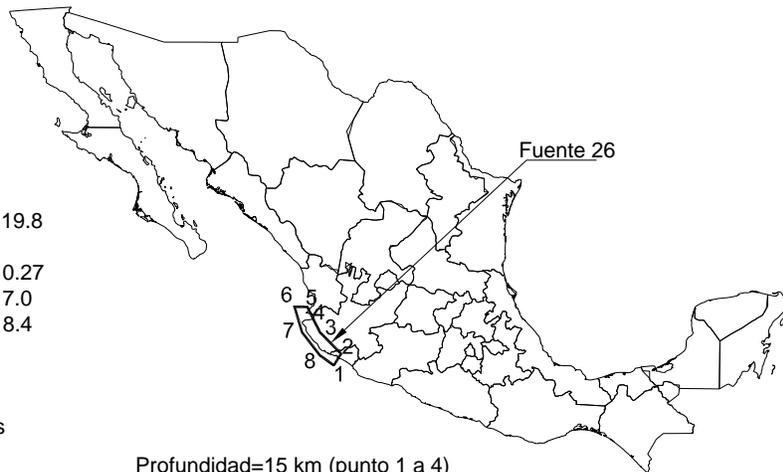
Figura B-25. Datos de la fuente sísmica No. 25: Subducción Brecha de Colima.

Modelo Característico

Valor medio de tiempo
entre sismos característicos: 19.8
Desviación estándar de la magnitud
de los sismos característicos: 0.27
Magnitud mínima M0: 7.0
Magnitud máxima: 8.4

$$E(M|T00) = \max (M0, D + F \cdot \ln(T00))$$

D: 7.5 F: 0.0 T00: 57 años



Profundidad=15 km (punto 1 a 4)
Profundidad=30 km (punto 5 a 8)

Figura B-26. Datos de la fuente sísmica No. 26: Subducción Jalisco.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 2.014
Valor esperado $E[\beta]$: 1.827
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.11

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.2
(no truncado)
Desviación estandar: 0.01
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.9
Limite superior M_2 : 7.25

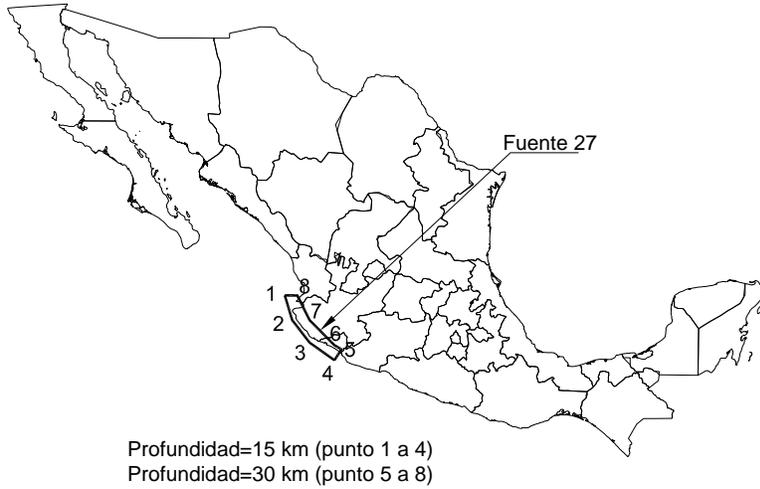


Figura B-27. Datos de la fuente sísmica No. 27: Jalisco nuevo.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 4.792
Valor esperado $E[\beta]$: 1.547
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.077

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.2
(no truncado)
Desviación estandar: 0.01
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.9
Limite superior M_2 : 7.25

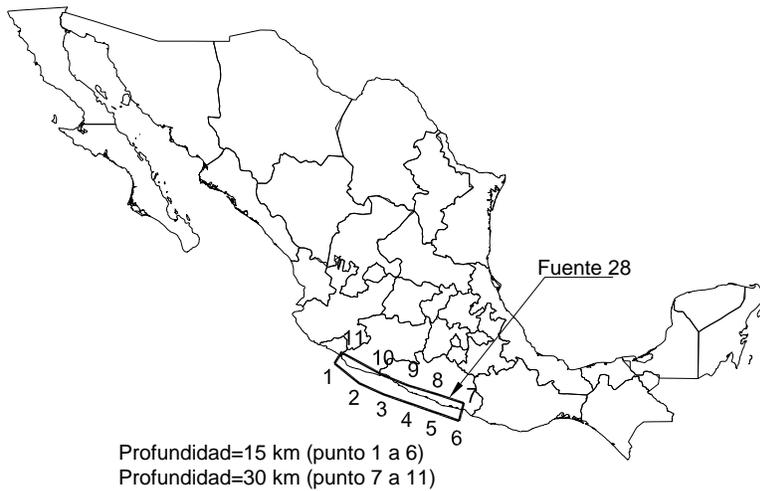


Figura B-28. Datos de la fuente sísmica No. 28: Guerrero-Michoacán nuevo.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 6.717
Valor esperado $E[\beta]$: 1.847
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.063

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.2
(no truncado)
Desviación estandar: 0.01
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.9
Limite superior M_2 : 7.25

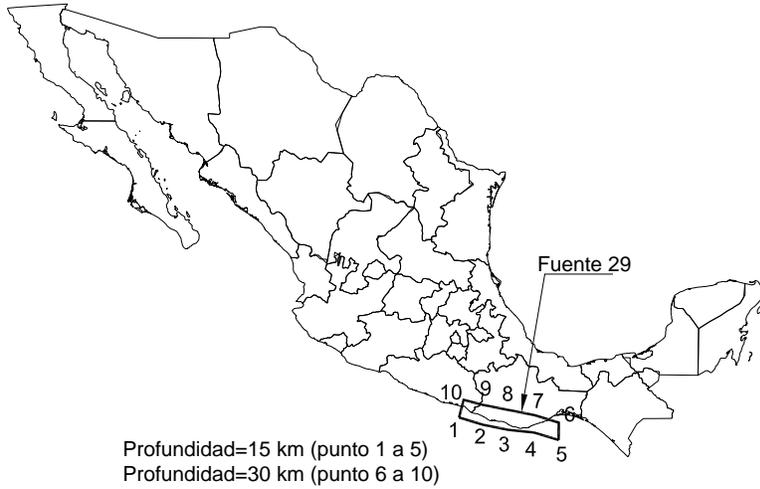


Figura B-29. Datos de la fuente sísmica No. 29: Oaxaca nuevo.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 18.938
Valor esperado $E[\beta]$: 2.059
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.037

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.2
(no truncado)
Desviación estandar: 0.01
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.8
Limite superior M_2 : 7.25

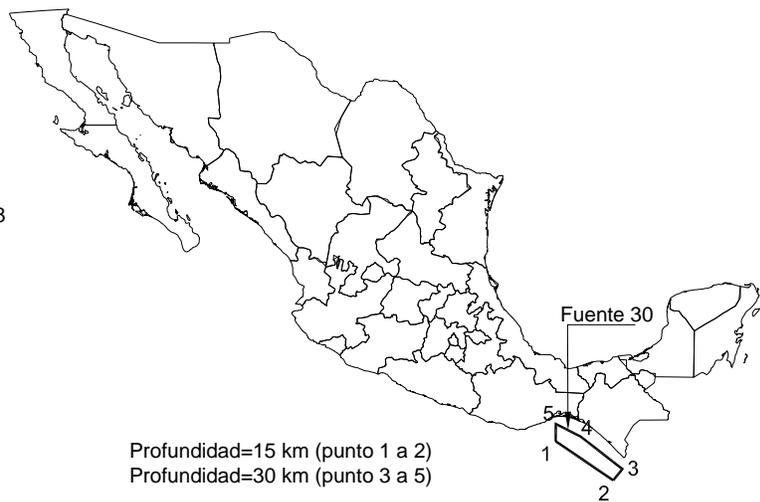


Figura B-30. Datos de la fuente sísmica No. 30: Oaxaca nuevo.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 2.161
Valor esperado $E[\beta]$: 1.699
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.097

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.9
(no truncado)
Desviación estandar: 0.1
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.8
Limite superior M_2 : 8.4

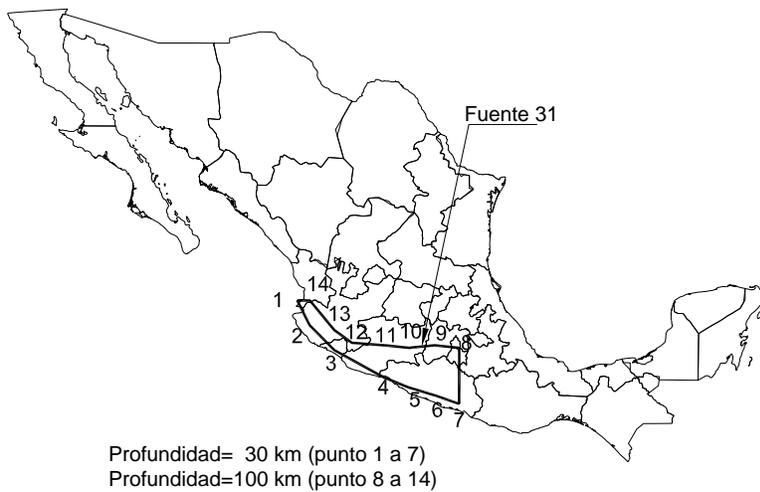


Figura B-31. Datos de la fuente sísmica No. 31: Prof. Intermedia Oeste nueva.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 1.714
Valor esperado $E[\beta]$: 1.576
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.11

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.88
(no truncado)
Desviación estandar: 0.1
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.0
Limite superior M_2 : 8.38

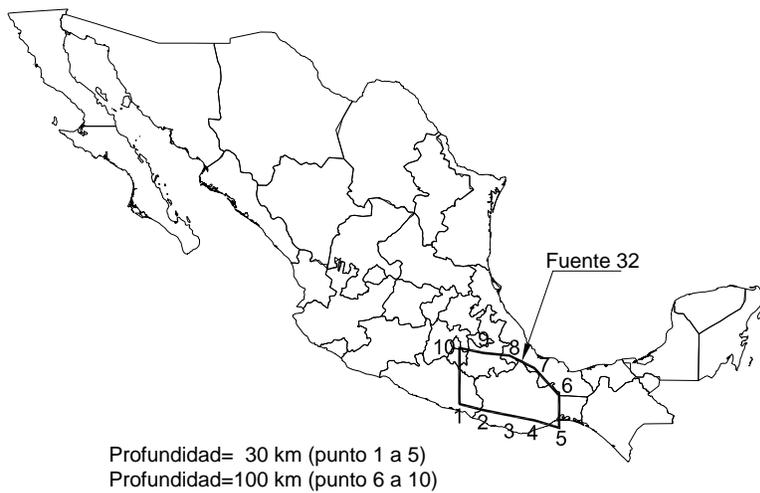


Figura B-32. Datos de la fuente sísmica No. 32: Prof. Intermedia centro nueva.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 2.78
Valor esperado $E[\beta]$: 1.761
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.087

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.84
(no truncado)
Desviación estandar: 0.213
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.0
Limite superior M_2 : 8.905

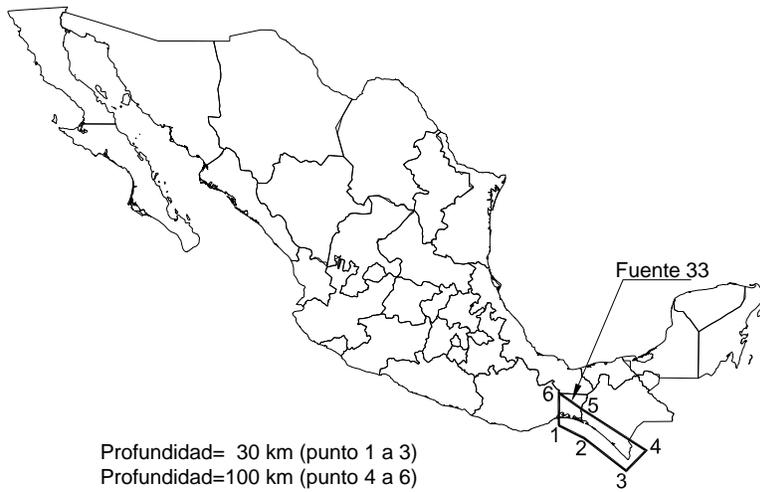


Figura B-33. Datos de la fuente sísmica No. 33: Prof. Intermedia Este nueva.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 0.249
Valor esperado $E[\beta]$: 1.884
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.223

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.39
(no truncado)
Desviación estandar: 0.2
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.9
Limite superior M_2 : 8.39

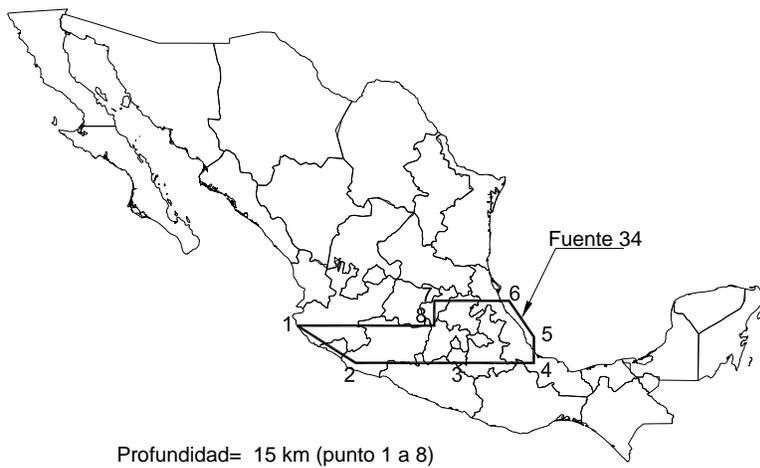


Figura B-34. Datos de la fuente sísmica No. 34: Eje Volcánico Norte.

Modelo de Poisson

Magnitud M0: 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 1.44
Valor esperado E[β]: 1.889
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.124

Parametros que definen Mu

Valor esperado : 7.37
(no truncado)
Desviación estandar: 0.188
(no truncada)
Limite inferior M1: 7.0
Limite superior M2: 8.31

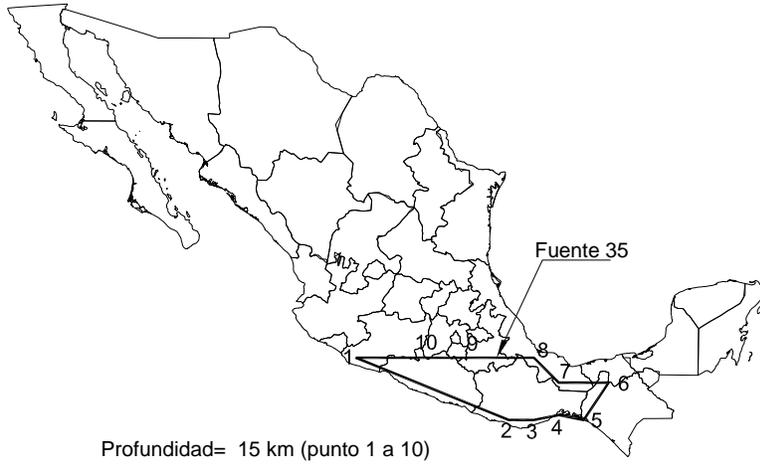


Figura B-35. Datos de la fuente sísmica No. 35: Intraplaca.

Modelo de Poisson

Magnitud M0: 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 0.6045
Valor esperado E[β]: 3.05
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.2089

Parametros que definen Mu

Valor esperado : 6.74
(no truncado)
Desviación estandar: 0.162
(no truncada)
Limite inferior M1: 6.0
Limite superior M2: 7.55

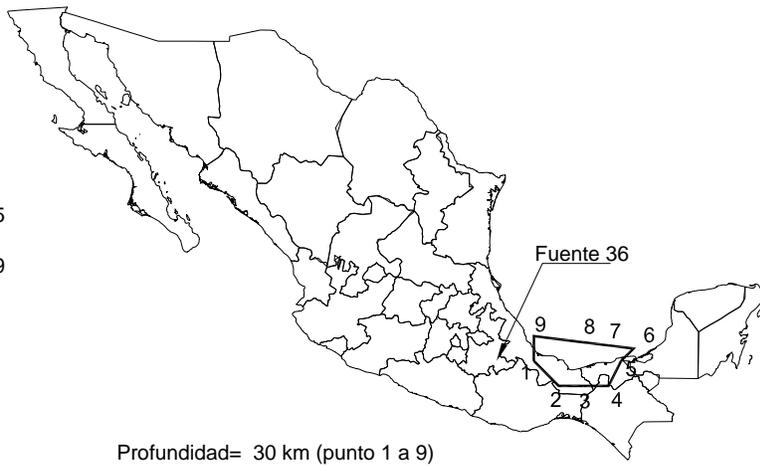


Figura B-36. Datos de la fuente sísmica No. 36: Petrolera.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.1
Tasa de excedencia λ_0 : 0.1053
Valor esperado $E[\beta]$: 2.7043
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.4585

Parametros que definen μ

Valor esperado : 6.49
(no truncado)
Desviación estandar: 0.302
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 6.0
Limite superior M_2 : 8.0



Figura B-37. Datos de la fuente sísmica No. 37: Golfo.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 1.7155
Valor esperado $E[\beta]$: 2.0048
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.1185

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.57
(no truncado)
Desviación estandar: 0.0267
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.5
Limite superior M_2 : 7.7035

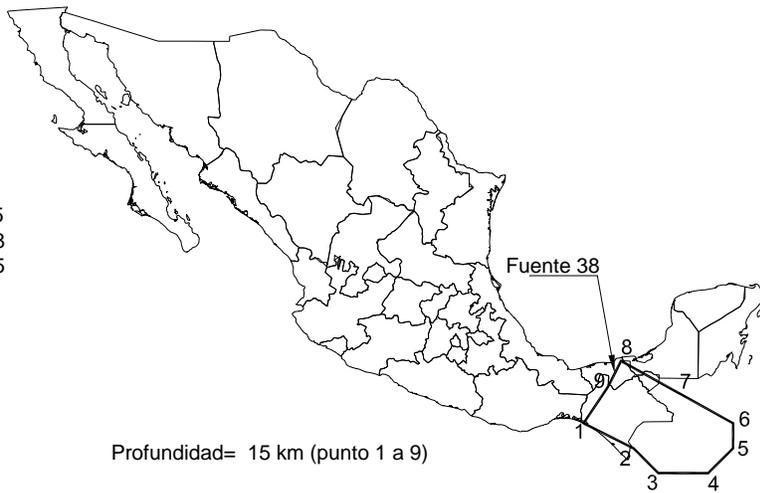


Figura B-38. Datos de la fuente sísmica No. 38: Chiapas Volcán.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 4.5
Tasa de excedencia λ_0 : 2.5161
Valor esperado $E[\beta]$: 2.2074
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.093

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.58
(no truncado)
Desviación estandar: 0.026
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.4
Limite superior M_2 : 7.71

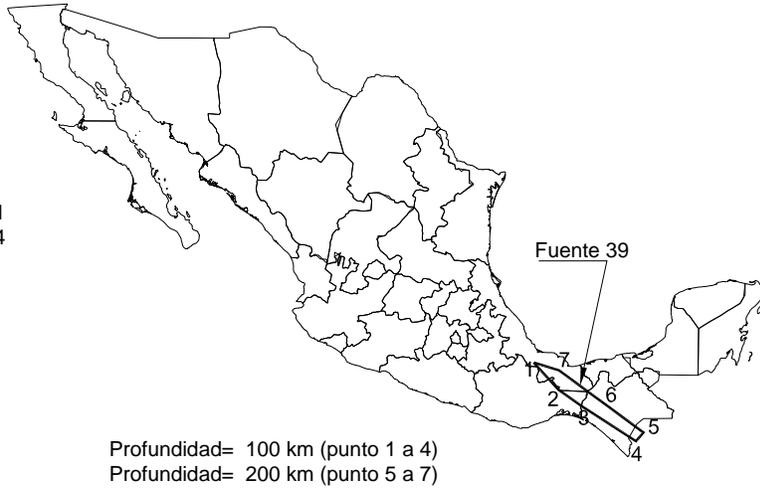


Figura B-39. Datos de la fuente sísmica No. 39: Profundos Chiapas.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 5.0
Tasa de excedencia λ_0 : 0.277
Valor esperado $E[\beta]$: 2.234
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.309

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.8
(no truncado)
Desviación estandar: 0.0
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.5
Limite superior M_2 : 7.8

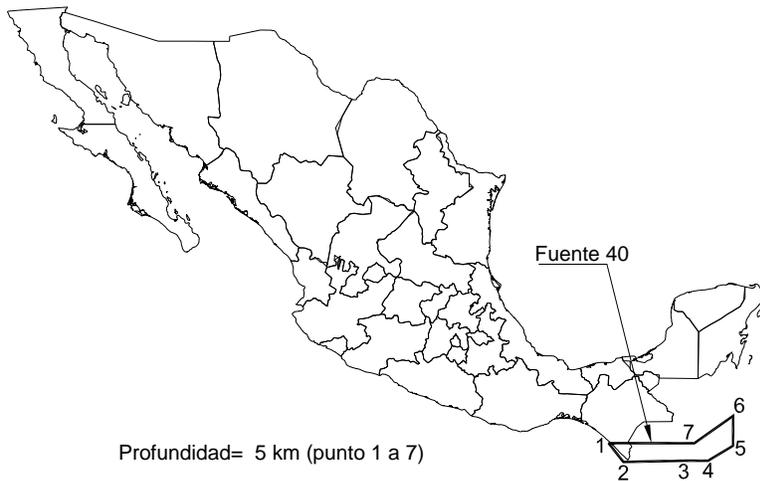


Figura B-40. Datos de la fuente sísmica No. 40: Motagua 1.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 5.0
Tasa de excedencia λ_0 : 0.277
Valor esperado $E[\beta]$: 2.234
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.309

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.8
(no truncado)
Desviación estandar: 0.0
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.5
Limite superior M_2 : 7.8



Figura B-41. Datos de la fuente sísmica No. 41: Motagua 2.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 5.0
Tasa de excedencia λ_0 : 0.277
Valor esperado $E[\beta]$: 2.234
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.309

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.8
(no truncado)
Desviación estandar: 0.0
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.5
Limite superior M_2 : 7.8

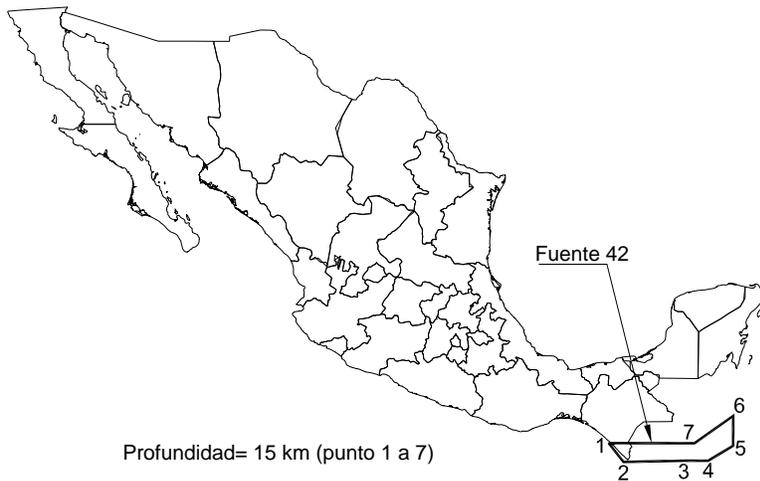


Figura B-42. Datos de la fuente sísmica No. 42: Motagua 3.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 5.0
Tasa de excedencia λ_0 : 0.12
Valor esperado $E[\beta]$: 2.187
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.105

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.8
(no truncado)
Desviación estandar: 0.0
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.5
Limite superior M_2 : 7.8

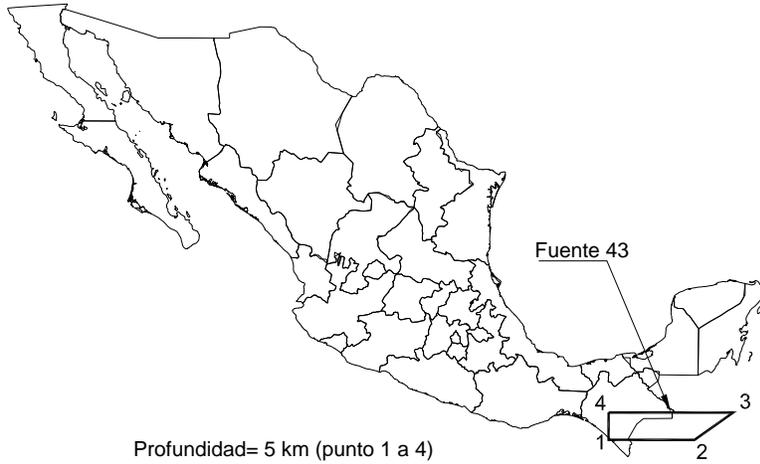


Figura B-43. Datos de la fuente sísmica No. 43: Polochic 1.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 5.0
Tasa de excedencia λ_0 : 0.12
Valor esperado $E[\beta]$: 2.187
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.105

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.8
(no truncado)
Desviación estandar: 0.0
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.5
Limite superior M_2 : 7.8



Figura B-44. Datos de la fuente sísmica No. 44: Polochic 2.

Modelo de Poisson

Magnitud M_0 : 5.0
Tasa de excedencia λ_0 : 0.12
Valor esperado $E[\beta]$: 2.187
Coeficiente de variación $\rho\beta$: 0.105

Parametros que definen μ

Valor esperado : 7.8
(no truncado)
Desviación estandar: 0.0
(no truncada)
Limite inferior M_1 : 7.5
Limite superior M_2 : 7.8

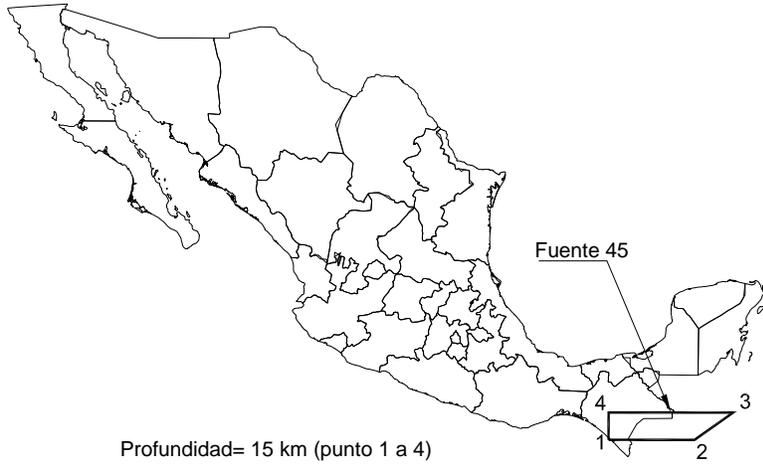


Figura B-45. Datos de la fuente sísmica No. 45: Polochic 3.

Bibliografía

Abrahamson, N. A. y W. J. Silva (1997), "Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes", *Seismological Research Letters*, 68(1), 94–127.

Abramowitz, M. e I. A. Stegun (1964), "Handbook of mathematical functions", *National Bureau of Standards*, Applied Mathematical Series 55, Washington, D.C.

Aki, K. (1967), "Scaling law of seismic spectrum", *Journal of Geophysical Research*, 72, 1217–1231.

Atkinson, G. M. y D. M. Boore (1997), "Some comparisons between recent ground-motion relations", *Seismological Research Letters*, 68(1), 24.

Atkinson, G. M. y D. M. Boore (2003), "Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1703-1729.

Atkinson, G. M. (2006), "Single-Station Sigma", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 446–455.

Bazurro P. y A. Cornell (2004), "Nonlinear soil-site in probabilistic seismic-hazard analysis", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 2110-2123.

Boatwright, J. (1988), "The seismic radiation from composite models of faulting", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 489-508.

Boore, D. M. (1983), "Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 1865-1894.

Boore, D. M. (1986), "The effect of finite bandwidth on seismic scaling relationships", *American Geophysical Union Monograph*, 37, 275-283.

Boore, D. M. (2003), "Simulation of ground motion using the stochastic method", *Pure and Applied Geophysics*, 160, 635–676.

Boore, D. M. y W. B. Joyner (1984), "A note on the use of random vibration theory to predict peak amplitudes of transient signals" *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 2035-2039.

Brune, J. N. (1970), "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes", *Journal of Geophysical Research*, 75, 4997-5009.

Cartwright, D. E. y M. S. Longuet-Higgins. (1956), "The statistical distribution of maxima for a random function", *Proceedings of Royal Society of London*, A327, 212-232.

Cornell, C. A. (1968), "Engineering seismic risk analysis", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 1583-1606.

Cornell, C. A. y E. Vanmarcke E. (1969), "The major influences on seismic risk", *Proceedings 4th World Conference on Earthquake Engineering*, Santiago de Chile.

Cramer C. H. (2003), "Site seismic-hazard analysis that is completely probabilistic", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(4), 1841–1846.

Der Kiureghian, A. y A. Neuenhofer (1991), "A response spectrum method for multiple support seismic excitations", *Earthquake Engineering Research Center*, UCB/EERC-91/08.

Esteva, L. (1967), "Criteria for the construction of spectra for seismic design", *3rd Pan-American Symposium of Structures*, Caracas, Venezuela, 3-8 Julio.

Esteva, L. (1970), "Regionalización sísmica para fines de ingeniería", *Instituto de Ingeniería UNAM*, Serie Azul, 246.

Faccioli, E. y J. Ramírez (1975). "Respuestas sísmicas máximas probables en las arcillas de la Ciudad de México", *Instituto de Ingeniería, UNAM*, Serie Azul 359.

Faccioli, E. y J. Ramírez (1976) "Earthquake response of non-linear hysteretic soil systems", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 4, 261-276.

Gallego, M. (2000) "Estimación de riesgo sísmico en la República de Colombia", *Tesis maestría UNAM*, México D. F.

García D., S. K. Singh., M. Herráiz, M. Ordaz y J. F. Pacheco (2005), "Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 2272-2282.

Gupta I. D y M. D. Trifunac (1998), "Defining equivalent stationary PSDF to account for nonstationarity of earthquake ground motion", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, 89-99.

Gutenberg, B. y C. F. Richter (1954), "Seismicity of the earth (and associated phenomena)", *Princeton University Press*, Princeton, New Jersey.

Herrman, R. B. (1985), "An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distance", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 157-171.

Idriss I.M. (1990), "Response of soft sites during earthquakes", *Proceedings, Memorial Symposium to honor Professor Harry Bolton Seed*, Berkeley, California, Vol. II.

Idriss, I. M. y J. I. Sun (1992), "SHAKE 91- A computer program for conducting equivalent seismic response analysis of horizontal layered soil deposits", *University of California Davis*.

INGEOMINAS y Universidad de los Andes (1997), "Microzonificación sísmica de Santa Fe de Bogotá", *Publicación especial de INGEOMINAS*, Convenio administrativo 01-93, INGEOMINAS, UPES y DNPAD, Santa Fe de Bogotá.

Jaime A. P. (1987), "Características dinámicas de la arcilla del Valle de México", *Tesis doctoral UNAM*, México.

Jaimes, M.A., Reinoso, E. y Ordaz, M. (2006), "Comparison of methods to predict response spectra at instrumented sites given the magnitude and distance of an earthquake", *Journal of Earthquake Engineering*, 10(6), 887–902.

Joyner, W. B. y D. M. Boore (1986), "On simulating large earthquakes by Green's function addition of small earthquakes", *American Geophysical Union Monograph*, 37, 269-274.

Joyner, W. B. y D. M. Boore (1988), "Measurement, characterization and prediction of strong ground motion", *Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, II GT Div./ASCE, Park City, Utah, Junio 27–30, 43–101.

Kaul, M. K. (1978), "Stochastic characterization of earthquake through their response spectrum", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 6, 497–509.

Lee, Y. W. (1964), "Statistical theory of communication", *Wiley*, New York.

Lin Y. K. (1967), "Probabilistic theory of structural dynamics", *McGraw-Hill Book Co., Inc.*, New York, N. Y.

Loh, C. H., W. Y. Jean y J. Penzien (1994), "Uniform hazard response spectra -an alternative approach", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 23, 433-445.

Ordaz, M. (2004), "Some integrals useful in probabilistic seismic hazard analysis", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1510-1516.

Ordaz M., J. M. Jara y S. K. Singh (1989), "Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero", *Informe conjunto del II-UNAM y el Centro de Investigación Sísmica AC de la Fundación Javier Barros Sierra al Gobierno del estado de Guerrero, Instituto de Ingeniería, UNAM*, proyectos 8782 y 9745, México.

Ordaz, M., Singh, S. K., y Arciniega, A. (1994), "Bayesian attenuation regressions: an application to Mexico City", *Geophysical Journal International*, 117, 335–344.

Papageorgiou, A. y K. Aki (1985), "Scaling law of far - field spectra based on observed parameters of the specific barrier model", *PAGEOPH*, 123, 353-374.

Park, Y. J. (1995), "New conversion method from response spectrum to PSD functions", *Journal of Engineering Mechanics*, 121, 1391–1392.

Reinoso E. y M. Ordaz (2001), "Duration of strong ground motion during Mexican earthquakes in terms of magnitude, distance to the rupture area and dominant site period", *Earthquake Engineering and Structural Dynamic*, 30, 653–673.

Reyes, C. (1999), "El estado límite de servicio en el diseño sísmico de edificios", *Tesis doctoral UNAM*, México D. F.

Rice, S. O. (1954), "Mathematical analysis of random noise", Selected Papers on Noise and Stochastic Processes. *Nelson Wax, Ed., Dover*, New York.

Rosenblueth, E., M. Ordaz, F. J. Sanchez-Sesma y S. K. Singh (1989), "The Mexico earthquake of September 19, 1985 – Design spectra for Mexico's Federal District", *Earthquake Spectra*, 5, 273-291.

Sadigh, K., C. Y. Chang, J. A. Egan, F. Makdise. y R. R. Youngs (1997), "Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data", *Seismological Research Letters*, 68(1), 180–189.

Seed H. B. e I. M. Idriss (1970), "Soil moduli and damping factors for dynamic response analysis", Report No. UCB/EERC-70/10, *Earthquake Engineering Research Center*, University of California, Berkeley.

Silva, W. J., I. G. Wong y R. B. Darragh (1991), "Engineering characterization of earthquakes strong ground motions with applications to the pacific northwest", *U. S. Geological Survey*, Open File Report 91-441-H.

Singh, S.K., L. Astiz y J. Havskov (1981), "Seismic gaps and recurrence period of large earthquake along the Mexican subduction zone: a reexamination", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 827-843.

Singh, S. K., R. Apsel, J. Fried y J. N. Brune (1982), "Spectral attenuation of SH-waves along the Imperial fault", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 2003-2016.

Singh, S. K., M. Ordaz, J. G. Anderson, M. Rodríguez, R. Quaas, E. Mena, M. Ottaviani y D. Almora (1989), "Analysis of Near-Source Strong-Motion recordings along the mexican subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 1697-1717.

Udwadia, F. y M. Trifunac (1974), "Characterization of response spectra trough the statistic of oscillator response", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64, 205-219.

Youngs, R. R., S. J. Chiou, W. J. Silva y J. R. Humphrey (1997), "Strong ground motions attenuation relationships for subduction zone earthquakes", *Seismological Research Letters*, 68, 58-73.