

# Incorporación de datos y criterios geológicos en el análisis de la peligrosidad sísmica en regiones de actividad moderada: II. Función de atenuación del movimiento del suelo y cálculo probabilístico.

Considering geological data and geologically based criteria in seismic hazard analysis of moderate activity regions: II. Strong ground motion attenuation function and probabilistic calculations

J. García-Mayordomo

Laboratorio de Geotecnia. CEDEX. Alfonso XII, 3 Madrid 28014 julian.g.mayordomo@cedex.es

## ABSTRACT

This paper constitutes the second part of a previous one where the importance of geological data and geologically based criteria in the first two steps of a seismic hazard analysis (SHA) were studied. This paper deals now with the last two steps in SHA: Strong ground motion attenuation function and probabilistic calculations. In the first one, geological knowledge is of great importance to identify and classify soil conditions and to effectively incorporate the effect of faulting mechanism in hazard calculations. In the second one, the interest of considering paleoseismological data –e.g., maximum geological magnitude, mean recurrence period, elapsed time since last event– in computing probabilities is reviewed.

**Key words:** Seismic Hazard, PSHA, strong ground motion

Geogaceta, 42 (2007), 31-34  
ISSN: 0213683X

## Introducción

Este trabajo constituye la segunda parte de uno previo que se centraba en el estudio de la incorporación de datos y criterios geológicos en las dos primeras etapas de un análisis de la peligrosidad sísmica (APS): definición y caracterización de fuentes sismogénicas (García-Mayordomo, 2007). Como se refería en el mencionado trabajo, las dos siguientes etapas de un APS comprenden la selección de una función de atenuación del movimiento del suelo y, finalmente, el cálculo probabilístico. Ambas cuestiones son discutidas con detalle más adelante, se ofrece ahora un resumen de algunos conceptos fundamentales en el cálculo de la peligrosidad sísmica.

Un análisis probabilista de la peligrosidad sísmica persigue determinar la probabilidad de que determinado nivel de movimiento del suelo,  $a$ , sea excedido al menos una vez durante un periodo de tiempo  $t$  en un determinado emplazamiento, de acuerdo con (Esteve, 1967; Cornell, 1968):

$$P(A > a, t) = 1 - e^{- (\lambda_a t)} \quad [1]$$

donde  $P(A > a, t)$  es la probabilidad de que la variable aleatoria  $A$ , que representa un determinado parámetro del movimiento del suelo (e.g., aceleración), exceda un

determinado nivel  $a$  (e.g., 0,10g) en un periodo de tiempo de  $t$  años, siendo  $\lambda_a$  la tasa anual media de excedencia de  $a$ . Los cálculos de peligrosidad sísmica se realizan generalmente para probabilidades de excedencia en periodos de tiempo pequeños, típicos de la vida útil de las infraestructuras ( $t=25, 50, 100$  años). Para tasas anuales medias de excedencia bajas ( $<0,1$ ) se puede admitir:

$$P(A > a) \approx \lambda_a \quad [2]$$

En ingeniería sísmica se tiende a emplear el término *periodo de retorno* en vez del de probabilidad de excedencia. El periodo de retorno ( $T$ ) se define como la inversa de la tasa media de excedencia anual ( $t=1$  año):

$$T = \lambda_a^{-1} \quad [3]$$

De acuerdo con la ecuación 2, el Periodo de Retorno también se puede definir como la inversa de la probabilidad de excedencia en  $t$  años (e.g., 50, 100 años) a partir del periodo de retorno, empleando la expresión:

$$P(A > a) = 1 - [1 - 1/T]^t \quad [4]$$

Así, por ejemplo, un periodo de retorno de 475 años equivale a una proba-

bilidad de excedencia del 10% en 50 años.

La determinación de la tasa anual media de excedencia,  $\lambda_a$ , constituye el principal resultado de un cálculo de peligrosidad sísmica. El cálculo de  $\lambda_a$  se realiza aplicando el teorema de la probabilidad compuesta, obteniéndose:

$$\lambda_a = \lambda_m \iint P(A > a | m, r) f_M(m) f_R(r) dm dr \quad [5]$$

donde  $\lambda_m$  es la tasa anual media de ocurrencia de terremotos,  $f_M(m)$  es la fun-

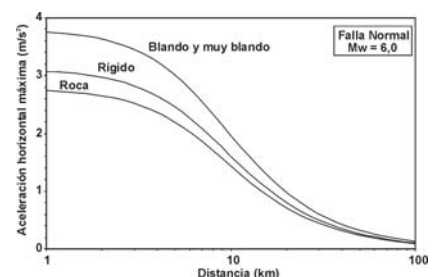
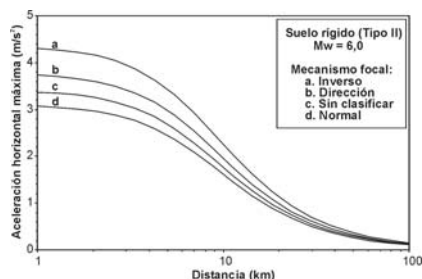


Fig. 1.- Ilustración del efecto del tipo de suelo en la atenuación del movimiento fuerte (ecuación de Ambraseys et al., 2005). Terrenos blandos experimentan una mayor amplitud del movimiento que terrenos más rígidos.

Fig. 1.- Influence of soil class on strong ground motion attenuation (Ambraseys et al., 2005 equation). Soft soils show higher amplitudes than rigid ones.



**Fig. 2.- Ilustración del efecto del mecanismo de rotura del terremoto en la atenuación del movimiento fuerte (Ambraseys et al., 2005). Mecanismos de falla inversa producen las mayores amplitudes del movimiento.**

*Fig. 2.- Influence of faulting mechanism on strong ground motion attenuation (Ambraseys et al., 2005). Inverse mechanism produce the higher amplitudes.*

ción de densidad de probabilidad de la magnitud,  $f_R(r)$  la función de densidad de probabilidad de la distancia al emplazamiento; y  $P(A > a | m, r)$  la probabilidad de excedencia de determinado nivel del movimiento del suelo  $a$  condicionada a la ocurrencia de un terremoto de magnitud  $m$  a una distancia  $r$  (cf. Kramer, 1996). Si consideramos la existencia de varias fuentes sismogénicas, caracterizadas por diferentes tasas de ocurrencia, entonces:

$$\lambda_a = \sum_{i=1}^{N_s} \lambda_{mi} \iint P(A > a | m, r) f_{Mi}(m) f_{Ri}(r) dm dr \quad [5b]$$

donde  $N_s$  es el número de fuentes consideradas y  $\lambda_{mi}$  es la tasa anual media de ocurrencia de terremotos en la fuente  $i$ -ésima.

Analizando la ecuación 5 se deduce que los elementos fundamentales que componen un resultado de peligrosidad sísmica son: 1) el espacio de probabilidades de la distancia al emplazamiento, controlado por la geometría de las fuentes sismogénicas; 2) la probabilidad de ocurrencia de terremotos de determinada magnitud, controlada por los parámetros sísmicos de las fuentes sismogénicas (en zonas: tasa de ocurrencia de terremotos, magnitud máxima posible, parámetro  $b$ ; en fallas: magnitud del terremoto característico, período medio de recurrencia, tiempo desde el último evento); y 3) la probabilidad de que el movimiento del terreno supere un determinado umbral, controlado por la predicción de la función de atenuación del movimiento fuerte y su desviación estándar.

En los siguientes apartados se analizan con más detalle estos elementos, haciendo especial hincapié en el aporte procedente de la consideración de datos y criterios geológicos.

### Función de atenuación del movimiento del suelo

La función de atenuación describe el decaimiento del movimiento del suelo con la distancia dada la ocurrencia de un terremoto de determinada magnitud. El parámetro de movimiento más empleado en los APS es la aceleración, ya sea en términos de aceleración máxima (*peak ground acceleration*) o espectrales (aceleraciones máximas para diferentes periodos de vibración). El movimiento del suelo derivado del paso de las ondas sísmicas (*strong ground motion*) se registra en unos aparatos similares a los sismógrafos, pero adaptados a registrar movimientos más fuertes, los acelerógrafos, de donde se obtiene el registro temporal en términos de aceleración del movimiento del suelo, el acelerograma. Las funciones de atenuación se obtienen a partir del tratamiento estadístico de muestras de datos acelerométricos para terremotos de diferentes magnitudes registrados a diferentes distancias.

En la literatura se encuentran descritas numerosas funciones de atenuación (cf., Douglas, 2003), desarrolladas en su mayoría a partir de datos acelerométricos registrados en regiones de alta actividad sísmica. En regiones de actividad moderada o baja, dada la menor ocurrencia de terremotos y, particularmente, de terremotos grandes, los datos acelerométricos disponibles son mucho más escasos y menos representativos. En los APS desarrollados en estas regiones es necesario, por tanto, seleccionar de la literatura la función de atenuación a emplear en los cálculos. Es importante señalar aquí, que de esta decisión dependerán en gran medida los resultados de peligrosidad obtenidos. La función de atenuación ejerce una influencia crítica sobre los resultados de un APS (cf., Bommer et al., 2005).

Una forma típica de una función de atenuación moderna puede ser:

$$\log(A) = C_1 + C_2 m - C_3 \log(r) + C_4 S + C_5 F \pm s \quad [6]$$

donde  $\log(A)$  es el logaritmo decimal de la predicción del valor esperado de aceleración máxima, generalmente la media o mediana, dada la ocurrencia de un terremoto de magnitud  $m$  a distancia  $r$ . Los factores  $C$  representan constantes del ajuste estadístico, mientras que los factores  $S$  y  $F$ , son variables indicadoras de las condiciones geológico-geotécnicas del emplazamiento y del mecanismo de rotura del terremoto, respectivamente; y  $s$  la medida de la desviación de la predicción, específicamente la desviación estándar de

$\log(A)$ . La probabilidad de que un determinado valor de aceleración,  $a$ , sea superado dada la ocurrencia de un terremoto de magnitud  $m$  a distancia  $r$ , viene dada por:

$$P(A > a | m, r) = \Phi \left( \frac{\log(a) - \log(A)}{\sigma_{\log(a)}} \right) \quad [7]$$

donde  $F$  es la función de distribución acumulada complementaria normal ( $1 - F_A$ ). Esta expresión pone de manifiesto la gran importancia que tiene en el cálculo la desviación estándar de la predicción de la aceleración, o en otras palabras, la incertidumbre de la estimación. Los dos factores que mayor influencia tienen en la reducción de la incertidumbre son las condiciones geológico-geotécnicas del terreno y el mecanismo de rotura del terremoto.

### Factor suelo o efecto sitio

Las condiciones geológico-geotécnicas del terreno, también conocidas como factor suelo o efecto sitio, controlan en gran medida la amplitud y contenido espectral de frecuencias del movimiento. De modo general, emplazamientos situados sobre terrenos poco rígidos tienden a amplificar el movimiento en los periodos de vibración altos, coincidentes con los periodos de vibración fundamentales típicos de estructuras ingenieriles esbeltas, y viceversa. De hecho, el efecto sitio controla en gran medida la distribución de los daños tras un terremoto. En la figura 1 se representa una función de atenuación de la aceleración máxima para diferentes clases de suelos.

La consideración del factor terreno en las funciones de atenuación, así como en las normativas sísmicas, se realiza considerando la velocidad media de las ondas de corte ( $V_s$ ) en los primeros 30 metros del emplazamiento. Cuando este valor es desconocido se propone emplear entonces el número de golpeo del SPT ( $N_{SPT}$ ). A partir del valor de  $V_s$  se establecen diferentes categorías de terrenos, desde terreno tipo «roca» ( $V_s > 800$  m/s) a terrenos blandos ( $V_s < 150$  m/s). Sin embargo, disponer de abundantes medidas de  $V_s$  o de  $N_{SPT}$  no suele ser frecuente, y más aún cuando se trata de estudios regionales a escalas municipales o provinciales. Es en estos casos donde el empleo de criterios geológico-geotécnicos, junto con la interpretación de mapas geológicos y geotécnicos, es determinante para la identificación y clasificación de terrenos. En estudios de emplazamiento, por ejemplo para una estructura crítica, es necesario entrar en el detalle geotécnico y en simulaciones numéricas.

**Mecanismo de rotura del terremoto**

El mecanismo de rotura de los terremotos también tiene un gran impacto en el movimiento del suelo (Fig. 2). En general, mecanismos de rotura inversa producen amplitudes mucho mayores respecto a mecanismos de falla direccional o normal. Este fenómeno pone de manifiesto la importancia que tiene la asignación del mecanismo de rotura a las diferentes fuentes sísmogenéticas en un APS, ya sea para fallas determinadas o para fuentes tipo zona.

En fuentes sísmogenéticas tipo falla, se debe asignar el mecanismo de rotura que mejor corresponda con la actividad tectónica reciente reconocida en la falla (e.g., últimos 125 ka) y, además, que sea representativo del tamaño del terremoto que se quiere simular, normalmente la magnitud máxima correspondiente a la rotura completa de un segmento. Este dato suele ser relativamente fácil de obtener de la literatura o de datos de campo, particularmente cuanto más activa es la falla. En regiones de sismicidad moderada o baja, suele ser poco frecuente contar con una serie sísmica de entidad claramente asociada a la falla en cuestión, por lo que la asignación del tipo de rotura en base a mecanismos focales puede presentar muchas dificultades.

Para la asignación del mecanismo de rotura en fuentes sísmogenéticas tipo zona, se propone considerar la diferente cinemática de los sistemas de fallas localizados en el interior de la zona (García-Mayordomo, 2005). A falta de estudios específicos disponibles en la literatura, ésta puede deducirse sencillamente a partir de la dirección regional de acortamiento, así como de los mecanismos focales disponibles. El resultado más común será la existencia de mecanismos de rotura combinados (e.g., normal y direccional). Para considerar esta situación en los cálculos se debe ponderar la frecuencia de cada mecanismo de rotura (e.g., 70% normal y 30% direccional) y en base a esta ponderación modificar la tasa anual de ocurrencia sísmica de la zona en concreto (e.g.,  $0,7 \lambda_m = \lambda_{m1}$ ;  $0,3 \lambda_m = \lambda_{m2}$ ). El cálculo de la peligrosidad sísmica se realiza entonces tantas veces como diferentes mecanismos de rotura se hayan considerado (en este ejemplo dos) y, finalmente, se suman las tasas anuales de excedencia de la aceleración obtenidas cada vez (e.g.,  $\lambda_{a1} + \lambda_{a2} = \lambda_a$ ).

**Cálculo probabilístico**

La importancia de los datos geológicos en el cálculo de la peligrosidad sísmica radica en el control que éstos ejercen en la

probabilidad de ocurrencia de terremotos de diferente magnitud ( $f_M(m)$ ) y en la probabilidad de la distancia ( $f_R(r)$ ) a la que ocurren respecto de un emplazamiento determinado (ec. 5). Estas probabilidades dependen directamente del modelo de ocurrencia de terremotos considerado y de la geometría de las fuentes sísmogenéticas, respectivamente. La experiencia del autor en la zona sureste de España (García-Mayordomo, 2005), donde se definió un modelo híbrido de fuentes, con fuentes tipo zona con ocurrencia poissoniana y fuentes tipo falla con terremoto característico, sugiere, en general, que en zonas de sismicidad moderada las fuentes tipo zona controlan la peligrosidad para periodos de retorno bajos y medios ( $P_R=100-2000$  años) y las tipo falla para periodos de retorno altos (e.g.,  $P_R \geq 2500$  años).

**Fuentes tipo Zona**

En el caso de fuentes sísmogenéticas tipo zona se acepta un modelo de Poisson. La aceptación de un modelo de Poisson implica asumir que la ocurrencia de los terremotos es aleatoria en el tiempo y en el espacio, de tasa constante, y que éstos constituyen sucesos aleatorios independientes entre sí. A pesar de que ninguna de estas afirmaciones se ajusta estrictamente al estado actual del conocimiento, se acepta como válido cuando: 1) se considera un catálogo de terremotos procedente de un conjunto de varias fuentes sísmogenéticas de donde se eliminan agrupaciones temporales y espaciales de eventos (usualmente precursores y réplicas de sismos principales) y, 2) se calculan las probabilidades de ocurrencia para periodos de tiempo pequeños, típicos de la vida útil de las obras de ingeniería. La validez de ambas condiciones esta sujeta además a que no exista, o no se pueda reconocer, una estructura tectónica singular que presente una ocurrencia de terremotos característicos, y a que el tiempo transcurrido desde el último evento característico no sea mayor que su periodo medio de recurrencia.

El potencial sísmogenerador de una zona viene dado en base a tres parámetros fundamentales: la tasa anual media de ocurrencias de terremotos, la distribución de frecuencias de las magnitudes y la magnitud máxima posible que puede producirse en el interior de la fuente. La determinación de estos parámetros se fundamenta en la relación empírica (Gutenberg y Richter, 1944):

$$\log N = a - b m \quad [8]$$

donde  $N$  es el número de terremotos con magnitud mayor o igual a  $m$ , y  $a$  y  $b$  son los parámetros del ajuste estadístico. El

valor de  $b$  representa una medida de la relación existente entre la frecuencia de terremotos grandes y pequeños; valores pequeños significan una mayor frecuencia de eventos pequeños en relación con grandes, y viceversa. A partir de la expresión 8 y normalizando la ocurrencia de terremotos a un año se determina la tasa anual media de ocurrencia de terremotos con magnitud igual o superior a  $m$ ,  $\lambda_m$ :

$$\lambda_m = \exp(\hat{a} - \hat{a} m) \quad [9]$$

donde  $\hat{a} = a \cdot \ln(10)$ , y  $\hat{a} = b \cdot \ln(10)$ .

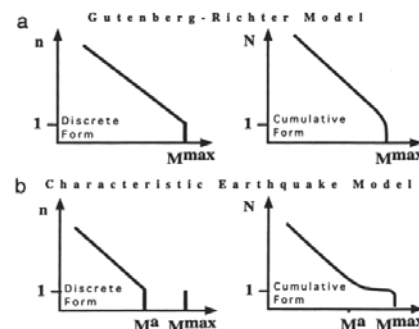
A efectos de cálculo, la determinación de  $\lambda_m$  se limita inferiormente por un valor de magnitud mínimo ( $m_0$ ), generalmente aquella a partir de la cual el catálogo sísmico se considera completo, y por un valor de magnitud máximo ( $m_1$ ), resultando (Cornell y Vanmarcke, 1969):

$$\lambda_m = \lambda_{m_0} \frac{\exp(-\beta m) - \exp(-\beta m_1)}{\exp(-\beta m_0) - \exp(-\beta m_1)}, \quad m_0 \leq m < m_1 \quad [10]$$

donde  $\lambda_{m_0}$  es la tasa media anual de ocurrencias de terremotos con magnitud igual o superior al límite inferior ( $\lambda_{m_0} = \exp(a - b m_0)$ ). A partir de la ecuación 10 se llega a la función de densidad de la magnitud, una forma conveniente de expresarla es (Ordaz, 2004):

$$f_M(m) = \frac{\beta \exp(-\beta m)}{\exp(-\beta m_0) - \exp(-\beta m_1)} \quad [11]$$

Por tanto, en cada zona sísmogenética la probabilidad de ocurrencia de determinado valor de magnitud, dentro del intervalo  $m_0 - m_1$ , dependerá del valor del parámetro beta ( $b$ ) y de la tasa anual de ocurrencias de terremotos ( $\lambda_{m_0}$ ). Ambos parámetros, junto con el límite superior de la distribución de las magnitudes ( $m_1$ ), caracterizan el potencial sísmico de una zona sísmogenética. Concretamente, en la pri-



**Fig. 3.- Comparación entre las distribuciones de frecuencia de la magnitud según el modelo exponencial de Gutenberg-Richter (a) y el modelo del terremoto característico (b). Tomado de Wesnousky (1994).**

*Fig. 3.- Comparison between magnitude frequency distributions in a Gutenberg-Richter model (a) and in a characteristic earthquake model (b). From Wesnousky (1994).*

mera parte de este trabajo (García-Mayordomo, 2007) se estudió con detalle el empleo de datos geológicos para la estimación de la magnitud máxima ( $m_1$ ), así como para la definición espacial de zonas sísmogenéticas en base a relaciones entre el valor del parámetro  $b$  (ó  $b$ ) con la reología de la corteza.

### Fuentes tipo Falla

Las fuentes tipo falla se incorporan a los APS con objeto de delimitar espacialmente la ocurrencia de grandes terremotos y de tratar su ocurrencia temporal de modo independiente a las fuentes tipo zona. El modelo de ocurrencia que más se emplea en los APS es el del Terremoto Característico. De acuerdo con este modelo la distribución de frecuencias acumuladas de las magnitudes pequeñas-moderadas queda definida por una relación de Gutenberg-Richter hasta un determinado límite superior, a partir de la cual la frecuencia acumulada de la magnitud se distribuye uniforme hasta un límite superior impuesto por el tamaño del terremoto característico (Youngs y Coppersmith, 1985) (Fig. 3). Por tanto, la recurrencia de la magnitud máxima de una falla singular no puede extrapolarse de la distribución de magnitudes pequeñas-moderadas de terremotos localizados en el entorno de la falla.

En los APS la incertidumbre asociada al valor de la magnitud del evento característico se suele modelizar admitiendo que la magnitud máxima sigue una distribución normal de determinada desviación estándar. En este modelo general, la ocurrencia de terremotos característicos sigue siendo poissoniana, es decir independiente del tiempo. Sin embargo, si se conoce el tiempo transcurrido desde la ocurrencia del último evento característico ( $t^*$ ) y se asume que el periodo de recurrencia sigue una distribución de probabilidad conocida (*renewal*), entonces la probabilidad de ocurrencia en un intervalo de tiempo futuro ( $\Delta t$ ) desde el tiempo presente ( $t_0$ ) se puede expresar:

$$P_M(m, t_0, \Delta t | t^*) = \frac{\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} f_T(t) dt}{1 - \int_{t^*}^{t_0} f_T(t) dt} \quad [12]$$

donde  $f_T$  es la función de densidad de probabilidad del periodo de recurrencia, asumiendo que ningún evento característico se ha producido en el intervalo ( $t^*, t_0$ ). En la literatura se han considerado diversas dis-

tribuciones (normal, lognormal, Weibull,...) (e.g., Wesnousky *et al.*, 1984; Ordaz *et al.*, 1989; Romeo y Pugliese, 2000); así como el conocido como modelo minimalista (Gómez y Pacheco, 2004). En cualquier caso, es claramente evidente la importancia que tiene estimar con la mayor fiabilidad posible la edad del último gran evento asociado a una falla. A este respecto son fundamentales los estudios de paleosismicidad y la aplicación de técnicas de datación de materiales geológicos recientes.

### Conclusiones

En este trabajo se han abordado las dos últimas etapas en la realización de un APS: función de atenuación del movimiento y cálculo probabilístico. En ambas etapas la aplicación de datos y criterios geológicos resulta de gran importancia. En el primer caso para la identificación y clasificación de suelos en función de su respuesta sísmica, para la incorporación efectiva del efecto del mecanismo de rotura, y para la selección de la función de atenuación más adecuada a emplear en los cálculos. En relación con el cálculo probabilístico se ha mostrado el gran interés que tiene considerar datos procedentes de estudios de paleosismicidad (e.g., magnitud máxima geológica, periodo medio de recurrencia, tiempo transcurrido desde el último evento) en el cálculo de probabilidades para el caso de fuentes sísmogenéticas tipo falla según el modelo del terremoto característico.

### Agradecimientos

El compendio de conceptos presentado en este artículo tiene su origen, en gran parte, en conversaciones mantenidas con investigadores de instituciones científicas internacionales, tanto durante el desarrollo de la tesis doctoral del autor, financiada por la Comunidad de Madrid, como posteriormente. Se agradece particularmente a los doctores P.Villamor, K.Berryman y M.Stirling (GNS), S.Wesnousky (UN), J. Bommer (IC), J. Douglas (BRGM), E.Faccioli y R.Paolucci (Poli. Milano), y M.Ordaz (UNAM) las discusiones científicas mantenidas y su generosidad en la transmisión de conocimientos.

### Referencias

Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K. y Smit, P.M. (2005). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 37, 1-53.  
Bommer, J.J., Scherbaum, F., Bungum, H.,

Cotton, F., Sabetta, F. y Abrahamson, N.A. (2005). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 377-389.  
Cornell, C.A. (1968). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 1583-1606.  
Cornell, C.A. y Vanmarcke, E.H. (1969). En: *Proceedings of the Fourth World Conference on Earthquake Engineering*, I, 69-83.  
Esteve, L. (1967). En: *3<sup>rd</sup> Simposio Panamericano de Estructuras*. Caracas, Venezuela, 3-8.  
Douglas, J. (2003). *Earth-Science Reviews*, 61, 43-104.  
Douglas, J., Suhadolc, P. y Costa, G. (2004). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 2, 75-99.  
García-Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 373 p.  
García-Mayordomo, J. (2007). *Geogaceta*, 41 (en prensa).  
Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1944). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 185-188.  
Gómez, J.B. y Pacheco, A.F. (2004). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1960-1967.  
Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall, 653 p.  
Ordaz, M. (2004). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1510-1516.  
Ordaz, M., Jara, J.M. y Singh, S.K. (1989). *Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero*. Instituto de Ingeniería (UNAM) y Fundación Javier Barros Sierra, 152 p.  
Romeo, R. y Pugliese, A. (2000). *Earthquake Engineering*, 55, 241-266.  
Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A., Dieterich, J.H. y Yoshida, A. (1998). *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 25543-24565.  
Wesnousky, S.G. (1994). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1940-1959.  
Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., Shimakazi, K. y Matsuda. (1984). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 687-708.  
Wu, S-C., Cornell, C.A., y Winterstein, S.R. (1995). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 1-16.  
Youngs, R.R. y Coppersmith, K.J. (1985). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 939-964.