

4. Determinación del peligro sísmico en México.

4.1 Introducción

Usualmente es imposible determinar qué tan frecuentemente se presentan ciertas intensidades sísmicas en un sitio con base sólo en datos locales, debido a su escasez y, en ocasiones, a su ausencia. Aun en los sitios de la República Mexicana en que se dispone de los registros instrumentales de intensidad más antiguos, no es posible estimar confiablemente las relaciones intensidad-frecuencia. Resulta entonces indispensable estimarlas indirectamente a través del estudio de la actividad sísmica en las fuentes y del estudio de la atenuación de las ondas sísmicas, para establecer relaciones entre las características propias del temblor, como su magnitud, el tipo de falla que lo produjo y la posición de su foco, y la intensidad en el sitio de interés.

En la sección 4.2 de este capítulo se presentan los datos y modelos teóricos usados para describir la sismicidad de las fuentes potencialmente dañinas. Se hace especial énfasis

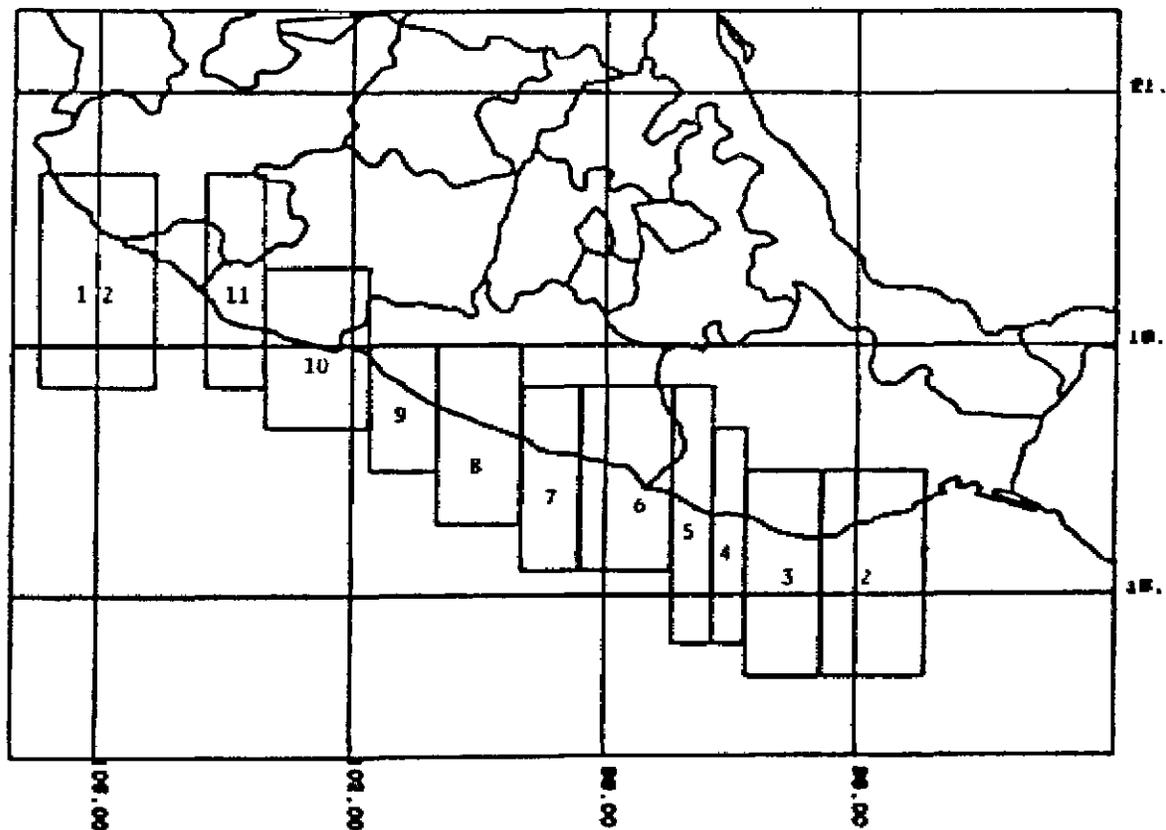


Fig 4.2 Localización de zonas consideradas para temblores de subducción con $M > 7$

en la modelación probabilista del proceso de ocurrencia de los grandes temblores de subducción, cuya contribución al riesgo sísmico supera a las demás.

En la sección 4.3 se presentan los modelos de atenuación de las ondas sísmicas usados para los diferentes tipos de temblores considerados: costeros, superficiales y profundos. Se trata de modelos semiempíricos, cuya forma funcional se deriva de consideraciones teóricas y cuyos parámetros fueron ajustados para reproducir las características de los movimientos fuertes registrados.

En la sección 4.4 se presentan los detalles del modelo de peligro sísmico adoptado. De acuerdo con este, el peligro sísmico queda expresado en términos de la tasa de excedencia de la aceleración máxima del terreno. Para modelar procesos de ocurrencia no poissonianos, se incluye la tasa de excedencia equivalente, concepto definido en este capítulo. Se presenta la forma de integrar las contribuciones al peligro de todas las fuentes sismogénicas consideradas y la manera de tomar en cuenta las incertidumbres en la estimación. Se presentan los resultados de aplicar las técnicas expuestas en los capítulos 2 a 4 a la República Mexicana; estos se presentan en un mapa de aceleración máxima del terreno para 500 años de periodo de recurrencia.

Por último, en la sección 4.5 se expresan algunos comentarios finales y conclusiones.

4.2 Sismicidad

En el contexto de este estudio se entenderá por evaluar la sismicidad determinar los parámetros de las distribuciones de probabilidad que describen la ocurrencia de temblores en una región dada. Aunque se conocen algunos rasgos del fenómeno, lo que se sabe no es suficiente para describirlo con base exclusivamente en teorías físicas. Las incertidumbres existentes obligan a considerar las variables en juego como aleatorias, por lo que deben sujetarse a la teoría de probabilidades.

De todas las variables que caracterizan la sismicidad local, son tres las más relevantes: la distribución de las magnitudes de los temblores, M , sus instantes de ocurrencia y la localización de sus focos. En este capítulo se presentarán las técnicas y datos usados para estimar la sismicidad local, en el sentido de describir, en términos de probabilidad las características señaladas.

Para los fines de este estudio, se consideró dividida la República Mexicana en las provincias tectónicas determinadas por Zúñiga y Guzmán, 1994 (fig. 3.5). Asociados a cada provincia tectónica se tienen catálogos de sismos, que fueron previamente compilados y analizados por R. Zúñiga (este informe). A continuación se hacen algunos comentarios sobre los principales tipos de sismos considerados.

Como se observa en la fig 4.2, a partir de la regionalización anterior se dividió a la zona mexicana de subducción en 11 subzonas. Esta división es esencialmente la propuesta

por Nishenko y Singh (1987), que obedece a la idea de que en cada subzona se está llevando a cabo un proceso independiente de acumulación y liberación de energía. De aquí se deriva la noción de brecha sísmica. La hipótesis de que el proceso en cada subzona es independiente de los demás se ha asumido en este estudio. Los límites norte y sur de cada subzona se fijaron de acuerdo con la recomendación de Singh (comunicación personal) guiada por la posición de las áreas de ruptura de grandes temblores pasados. Aunque se sabe que todos los eventos costeros con $M > 7$ están asociados al proceso de subducción de las placas, se desconoce si ocurre lo mismo con todos los temblores de magnitud inferior. Existe la posibilidad de que algunos de ellos procedan de fallas locales o que su profundidad focal esté equivocada. Sin embargo, el modelo adoptado para describir el proceso de ocurrencia hace que los posibles errores cometidos por esta situación sean pequeños. Por otra parte, se sabe que la gran mayoría de los temblores superficiales en la zona están en efecto vinculados a la subducción.

Los temblores de profundidad intermedia están asociados al fallamiento normal de las placas subducidas. Las rupturas correspondientes no tienen lugar en el contacto entre placas, sino propiamente en la placa oceánica sumergida. Por esta razón suelen ocurrir a mayor profundidad que los de subducción, profundidad que va en aumento conforme el epicentro se aleja de la costa, en razón de la inclinación de la placa. Al aumentar la profundidad focal aumenta también la temperatura de los materiales de la placa, por lo que aumenta su plasticidad y su capacidad para almacenar energía de deformación. Por esta razón, la magnitud de estos sismos disminuye conforme el epicentro se aleja de la costa (Rosenblueth et al, 1989). No es posible saber, con base sólo en la profundidad focal, si un temblor es de este tipo. En el estudio que sigue se ha supuesto que todos los sismos con $H > 50$ km pertenecen al mismo proceso.

4.2.1 Modelos y parámetros de la sismicidad

Ha sido práctica común idealizar el proceso de ocurrencia de los temblores como uno de Poisson. En este proceso los tiempos entre eventos se encuentran exponencialmente distribuidos y puede demostrarse que su distribución no se altera al aumentar el tiempo transcurrido sin temblar. Los datos estadísticos, sin embargo, muestran que la distribución de los tiempos entre eventos con magnitud grande dista mucho de ser exponencial. Se encuentra que los grandes temblores ocurren de acuerdo con procesos que se acercan más a la periodicidad que al proceso de Poisson. Por otra parte, se ha argüido (Nishenko y Singh, 1987) que en diferentes zonas de la trinchera del Pacífico están ocurriendo procesos de acumulación y liberación de energía con ciclos de diferentes duraciones según la zona. Si la sismicidad local de los grandes eventos de subducción se analizara considerando toda la trinchera del Pacífico mexicano como una sola región, la superposición de estos procesos, sea que se consideren independientes o no, resultaría en uno nuevo en que la hipótesis poissoniana podría justificarse. Sin embargo, la ocurrencia de uno solo de estos grandes temblores puede gobernar el riesgo sísmico de sitios en Guerrero. Esto obliga a describir su ocurrencia más cuidadosamente, lo cual implica analizar por separado cada una de las zonas de la trinchera distinguidas por Nishenko y

Guerrero. Esto obliga a describir su ocurrencia más cuidadosamente, lo cual implica analizar por separado cada una de las zonas de la trinchera distinguidas por Nishenko y Singh (1987) y tomar en cuenta que, en estas condiciones, cada proceso esta lejos de ser adecuadamente descrito por uno de Poisson.

Por estas razones el proceso generador de temblores de subducción se ha dividido en dos subprocesos: el primero, responsable de los eventos con $M < 7$, se supone poissoniano; el segundo, para eventos con $M > 7$, se idealiza como un proceso de renovación cuyos detalles se dan más adelante. Por su parte, los procesos responsables del resto de la sismicidad se supusieron poissonianos, en virtud de que no existen datos que sugieran historias de recurrencia en ciertas regiones.

4.2.1.1 El proceso de Poisson

En este proceso la densidad de probabilidades del tiempo entre eventos con magnitud mayor o igual a M es exponencial y está dada por

$$p_t(t) = \lambda e^{-\lambda t} \quad (4.2.1)$$

donde t es el tiempo entre eventos con magnitud mayor que M y $\lambda(M)$ es la tasa de excedencia de la magnitud M , definida como el valor esperado del número de temblores con magnitud mayor o igual a M , por unidad de tiempo. De la ec 4.2.1 puede deducirse que el tiempo esperado entre eventos con magnitud M o mayor vale $1/\lambda(M)$: su periodo de recurrencia. Entonces, si se conoce $\lambda(M)$, la distribución de los tiempos entre eventos está totalmente determinada. $\lambda(M)$ es una función que decrece con la magnitud. Se le ha asignado la siguiente forma funcional (Cornell y Vanmarcke, 1969):

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_0}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}} \quad (4.2.2)$$

donde λ_0 , β y M_0 son parámetros desconocidos y M_0 es la magnitud por encima de la cual el catálogo esta completo. Si la ec 4.2.2 se representa en papel semilogarítmico se observa que para magnitudes pequeñas es una línea recta con pendiente igual a $-\beta$, lo que está de acuerdo con lo observado por Gutenberg y Richter (1954) para todo el mundo y congruente con los criterios de autosemejanza (Ordaz y Rosenblueth, 1989). Conforme M aumenta la curva, todavía en papel semilogarítmico, se vuelve cóncava hacia abajo y $\lambda(M)$ vale cero para $M > M_u$, reconociendo el hecho de que M_u es la magnitud máxima que puede generarse en la fuente sísmica correspondiente.

Procede estimar los parámetros con base en el catálogo de temblores de la zona y en información de regiones tectónicamente similares. Rosenblueth y Ordaz (1987) proponen un método bayesiano para este fin. El enfoque consiste en suponer que los parámetros desconocidos son variables aleatorias, proponer densidades previas de probabilidad y actualizarlas, vía el teorema de Bayes con la información estadística. Posteriormente, Arboleda y Ordaz (1993) ampliaron el enfoque para extenderlo a casos

en que se cuenta con más de una zona de completéz del catálogo. Los detalles pueden consultarse en los trabajos referidos. Con este método se concluye que los parámetros λ_0 , β y M_0 tienen, después de incorporar los datos estadísticos, ciertas densidades de probabilidad, cuyos parámetros las definen completamente. Los criterios para fijar los parámetros previos se discuten en Newmark y Rosenblueth (1971) y Rosenblueth y Ordaz (1987). Al considerar como aleatorios los parámetros que definen la forma de $\lambda(M)$ esta cantidad debe interpretarse también como aleatoria. Como se verá más adelante, en el presente estudio se ha incluido explícitamente la incertidumbre por este concepto.

Con respecto a la distribución de probabilidades de las magnitudes basta notar que, dada la definición de $\lambda(M)$, la densidad de la magnitud, $p_M(M)$, vale

$$p_M(M) = -\frac{1}{\lambda} \frac{d\lambda(M)}{dM}, \quad M_0 \leq M \leq M_1 \quad (4.2.3)$$

donde K es tal que la integral de la densidad de probabilidad es unitaria. Quedan entonces definidas dos de las características del proceso de ocurrencia poissoniano, la distribución de los tiempos entre eventos y la de las magnitudes.

Por las razones expuestas este fue el modelo teórico adoptado para los temblores costeros con $M < 7$ y para el resto de los temblores. A partir de la información de los catálogos se calcularon todos los parámetros necesarios, los cuales se presentan en la tabla 4.2.1. Se hace notar que para los temblores superficiales, el proceso real de ocurrencia fue dividido artificialmente en dos, teniendo como límite la magnitud $M=7$. Esto implica que, por definición, esta es la magnitud máxima posible en la parte del proceso considerada poissoniana. En la fig. 4.3 se presentan, para fines de ilustración, curvas típicas de $E \lambda(M)$ -el valor esperado de $\lambda(M)$ - para diversas provincias tectónicas.

Tabla 4.2.1 Parámetros de las regiones tectónicas consideradas en el estudio

Zona	$E(\lambda_0)$	$c(\lambda_0)$	$E(\beta)$	$c(\beta)$	$E(M_0)$	$s(M_0)$	M_{max}	M_0
SUB1	0.041	0.934	2.420	0.282	7.200	0.000	6.800	4.500
SUB3	4.133	0.094	2.550	0.082	7.200	0.000	6.900	4.500
SUB2	3.484	0.102	2.210	0.089	7.200	0.000	6.800	4.500
SUB4	5.939	0.078	2.760	0.070	7.200	0.000	6.900	4.500
IN1	6.924	0.072	2.410	0.061	7.900	0.100	7.200	4.500
IN2	3.175	0.106	2.020	0.078	7.900	0.100	7.300	4.500
IN3	19.190	0.044	2.590	0.026	7.900	0.200	7.400	4.500
MVB	0.409	0.299	2.480	0.210	7.200	0.200	7.000	4.500
NAM	1.756	0.144	3.160	0.076	7.400	0.200	7.000	4.500
BC1	0.963	0.195	2.490	0.199	6.000	0.400	5.400	4.500
BC2	12.370	0.054	2.330	0.045	7.800	0.200	7.100	4.500
SMO	0.153	0.489	2.310	0.277	5.400	0.400	5.000	4.500
BAR	0.083	0.668	2.370	0.280	5.000	0.500	4.600	4.500
BB	0.080	0.677	2.410	0.286	5.400	0.400	4.800	4.500
RIV1	0.595	0.249	2.390	0.195	7.200	0.000	5.600	4.500

RIV2	4.512	0.090	2.390	0.079	7.200	0.000	7.000	4.500
RIV3	0.191	0.439	2.660	0.248	7.200	0.000	5.000	4.500
GMX	0.115	0.564	2.390	0.268	6.600	0.200	5.300	4.500
NAL	0.010	1.921	2.300	0.295	5.400	0.300	4.900	4.500
16	0.007	2.290	2.300	0.295	5.500	0.300	4.900	4.500
17	0.194	0.437	2.280	0.249	7.700	0.300	5.600	4.500
18	1.940	0.136	2.270	0.068	7.600	0.200	7.200	4.500

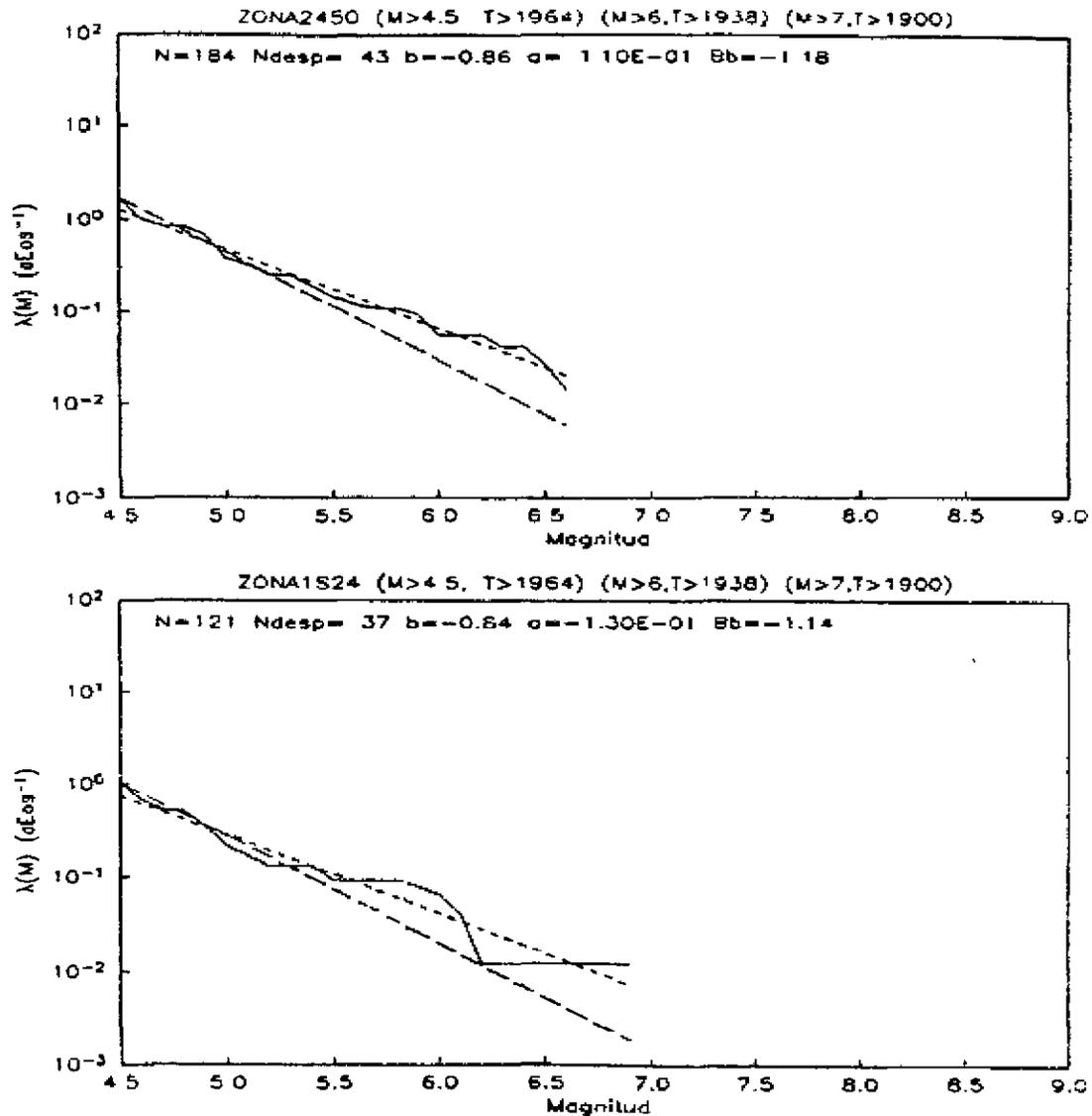


Figura 4.3. Ejemplo de curvas $\lambda(M)$ vs. M . Línea continua: datos; discontinuas: ajustes

4.2.1.2 El proceso de renovación o del temblor característico

La observación del proceso de ocurrencia de los grandes temblores de subducción muestra dos hechos importantes. 1) dada una región sísmogénica individual, los tiempos entre eventos distan mucho de estar exponencialmente distribuidos y se observan historias

de recurrencia casi periódicas; 2) las estadísticas muestran que en algunas regiones de la costa mexicana del Pacífico la relación magnitud-frecuencia (de la que puede derivarse la distribución de probabilidad de las magnitudes) tiene anomalías que consisten en la falta de temblores de ciertas magnitudes en relación con los promedios mundiales. Los temblores parecen preferir algunas magnitudes, dando lugar al llamado temblor característico (Singh et al, 1983; Youngs y Coppersmith, 1985). Los temblores de este grupo, grandes sismos generados en la costa del Pacífico, son los que más contribuyen al peligro sísmico en México; procede entonces modelar su ocurrencia detalladamente, eliminando algunas de las gruesas hipótesis poissonianas.

Para representar, en términos de probabilidad, la ocurrencia en el tiempo de los temblores se eligió un proceso de renovación en que el tiempo entre eventos tiene distribución lognormal. Esta elección obedece a lo encontrado por Jara y Rosenblueth (1988) Estos autores proponen que la mejor de entre un grupo de distribuciones físicamente admisibles e intuitivamente atractivas, es aquella que hace mínima la pérdida económica esperada como resultado de posibles errores en la elección. En estas condiciones, la densidad de probabilidades del tiempo entre eventos puede escribirse como

$$p_r(t) = \begin{cases} \frac{1}{K\sqrt{2\pi t\sigma_{\ln t}}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma_{\ln t}^2} \ln^2\left(\frac{t}{m_t}\right)\right] & \text{si } t > t_0 \\ 0 & \text{si } t \leq t_0 \end{cases} \quad (4.2.4)$$

donde

$$K = \frac{1}{\sqrt{2\pi t\sigma_{\ln t}}} \int_{t_0}^{\infty} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma_{\ln t}^2} \ln^2\left(\frac{t}{m_t}\right)\right] dt \quad (4.2.5)$$

m_t es la mediana de los tiempos entre eventos y, t_0 es el tiempo que ha transcurrido desde la última ocurrencia de un gran temblor en la zona. En la tabla 4.2.2 se consignan los valores de t_0 para las zonas en que fue dividida la zona mexicana de subducción. Del estudio de Jara y Rosenblueth (1988) se concluye también que la desviación típica del logaritmo natural de t vale 0.29; las medianas correspondientes a cada una de las zonas se presentan también en la tabla 4.2.2.

Las ecuaciones 4.2.4 y 4.2.5 definen, en términos de probabilidad, los instantes de ocurrencia de los temblores de este grupo. Queda por determinar la distribución de las magnitudes de estos eventos. Los autores del trabajo referido observan que la magnitud de un temblor está correlacionada con el tiempo que hubo que esperar para que aquel ocurriera. Esta relación da origen al llamado modelo de deslizamiento predecible (Shimazaki y Nakata, 1980; Kiremidjian y Anagnos, 1984.) Para el rango de magnitudes de interés se encuentra que

$$\begin{aligned} E(M|t) &= \text{máx}(7.5, 5.36 + 0.621 \ln t) \\ \sigma(M|t) &= 0.27 \end{aligned} \quad (4.2.6)$$

donde $E(M|t)$ y $s(M|t)$ denotan, respectivamente, esperanza y desviación típica de la magnitud del próximo evento dado que han transcurrido t años desde el último.

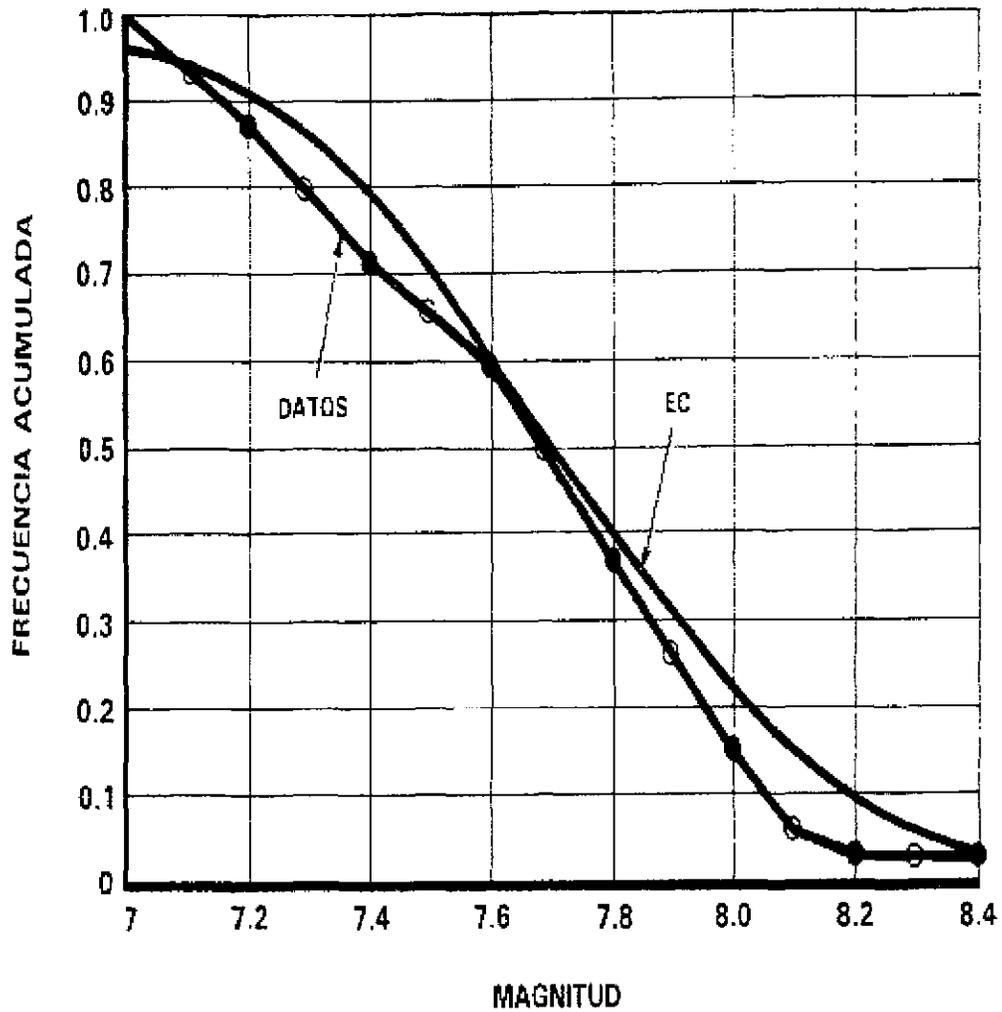


Figura 4.4. Comparación entre las relaciones magnitud-frecuencia acumulada teórica ("EC") y empírica ("DATOS") usadas para eventos de subducción

Tabla 4.2.2 Parámetros de la sismicidad de temblores característicos

REGION	m_t (años)	t_0 (años)
Chiapas	32	24
Gap de Tehuantepec	33	200
Oaxaca Oriental	34	30
Oaxaca Central I	54	17
Oaxaca Central II	40	67
Oaxaca Occidental	40	27
Ometepec	42.5	13
San Marcos	66.9	33
Guerrero Central	46.8	33
Petatlán	58.5	16
Michoacán	39	10
Colima I	66.9	22
Gap de Colima	58.5	187
Jalisco	46	61

Si se postula que la magnitud, condicionada al tiempo, tiene distribución normal con parámetros dados por la ec 4.2.6, el hecho de que para el tiempo se haya asumido distribución lognormal conduce a que la distribución marginal de la magnitud es normal con parámetros

$$E(M) = \max(7.5, 5.36 + 0.621 \ln m_t), \quad \sigma^2(M) = \sigma^2(M|t) + (0.621 \sigma_{\ln t})^2$$

de donde se deduce que si se utiliza la mediana general de toda la costa (40.6 años) y se consideran valores moderados o grandes de t_0 , $E(M)=7.66$, $\sigma(M)=0.36$.

En la fig. 4.4 se muestra la relación magnitud-frecuencia acumulada, $N(M)$, obtenida a partir de los datos de grandes temblores mexicanos de subducción y se compara con la relación teórica dada por la distribución marginal obtenida. Como puede observarse, el ajuste es satisfactorio, lo que comprueba que la elección de la distribución de la magnitud condicionada al tiempo es razonable.

Las expresiones dadas en este capítulo permiten describir, en forma probabilista, dos de las características más relevantes del proceso de generación de temblores: sus instantes de ocurrencia y sus magnitudes.

4.3 Relaciones de atenuación

En virtud de los problemas señalados en la introducción para evaluar en forma directa las tasas o probabilidades de excedencia de intensidades, es necesario contar con expresiones que relacionen la magnitud y posición focal de un temblor con las intensidades que pueden generarse en un sitio dado. Se conoce a estas relaciones como leyes de atenuación. En el presente estudio se ha elegido como medida de intensidad la aceleración máxima del terreno, por lo que las leyes de atenuación a que haremos referencia relacionan esta cantidad con magnitud y posición focal del sismo

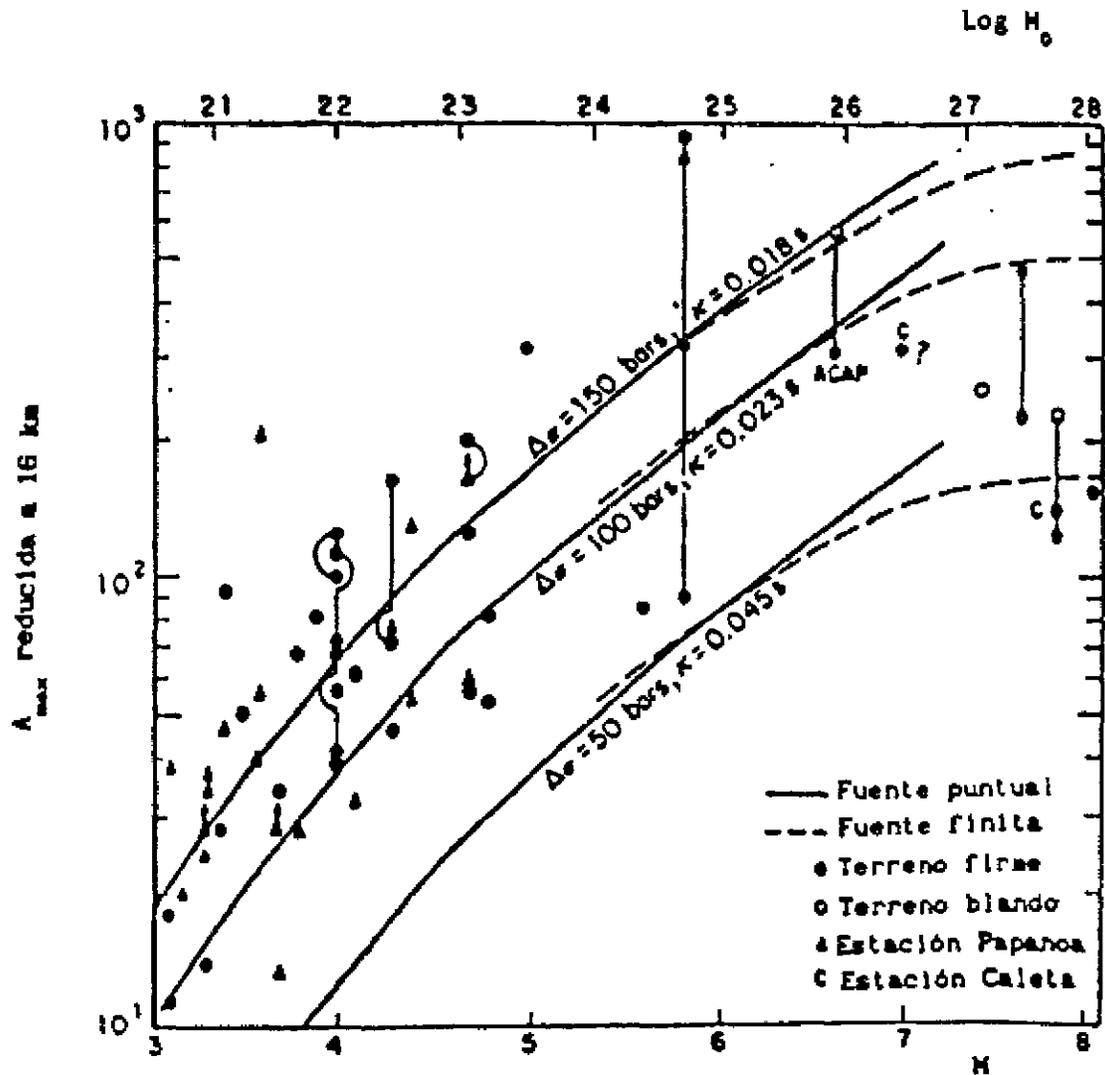


Figura 4.5. Relación entre magnitud, M , y aceleración máxima del terreno, a_{max} , reducida a 16 km para registrados en la zona epicentral de temblores mexicanos de subducción. Se presentan también las relaciones teóricas obtenidas con los modelos de fuente finita y fuente puntual (según Singh et al. 1989).

Como se indicó previamente, los diversos grupos de temblores son generados por mecanismos de falla diferentes, por lo que es de esperarse que las ondas generadas se atenúen de manera diferente. Por esta razón se dividió el estudio de atenuación en tres partes, cada una relacionada con un tipo de temblor.

4.3.1 Temblores costeros

Los registros de movimientos fuertes en sitios localizados sobre la zona de ruptura de grandes temblores costeros en México muestran que para magnitudes grandes ($M > 7$) las aceleraciones máximas del terreno, $a_{m\acute{a}x}$, no crecen como lo predicen los modelos usuales de atenuación (ver, por ejemplo, Idriss, 1985). En estos modelos, $\log a_{m\acute{a}x}$ crece como kM , siendo k una constante que vale entre 0.2 y 0.3, dependiendo de la región de que se trate. Por otra parte, los modelos teóricos de atenuación más usados predicen para k un valor de 0.3 en todo el rango de magnitudes. Sin embargo, los datos a distancias cercanas del foco en la costa mexicana sugieren que existe un fenómeno de saturación de $a_{m\acute{a}x}$ al aumentar la magnitud. En otras palabras, la aceleración máxima del terreno no crece indefinidamente con la magnitud (fig 4.5). Con el fin de tratar adecuadamente esta situación se decidió emplear el modelo desarrollado por Singh et al (1989). En él se toma en cuenta explícitamente el tamaño finito de la fuente sísmica y se obtiene una forma funcional del espectro de amplitudes de Fourier que depende de los siguientes parámetros: M_0 , el momento sísmico; β , la velocidad media de propagación de las ondas S; Q , factor de atenuación inelástica; R_{ef} , el patrón medio de radiación; F , un factor que toma en cuenta la amplificación por superficie libre; $P = 1/2^{1/2}$, toma en cuenta la partición de la energía en dos componentes horizontales iguales; ρ , la densidad media del material; y $A(f)$ que es un factor, dependiente de la frecuencia, que corrige la amplificación de las ondas S al propagarse a través de materiales con velocidades de propagación progresivamente menores (Boore, 1986). $A(f) \sim 2$ para $f > 1$ Hz. Además, el espectro depende de $\Delta\sigma$ (la caída de esfuerzo) y de κ , que es un parámetro de atenuación introducido por Singh et al (1982) y que en el presente estudio se ha considerado como función de la distancia al sitio, R_0 . El modelo considerado predice que la duración de la ruptura valdría $T_d = 1/f_c$, obtenida con la fórmula de Brune (1970). Una vez conocidos el espectro de amplitudes de Fourier y la duración de la ruptura, T_d , es posible calcular la aceleración máxima del terreno con el uso de resultados de la teoría de vibraciones aleatorias (Cartwright y Longuett-Higgins, 1956; Luco, 1985).

En estas condiciones, el modelo se constituye en una ley de atenuación para $a_{m\acute{a}x}$, puesto que dada la magnitud, M , es posible estimar el momento sísmico a través de la relación $\log M_0 = 1.5M + 16.1$ (Hanks y Kanamori, 1979), y si se conoce la distancia R_0 la aplicación del modelo produce los valores esperados de las aceleraciones correspondientes.

En este estudio, se asignaron los siguientes valores a los parámetros: $R_{ef} = 0.6$, por ser el patrón medio de radiación de las ondas S, $F = 2$, correspondiente a la amplificación por superficie libre; $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$ y $\beta = 3.2 \text{ km/s}$, consideradas la densidad y velocidad de ondas S promedio de los materiales de la corteza en la región; y $Q = 273f^{0.67}$, valor de

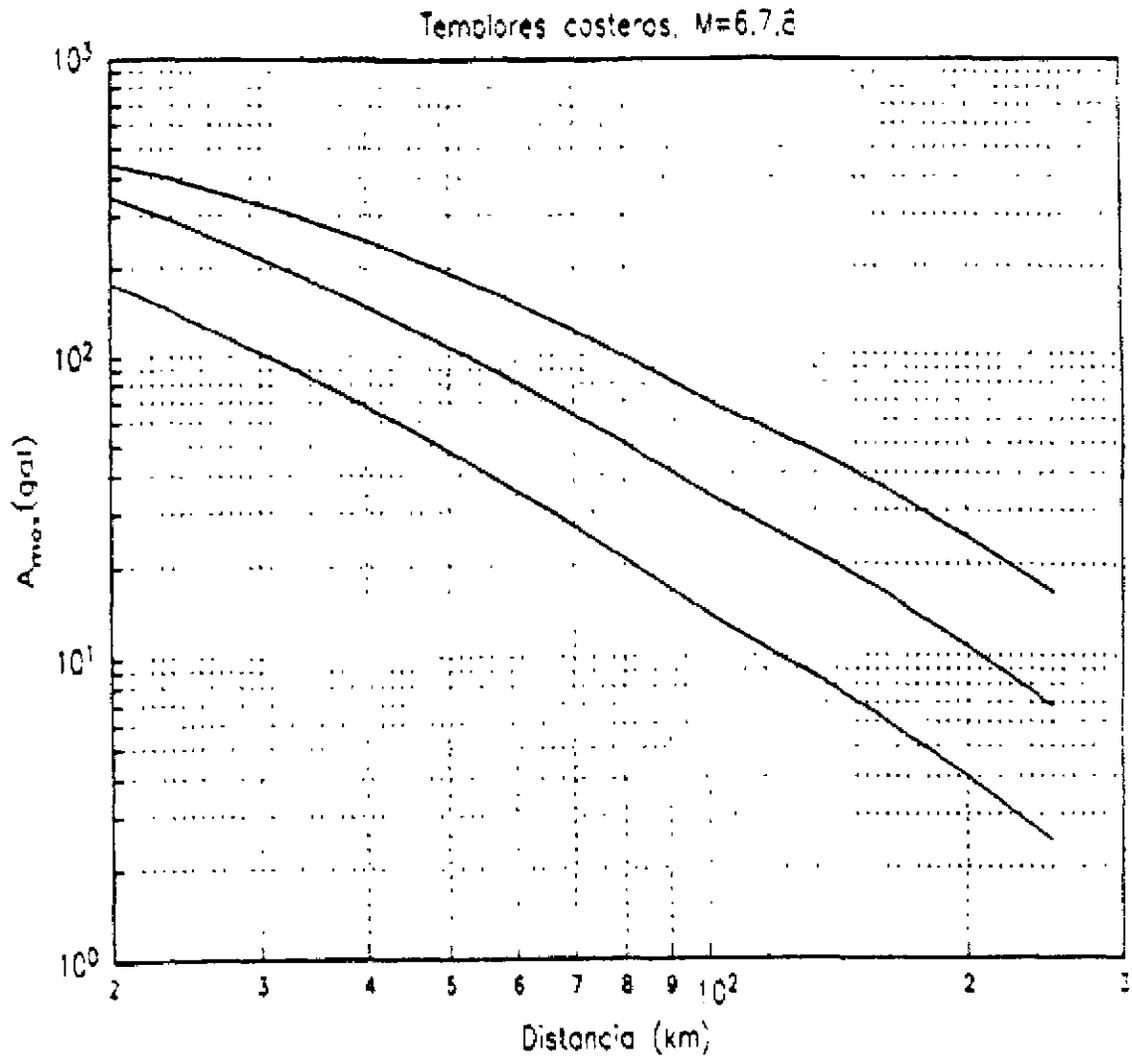


Figura 4.6. Leyes de atenuación para diversas magnitudes (mediana) para temblores costeros.

atenuación anelástica regional reportado por Ordaz y Singh (1992). Los parámetros $\Delta\sigma$ y κ se eligieron de modo que los espectros de acelerogramas registrados en el campo lejano fuesen reproducidos lo más fielmente posible. Se encontró que $\Delta\sigma = 100$ bar y $\kappa = 0.023 + 2.08 \times 10^{-4} R_0$ eran los más adecuados (Anguiano, 1989).

La fig 4.5 muestra la variación de la aceleración máxima del terreno con la magnitud para una estación situada a 16 km del foco. Esta es la mínima distancia a la que podría situarse una estación sobre la superficie del terreno, puesto que la morfología de las placas tectónicas impide que los eventos de subducción ocurran a profundidades menores. Se adoptó este tipo de ley de atenuación para a_{max} en el campo cercano. Se

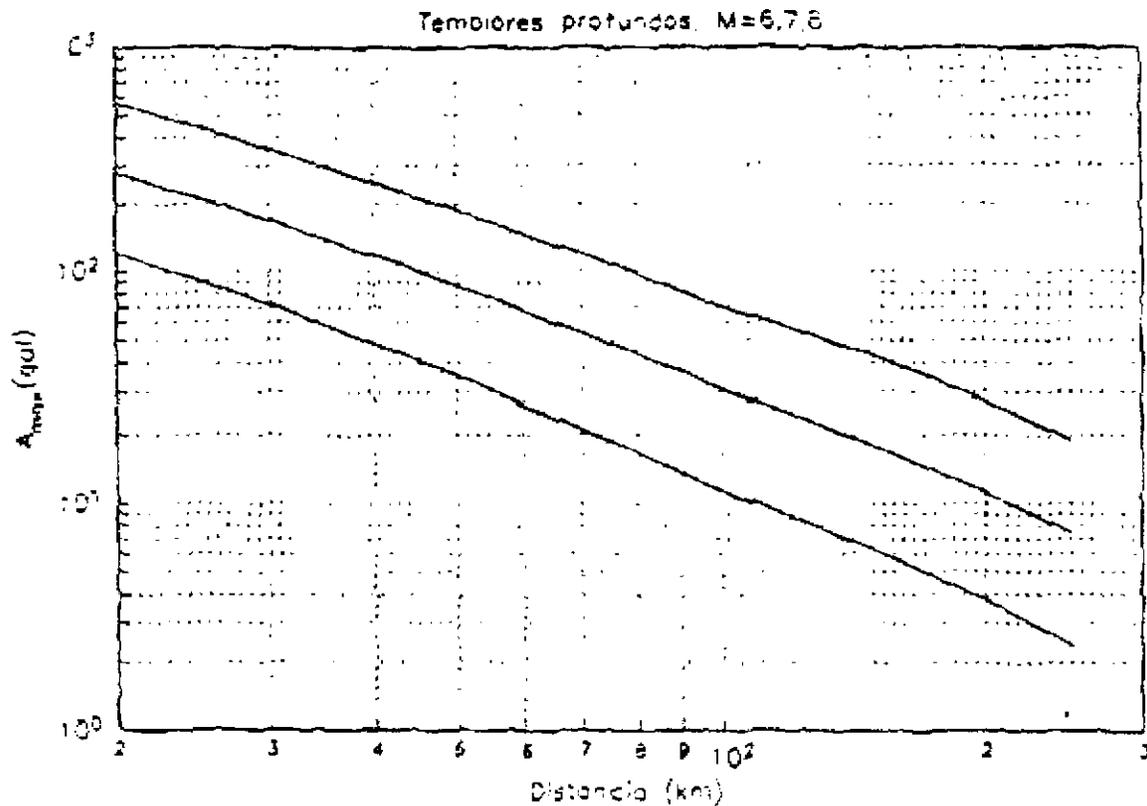


Figura 4.7. Igual que la Fig. 4.6 pero para temblores profundos

observó, sin embargo, que conforme R_0 crece, el método expuesto tiende a subestimar $a_{m\acute{a}x}$, aunque la forma espectral es adecuadamente representada. Se decidió entonces conservar la forma del espectro de amplitudes de Fourier de fuente finita, pero no su escala. Para este fin se efectuó un análisis de regresión a partir de los datos disponibles de aceleraciones registradas en el campo lejano. Con esto se pretende que al predecir correctamente la aceleración máxima del terreno se esté prediciendo correctamente también el tamaño del espectro de Fourier. En otras palabras, el espectro de fuente finita es escalado para que produzca la aceleración máxima del terreno dada por la regresión empírica de los datos de campo lejano. Esta última arroja los siguientes resultados:

$$E(\log a_m | M, R_0) = \min(A_{cc}, 1.76 + 0.3M - \log R_0 - 0.0031R_0) \quad (4.3.1)$$

$$\sigma(\log a_{m\acute{a}x} | M, R_0) = 0.25$$

donde R_0 , como en el caso del modelo teórico, debe entenderse como la distancia mínima a la falla y A_{cc} es la aceleración máxima calculada con el modelo de fuente finita para la

magnitud correspondiente y una distancia R_0 de 16 km. La restricción señalada limita la aplicabilidad de la ley de atenuación obtenida por regresión al campo lejano y establece, para cada magnitud, la separación entre campos lejano y cercano. En la fig 4.6 se presentan las curvas de atenuación para la aceleración máxima del terreno para todo el rango de magnitudes y distancias de interés.

4.3.2 Temblores profundos

Se utilizó para la atenuación de estos eventos un modelo de espectro de fuente conocido como ω^2 (Aki, 1967, Brune, 1970). Se consideró adecuado este modelo para todo el rango de magnitudes y distancias de interés. Se adoptó para todos los parámetros valores iguales a los señalados en el inciso 4.3.1, excepto para $\Delta\sigma$, que se supuso un igual a 200 bar para reflejar el hecho observado de que los eventos de fallamiento normal suelen presentar caídas de esfuerzo mayores que las de los eventos superficiales. En cuanto a F se eligió un valor de 4.2 por ser este el que resulta de ajustar los escasos registros de eventos de fallamiento normal al modelo teórico (Rosenblueth et al, 1989). En la fig 4.7 se presentan las curvas de atenuación para temblores profundos para la aceleración máxima del terreno. Su cálculo es enteramente similar al de las curvas de eventos superficiales, aunque sin hacer distinción entre campos lejano y cercano. Los hechos de que, por tratarse de eventos profundos, R_0 sea mayor que 50 km y que no sean de esperarse magnitudes comparables a las de los eventos de subducción, hacen innecesaria tal distinción.

4.3.3 Otros temblores superficiales

Los temblores que afectan a la República Mexicana que no son ni costeros ni de profundidad intermedia ocurren a profundidades someras. Los más importantes de entre estos son los generados en el noroeste del país como resultado del movimiento de trascurrencia entre las placas del Pacífico y de Norteamérica. Se utilizó para modelar la atenuación de estos eventos la ley propuesta por Joyner y Boore (1981) para temblores californianos. No existen datos instrumentales para temblores de este tipo generados en partes del territorio fuera de Baja California. Se considera, por una parte, que la relación de atenuación empleada refleja correctamente el ambiente tectónico de la zona donde ocurren los eventos de mayor magnitud. Por otra parte, la contribución al peligro sísmico de temblores de este tipo fuera de Baja California es tan pequeña que no se cometerían grandes errores en caso de que la ley de atenuación usada estuviese equivocada.

4.4 Modelo de peligro sísmico

En este capítulo se describen los métodos y consideraciones que condujeron a las estimaciones del peligro sísmico que se presentan.

Ha sido común en estudios de peligro sísmico cuantificarlo en términos de cantidades como la tasa de excedencia de intensidades, o con base en descripciones más

completas tales como las distribuciones de probabilidad de las intensidades máximas en un lapso dado. Para cuantificar el peligro sísmico, en este estudio se ha utilizado la tasa de excedencia de la aceleración máxima del terreno, en el caso de ocurrencias poissonianas, y la tasa de excedencia equivalente para el proceso de renovación. A continuación se definen estos conceptos.

4.4.1 El proceso de Poisson

Considérense un sitio y una zona sismogénica, digamos la i ésima, con sismicidad constante por unidad de área. Si la distancia de los epicentros al sitio, R_0 , fuera conocida, así como los parámetros \underline{p} que definen la curva de tasas de excedencia, $\lambda(M)$, la tasa de excedencia de la aceleración, $v_i(a | R_0, \underline{p})$ estaría dada por

$$v_i(a | R_0, \underline{p}) = - \int_{M_0}^{M_T} \frac{d\lambda}{dM} \Pr(A > a | M, R_0) dM \quad (4.4.1)$$

donde $\Pr(A > a | M, R_0)$ es la probabilidad de que $a_{m\acute{a}x}$ exceda el valor a dadas cierta magnitud y distancia; en esta expresión se incluyen tanto la ley de atenuación como la incertidumbre en ella. Sin embargo, para la zona sismogénica, ni la distancia epicentral es constante ni los parámetros \underline{p} son deterministas. Por tanto, para calcular la tasa de excedencia no condicionada, $\bar{v}_i(a)$ procede calcular el valor esperado con respecto a las variables inciertas:

$$\bar{v}_i(a) = \int_{-(R_0)} \int_{-(\underline{p})} v_i(a | R_0, \underline{p}) p_{\underline{p}}(\underline{p}) dp dR_0 \quad (4.4.2)$$

donde $p_{\underline{p}}(\underline{p})$ es la densidad conjunta de probabilidades de los parámetros que definen a $\lambda(M)$ y $pR(R_0)$ es la densidad de probabilidades de la distancia epicentral. Esta ecuación proporciona la contribución de la fuente i ésima. Para calcular la tasa de excedencia total, bastaría sumar las contribuciones de todas las fuentes sismogénicas.

4.4.2 El temblor característico

Mientras que para el caso de ocurrencias poissonianas el proceso queda completamente definido con la tasa de excedencia, no ocurre así con el arribo de temblores de acuerdo con un proceso de renovación, en que el peligro sísmico cambia con el tiempo. Para poder sumar las contribuciones de los dos tipos de proceso, se introduce el concepto de *tasa de excedencia* equivalente. Considérense un sitio y una zona sismogénica dados. Sea $L(c)$ el costo total de todas las estructuras en el sitio, si todas ellas hubieran sido diseñadas con una capacidad nominal c y la catástrofe ocurriera el día de hoy. Supongamos que ocurre un temblor en el instante t . Entonces, el valor presente de la pérdida, $D(c)$, vale

$$D(c) = L(c) F(a, c, t) e^{-rt} \quad (4.4.3)$$

donde $F(a, c, t)$ es una función que cuantifica la proporción de daños que acontecen si la resistencia nominal toma el valor c y en el instante t ocurre un temblor que impone una sollicitación a . El factor $\exp(-\gamma t)$ actualiza el valor de la pérdida; γ es la tasa de descuento, supuesta igual a 0.05/año en este estudio. Si se conocieran con precisión el instante de ocurrencia y la aceleración, la ec 4.4.3 sería suficiente para evaluar el valor presente de la pérdida asociada a ese temblor en particular. Sin embargo, dada nuestra incertidumbre, debemos modelar las variables en juego como aleatorias, asignarles distribuciones de probabilidad y calcular el valor esperado de $D(c)$.

Por definición, la esperanza del valor presente de la pérdida debida a la ocurrencia del primer temblor vale

$$E[D(c)] = L(c) \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} F(a, c, t) e^{-\gamma t} p(a, t) dt da \quad (4.4.4)$$

donde $p(a, t)$ es la densidad conjunta de probabilidades de a y t . Para conocer la esperanza del valor presente de la pérdida debida a todos los temblores que ocurran en el

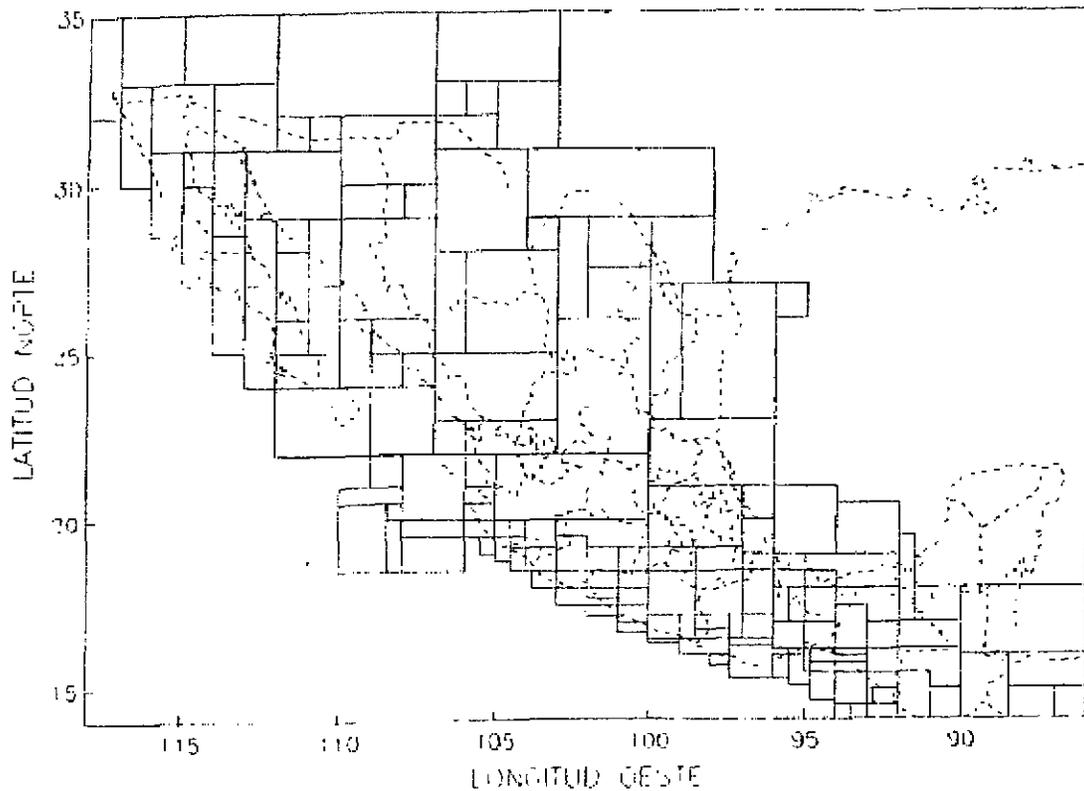


Figura 4.8 Zonas fuente consideradas para el cálculo de peligro sísmico (temblores superficiales).

futuro, bastará sumar términos como el de la ec. 4.4.4, actualizados adecuadamente. Interesa entonces determinar las funciones $F(a,c,t)$ y $p(a,t)$. Para este fin se han hecho las siguientes hipótesis simplificadoras:

1. El comportamiento estructural está gobernado por un solo parámetro igual a la fuerza cortante basal dividida entre el peso de la estructura.
2. El movimiento del terreno queda definido totalmente por la aceleración máxima del terreno.
3. La función $F(a,c,t)$ es de la forma

$$F(a,c,t) = \begin{cases} 1, & \text{si } a > c \\ 0, & \text{si } a < c \end{cases} \quad (4.4.5)$$

La aceleración máxima, dada la magnitud y distancia focal del temblor, R_0 , es una variable aleatoria con distribución lognormal. Los parámetros que definen su distribución (mediana y desviación estándar del logaritmo) son precisamente los valores dados por las

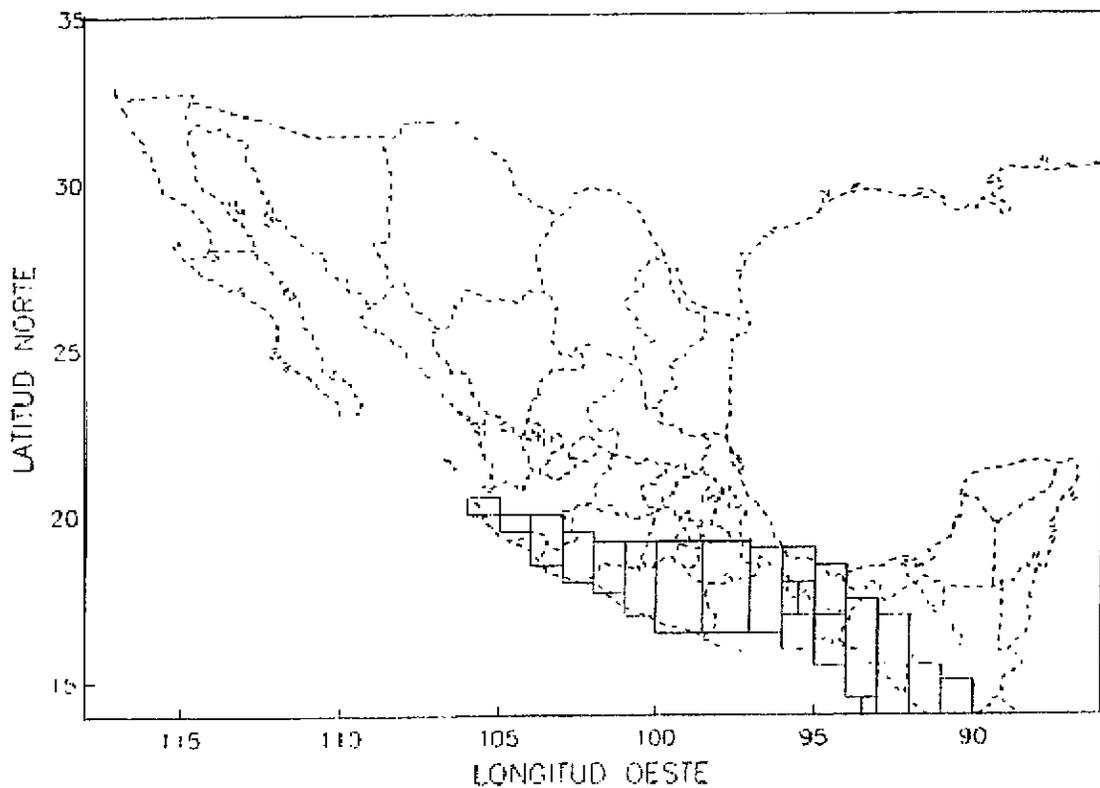


Fig 4.9. Zonas fuente consideradas para el cálculo de peligro sísmico (temblores profundos).

leyes de atenuación de la sección 4.3. La resistencia es independiente tanto del tiempo como de la sollicitación impuesta por el temblor.

La escasez de datos impide generalmente fijar una distribución de probabilidades conjunta sobre α y t , $p(\alpha, t)$, sin recurrir a la sismicidad local de las fuentes. Resulta entonces necesario escribir $p(\alpha, t)$ de la siguiente manera:

$$p(\alpha, t) = \int_{M_0}^{M_U} \int_{R_0} p_a(\alpha; M, R_0, t) p_M(M|t) p_T(t) p_R(R_0) dR_0 dM \quad (4.4.6)$$

donde $p(\alpha; M, R_0, t)$ es la densidad de la aceleración dados magnitud, distancia focal e instante de ocurrencia del temblor; $p_M(M|t)$ es la densidad de la magnitud dado el instante de ocurrencia y $p_R(R_0)$ es la densidad de probabilidades de la distancia focal. Para derivar la ec 4.4.6 se ha supuesto que la distancia epicentral es una variable independiente de todas las demás.

Considérese ahora una situación de ocurrencias poissonianas en que todo se conoce de manera determinista, excepto los instantes de ocurrencia de los temblores. Tendríamos entonces que

$$E(DT(c)) = L(c) \frac{\lambda(M_c)}{\gamma} \quad (4.4.7)$$

solución debida a Rosenblueth (1976), en que $DT(c)$ es el daño, en valor presente, debido a todos los temblores que ocurrirán en el futuro, $\lambda(M_c)$ es la tasa de excedencia de la magnitud M_c , pero también lo es de la aceleración $\alpha=c$. Es claro, en este caso, que la pérdida es proporcional a la tasa de excedencia de esta aceleración. Para poder referir el valor de las pérdidas a cantidades para las que se ha desarrollado sensibilidad, tales como tasas de excedencia o sus inversos, los periodos de retorno, surge el concepto de tasa de excedencia equivalente:

$$\lambda^*(c) = \gamma \frac{E[DT(c)]}{L(c)} \quad (4.4.8)$$

que indica que un proceso cualquiera con tasa de excedencia equivalente $\lambda^*(c)$ producirá pérdidas iguales a las de un proceso de Poisson con $\lambda(c) = \lambda^*(c)$ en que todo fuera determinista, excepto los instantes de ocurrencia de los temblores. Es en términos de esta cantidad que se presentará cuantitativamente el peligro sísmico en el caso de temblores modelados con proceso de renovación.

4.4.3 Distribución espacial de los temblores

Para que las ecuaciones presentadas en este capítulo sean válidas se requiere que la sismicidad sea uniforme en la región considerada. Con esa idea se llegó a la división mostrada en las figs 4.8 y 4.9. Sin embargo, dada una región, falta especificar la

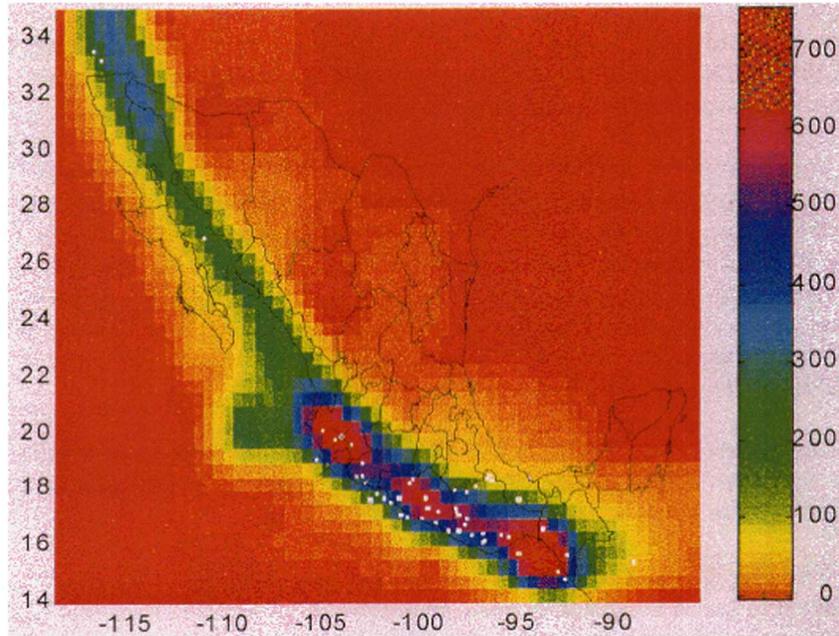


Figura 4.10. Curvas de aceleración máxima del terreno, en gals, para periodo de recurrencia de 500 años.

distribución de probabilidades de R_0 -distancia mínima entre el sitio y la zona de ruptura-, $p_R(R_0)$. Para el presente estudio se asignó a la posición del epicentro una distribución uniforme dentro de la zona correspondiente. Puesto que tanto la profundidad como el radio de falla -dada la magnitud- son deterministas, la variable aleatoria R_0 queda totalmente determinada si se conoce la posición del epicentro.

4.4.4 Resultados

Los cálculos descritos fueron llevados a cabo con el programa CRISIS. Los resultados se presentan en la fig 4 10 en forma de un mapa de aceleraciones máximas del terreno asociadas a 500 años de periodo de retorno.

5 Comentarios finales y conclusiones

Se han presentado los métodos para estimar el peligro sísmico en México y se han hecho explícitas las hipótesis adoptadas. En la sección 4.2 se describen brevemente la sismicidad y las técnicas estadísticas para estimar sus parámetros. El proceso de ocurrencia de los

temblores profundos y superficiales no costeros se consideró poissoniano, mientras que el de los temblores costeros se supuso formado por la superposición de dos procesos: el primero, responsable de los eventos con $M < 7$, se consideró poissoniano; el segundo, al que se atribuyen los eventos con $M > 7$, se consideró un proceso de renovación con tiempos entre eventos lognormalmente distribuidos.

Para representar la atenuación de las ondas sísmicas en eventos costeros y profundos se adoptaron modelos teóricos del espectro de amplitudes de Fourier cuyos parámetros fueron obtenidos a partir de registros acelerográficos, en conjunto con leyes semiempíricas de atenuación de la aceleración máxima del terreno. Los espectros de amplitudes de Fourier fueron convertidos, mediante la teoría de vibraciones aleatorias, a aceleraciones máximas del terreno. Destaca el hecho de que el modelo de atenuación usado para temblores costeros predice saturación de las ordenadas espectrales para magnitudes arriba de aproximadamente 7.5.

Finalmente se presentan resultados del cálculo del peligro sísmico en México, el cual se expresa en términos de la tasas de excedencia -o tasas de excedencia equivalentes, para los temblores costeros de gran magnitud

En todos los pasos necesarios para evaluar el peligro sísmico existe incertidumbre proveniente ya sea de la escasez de datos, de la excesiva simplicidad de los modelos teóricos o de la dispersión en resultados empíricos. Es crucial reconocer la presencia de incertidumbre y tratarla con las herramientas formales adecuadas; tal es el camino seguido en este estudio.