

Evaluación de la peligrosidad sísmica en Egipto

RAAFAT EL-SHAFEI FAT-HELBARY

CENTRO SISMOLÓGICO DE ASUAN, EGIPTO

Para proyectar edificios resistentes a los terremotos y hacer un análisis de la seguridad sísmica, es esencial hacer una estimación de la violencia de los movimientos del suelo (*ground motion*) en distintos lugares. Una de las medidas más importantes de esa severidad es la llamada aceleración pico del suelo (*PGA-Peak Ground Acceleration*), derivada de un catálogo de terremotos y de una fórmula de atenuación. En este estudio se aplica la técnica probabilística para calcular la peligrosidad sísmica en la región de Egipto.

Introducción

Egipto ocupa el extremo nororiental de África, con una extensión de casi un tercio de ese extremo. Limita al norte con el Mar Mediterráneo, al sur con la República de Sudán, al este con Palestina, Israel, el Golfo de Aqaba y el Mar Rojo y al oeste con la República de Libia. En su punto más ancho mide 1.226 km de longitud de este a oeste y tiene una superficie de casi un millón de kilómetros cuadrados.

El nivel de actividad sísmica en Egipto y sus cercanías es moderado, aunque existen pruebas de que se produjeron fuertes terremotos en la región hace ya 4.200 años, algunos de los cuales causaron grandes catástrofes y destruyeron extensas zonas.

Modernamente, Egipto sufrió un violento terremoto el 12 de octubre de 1992 (de magnitud $m_s = 5,9$), el mayor de los producidos en los alrededores de El Cairo, la capital, desde 1847 y que causó grandes daños en esta zona y en el Delta del Nilo. Para un país que se está desarrollando rápidamente y con una actividad sísmica moderada como Egipto, la necesidad de analizar el peligro de terremotos es un factor

esencial y urgente para poder ofrecer valores de proyecto de la fuerza lateral sísmica ante el gran número de edificios que se construyen en el país.

Durante mucho tiempo, Egipto se consideraba como zona sísmica, lo que hizo que se prestara muy poca atención al análisis del peligro sísmico con vistas a la construcción de edificios. No obstante, la magnitud del terremoto de El Cairo en 1992 y el del Golfo de Aqaba en 1995 pusieron de manifiesto la necesidad de un mapa sísmico.

El método consiste en utilizar los resultados de los análisis de peligrosidad y tiene dos enfoques. El primero es el llamado «método de diseño de nivel 1», en el que se comprueba la resistencia de un edificio a las cargas estáticas laterales producidas por la aceleración esperada del suelo en el lugar, comparándola con la producida por aceleración de zonas de «peligro estático equivalente» establecida en los códigos. El segundo es el llamado «método de diseño de nivel 2», que se debe aplicar cuando un edificio se proyecta en primer lugar para responder elásticamente a los movimientos esperados del suelo durante toda su vida y después, de acuerdo con lo exigido por los códigos, se comprueba que no va a colapsar si se produce un movimiento mayor del suelo para un nivel de probabilidad de excedencia mayor que en el primer caso.

Por tanto, siempre que el código exija hacer un análisis dinámico, para asegurar el buen funcionamiento y la supervivencia del edificio habrá que tener en cuenta los dos niveles de peligrosidad. Para los códigos de construcción es más práctico preparar mapas de peligrosidad con niveles de probabilidad. Siempre que sea necesario hacer un análisis más detallado de la seguridad, habrá que trazar curvas de peligrosidad de la zona donde se vaya a construir.

Se han hecho muchos estudios de peligrosidad sísmica de Egipto y sobre todo de su zona norte, entre ellos los de Ibrahim y Hattori (1982),

Mohamed (1989) y Ahmed (1991). El principal objetivo de este trabajo es utilizar los datos más amplios y fiables y el mejor conocimiento de la actividad sísmica de la región, así como la experiencia de los últimos terremotos, para actualizar los mapas de peligrosidad.

En nuestro modelo vamos a evaluar la peligrosidad sísmica a partir del método de Cornell-McGuire. El análisis de peligrosidad sísmica se realiza en cuatro pasos: modelo de probabilidad espacial, modelo de atenuación, modelo de magnitud recurrente y modelo de probabilidad temporal. En la literatura especializada se puede encontrar una descripción de estos pasos (Ahmed, 1991 y Ahmed *et al.*, 1992).

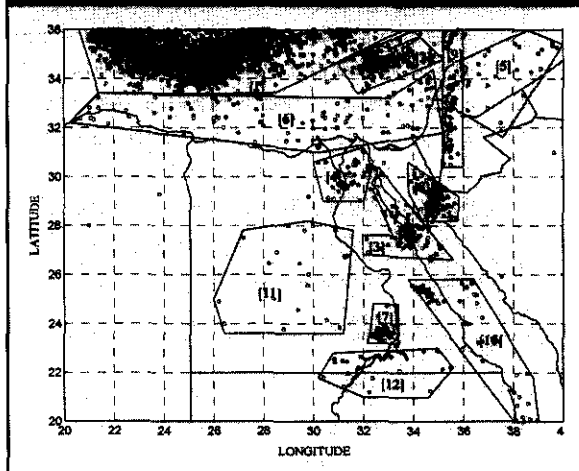
Etapas del análisis de la peligrosidad

Probabilidad espacial (modelo de área fuente de terremotos)

En este estudio utilizamos el modelo de área fuente de terremotos que representa de un modo realista las zonas sismogénicas, pues los epicentros de los últimos terremotos no se encuentran en una sola línea de falla, sino disperso entre varias líneas. Los estudios geotectónicos y los mapas sísmicos históricos tienen un papel muy importante en la definición de las características sismotectónicas. El modelo propuesto es el que aparece en la Figura 1, que representa la distribución espacial de los terremotos sobre un mapa de la zona. Este modelo se puede considerar como la interpretación de la distribución espacial de los terremotos a la luz de las pruebas sismotectónicas y cualquier otra prueba geológica o tectónica que se puedan utilizar para expresar la magnitud de

la actividad sísmica. A continuación se describen las zonas más importantes del mapa.

Figura 1. Modelo de áreas fuente para evaluar la peligrosidad sísmica de Egipto.



Zonas 1 y 6. En estas zonas, situadas al norte del Mar Mediterráneo, concurren las placas tectónicas Africana y Euroasiática. Estas zonas se caracterizan porque el plegamiento generado en el fondo del Mar Mediterráneo y porque la parte norte de la placa africana subduce bajo Chipre y Creta. A lo largo de la costa norte de Egipto se observan algunas deformaciones secundarias. Está claro que la actividad sísmica de esta zona es mayor que en otras, puesto que se supone que en ella se producen plegamientos por la colisión de las placas Africana y Euroasiática. En esta región se producen terremotos de 7 o más grados con una frecuencia de 5 o 6 veces por siglo. Algunos de estos terremotos han causado daños en El Cairo y se han dejado sentir a lo largo del Valle del Nilo hasta más de 500 km de su epicentro.

Zona 2. La conocida como Zona de Chipre se ha definido como zona independiente para incluir los terremotos producidos en la isla y sus alrededores. En los últimos 92 años se han producido aquí muchos terremotos importantes. Está claro que la actividad sísmica de esta zo-

na es mayor que en otras, puesto que se supone que es también una zona de subducción entre las placas Africana y Euroasiática.

Zonas 3 y 8. Estas zonas corresponden a las fallas del norte del Mar Rojo. Las fallas de los golfos de Aqaba y Suez forman parte del sistema del Mar Rojo. Ambas se caracterizan por una actividad sísmica continua pero de pequeña intensidad y por la poca profundidad de los hipocentros. En la Figura 1 podemos ver que la actividad sísmica del golfo de Aqaba (zona 8) es mayor que la del de Suez (zona 3).

Zonas 4 y 11. Estas zonas abarcan la falla Pelúsica del Mediterráneo Oriental-Cairo-Faiyum, que va desde el Mediterráneo Oriental hasta El Cairo por el este del Delta del Nilo, continuando la región de Faiyum. A lo largo de esta falla se observa una actividad sísmica históricamente moderada y algunos terremotos recientes cuyo hipocentro se ha mantenido dentro de la corteza terrestre, no llegando a definir un plano sísmico. El terremoto del 12 de octubre de 1992, relativamente moderado (de grado 5,9) cuyo epicentro estaba situado en Dahshour, unos 40 km al sur de El Cairo, causó daños materiales desproporcionados (que se calculan en más de 500 millones de libras egipcias) y la pérdida de muchas vidas humanas. El primer terremoto registrado por los instrumentos en la zona de Gilf El-Kebir en 1978, que fue moderado, parece indicar que esta falla se prolonga hacia la zona suroccidental del Desierto Occidental, aunque entre Faiyum y Gilf El-Kebir se han producido muy pocos terremotos. La red de radioteleimetría de Asuán ha detectado varios pequeños terremotos al noroeste de esta región.

Zona 5. Abarca el cinturón de Palmyra y separa la región activa del norte de la relativamente inactiva del sur.

Zonas 7 y 12. La actividad sísmica en estas zonas es de tipo muy localizado. En la zona 7 se produjo una secuencia de pequeños terremotos que precedieron y siguieron al que tuvo lugar en la zona de Kalabsha, al sur de Asuán

(Alto Egipto) el 14 de noviembre de 1981. Las fallas que pueden tener importancia para esta zona forman parte del sistema del Desierto Occidental. Este sistema está formado por varias fallas que discurren de este a oeste, con gran desplazamiento hacia la derecha, y otras de norte a sur con desplazamiento hacia la izquierda. Las que dominan en la región son las este-oeste, más largas, con mayor actividad durante la era cuaternaria y con un desplazamiento total superior al de la falla norte-sur. El sistema de fallas del Desierto Occidental está relacionado con el labio más activo de la placa y con el sistema secundario de fallas situado más hacia el este. Aunque se ha analizado con gran detalle el comportamiento tectónico de este sistema, no se sabe bien cuál es el origen de la pequeña deformación que forman el Desierto Occidental. Como la magnitud de esta deformación es pequeña y sin embargo ocupa una zona muy grande, es posible que no se llegue a explicar su origen a corto plazo.

Zona 9. Ocupa aproximadamente las fallas del Mar Muerto-Río Jordán, Ed Damur, Yammouneh y Rachaya. La falla del Mar Muerto-Río Jordán forma parte de la gran falla Jordán-Mar Muerto que va desde el Golfo de Aqaba en el Mar Rojo hasta el sur de Turquía, desde los 30,9° hasta los 32,93° de latitud N a una longitud de 35,5° E, a lo largo de 200 km. Esta falla se caracteriza por su gran actividad sísmica, que parece concentrarse en la corteza de 35 km de espesor. La falla se caracteriza además por un mecanismo de deslizamiento horizontal (strike-slip). Su parte norte incluye las fallas de Ed Damur, Yammouneh y Rachaya. Históricamente, la actividad sísmica fue mayor que la de la falla del Mar Muerto-Río Jordán, aunque los terremotos registrados con instrumentos parecen indicar que en la actualidad esta última es más activa que la primera.

Zona 10. Esta zona abarca aproximadamente el norte del Mar Rojo y la región de Abu Dabbab. La placa Arábiga sigue girando y alejándose de la africana a lo largo del centro de

difusión del Mar Rojo. Esta expansión del fondo oceánico se ha detectado a unos 20-22° de latitud N por la presencia continua de una corteza basáltica en el plano de fractura axial del Mar Rojo y evidencias geofísicas de una corteza oceánica de reciente creación. Según algunos autores, los terremotos de Abu Dabbab venían acompañados de un claro retumbo parecido al sonido de una explosión producida en una cantera lejana. El mayor de los terremotos registrados se produjo en Abu Dabbab, lejos de la zona de fractura del Mar Rojo, el 12 de noviembre de 1955 y tuvo una magnitud de 5,5.

Modelo de frecuencia de los terremotos

En nuestro análisis utilizamos la fórmula corriente de Gutenberg-Richter truncada, con un límite inferior y un límite superior más estricto. Dada la falta de estimaciones sismotectónicas, para este límite máximo hemos tomado el valor del mayor terremoto registrado. Hemos supuesto que la distribución de las magnitudes de los terremotos en cualquier punto de origen es exponencial. La fórmula de frecuencia de los terremotos de Gutenberg-Richter es:

$$\text{Log } Nm = a - bm \quad (1)$$

donde Nm es el número de terremotos mayores de una magnitud dada (m) producidos en un determinado período de tiempo y a y b son constantes. La constante a depende del nivel de actividad sísmica, del período de tiempo que se tome y de la superficie de la zona que se estudia. La constante b es la relación entre el número de terremotos superiores a esa magnitud y el de los inferiores. Este parámetro es muy importante, pues tiene que ver con algunos retos sismológicos como la predicción de terremotos y los esfuerzos que se generan en la zona del foco del seísmo.

En cada una de las zonas sísmicas hemos hecho un análisis de regresión para calcular los coeficientes de frecuencia (a y b), la relación

entre las magnitudes (m) y su frecuencia acumulativa anual (N).

Hemos calculado la tasa de actividad sísmica anual (λ) de cada zona mediante la fórmula anterior, con $m \geq 3,5$ y el tiempo en años. Hemos establecido el límite inferior en $m \geq 3,5$ porque, desde el punto de vista de la peligrosidad sísmica, los fenómenos de poca magnitud no nos interesan. En la Tabla 1 se recogen los parámetros resultantes para nuestras 12 zonas sísmicas.

Tabla 1. Parámetros sísmicos para las 12 zonas sísmicas.

Zona	λ	Valor de b	Magnitud Máx. (M_b)
1	43,901	0,927	7,1
2	4,95	0,844	6,9
3	2,339	1,020	6,1
4	0,686	0,902	5,9
5	0,339	0,692	5,5
6	1,829	0,907	6,0
7	1,153	1,010	5,3
8	3,174	0,786	7,3
9	1,341	0,800	5,6
10	0,875	0,832	5,6
11	0,217	0,696	5,2
12	0,127	1,568	4,2

Modelos de atenuación

Uno de los elementos críticos del diseño antisísmico de un edificio es la determinación de los movimientos sísmicos del terreno donde se vaya a edificar. Para establecer esos movimientos se han utilizado habitualmente los mapas sísmicos zonales y la evaluación de la peligrosidad de terremotos. Estos métodos se basan esencialmente en la fórmula de atenuación regional, que establece la relación entre

la magnitud del terremoto, la distancia del lugar al epicentro y otros parámetros de movimiento del suelo (intensidad, aceleración espectral y de pico, velocidad espectral y de pico y desplazamiento espectral y de pico). En general podemos decir que hay tres factores principales que influyen en los parámetros de movimiento del suelo: el origen del terremoto, la ruta de propagación desde ese origen hasta el lugar estudiado y las condiciones geológicas del lugar.

La medida más utilizada para evaluar la peligrosidad sísmica de un lugar determinado es la aceleración de pico del suelo (PGA). Sin embargo en Egipto no hay datos de movimientos del suelo, por lo que los investigadores que quieren hacer estas estimaciones utilizan a menudo el modelo de atenuación de otras regiones. El mapa de peligrosidad sísmica que utilizamos en este artículo se basa en la relación de atenuación de la aceleración de pico del suelo (PGA) y la intensidad epicentral de los terremotos (I).

Modelo de atenuación de la intensidad. La intensidad sísmica es una evaluación subjetiva de los efectos de un terremoto que describe la violencia aparente del movimiento del suelo. En países como Egipto, donde faltan datos de movimientos del suelo, para realizar evaluaciones de peligrosidad es esencial conocer la atenuación de la intensidad. Egipto es una de las pocas regiones del mundo de la que existen pruebas documentales de terremotos desde hace miles de años (casi 4.800). La información más valiosa de estos datos históricos procede de los mapas de isosistas. Se han propuesto y publicado muchos mapas de isosistas de Egipto en la escala MSK, tanto de su actividad sísmica histórica como reciente. Los mapas de isosistas de los 12 terremotos producidos en distintas partes de Egipto son suficientemente claros como para poder establecer un modelo de atenuación de la intensidad.

En este estudio hemos deducido de estos datos dos ecuaciones empíricas de la atenuación

ción. La distancia hasta el epicentro (R) se ha calculado como el radio de una región circular equivalente, paralelo al eje mayor de la línea isosista. l_0 se ha estimado según el enfoque geográfico de Chandra (1979). La primera ecuación de atenuación de la intensidad y la correspondiente desviación estándar de $l-l_0$, σ , son como sigue:

$$l(Rp)-l_0 = 5,326 - 0,00185 Rp - 1,644 \ln(Rp + 25) \text{ paralela a la isosísmica (2)}$$

$$(\sigma = 0,12; R < 400 \text{ km})$$

$$l(Rc)-l_0 = 5,508 - 0,00367 Rp - 1,703 \ln(Rc + 25) \text{ círculo equivalente (3)}$$

$$(\sigma = 0,15; R < 400 \text{ km})$$

En la segunda ecuación de atenuación de la intensidad se ha calculado la relación entre m_b y la intensidad en el epicentro l_0 . Se han establecido las relaciones regionales entre intensidad y magnitud. A partir de las relaciones entre l (R), m_b y R , la función de atenuación se calcula del siguiente modo:

$$l(Rp, m) = 2,753 m_b - 1,826 \ln(Rp + 25) - 0,829 \text{ paralela a la isosísmica (4)}$$

$$(\sigma = 0,14; R < 400 \text{ km})$$

$$l(Rc, m) = 2,754 m_b - 1,991 \ln(Rc + 25) - 1,703 \ln(Rc + 25) - 0,3119 \text{ círculo equivalente (5)}$$

$$(\sigma = 0,16; R < 320 \text{ km})$$

Esta última ecuación es la que utilizamos para el trazado de los mapas de peligrosidad sísmica en términos de intensidad.

Modelo de atenuación de la aceleración. La atenuación de la energía sísmica durante la propagación desde el foco del sismo hasta un lugar determinado se puede describir mediante las ecuaciones de atenuación de la aceleración de pico esperada, de la velocidad o del desplazamiento hasta ese lugar de la energía producida en el foco (magnitud del terremoto) en función de la distancia. El modelo de atenuación se desarrolla normalmente mediante análisis de regresión estadística de los datos registrados por el sismógrafo o de datos

recogidos en series temporales, por ejemplo de la aceleración, velocidad y desplazamiento.

La fórmula más corriente de atenuación de la aceleración es:

$$Y = b_1 e^{b_2 r^n} (\Delta + r)^{-b_3} \quad (6)$$

donde:

Y = Parámetro para medir el movimiento del suelo (aceleración (A), velocidad (v), o desplazamiento (d)).

b_1, b_2, b_3 = Constantes derivadas del análisis de regresión.

Δ = Distancia del Hipocentro.

r = Constante según la región.

Para esta región se ha visto que es más adecuada la relación de atenuación de Makropoulos (1985), sobre todo tras las observaciones del terremoto de octubre de 1992 en El Cairo, por lo que es la que se ha utilizado para los mapas de peligrosidad sísmica de este artículo. Esta relación es la siguiente:

$$\ln(A) = 0,7M - 1,8 \ln(R + 25) + 7,66 \quad (7)$$

Se ha tomado como desviación estándar logarítmica 0,8, teniendo en cuenta la mayor incertidumbre, como sugiere Dovonean (1973) para los datos de todo el mundo.

El análisis probabilístico de la peligrosidad supone que los valores de la PGA observados se distribuyen logarítmicamente alrededor de la mediana, obtenida mediante el modelo de atenuación. Con una desviación $\ln(\sigma)$, la influencia de este valor en la estimación probabilística de la PGA es muy significativa, sobre todo cuando la probabilidad es pequeña. Algunos investigadores prefieren incluir esa desviación en el análisis de la peligrosidad sísmica sólo si la PGA resultante se va a utilizar en los cálculos pseudo-estáticos, a partir de los cuales se calcula el esfuerzo cortante para incorporarlo en los códigos de edificación. El argumento en el que se basan es que, en tales casos, se podría ampliar lógicamente al esfuerzo cortante el aumento esperado de la PGA.

Por otro lado, si para calcular la PGA se va a tener en cuenta la desviación estándar, como el aumento esperado de la PGA no supone necesariamente otro aumento similar en la respuesta a cualquier frecuencia, las curvas y mapas de peligrosidad sísmica que utilizamos en este artículo se han calculado teniendo en cuenta los valores de $Ln(a)$ y σ_0 . En todos los casos se supone que la profundidad del hipocentro en cada zona es constante, tomándose como tal la medida estadística de las profundidades en esa zona.

Modelo de frecuencia temporal

El modelo de frecuencia más utilizado sigue siendo el de Poisson, que supone que la frecuencia de los terremotos es independiente en el tiempo y en el espacio, lo cual proporciona una mayor sencillez tanto de concepto como de cálculo.

En principio, estas hipótesis son muy realistas y reflejan físicamente muy bien el fenómeno de los terremotos.

La forma general de la ecuación de Poisson es:

$$P_n(t) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!} \quad (8)$$

donde:

$P_n(t)$ = Probabilidad de que se produzcan n terremotos en el período t .

(n) = Número de terremotos.

(λ) = Frecuencia media de terremotos por unidad de tiempo.

Por consiguiente, en este trabajo utilizamos el modelo de Poisson para calcular la frecuencia de los terremotos.

La teoría sobre la que se basa el cálculo de la peligrosidad sísmica en cualquier lugar se puede representar por el «teorema de la probabilidad total» (Cornell y McGuire):

$$P(I > i) = \int \int P(I > i | m, r) \cdot fM(m) \cdot fR(r) \cdot dm \cdot dr \quad (9)$$

donde:

$(I > i)$ = Terremoto que supera un determinado valor de intensidad (i).

m = Intensidad del terremoto.

r = Distancia del terremoto al hipocentro.

$fM(m)$ = Función de densidad de la probabilidad de la magnitud.

$fR(r)$ = Función de densidad de la probabilidad de la distancia.

$P(I > i)$ = Probabilidad de que se supere un valor determinado (i).

$P(I > i | m, r)$ = Probabilidad condicional de que se supere un determinado valor de intensidad (i) en un terremoto de magnitud (m) y distancia al hipocentro (r).

La probabilidad condicional de que una intensidad (i) supere un cierto valor i en un lugar a una distancia r del hipocentro y un terremoto con una intensidad dada m se calcula mediante la distribución normal de probabilidad. Generalmente se supone que la desviación estándar σ_0 es constante, es decir, independiente de los valores aleatorios m y r .

Análisis de la peligrosidad y resultados

A partir de los resultados de los cálculos anteriores, hemos realizado un análisis de la peligrosidad sísmica de la región de Egipto y de sus principales ciudades. De acuerdo con los requisitos establecidos en la sección anterior, la evaluación de la peligrosidad sísmica se ha hecho siguiendo estos pasos:

1. Identificación del modelo de áreas fuente que definen la distribución espacial de los terremotos en una zona dada.

2. Evaluación de la magnitud máxima de los terremotos y del modelo de frecuencia que describe el número de terremotos producidos en un determinado período de tiempo dentro de cada área fuente.

3. Elección de las ecuaciones del modelo de atenuación del movimiento del suelo que describe matemáticamente en qué medida disminuye dicho movimiento con la distancia del lugar al hipocentro, para terremotos de distinta magnitud.

4. Cálculo probabilístico de la amplitud máxima esperada del movimiento del suelo en un determinado período de tiempo, correspondiente al nivel de probabilidad elegido para cada uno de los lugares de la región, a partir de los datos de las ecuaciones (1), (2) y (3).

Para analizar la peligrosidad sísmica por zonas se han utilizados dos métodos informatizados:

1. El programa ESA (Ahmed, 1991), para evaluar las curvas acumuladas de frecuencia-magnitud ajustadas según los coeficientes que definen la función de densidad de magnitud, para evaluar otros resultados que se utilizan en el cálculo de la peligrosidad.

2. El programa EHA (Ahmed, 1991; Mc Guire, 1976), que anteriormente se denominaba EQ-RISK y en el que se introdujeron algunas modificaciones para poderlo utilizar desde un PC. Este programa se ha utilizado para evaluar la peligrosidad en cada lugar, de acuerdo con los distintos niveles de aceleración, adaptándolo al modelo por zonas.

Mapas de peligrosidad propuestos

Según las bases teóricas de evaluación de la peligrosidad sísmica a partir del modelo por área fuente, se han calculado las líneas isosístas de acuerdo con el programa EHA. Las ecuaciones (5) y (7) representan nuestros modelos de atenuación de la intensidad y la PGA, respectivamente. Se han calculado la distribución de probabilidad de la PGA y la intensidad

Figura 2A. Aceleración de pico del suelo en cm/s^2 (con un 90 por 100 de probabilidad de que no se superen esos valores en 50 años).

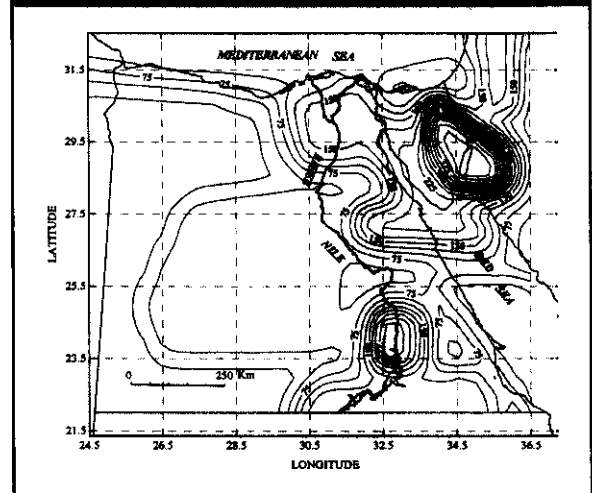
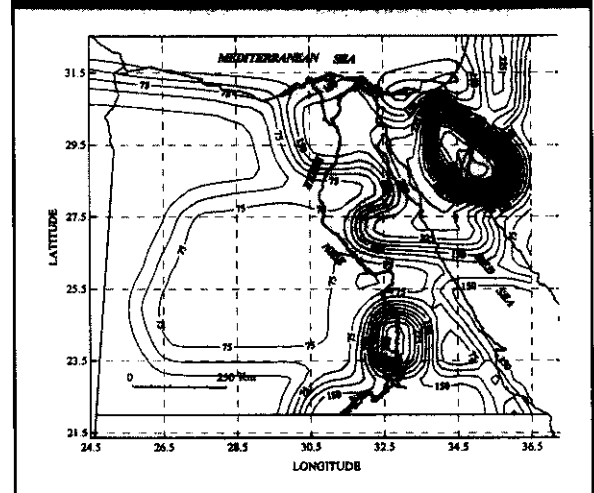
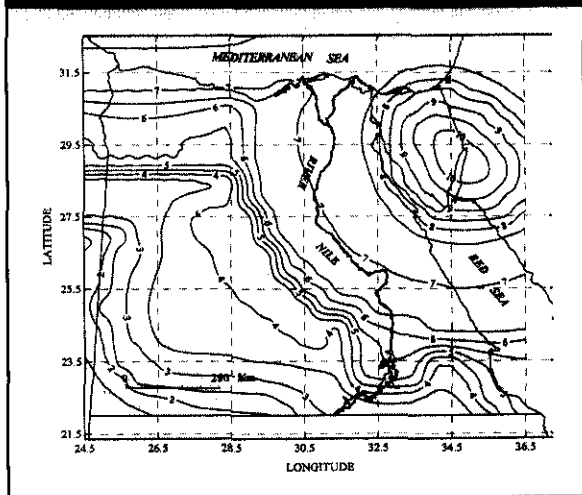


Figura 2B. Aceleración de pico del suelo en cm/s^2 (con un 90 por 100 de probabilidad de que no se superen esos valores en 100 años).



máxima en los nodos de una red que cubre todo Egipto. Para ello, se ha dividido la superficie de 550 cuadrados de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, tanto en longitud como en latitud. El análisis se ha aplicado sistemáticamente a cada vértice de la cuadrí-

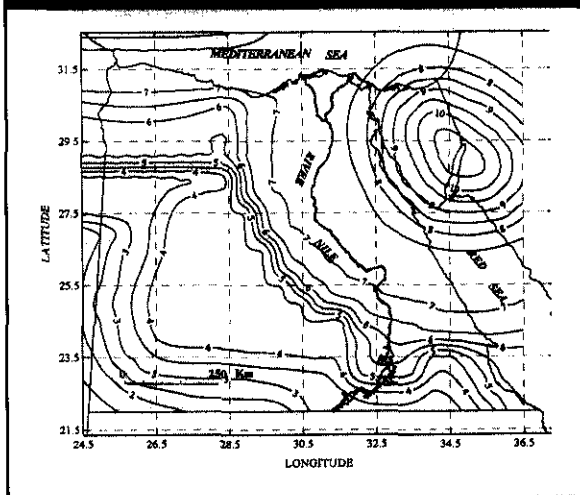
Figura 3A. Curvas de intensidad máxima en la escala MSK (con un 90 por 100 de probabilidad de que no se superen esos valores en 50 años).



cula. También se han generado imágenes de la PGA e intensidad máxima sobre el mapa digitalizado de Egipto, mediante un programa de ploteado.

Las Figuras 2A y 2B muestran los valores esperados del componentes horizontal de la PGA,

Figura 3B. Curvas de intensidad máxima en la escala MSK (con un 90 por 100 de probabilidad de que no se superen esos valores en 100 años).



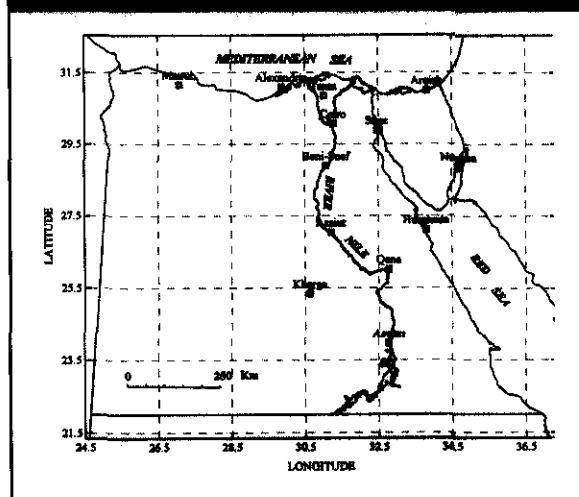
con un 90 por 100 de probabilidad de que no se superen en un período de 50 y 100 años. Las Figuras 3A y 3B muestran la peligrosidad sísmica en forma de isosistas, con un 80 por 100 de probabilidad de que no se superen en un período de 50 y 100 años (correspondiente a períodos de retorno de 475 y 949 años, respectivamente).

A partir de estas figuras se puede ver que las regiones de mayor peligrosidad sísmica son la zona de alrededor del Golfo de Aqaba, el Golfo de Suez y la zona de Asuán, en el Alto Egipto.

Niveles de peligrosidad sísmica en las principales ciudades de Egipto

La curva de peligrosidad representa la relación entre la PGA y la probabilidad de que supere durante un año un determinado valor en un determinado lugar, a partir de los mismos parámetros y principios utilizados en los mapas

Figura 4. Situación geográfica de las principales ciudades de Egipto cuya peligrosidad sísmica se ha evaluado.



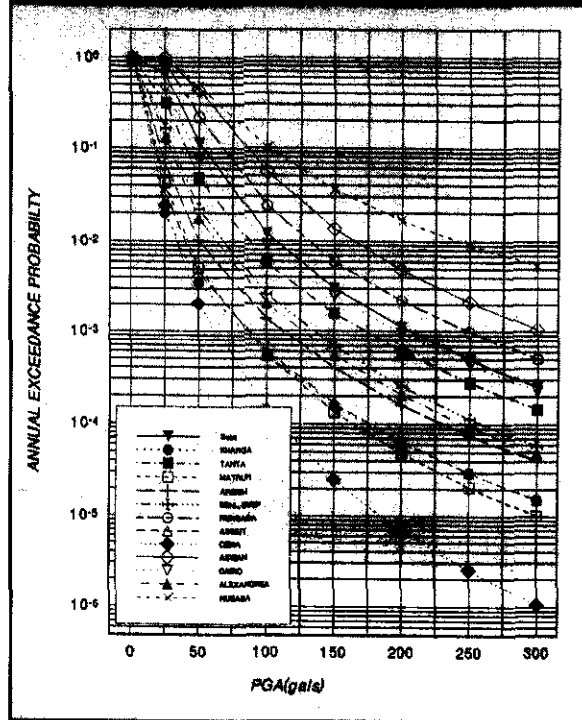
de peligrosidad con la relación de atenuación obtenida en la ecuación (7). En la Figura 5 se presentan las curvas de peligrosidad de las 13 ciudades principales (Suez, Kharga, Tanta, Matruh, Arish, Beni-Suef, Hurgada, Assiut, Qena, Asuán, El Cairo, Alejandría y Nueaba), cuya situación geográfica se recoge en la Figura 4. En la Tabla 2 se recogen los valores máximos de la PGA en cada ciudad con un 90 por 100 de probabilidad de que no sean superados en 50 y 100 años (correspondiente a períodos de retorno de 475 y 949 años, respectivamente).

La comparación entre las curvas de peligrosidad de las distintas ciudades muestra que la mayor PGA posible es la de Nueaba, situada en una zona de actividad sísmica relativamente alta, entre el Golfo de Aqaba y Asuán. Las ciudades de menor peligrosidad sísmica son Qena, Matruh y Kharga.

Tabla 2. Aceleración de pico del suelo (PGA) en las principales ciudades de Egipto (cm/seg²).

Ciudad	Período de estudio	
	50 años	100 años
Suez	169	205
Kharga	65	81
Tanta	142	173
Matruh	68	84
Arish	88	110
Beni-Suef	107	132
Hurgada	208	250
Assiut	68	85
Qena	50	60
Aswan	255	304
Cairo	161	197
Alexandria	100	124
Nueaba	432	542

Figura 5. Curvas de peligrosidad sísmica de las principales ciudades de Egipto.



Conclusión

Las principales conclusiones de este estudio se pueden resumir así:

1. Todos los mapas de peligrosidad sísmica presentados en este estudio indican que los valores mayores previstos de aceleración de pico del suelo (PGA) e intensidad en la escala de Mercalli Modificada, se dan en las zonas del Golfo de Aqaba, Golfo de Suez y Asuán, en el Alto Egipto.
2. Que el peligro sísmico de Egipto no parece ser especialmente sensible a la actividad sísmica del Mar Mediterráneo y de Chipre, pero sí lo es a la de los Golfos de Aqaba y Suez.
3. Que los mayores valores posibles de PGA en las 13 ciudades principales de Egipto corresponden a Nueaba y Asuán, mientras que los menores corresponden a Qena, Matruh y Kharga.