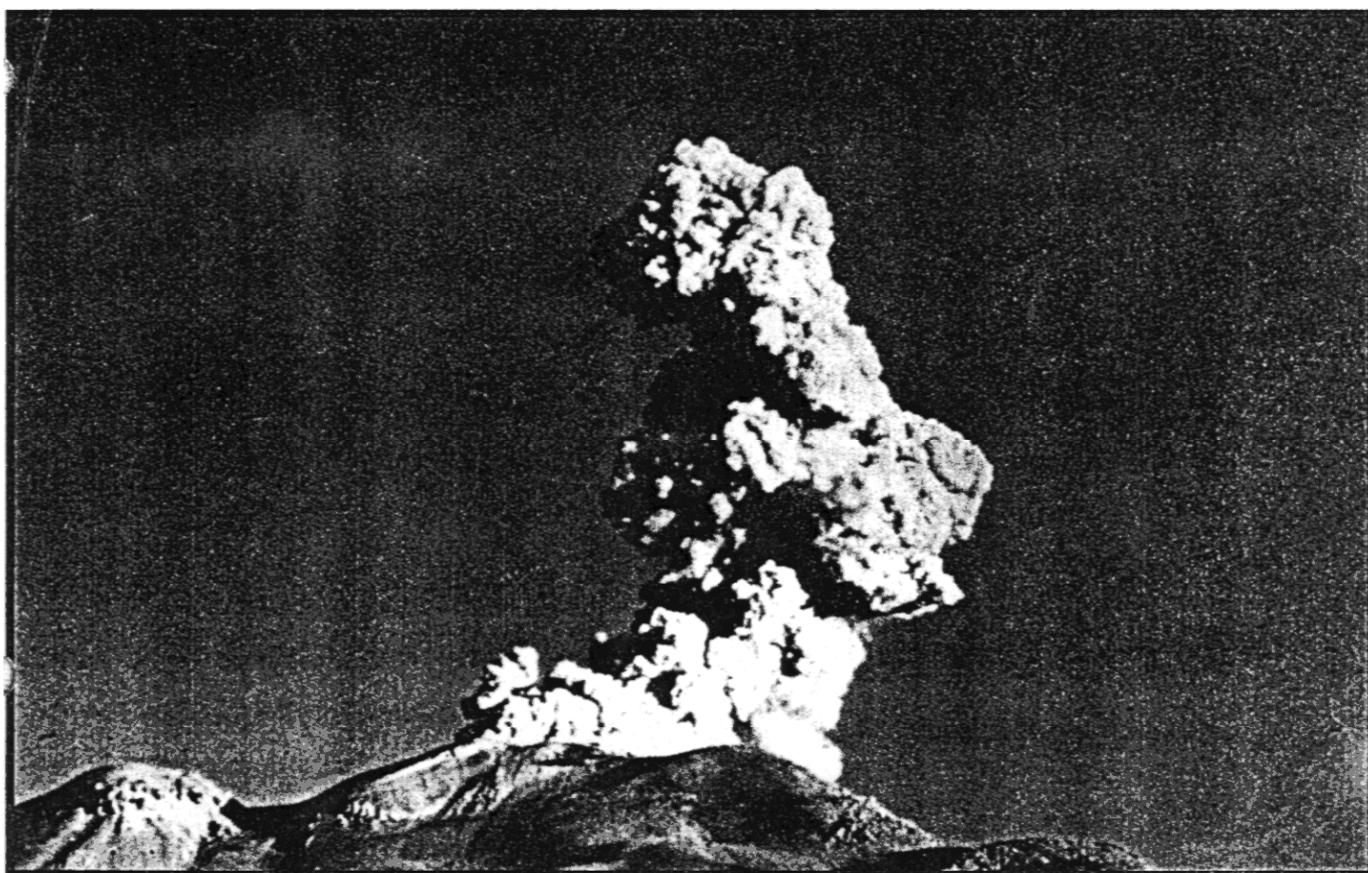


REVISTA



GEOFISICA



INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFIA E HISTORIA

NUMERO 47

JULIO-DICIEMBRE 1997

Estimaciones Probabilísticas de la Peligrosidad Sísmica en Cuba

Miguel Rodríguez Farrat*
Leonardo Álvarez Gómez*
Julio García Peláez*

Abstract

A set of seismic hazard assessment results from Cuba is presented. It consist of maps, tables and graphics calculated by well known algorithms of Cornell and McGuire. The calculations were made with SACUDIDA program, which allows us to estimate the seismic hazard by different algorithms and with the use of an elliptical model of isoseismals with parameters adjusted for each seismic source zone. The use of this algorithms reduce the hazard level for several zones of Cuba with respect to previous obtained results with a modified Riznichenko's algorithm.

Resumen

Se presenta un conjunto de estimados de la peligrosidad sísmica de Cuba en forma de mapas, tablas y gráficos calculados según los algoritmos de Cornell y McGuire. Los cálculos fueron realizados con el programa SACUDIDA, que permite realizar los estimados de peligrosidad sísmica usando diversos algoritmos y un modelo de isosistas elípticas con parámetros ajustados para cada una de las zonas fuente. El uso de estos algoritmos reduce el nivel de peligrosidad para algunas zonas de Cuba con relación a los realizados con anterioridad con el algoritmo modificado de Riznichenko.

Introducción

El conocimiento de la peligrosidad sísmica a que está sometido el territorio de Cuba, parte de los primeros estudios determinísticos realizados en la década del 70, continuando con estudios probabilísticos a mediados de los años 80. Una descripción de estos trabajos iniciales puede encontrarse en Álvarez *et al.* (1991), donde además se

* Filial Occidental Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas. CENAIIS.

presentan los resultados de la aplicación de un algoritmo resultado de la modificación de los planteamientos originales de Riznichenko (1965) sobre el cálculo de la sacudibilidad sísmica. A finales de los 80 y hasta mediados de esta década, se realizaron en Cuba trabajos orientados a la determinación del peligro sísmico a que están sometidos los posibles emplazamientos de objetivos de obra relacionados con el desarrollo energético (centrales nucleares, complejos hidroeléctricos y otras obras secundarias). De acuerdo a los requerimientos internacionales, estos trabajos son más detallados que los comunes de peligrosidad sísmica, y por regla general debe primar en ellos un enfoque conservador. Partiendo de los resultados obtenidos en los mismos, Chuy y Álvarez (1995) prepararon un mapa básico del peligro sísmico para ser empleado en el nuevo código de construcciones en zonas sísmicas, actualmente en elaboración.

Por otra parte, la tendencia actual en la estimación de la peligrosidad sísmica, es no considerar de validez universal los resultados de un estudio particular, dado el alto grado de indeterminación de los datos iniciales, sino más bien realizar una multiplicidad de estimados, usando diferentes combinaciones de valores de los parámetros que definen las diferentes etapas del trabajo, para formar una estructura de soluciones del tipo de árbol lógico, que debe ser finalmente sometida a cierto tipo de procesamiento estadístico (McGuire, 1993). El presente trabajo resume los resultados obtenidos en la primera etapa de un proyecto más amplio, y consiste en la aplicación de los algoritmos de Cornell (1968) y McGuire (1976) manteniendo sin variaciones los criterios sobre zonas fuentes, modelo de isosistas y tasa de ocurrencia de terremotos, para la obtención de mapas con estimados probabilísticos de la peligrosidad sísmica en términos de intensidad y aceleración.

Situación tectónica y sismicidad de Cuba

El territorio de Cuba forma parte de la región del Caribe ubicándose entre los continentes de Norte y Sudamérica. Pertenece a la placa litosférica de América del Norte, en su parte Oriental se acerca estrechamente al borde norte de la placa del Caribe. Ésta es la causa por la que esta región de la Isla se ha visto repetidamente afectada por terremotos, muchos de ellos de gran fuerza destructora (Chuy *et al.*, 1983). En el territorio nacional se reportan movimientos producidos por terremotos cuyos epicentros han sido asociados tanto a la zona de Bartlett-Caimán como a otras estructuras tectónicas de menor categoría localizadas en el resto del país, observándose claramente una diferenciación de la sismicidad en dos tipos. La ubicación de Cuba en el borde sur de la placa de Norteamérica hace que su región suroriental forme parte de la frontera entre esta placa y la del Caribe que se desplaza hacia el este. Es por eso que en esta región ocurre el mayor número de sismos incluyendo los de mayores magnitudes, correspondiendo al tipo de los llamados terremotos de interplacas. Con menor frecuencia ocurren terremotos en el resto del territorio insu-

lar y sus acuatorias. Éstos corresponden a los llamados de intraplacas, asociados a estructuras geológicas de menor orden, cuyos movimientos relativos no están aún bien establecidos. Recientemente Cotilla *et al.* (en prensa) han planteado una diferenciación adicional para la región oriental directamente al norte de la fosa de Bartlett, en lo que llaman una sismicidad de tipo "intermedia". En la Figura 1 se presenta el mapa de epicentros para $M > 5$.

Algoritmos de estimación de la peligrosidad sísmica

Los estimados probabilísticos de la peligrosidad sísmica parten de una formulación única, el cálculo de la esperanza matemática del número anual de eventos que causa un efecto $\geq X$ en un punto cualquiera a partir de un elemento diferencial de una zona fuente particular $E[N_x(X)]$, la cual se calcula por la fórmula:

$$E[N_x(X)] = P[x \geq X] \cdot N(m_1, m_2) \quad (1)$$

donde $N(m_1, m_2)$ es el número anual de terremotos (normalizado espacialmente) entre una magnitud mínima m_1 (que se fija a voluntad, bajo el criterio de que sea representativa en el catálogo utilizado e inferior a la que produce los efectos que se están estudiando) y la magnitud máxima posible m_2 de la zona fuente en cuestión. $P[x \geq X]$ es la probabilidad de que en esa zona fuente ocurra una magnitud $M \geq M_x$ capaz de provocar en el punto de interés un efecto X . El efecto puede ser intensidad sísmica, aceleración o cualquier otro parámetro de interés ingenieril.

El cálculo de $N(m_1, m_2)$ se realiza a través de los gráficos magnitud-frecuencia, mientras que el de $P[x \geq X]$ requiere la introducción de la fórmula $X=f(M,r)$ de la atenuación del efecto de un terremoto de magnitud M con la distancia. Aquí es donde difieren ambos algoritmos utilizados. Cornell (1968) considera que "f" es una función determinística exacta y reduce el problema a una sustitución de coeficientes para pasar a una fórmula del tipo $P[M \geq M_x]$ que se calcula directamente a partir de los gráficos magnitud-frecuencia. Aunque aquí utilizamos un modelo de atenuación más complejo que no permite la sustitución directa, en esencia no cambia el problema. Álvarez (1995) introduce una modificación (que usamos en este trabajo) consistente en calcular $P[M \geq M_x - \delta M]$ en lugar de $P[M \geq M_x]$ como una forma de considerar el error asociado a la fórmula de atenuación. Esta necesidad se ve claramente cuando se trata de ajustar un patrón de isosistas calculadas a un terremoto cualquiera, pues siempre existe un rango de magnitud (M_1, M_2) en el que los patrones calculados pueden ajustarse a dicho terremoto; δM se estima como el semiancho promedio de tales rangos. A diferencia de esto, McGuire (1976) y Bender (1984) plantean que la atenuación no se puede considerar de forma determinística, y asumen que el valor dado por "f" es la media, estando los valores de x distribuidos normalmente a su alrededor con varianza σ_x , por lo que calculan la probabilidad $P[x \geq X_i | X]$, lo que

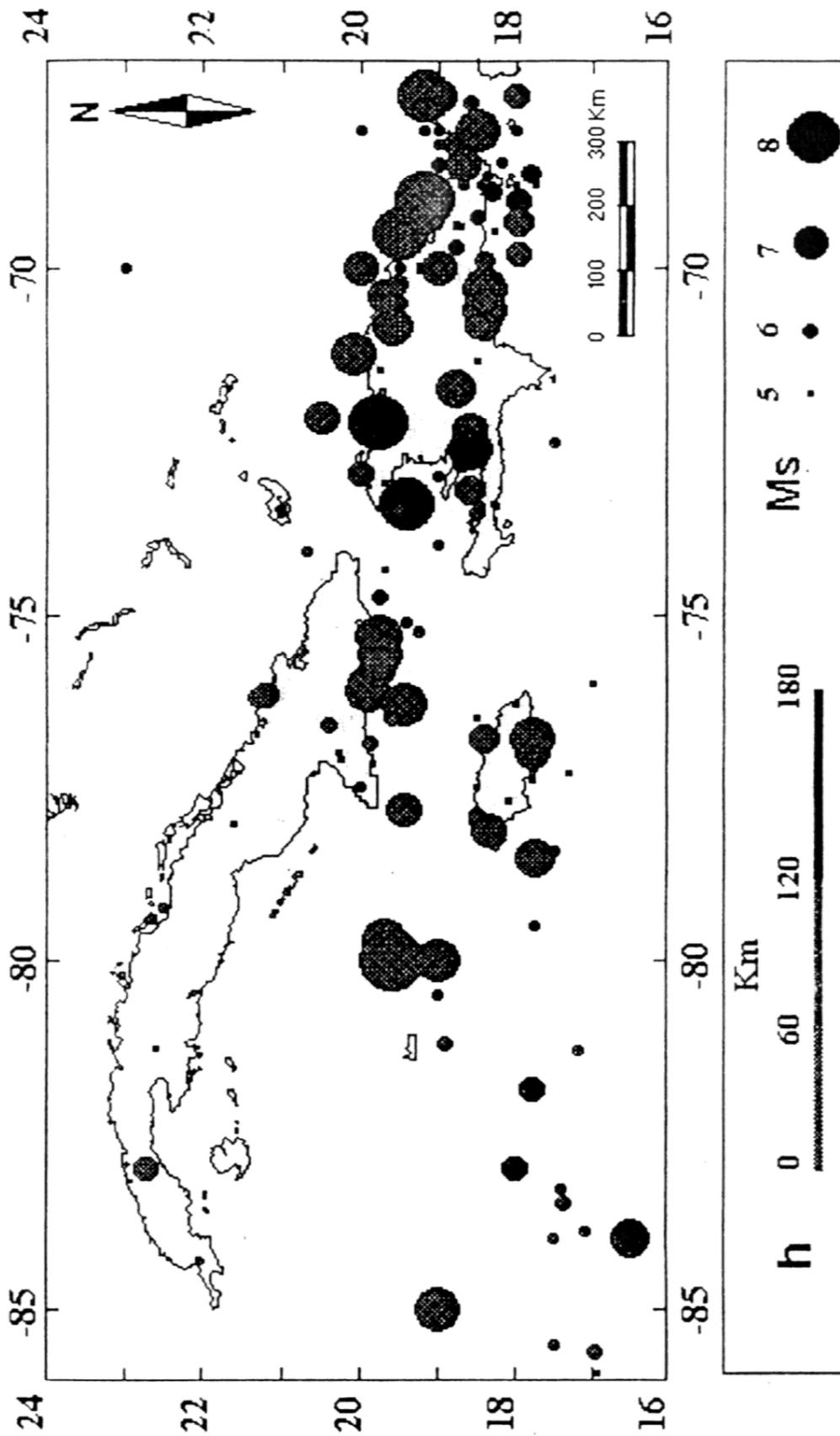


Figura 1. Mapa de epicentros de terremotos de la región de estudio con magnitudes ≥ 5 . El gráfico fue obtenido con el programa SEISMIC (RunTime Software, 1995).

introduce una complicación adicional en las fórmulas, a pesar de la sustitución directa que emplean para pasar de X a M_x .

Para el caso del modelo de Cornell, las fórmulas obtenidas son:

$$E[N_{\Sigma}(M_x)] = A \cdot [E + D \cdot \exp(-\beta \cdot M_x)] \quad (2)$$

$$A = 10^2 / (b \cdot \Omega), E = \exp(-\beta \cdot m_2), D = \exp(\beta \cdot \delta M), m_2 = M_{\max}, \beta = b \cdot \ln(10) \quad (3)$$

donde a y b son los parámetros del gráfico magnitud-frecuencia, δM el margen de seguridad que se le asocia a la fórmula de atenuación del parámetro X , y Ω es un factor de normalización espacial, en general diferente para cada zona fuente. Para el caso del modelo de McGuire las fórmulas obtenidas son:

$$E[N_{\Sigma}(M_x)] = A \cdot [B + C \cdot \exp(-\beta \cdot M_x)] \quad (4)$$

$$B = \exp[-\beta \cdot m_1] \cdot \Phi^*(z'/\sigma_x) - \exp[-\beta \cdot m_2] \cdot \Phi^*(z/\sigma_x)$$

$$C = \exp[\beta^2 \cdot \sigma_x^2 / (2b^*)] \cdot \{ \Phi^*[(z - \beta \cdot \sigma_x^2 / b^*) / \sigma_x] - \Phi^*[(z' - \beta \cdot \sigma_x^2 / b^*) / \sigma_x] \} \quad (5)$$

$$z = b^* \cdot (M_x - m_2), z' = b^* \cdot (M_x - m_1),$$

donde A , β , m_1 y m_2 tienen el mismo significado que en la fórmula anterior, $\Phi^* = 1 - \Phi(x)$ es la conjugada de la distribución normal y b^* es el factor que multiplica a la magnitud en la fórmula de atenuación (ver más adelante).

Finalmente, para calcular la contribución total de todas las zonas fuentes, es necesario realizar una integración espacial:

$$E[N_{\Sigma}^T(M_x)] = \iiint E[N_{\Sigma}(M_x)] \cdot dv \quad (6)$$

En los trabajos originales citados esto se plantea a través de una integración con una función de distribución $f_R(r)$, de forma analítica muy compleja (Cornell, 1968), mientras que la fórmula (6) simboliza lo que en realidad hacen todos los programas de cómputo utilizados en la práctica sismológica, y que es mucho más cercano a los planteamientos iniciales de Ryznichenko (1965) sobre el cálculo de la sacudibilidad sísmica. Los mapas habituales de periodo de retorno y de no excedencia del valor de X con cierto nivel de probabilidad se obtienen añadiendo un modelo estadístico de ocurrencia de las sacudidas en un punto particular. El caso más común es el del modelo poissoniano, en el cual, si consideramos que $E[N_{\Sigma}^T(M_x)]$ es el número medio de eventos en la unidad de tiempo tendremos que el periodo de retorno (inverso de la probabilidad de que en un año ocurra al menos una sacudida con $x \geq X$) es:

$$T_{ret} = 1 / \{ 1 - E[N_{\Sigma}^T(M_X)] \} \quad (7)$$

y la probabilidad de que no sea igualado o excedido el valor de X en t años, donde t es llamado tiempo de espera, viene dada por:

$$p(X,t) = \exp\{-t \cdot E[N_{\Sigma}^T(M_X)]\} \quad (8)$$

Los diversos parámetros que entran en esta formulación se calculan como:

- a) Gráficos magnitud-frecuencia (Álvarez *et al.*, 1991; Álvarez, 1995). Los parámetros a y b se obtienen del ajuste a los datos experimentales de la fórmula:

$$I_g [N(M_i)/F(b, DM_i)] = a - b(M_i - M_0) \quad (9)$$

$$F(b, DM_i) = \{ 10^{b \cdot DM_i} - 10^{-b \cdot DM_i} \} / [b \cdot \ln(10)]$$

este ajuste se realiza en dos etapas. En la primera se sustituyen los valores de F(b, DM_i), por su aproximación DM_i y se estima un valor preliminar de b; en la segunda se calculan los valores F(b, DM_i) estimándose los valores definitivos de a y b.

- b) Umbrales m_1 y m_2 . El primero se ajusta de acuerdo a los datos del catálogo que se posea y al efecto mínimo que se desee investigar, el segundo debe tomarse de las estimaciones de magnitud máxima posible realizadas para cada una de las zonas fuente.
- c) Factor de normalización Ω . Área o volumen de la zona fuente, en dependencia de la forma en que se vaya a realizar la integración (8). En el caso particular del programa SACUDIDA (Álvarez, 1995), utilizado en este trabajo, corresponde al área.
- d) Atenuación de la Intensidad y otros Parámetros Ingenieriles. En nuestro caso no se dispone de mediciones reales de los parámetros de movimiento del terreno por lo que se decidió realizar los cálculos en términos de intensidad, y en el caso de la aceleración, el empleo de su transformación en intensidad a partir de una relación empírica lineal, para lo que usamos la relación entre aceleración horizontal e intensidad obtenida por Trifunac y Brady (1975):

$$I_g(a_h) = 0.30 \cdot I + 0.014 \quad (10)$$

Es nuestro criterio, que a pesar de la gran incertidumbre que caracteriza este tipo de transformación, es preferible su uso al de una fórmula de atenuación de las aceleraciones obtenida para otras condiciones. A esto se une que disponemos de una amplia base de datos macrosísmicos que permite una estimación más confiable de

los parámetros de la atenuación de la intensidad. De esta forma, se considera que el patrón de isolíneas de la aceleración es equivalente al patrón de las isosistas, y por tanto, sólo es necesario describir el modelo que permite calcular M_1 dado el valor de I para dejar terminada la descripción del algoritmo de cálculo.

Se considera que el patrón de isosistas está formado por elipses concéntricas, con origen en su centro, y cuya forma está totalmente determinada por la relación A/B (A -semieje mayor, B -semieje menor). El modelo admite una variación con la distancia al epicentro de esta relación (Álvarez, 1995) que no tratamos aquí por no haberla usado en este trabajo. Debe tenerse en cuenta que este modelo incluye a las isosistas circulares como un caso particular, y que sólo incorpora la posibilidad de considerar las elípticas como una respuesta al marcado carácter direccional observado en las isosistas de la región de las Antillas Mayores (Álvarez y Chuy, 1985). Para una elipse se tiene que:

$$D=A.\cos\theta/\cos\alpha=B.\sen\theta/\sen\alpha \quad (11)$$

donde θ es el ángulo polar, dado por

$$\theta=\arctan(A/B.\tan \alpha) \quad (12)$$

siendo D la distancia desde el centro de la elipse a un punto de su contorno, y α es el ángulo entre el semieje mayor y este radio (medido contra-reloj). La atenuación de las intensidades se determina por una fórmula del tipo:

$$I=b^*.M-k.Ig(r_c)-p.r_c+d \quad (13)$$

donde r_c es denominado radio efectivo y se calcula como $r_c=(D_c^2+h^2)^{1/2}$, en donde h es la profundidad y D_c es la distancia epicentral medida en una dirección entre los semiejes A y B , que llamamos radio efectivo. De acuerdo a la selección de esta dirección se obtienen patrones bastante disímiles de las isosistas. El programa SACUDIDA permite asignar tres valores diferentes de esta dirección (semieje mayor, semieje menor y radio medio), así como el valor de la relación entre semiejes de forma diferente para cada zona, lo que lo diferencia de otros en uso que consideran uniforme la atenuación en toda la región de estudio.

El radio medio de una elipse D_m se calcula como (Álvarez *et al.*, 1991; Álvarez, 1995):

$$D_m=\{B/(2\pi).K(m)\}, m=1-B^2/A^2 \quad (14)$$

donde $K(m)$ es una integral elíptica de primer tipo. Los parámetros de la fórmula (13) utilizados por nosotros son: $b^*=1.5$, $k=-2.63$, $p=-0.0087$, $d=2.5$, los cuales

fueron obtenidos por Fedotov y Shumilina (1971) para Kamchatka, y que han venido utilizándose en Cuba desde hace tiempo (Álvarez *et al.*, 1991).

El cálculo de M_1 en este modelo es simple. Dadas las posiciones relativas de la fuente y el punto de cálculo, se determinan α y D , usando (11, 12) se determinan A o B , y de ahí el radio efectivo r_e , de donde, dada I , se determina M_1 por (13).

Datos iniciales

Se preparó un catálogo de terremotos desde el siglo XVI hasta 1994, utilizando todas las fuentes disponibles, para la región comprendida entre los 16°-24° de Lat. N. y los 67°-86° de Long. O. El mismo fue sometido a un proceso de eliminación de las réplicas usando una ventana espacio-temporal (Gardner y Knoppoff, 1974) ajustada sobre la base del resultado del análisis de algunas series terremoto principal-réplicas de la región. El catálogo resultante consta de 6,283 terremotos. Se partió de un mapa de zonas sismogeneradoras preparado por Cotilla y Álvarez (inédito). Éste usa en parte el mapa sismotectónico de Cuba de los propios autores (Cotilla y Álvarez, 1991), así como los resultados de diversos trabajos que en el campo de la geología y la geofísica se realizaron en Cuba con posterioridad a su publicación (Figura 2). De él se tomaron el trazado de las zonas fuente, así como sus valores de magnitud máxima asociada ($M_{máx}$) y de profundidad. Para la determinación de los parámetros de los gráficos magnitud-frecuencia se delinearon zonas extendidas de fronteras poligonales alrededor de las zonas sismogeneradoras de este mapa, debido al error asociado a las determinaciones epicentrales. A partir del catálogo se realizó el conteo de los terremotos que podían ser asociados a cada zona, con los que se construyeron los gráficos correspondientes. Las zonas con pocos terremotos fueron agrupadas, pero siempre bajo el criterio de que tuviesen la misma magnitud máxima y condiciones sismotectónicas parecidas. Los parámetros del modelo de isosistas utilizado, se estiman normalmente por un método de prueba y error. Para este trabajo fueron tomados los presentados por Chuy y Álvarez (1995), y en algunos casos los valores de la relación A/B fueron recalculados a partir de los resultados de un análisis del campo macrosísmico de los terremotos usando técnicas de geoestadística (García y Rodríguez, inédito). En la Tabla 1 se presenta un resumen de los datos iniciales utilizados.

Resultados

Estos datos se procesaron con los algoritmos de Cornell y McGuire para los puntos de una red regular que cubre todo el territorio de Cuba, con dimensiones de las celdas de 0.1° x 0.1° en latitud y longitud, además de para 30 puntos independientes correspondientes a algunas ciudades importantes y otros lugares de interés económico. Los cálculos fueron realizados en términos de intensidad y aceleración, en

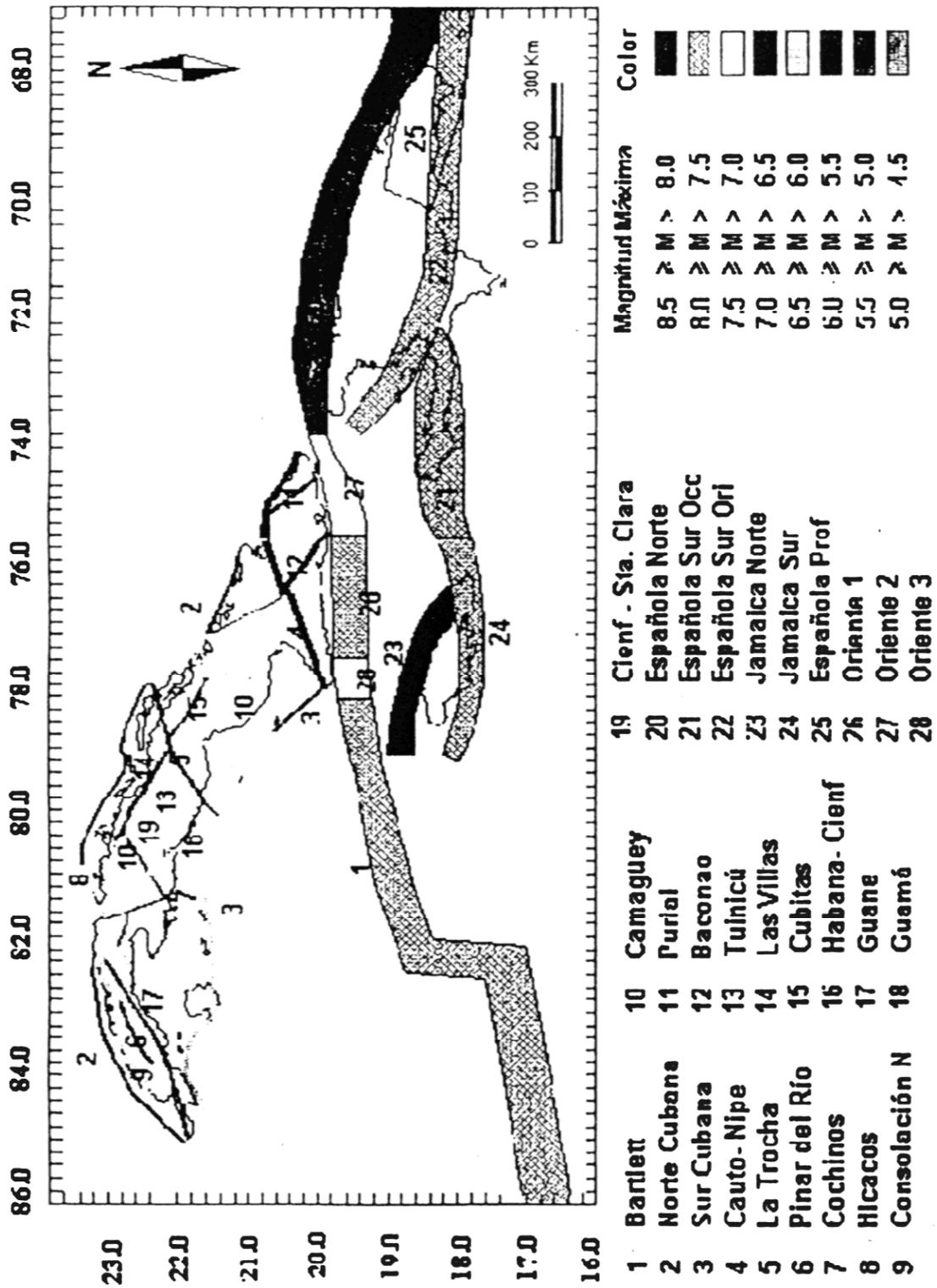


Figura 2. Mapa de zonas fuente utilizados en el trabajo (tomado de Cotilla y Álvarez, inédito). Los números que aparecen sobre las zonas están en correspondencia con los que se usan en la tabla 1 en la columna del mismo nombre.

Tabla 1

Valores iniciales de los parámetros utilizados en los cálculos para las diferentes zonas fuente. Los números de la primera columna se corresponden con los que aparecen identificando a las zonas en la Figura 2. Los casos en que aparecen dichos números seguidos de alguna letra (a, b, c...), corresponden a una división en sectores de la zona, el orden de estas subdivisiones es de izquierda a derecha y de abajo hacia arriba.

Zona	$M_{máx}$	$h_{(km)}$	A/B	γ_e	V	a	b
1a	8	30	1	-	10	1.829	0.684
2a	7	20	1.5	A	40	0.301	0.555
2b	7	20	1.5	A	15	0.301	0.555
2c	6	20	1.5	A	0	0.301	0.678
2d	7	20	1.6	A	-25	0.460	0.555
2e	7	20	1.5	A	12	0.301	0.555
2f	7	20	1.5	A	-20	0.01	0.555
2g	6	20	1.2	A	-45	0.988	0.678
2h	6.5	20	1.5	D _m	-15	1.364	0.660
2i	7	20	2.4	D _m	-5	0.965	0.791
2j	7	20	2.4	D _m	-28	1.152	0.791
3a	5	20	1.5	D _m	15	0.301	0.699
3b	5	20	1.5	D _m	-10	0.301	0.699
3c	5	20	1.5	D _m	-40	0.301	0.699
3d	5	20	1.5	D _m	5	0.301	0.699
3e	5	20	1.5	A	18	0.301	0.699
3f	6	20	1.5	D _m	-20	1.101	0.678
3g	7	20	1.5	D _m	-45	0.931	0.555
4	7	20	1.7	A	35	1.800	0.791
5	6.5	20	2.3	D _m	20	0.833	0.660
6a	6	20	1.5	A	65	0.301	0.678
6b	7	20	1.6	A	24	-0.92	0.555
6c	6	20	1.5	A	30	0.301	0.678
7	6.5	20	1.7	A	-65	0.301	0.860
8	6	20	1.7	A	22	0.301	0.678
9a	6	20	1.5	A	25	0.301	0.678
9b	6	20	1.5	A	5	0.301	0.678
10	6	20	1.5	A	45	0.386	0.678
11	6.5	20	2.1	D _m	-45	1.316	0.707
12a	6.5	20	1.2	A	-55	0.770	0.660
12b	7	20	1.5	A	-25	1.918	0.791
13	6	20	1.5	D _m	-18	0.386	0.678
14a	6.5	20	2.1	A	-28	0.494	0.860
14b	7	20	1.6	A	-28	0.688	0.555
15a	6.5	20	1.8	A	-25	1.011	0.660
15b	6	20	1.8	A	-28	0.799	0.678
15c	6	20	1.6	A	5	1.190	0.678
16a	6	20	1.6	A	-40	0.301	0.678

Tabla 1 (Continúa)

Zona	$M_{máx}$	$h_{(km)}$	A/B	γ_e	V	a	b
16b	6.5	20	1.8	A	-15	0.301	0.860
16c	6	20	1.6	A	-25	0.632	0.678
16d	6	20	1.5	A	12	0.301	0.860
17a	6.5	20	1.5	A	12	0.301	0.860
17b	7	20	1.6	A	30	0.086	0.555
18	5.5	20	1.5	A	30	0.301	0.501
19	6	20	1.4	A	45	0.386	0.678
20	8.3	50	2.7	D_m	-5	2.304	0.556
21a	7.6	50	2.5	D_m	5	2.018	0.868
22	7.6	50	2.1	D_m	-5	1.837	0.523
23	7	20	2.0	A	-15	2.449	0.751
24	7.6	30	1.6	A	10	1.572	0.549
25	7.1	120	2.6	D_m	-10	2.619	0.611
26	8	35	1.5	D_m	0	2.319	0.782
27	7.5	30	1.3	A	5	1.913	0.617
28	7.5	40	1.8	D_m	5	0.613	0.582

este caso horizontal, pues seleccionó la relación I vs a_h dada en la fórmula (10). Para el caso del algoritmo de Cornell se utilizó el valor $dM=0.25$ para reflejar la incertidumbre estimada de las fórmulas de atenuación, y para el caso del de McGuire, los parámetros $m_1=3$ y $s_1=0.4$. Partiendo de esto se obtuvieron los mapas para periodos de retorno $T=100, 1,000$ y $10,000$ años, y los de valores del efecto que no pueden ser igualados o excedidos para tiempos de espera $t=20$ y 50 años con nivel de probabilidad $p=0.7$ y 0.9 . En las Figuras 3-5 se muestran los correspondientes a intensidad para $T=(100,1,000,10,000)$, y en las Figuras 6-7 los correspondientes a ($p=0.9, t=50$) para intensidad y aceleración respectivamente.

Discusión

El nivel de peligrosidad sísmica que presentan los mapas obtenidos por el modelo de Cornell es superior al reflejado por los obtenidos por el modelo de McGuire. Esto es debido a los valores fijados para considerar la incertidumbre en la fórmula de atenuación dM y s_1 . Se observa que el valor $\delta M = 0.25$ constituye una opción más conservadora (eleva el nivel de peligrosidad sísmica) que el $s_1=0.4$ lo que ya había sido reflejado por Álvarez (1995).

Por otra parte, los resultados obtenidos en nuestros cálculos presentan un nivel menor de amenaza que casi todos los presentados en trabajos anteriores para la región oriental de Cuba. El único trabajo que presenta estimados parecidos es el de Rubio (1985). La causa de esta diferencia radica en que tanto en nuestro trabajo

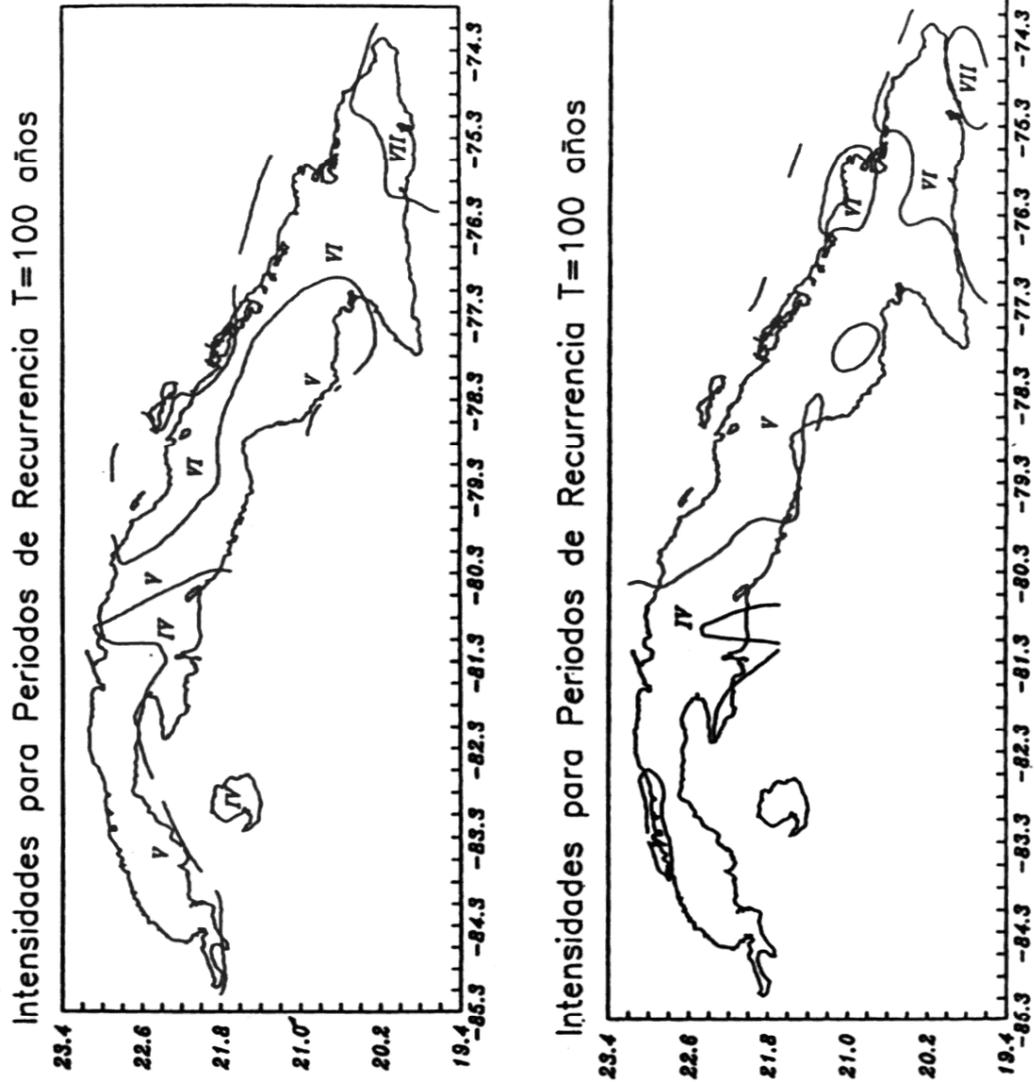


Figura 3. Mapas de intensidades para periodos de retorno de 100 años. (a) obtenidos con el algoritmo de Cornell, (b) obtenidos con el algoritmo de McGuire.

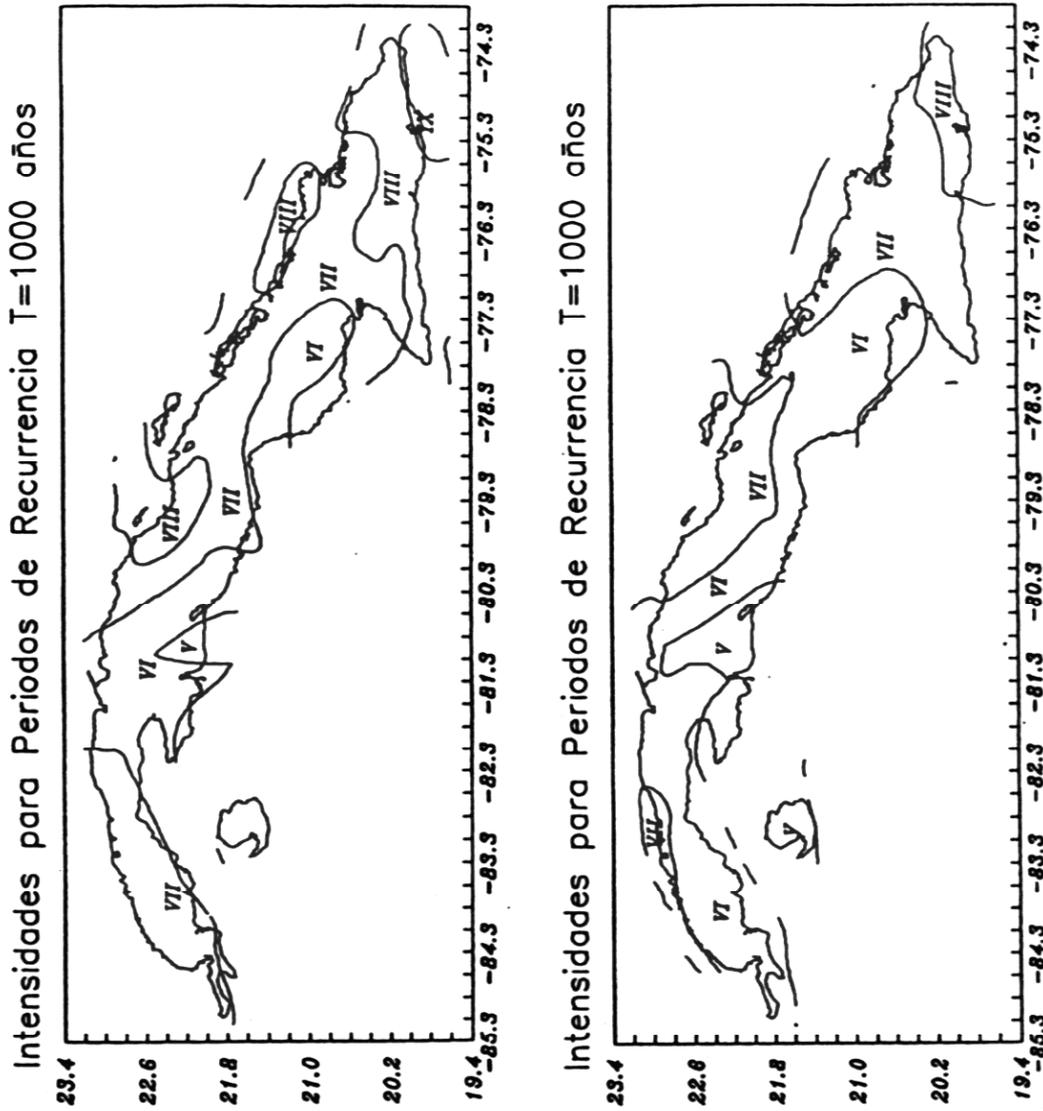


Figura 4. Mapas de intensidades para periodos de retorno de 1000 años. (a) obtenidos con el algoritmo de Cornell, (b) obtenidos con el algoritmo de McGuire.

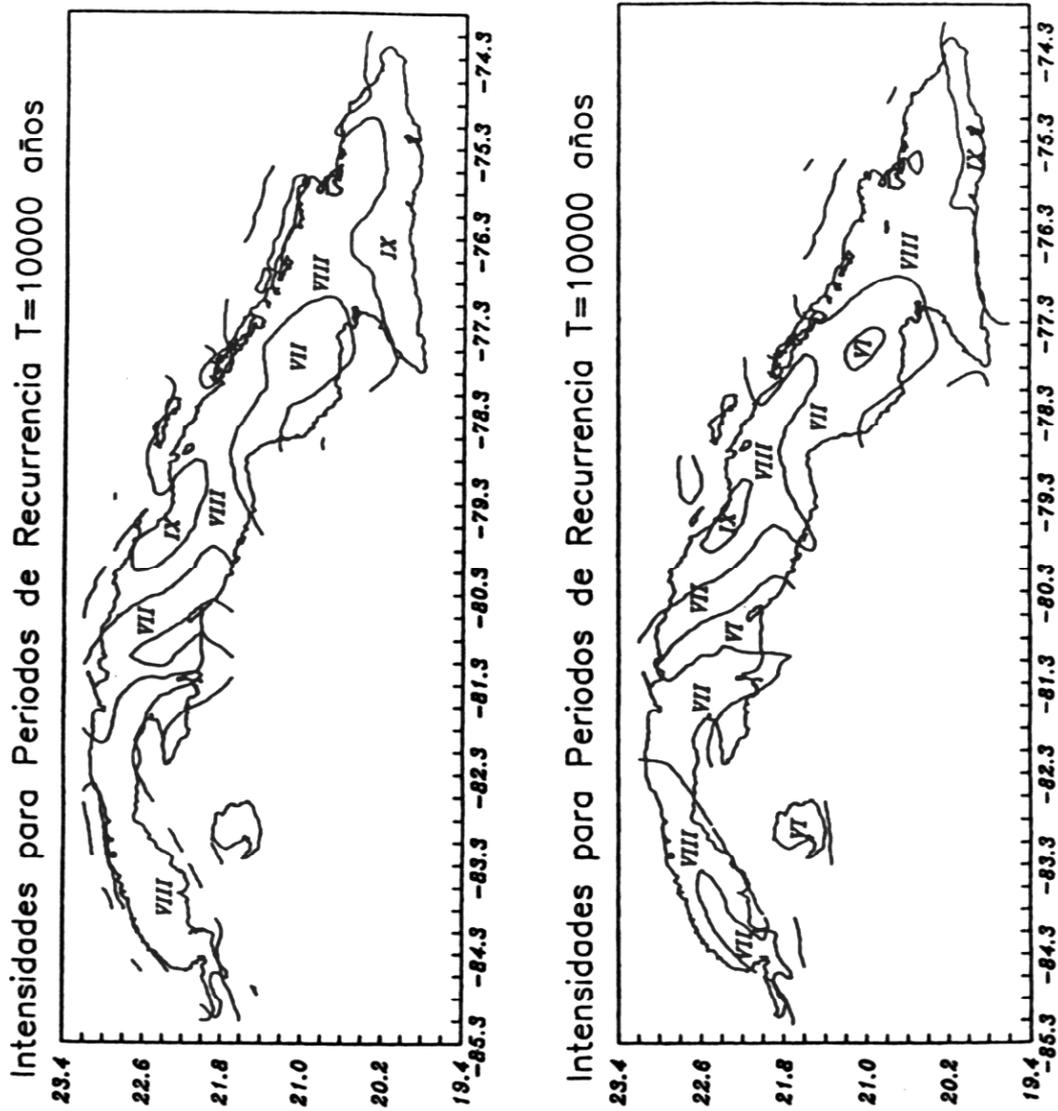


Figura 5. Mapas de intensidades para periodos de retomo de 10000 años. (a) obtenidos con el algoritmo de Cornell, (b) obtenidos con el algoritmo de McGuire.

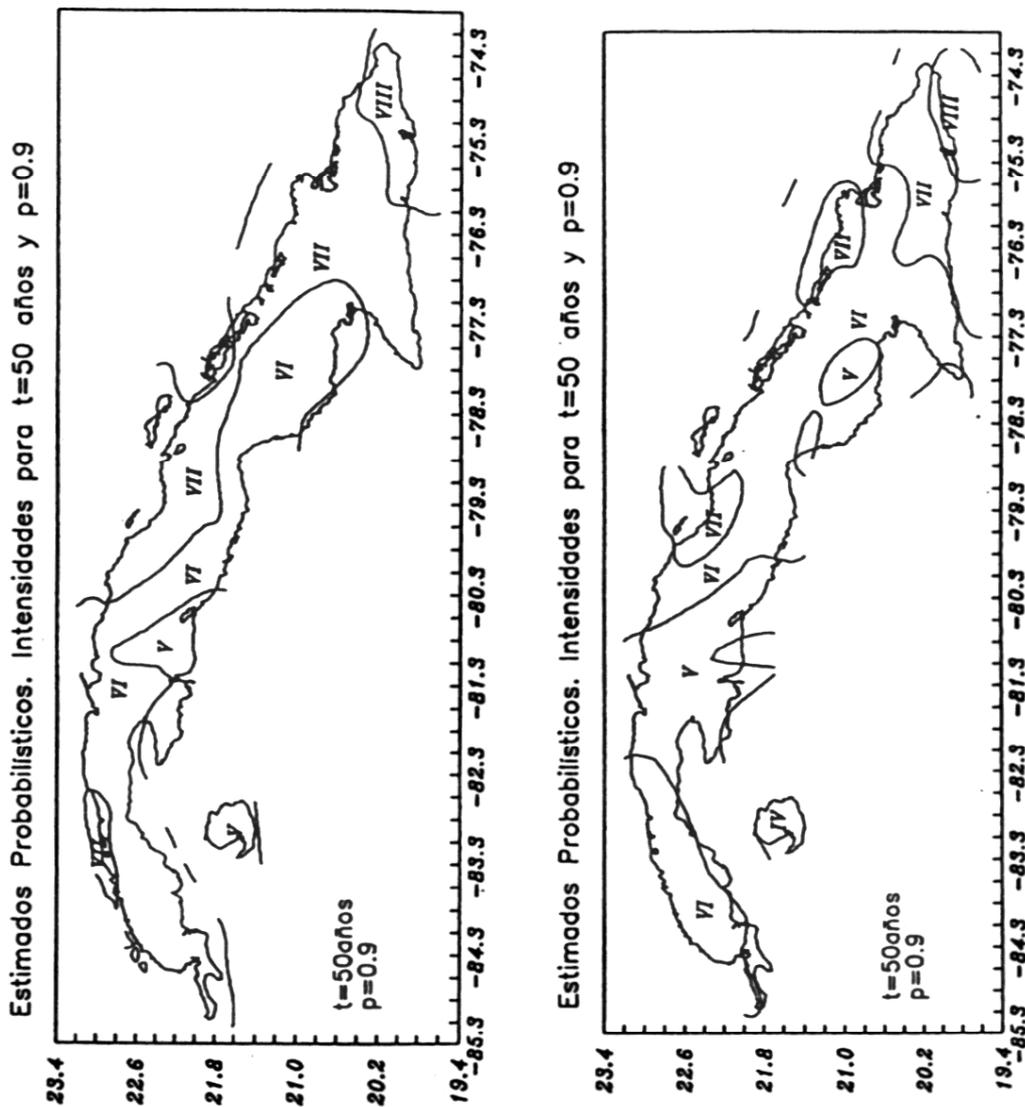


Figura 6. Mapas de intensidades que no pueden ser igualadas o excedidas con probabilidad 0.9 en un tiempo de espera de 50 años. (a) obtenidos con el algoritmo de Cornell, (b) obtenidos con el algoritmo de McGuire.

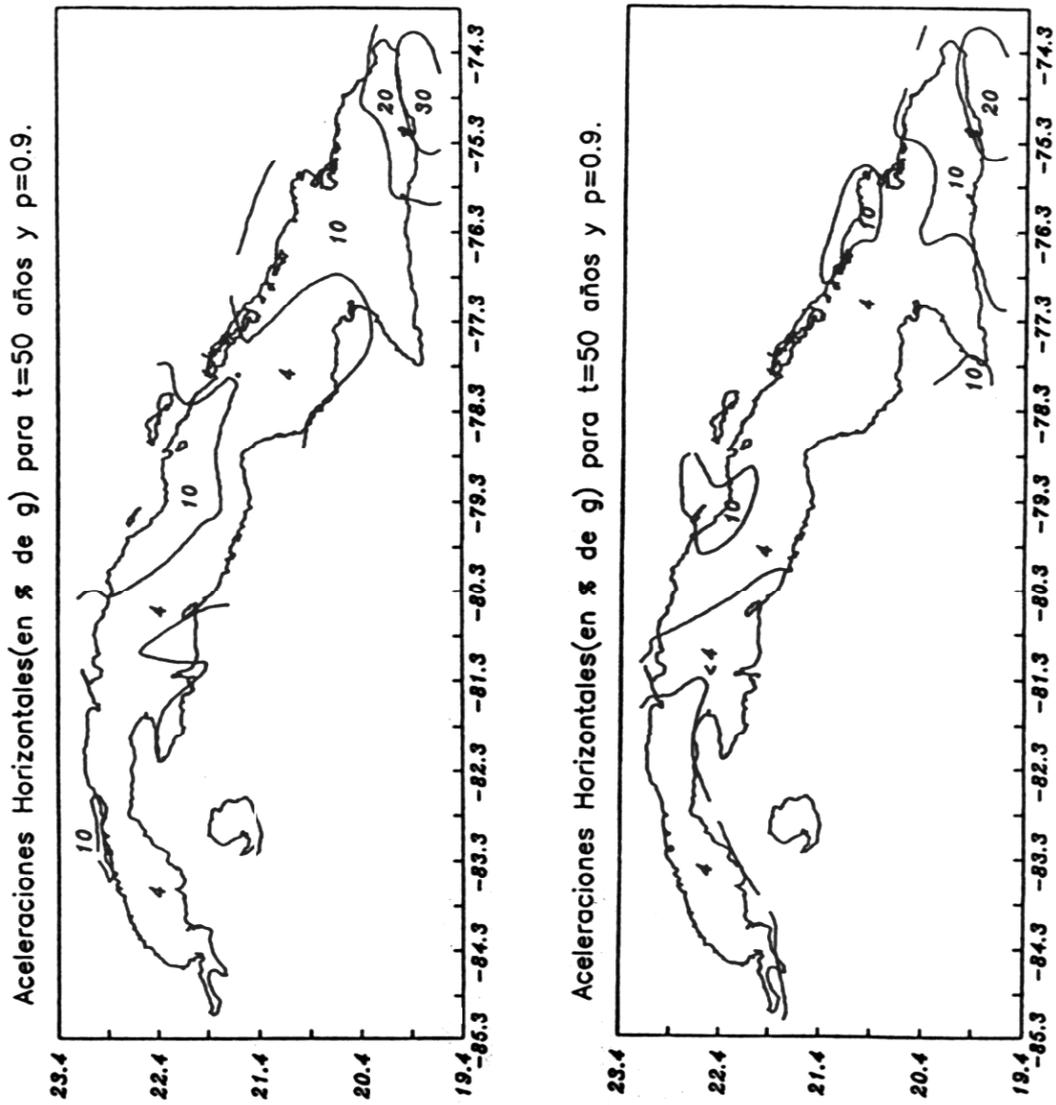


Figura 7. Mapas de aceleraciones horizontales que no pueden ser igualadas o excedidas con probabilidad 0.9 en un tiempo de espera de 50 años. (a) obtenidos con el algoritmo de Cornell, (b) obtenidos con el algoritmo de McGuire.

como en el de Rubio se eliminaron las réplicas del catálogo para estimar los parámetros de los gráficos magnitud-frecuencia (en nuestro caso) e intensidad-frecuencia (Rubio), mientras que el resto de los autores consideraban el catálogo completo. No obstante Rubio obtuvo un nivel de amenaza para 100 años superior al nuestro, lo que consideramos que es debido al uso de fórmulas de atenuación diferentes, ya este autor empleó una atenuación del tipo $I=f(I_0,D)$ determinada por él a partir de datos experimentales. Para el resto del territorio nacional estos estimados son del orden de los obtenidos en otros trabajos.

Un aspecto a señalar es el nivel de peligro comparativamente alto que presenta la región extremo oriental de Cuba con respecto a la zona donde se encuentra la ciudad de Santiago de Cuba (que es la que históricamente se ha visto más afectada por los terremotos fuertes), ubicada en el centro de la parte suroriental. En este caso se observa la influencia de los parámetros del modelo de isosistas para el norte de La Española, que se caracteriza por una atenuación muy baja en la dirección del eje principal de la zona, lo que hace que sus efectos en esta parte del territorio cubano sean muy elevados. Los datos experimentales no avalan este nivel tan alto de peligrosidad sísmica lo que puede estar originado por dos razones: a) la zona es muy poco poblada y su historia sísmica pre-instrumental no se conoce con mucho detalle o b) los parámetros del modelo de isosistas para esa zona no se han podido determinar con la precisión requerida.

En general, de lo anteriormente expuesto se puede concluir que el problema de la estimación de la peligrosidad sísmica no está resuelto definitivamente y que debe continuarse trabajando en este sentido. El camino que consideramos más adecuado, ante el grado de incertidumbre de los datos iniciales disponibles, es la realización de una multiplicidad de estimados siguiendo la línea recomendada por algunos autores conocida como "árboles lógicos de decisión", con un procesamiento estadístico de los distintos resultados obtenidos por cada una de sus ramas (McGuire, 1993).

Conclusiones

- 1) Se preparó un catálogo de terremotos utilizando todas las fuentes disponibles para la región de estudio. Se eliminaron las réplicas del mismo para un volumen final de 6,283 terremotos, que abarcan desde el siglo XVI hasta 1994.
- 2) Se obtuvieron estimados de peligrosidad sísmica por 2 algoritmos (Cornell y McGuire) usando el programa SACUDIDA en términos de I y a_h , para todo el territorio nacional y para algunas ciudades en particular. Éstos se presentaron en forma de mapas de diferentes tipos. Los estimados en intensidad son mucho más confiables para nosotros que los correspondientes a la aceleración horizontal, ya que no se dispone de ninguna comprobación experimental de la validez de la fórmula (10) en nuestras condiciones.

- 3) Los estimados obtenidos por el método de McGuire reflejan un nivel de peligrosidad menor a los obtenidos por el método de Cornell, lo cual se considera motivado por los valores seleccionados de los parámetros que caracterizan la incertidumbre en las fórmulas de atenuación (selección arbitraria de los parámetros pues no se dispone de los resultados reales).
- 4) Los resultados obtenidos para la región occidental y central son del orden de los obtenidos en trabajos anteriores. Para la región oriental los mismos son más bajos que los anteriores con excepción de los de Rubio (1985). La causa de esta diferencia radica en la eliminación de las réplicas del catálogo, que afectó fundamentalmente a las zonas fuente que influían sobre la región oriental.
- 5) Los trabajos futuros en esta temática deben estar orientados a aumentar la confiabilidad de los resultados aplicando la metodología conocida como "árboles lógicos de decisión" que permite considerar todas las posibles variantes de datos iniciales, modelos y algoritmos de cálculo.

Referencias

- Álvarez, L. y Chuy, T. "Isoleismal model for Greater Antilles". En: Proceedings of the 3rd. International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Liblice Castle, Czechoslovaquia, June 17-22, pp. 134-141, 1985.
- Álvarez, L.; Chuy, T. y Cotilla, M. "Peligrosidad sísmica de Cuba. Una aproximación a la regionalización sísmica del territorio nacional", *Revista Geofísica del IPGH*, vol. 35, pp. 125-150, 1991.
- Álvarez, L. *SACUDIDA*, versión 2.0, un programa para la estimación de la peligrosidad sísmica. La Habana, Editorial Academia, 60 pp., 1995.
- Bender, B. "Incorporating acceleration variability into seismic hazard analysis", *Bull. Seism. Soc. of America*, vol. 74, No. 4, pp. 1451-1462, 1984.
- Chuy, T.; González, B.E. y Álvarez, L. "Sobre la peligrosidad sísmica en Cuba", *Investigaciones Sismológicas en Cuba*, No. 4, pp. 37-52, 1983.
- Chuy, T. y Álvarez, L. "Zonación sísmica de Cuba con fines de la norma sismorresistente cubana". X Fórum de Ciencia y Técnica. La Habana, 21 pp., diciembre de 1995.
- Cornell, C.A. "Engineering seismic risk analysis", *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 50, No. 5, pp. 1583-1609, 1968.
- Cotilla, M. y Álvarez, L. "Principios del mapa sismotectónico de Cuba", *Revista Geofísica del IPGH*, pp. 113-124, 1991.
- Cotilla, M. y Álvarez, L. (inédito). "Mapa de Zonas de Origen de Terremotos de Cuba", Fondos del CENAIIS.
- Cotilla, M.; Álvarez, L. y Rubio, M. "Sismicidad de tipo intermedio en Cuba", enviado a: *Revista Geológica Colombiana* (en prensa).

- Fedotov, S.A. y Shumilina, L.S. "Sacudibilidad sísmica de Kamchatka" (en ruso), *Fizika Zemli*, No. 9, pp. 3-15, 1971.
- García, J. y Rodríguez, M. (inédito). "El uso de técnicas geoestadísticas para la cartografía sismológica", Fondos del CENAI. Publicación Electrónica No. 1835, folio 012, tomo 3, ISSN 1028-8991, Instituto de Geofísica y Astronomía, 1998.
- Gardner, J.K. y Knopoff, L. "Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?", *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 64, No. 5, pp. 1363-1367, 1974.
- McGuire, R.K. "FORTRAN computer program for seismic risk analysis", U.S. Department of the Interior, Geological Survey. Open File report, No. 76-67, 1976.
- Riznichenko, Yu.V. "De la actividad de los focos de los terremotos a la sacudibilidad de la superficie terrestre" (en ruso), *Fizika Zemli*, No. 11, pp. 1-12, 1965.
- Rubio, M. "The assessment of seismic hazard for the Republic of Cuba", Proceedings of the 3rd. International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17-22, pp. 424-431, 1985.