

COMUNICACIONES CIENTIFICAS
sobre GEOFISICA Y ASTRONOMIA

La Habana, 1988, No. 3

FELIGROSIDAD SISMICA DE CUBA (1)
SACUDIBILIDAD SISMICA DE
SANTIAGO DE CUBA.

LEONARDO ALVAREZ

Instituto de Geofísica y Astronomía
Academia de Ciencias de Cuba

PELIGROSIDAD SÍSMICA DE CUBA (I). SACUDIBILIDAD SÍSMICA DE SANTIAGO DE CUBA

Leonardo Alvarez

RESUMEN

En el presente trabajo se hace un análisis estadístico de la ocurrencia de sacudidas sísmicas en la ciudad de Santiago de Cuba y se obtienen estimados de la peligrosidad sísmica para la región oriental de Cuba utilizando un programa de computación (SACUDIDA) confeccionado al efecto. Se obtiene una buena correspondencia entre las sacudibilidades observada y calculada para dicha ciudad. Se analiza la variabilidad de los períodos de sacudibilidad ante cambios en los datos iniciales (régimen sísmico y modelo de isosistas).

ABSTRAC

In present paper a statistical analysis of seismic shakes in Santiago de Cuba city is made and seismic hazard estimates for eastern Cuba are obtained by means of a computer program (SACUDIDA) specially written. A good agreement between observed and calculated shakeability for this city is obtained. Shakeability's periods variability under changes of initial data (seismic regime and isoseismal model) is analyzed.

INTRODUCCION

En un trabajo anterior (Alvarez, L., 1983) fueron obtenidos estimados de los períodos de recurrencia de las intensidades sísmicas mayores o iguales a 7 grados (escala MSK) para la ciudad de Santiago de Cuba, que diferían apreciablemente de los observados desde su fundación. Igualmente se comentaban diferentes causas probables de esta discrepancia, dejando abierto para un futuro el análisis de las mismas. El objetivo de este trabajo es precisamente la obtención de nuevos estimados de la peligrosidad sísmica para dicha ciudad eliminando en gran medida las causas de probables errores mencionadas en el citado trabajo.

SACUDIBILIDAD SÍSMICA OBSERVADA EN LA CIUDAD DE SANTIAGO DE CUBA

Este problema ha sido tratado por numerosos autores, entre los cuales se pueden señalar: (Alvarez, H. et al., 1973) y (Chuy, T.; Pino, O., 1982). En el primero de ellos se obtuvo la relación intensidad-frecuencia para esta ciudad:

$$I = 7.97 - 3.02 \lg N_{100} \quad (1)$$

$$\lg N_{100} = 2.64 - 0.331 I \quad (2)$$

donde N_{100} es la cantidad de sacudidas de intensidad I en 100 años. En el segundo de ellos fue obtenida la expresión:

$$\lg N_{435} = (3.59 \pm 0.89) - (0.36 \pm 0.022) I \quad (3)$$

donde N_{435} es la cantidad de sacudidas de intensidad I en 425 años. La diferencia entre ambas expresiones se explica por el hecho de que en ambos casos se realizó el análisis sin considerar la representatividad de los datos, y el catálogo utilizado en el segundo trabajo contenía mayor número de eventos.

Partiendo de datos publicados (Chuy, T.; Pino, O., 1982) y (Chuy, T., en prensa) se realizó un análisis de la representatividad de los datos macrosísmicos, de donde se sacaron las conclusiones de que las intensidades 7, 8 y 9 son representativas en todo el periodo, las intensidades 5 y 6 desde 1901, mientras que las intensidades de 3 y 4 grados no son representativas. Por otra parte, se excluyeron del catálogo todos aquellos eventos que pudieran ser considerados premonitores o réplicas de otros más fuertes. Con ese material fueron obtenidas las regresiones siguientes por el método de los mínimos cuadrados:

$$\lg N_{100} = (4.16 \pm 0.22) - (0.51 \pm 0.03) I \quad (4)$$

$$\lg N_{100}^{\Sigma} = (4.52 \pm 0.11) - (0.54 \pm 0.02) I \quad (5)$$

donde N_{100}^2 es el número de sacudidas con intensidad mayor o igual a I en 100 años. En la fig.1 se muestran las rectas correspondientes.

Como se ve de estos resultados, la consideración de la representatividad de los datos conduce al incremento de los valores de la pendiente y el intercepto, y esto a pesar de que la exclusión de premonitores y réplicas lleva implícita una disminución del número de eventos con intensidades menores que la del sismo principal. Consideramos que estas fórmulas se ajustan más a la realidad que las obtenidas por los autores citados anteriormente.

Para el grupo de intensidades representativas en todo el periodo de observaciones ($I = 7, 8, 9$) fue estudiada la distribución estadística de los intervalos entre eventos sucesivos. En la tabla 1 aparecen para cada terremoto la fecha, la intensidad y el tiempo transcurrido desde el último evento con intensidad mayor o igual que 7 u 8. Los valores medios de los intervalos Δt_I mostrados en esta tabla son: $\Delta t_7 = 18.45$ y $\Delta t_8 = 70.0$ años. Los valores correspondientes del periodo de recurrencia obtenidos de la fórmula (2) son $T_7 = 18.2$ y $T_8 = 63.1$.

Con los datos de Δt_7 fue construido un histograma con intervalos de 10 años que se muestra en la fig.2. La forma del mismo sugiere la posibilidad de que los datos obedezcan a una distribución exponencial:

$$P(t) = 1 - \exp(-\lambda t) \quad (6)$$

con densidad de distribución:

$$f(t) = \exp(-\lambda t) \quad (7)$$

y cuyas esperanza matemática y dispersión vienen dadas por:

$$E[t] = 1 / \lambda, \quad D[t] = 1 / \lambda^2 \quad (9)$$

La curva superpuesta en la figura corresponde a la que se obtiene para $\lambda = 1 / T_7$ ($T_7 = 18.2$). Se realizó una prueba de esta hipótesis en base al criterio de Kolmogórov-Smirnov (Bolshev, L.N.; Smirnov, N.V., 1965), y para un nivel de confianza de hasta un 20% los datos experimentales no contradicen la hipótesis de pertenencia a dicha distribución. La estadística de intervalos entre eventos con intensidad mayor o igual a 8 grados era insuficiente para realizar el mismo tratamiento y por ello no fue considerada. Igualmente, las intensidades menores, dado el bajo período de representatividad que poseen, no fueron objeto de análisis. Sin embargo, ante la ausencia de otra información se consideró que la hipótesis probada era extensiva a todas las intensidades.

El hecho de que los intervalos temporales entre sacudidas de intensidad mayor o igual que un valor dado obedezcan a una distribución exponencial implica que el proceso de generación de las sacudidas sísmicas sea poissoniano, y por tanto no deben existir periodicidades en el mismo. En un proceso de este tipo la probabilidad de que en un tiempo t no ocurra ni un solo evento será:

$$p(t) = \exp(-\lambda t) \quad (10)$$

ASPECTOS TEORICOS DE LOS ESTIMADOS DE SACUDIBILIDAD

La sacudibilidad sísmica se define mediante la integral:

$$B_I = \iiint N^{\Sigma}(M_I) dV \quad (11)$$

(Riznichenko, Yu.V., 1965), donde $N^{\Sigma}(M_I)$ es la frecuencia acumulativa de los terremotos para $M = M_I$ la cual es una función de las coordenadas. Por otra parte, el valor de M_I corresponde a la magnitud mínima capaz de producir una intensidad I en el punto en que se calcula la sacudibilidad.

El período de sacudibilidad $T_I = 1 / B_I$ puede ser considerado como la esperanza matemática del valor de los intervalos Δt_I entre eventos sucesivos (Riznichenko, Yu.V., red., 1979). Esto permite, una vez calculados los valores de la sacudibilidad B_I de un territorio, si conocemos la función de distribución de esos intervalos Δt_I , pasar a realizar estimados probabilísticos de la peligrosidad sísmica.

La atenuación de las intensidades sísmicas fue representada a través de un modelo de isosistas elípticas válido para esta región (Alvarez, L.; Chuy, T., 1985), el cual se describe por las fórmulas:

$$\Delta = A \frac{\cos \theta}{\cos \alpha} = B \frac{\sin \theta}{\sin \alpha} \quad (12)$$

$$B = \arctan(A/B \tan \alpha) \quad (13)$$

donde A y B son los semiejes mayor y menor de la elipse respectivamente, Δ y α son las coordenadas polares de la elipse medidas desde su centro, y θ es un parámetro auxiliar. La atenuación en este modelo se calcula por una fórmula del tipo de Koveslighety en una dirección Δe entre los semiejes A y B de la elipse:

$$I = b M - k \lg r_e - p r_e + d \quad (14)$$

donde $r_e^2 = \Delta_c^2 + h^2$, siendo h la profundidad del foco.

La orientación del semieje mayor A se expresa mediante el ángulo que forma con la dirección este-oeste. Para esta región se recomienda utilizar los valores de los coeficientes: $b=1.5$, $k=2.63$, $p=0.0087$ y $d=2.5$ (Alvarez, L.; Bune, V.I., 1977), obtenidos para la región de Kamchatka (Fedotov, S.A.; Shumilina, L.S., 1971).

Las frecuencias acumulativas N (M) se calculan por la fórmula:

$$N \sum_{(M_I)=10}^{a-b(M-M_0)} \frac{10^{b \Delta M_I / 2}}{b \ln 10} \quad 1-10^{-b(M_{\max}-M_I + M_{\max} + \Delta M_I / 2)} \quad (15)$$

donde a y b son los parámetros de la relación magnitud-frecuencia distributiva, M_0 es la magnitud de referencia usada para calcular a y b, y M es el ancho de los intervalos de agrupamiento utilizados en la confección de dichos gráficos.

Los cálculos con el algoritmo descrito se realizan mediante el programa SACUDIDA (Alvarez, L.; Bune, B.I., 1985), el cual, utilizando las fórmulas (11-15) determina el valor de T, y utilizando la fórmula (10) determina los valores $p(t)$ para diferentes valores del tiempo de espera t. Como resultado pueden ser confeccionadas 5 variantes de mapas de peligrosidad sísmica:

a) conteniendo valores medios

- períodos medios de recurrencia de sacudidas con valores de intensidad mayores o iguales que 5, 6, 7, 8, 9 y 10 (los llamados mapas de sacudibilidad sísmica)

- intensidades mayores o iguales que un valor dado que pueden ocurrir con períodos de recurrencia de 10, 20, 50, 100, 200, 500, 1000, 2000, 5000 y 10000 años

b) conteniendo estimados probabilísticos

- probabilidad de no igualar o exceder un valor dado de intensidad (5-10) en tiempos de espera de 10, 20, 50, 100, 500, 1000 y 10000 años

- intensidades que no pueden ser igualadas o excedidas en diferentes tiempos de espera (10, 20, 50, 100, 500, 1000, 10000 años) para niveles de probabilidad fijados a priori: 0.5, 0.7, 0.9, etc.

- tiempos de espera en que no serán igualados o excedidos valores dados de intensidad (5-10) para niveles de probabilidad fijados a priori: 0.5, 0.7, 0.9, etc.

De estos tipos de mapa, los más usados son el segundo, que es la base de los llamados mapas de regionalización sísmica, y el cuarto, que corresponde a los mapas comunmente llamados de riesgo sísmico. Además de estos mapas, para puntos específicos pueden ser construidos diferentes tipos de gráficos que combinen estos

parametros (I, T, t, p).

Un enfoque diferente del problema fue dado por Cornell, C.A. (1968), que consiste en calcular directamente los valores de probabilidad de no ser excedido un valor dado de intensidad, aceleración, etc.:

$$p_i = P(I \geq i) = \int p[I \geq i | R=r] f_R(r) dr \quad (16)$$

Los cálculos en este caso se realizan mediante alguno de los programas confeccionados por diferentes autores. Utilizando el programa confeccionado por Mc Guire, R.K. (1976), Rubio, M. (1985) obtuvo estimados de la peligrosidad sísmica para el territorio de Cuba, que para el caso particular de la ciudad de Santiago de Cuba, difieren poco de los que se obtienen con el programa SACUDIDA.

SACUDIBILIDAD SISMICA CALCULADA PARA SANTIAGO DE CUBA

En la fig.3 se muestra el mapa de epicentros registrados instrumentalmente en la región comprendida entre los 16° y 22° Lat.N y los 71° y 81° Long.O. A partir de un análisis de la distribución espacial de los eventos se seleccionaron dos variantes de delimitación de zonas de origen de terremotos. La primera variante considera dos franjas homogéneas: una al norte de la fosa de Barttlet-La Española y otra al Sur, mientras que la segunda variante subdivide estas zonas en 6 subzonas, quedando espacios vacíos en el caso de la franja al sur de la fosa de Barttlet-La Española, delimitada en la primera variante. En la fig.4 se representan en un mapa estas zonas de origen de terremotos, junto con los epicentros de los terremotos mas fuertes reportados en cada una de ellas. En la tabla 2 se muestran los parámetros del régimen sísmico y del modelo de isosistas para las zonas de origen de terremotos correspondientes a ambas variantes.

Los cálculos realizados con el programa SACUDIDA permitieron concluir que de ambas variantes, la segunda es la que permite obtener los valores de sacudibilidad mas cercanos a los observados, lo cual se observa gráficamente en la fig.5. De esta forma se le da respuesta a una de las interrogantes planteadas en el trabajo (Alvarez, L., 1983) sobre las causas de las discrepancias entre las sacudibilidades observada y calculada.

Con los resultados obtenidos del procesamiento con el programa SACUDIDA de los datos para la variante 2 de división en zonas de origen de terremotos, se confeccionó un juego de mapas con diferentes estimados de la peligrosidad sísmica para la región oriental. En la fig.6 se muestra un grupo de ellos: los mapas de intensidades mayores o iguales que un valor dado para periodos de recurrencia de 100, 1000 y 10000 años, y de las intensidades que no pueden ser igualadas o excedidas con un nivel de probabilidad de 0.9 para tiempos de espera de 20 y 50 años.

La curva de la sacudibilidad calculada (línea continua en la fig.5) coincide bastante bien con la de la observada (línea recta en la propia figura) para la ciudad de Santiago de Cuba en el rango de intensidades de 7 a 9, algo menos para las intensidades de 5 a 6, mientras que la intensidad 10 no ha sido reportada nunca en esa ciudad. Sin embargo, reviste interés analizar cómo varían estos

estimados de sacudibilidad ante cambios en los datos iniciales para el cálculo. Este interés está motivado por el hecho de que todos los parámetros de la tabla 2 fueron, o calculados sobre la base de un número bajo de observaciones, o simplemente asignados, como son los casos de la profundidad y de M_{max} (valor de hasta 0.25 mayor que el máximo reportado).

En un experimento numérico de variación de los parámetros h , M_{max} , b [$N(M=5)=cte.$] y A/B para las zonas 1, 1₂, 1₃ y 1₄, se determinó que para la ciudad de Santiago de Cuba sólo tienen una influencia sensible las variaciones de los parámetros de la zona 1₂ (dentro de los límites de variación analizados). En la tabla 3 se muestran los valores de periodos de recurrencia calculados.

Por otra parte, fueron obtenidos los estimados probabilísticos de la peligrosidad sísmica siguientes: probabilidad de que no ocurra ni una sacudida con intensidad $\geq i$ en función del tiempo de espera t (fig.6) y probabilidad de que en un tiempo de espera t no sean igualados o excedidos valores dados de intensidad (fig.7).

DISCUSION

El análisis estadístico realizado sobre los intervalos temporales entre eventos sucesivos (sacudidas con intensidad mayor o igual que un valor dado) no puede ser considerado como definitivo, ya que la estadística utilizada fue muy pobre, y es significativo que sea la distribución exponencial -modelo poissoniano- la que mejor se ajuste a los datos experimentales. En la práctica este modelo se utiliza cuando no se conoce la existencia de periodicidades en los fenómenos estudiados, y en el caso de los terremotos, para zonas con una amplia estadística se ha demostrado el carácter periódico de su ocurrencia (Patwardhan, A.S.; Kulkarni, R.B.; Tocher, D.A., 1980).

Los valores de las sacudibilidades observada y calculada muestran una buena coincidencia en el rango de intensidades de 7 a 9, mientras que para los valores 5 y 6 los periodos de recurrencia observados son menores que los calculados. Esto lo podemos asociar a dos factores. En primer lugar, la ciudad de Santiago está muy próxima a la zona de origen de terremotos 1₂, y por razones técnicas del cálculo (Alvarez, L.; Bune, V.I., 1985) se subestiman los efectos de los eventos que ocurran en el borde superior de esta zona, y es precisamente allí donde ocurre gran parte de los terremotos que provocan una I_{max} de 5 y 6 grados en dicha ciudad. En segundo lugar, la profundidad de los terremotos en la zona 1₂, utilizada para los cálculos, fue de 30 km. la cual es adecuada para los eventos que provocan las intensidades mayores, pero para los que provocan intensidades ≤ 6 está en muchos casos sobreestimada, y esto se refleja en los periodos de recurrencia: por ejemplo, en la tabla 3 se ve que el cambio de profundidad en la zona 1₂ de 30 a 15 km provoca una disminución de los periodos de recurrencia del orden del 20% para estas intensidades.

La intensidad 10, según la fórmula (14) sólo se obtiene (con $h=30$) para magnitudes de 7.4 y más, muy próximas a la cota superior asignada a las magnitudes en esta zona. El aumento de la profundidad conlleva la imposibilidad de ocurrencia de tales intensidades, por lo que este caso es opuesto al discutido en el párrafo anterior, ya que los terremotos más fuertes suelen tener profundidades mayores.

El análisis de la estabilidad de los valores de los períodos de recurrencia (tabla 3) muestra que, a pesar de las indeterminaciones existentes en los datos iniciales, se obtienen valores con un margen de incertidumbre bastante bajo. En la tabla 4 se presentan resumidos los rangos de variación por intensidad. Resulta evidente que es la profundidad el factor que más influye, por lo que en estudios posteriores debe prestársele un interés particular al comportamiento de este parámetro en las zonas de origen de terremotos situadas al sur de la región oriental. Otro aspecto a notar es que hasta las intensidades de 7 grados los rangos de variación son despreciables, mientras que según aumenta este parámetro los mismos aumentan vertiginosamente, siendo menor la influencia del parámetro b . El parámetro M_{max} juega un papel de suma importancia en la posibilidad de ocurrencia de las intensidades de 10 grados o más.

Los estimados probabilísticos tienen un margen de incertidumbre dependiente de los períodos de sacudibilidad, ya que se obtuvieron utilizando la fórmula (10), así como no llevan implícito ningún criterio determinístico sobre el tiempo inicial t_0 a partir del cual se mide el tiempo de espera t . En un futuro debe trabajarse en el sentido de la sustitución del modelo poissoniano por otro que permita dar elementos confiables para el pronóstico a mediano plazo de la ocurrencia de terremotos en esta región.

CONCLUSIONES

1. Fueron confeccionados los gráficos intensidad-frecuencia para Santiago de Cuba y estimados los parámetros de las regresiones lineales correspondientes. Se considera que estos resultados mejoran los obtenidos por otros autores.
2. Se determinó que los intervalos temporales entre terremotos sucesivos con $I \geq 7$ en Santiago de Cuba obedecen a una distribución exponencial, equivalente a un modelo poissoniano de la ocurrencia de las sacudidas. Ante la carencia de otros resultados en esta dirección, se supuso que la ocurrencia de intensidades mayores o iguales que un valor dado en cualquier punto responde a este modelo.
3. Se confeccionó un conjunto de mapas con estimados de la peligrosidad sísmica para la región oriental.
4. Se determinaron los períodos de recurrencia de las sacudidas con intensidades $\geq I$ (o períodos de sacudibilidad) para la ciudad de Santiago de Cuba.
5. Fue estudiada la variabilidad de los períodos de sacudibilidad en dependencia de los parámetros h , A/B , M_{max} y b [$N(M=5)=cte.$] de la zona de origen de terremotos ubicada inmediatamente al sur de la zona Santiago de Cuba - Guantánamo. Se determinó que la máxima influencia corresponde al parámetro h , y que las mayores variaciones se obtienen para las intensidades en el rango 8-10.
6. Fueron confeccionados dos tipos de gráfico con estimados probabilísticos de la peligrosidad sísmica $f(I, p, t)$ para la ciudad de Santiago de Cuba.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su agradecimiento a Sergio Morillas y Luis D. Pérez por su ayuda en la realización de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALVAREZ, H.; SHTEINBERG, V.V.; BLANCO, P. y otros (1973): Condiciones sísmicas de la ciudad de Santiago de Cuba (en ruso). *Fizika Zemli*, No. 5, pp. 81-86.
- ALVAREZ, L. (1983): Estimación de la peligrosidad sísmica para la ciudad de Santiago de Cuba. *Investigaciones Sismológicas en Cuba*, No. 4, pp. 87-123.
- ALVAREZ, L.; BUNE, V.I. (1977): Estimación de la peligrosidad sísmica para la región suroriental de Cuba (en ruso). *Fizika Zemli*, No. 10, pp. 54-67.
- ALVAREZ, L.; BUNE, V.I. (1985): A computer program for seismic hazard estimation. *Proceedings of the 3rd. International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk*, Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17-22, pp. 432-439.
- ALVAREZ, L.; CHUY, T. (1985): Isoseismal model for Greater Antillas. *Proceedings of the 3rd. International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk*, Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17-22, pp. 134-141.
- BOLSHEV, L.N.; SMIRNOV, N.V. (1965): *Tablas de estadística matemática* (en ruso). Moscú, Nauka, 465 p.
- CORNEL, C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. 50, No. 5, pp. 1583-1609.
- CHUY, T. (en prensa). Influencia de las condiciones geológicas en la intensidad sísmica en la ciudad de Santiago de Cuba. *Movimientos tectónicos Recientes en Cuba*, No. 2.
- CHUY, T.; PINO, O. (1982): Datos macrosísmicos de los terremotos en la provincia de Santiago de Cuba. *Investigaciones Sismológicas en Cuba*, No. 2, pp. 47-136.
- FEDOTOV, S.A.; SHUMILINA, L.S. (1971): Sacudibilidad sísmica de Kamchatka (en ruso). *Fizika Zemli*, No. 9, pp. 3-15.
- MCGUIRE, R.K. (1976): Fortran computer program for seismic risk analysis. U.S. Department of The Interior, Geological Survey. Open File report, No. 76-67.
- PATWARDHAN, A.S.; KULKARNI, R.B.; TOCHER, P. (1980): A semi-Markov model for characterizing recurrence of great earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. 70, No. 1, pp. 323-347.
- RIZNICHENKO, Yu.V. (1965): 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.
- RIZNICHENKO, Yu.V., red. (1979): *Sacudibilidad sísmica del territorio de la URSS* (en ruso). Moscú, Nauka, 192 p.
- RUBIO, M. (1985): The assesment 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.

Año	I	$\Delta t(7)$ años	$\Delta t(8)$ años
1578	8	-	-
1580	7	2	-
1675	7	95	-
1678	8	3	100
1682	7	4	-
1760	8	78	82
1762	7	2	-
1766	9	4	6
1775	7	9	-
1826	7	51	-
1842	7	16	-
1842	7	2 meses	-
1852	9	10	86
1858	7	6	-
1887	7	35	-
1903	7	16	-
1903	7	3	-
1914	7	8	-
1930	7	16	-
1932	8	2	80
1947	7	15	-

Tabla 1. Intervalos temporales entre sacudidas con intensidad mayor o igual que 7 y 8 grados en Santiago de Cuba.

Var.	Zona	Régimen Sísmico			Modelo Isosistas			$\bar{\Delta}_e$
		a	b	Mmax	h	Az	A/B	
I	1	2.16	0.51	8.0 $\pm$.25	30	8	1.6	A
	1	2.16	0.51	8.0 $\pm$.25	30	2	1.1	A
	1	2.16	0.51	8.0 $\pm$.25	30	0	1.6	A
	1	2.16	0.51	8.0 $\pm$.25	30	0	2.4	A
	2	2.38	0.58	7.5 $\pm$.25	30	-	1.0	-
II	1	1.48	0.45	7.75 $\pm$.25	30	8	1.6	A
	1	1.88	0.52	7.5 $\pm$.25	30	2	1.1	A
	1	1.48	0.45	7.75 $\pm$.25	30	0	1.6	A
	1	1.32	0.48	8.0 $\pm$.25	50	0	2.4	A
	2	2.25	0.62	7.5 $\pm$.25	30	0	1.9	A
	2	2.66	0.69	7.5 $\pm$.25	30	0	1.9	A

Tabla 2. Parámetros del régimen sísmico y del modelo de isosistas de las zonas de origen de terremotos.

Parametro \ I	5	6	7	8	9	10
variado						
h = 15	2.8	6.5	16	42	136	830
h = 50	4.5	9.8	26.5	82	430	oo
A/B = 1.3	3.6	8.5	21.5	60	235	4750
A/B = 1.5	3.8	9.2	22.5	66	285	12000
A/B = 1.7	4	9.3	24	67	365	12000
Mmax=7.25+/-0.25	3.45	8.1	20.5	62.5	285	25000
Mmax=7.75+/-0.25	3.4	7.9	19.5	50.5	160	1195
Mmax = 8.+/-0.25	3.4	7.9	18.5	48	135	695
b = 0.47	3.35	7.3	17	45	165	2750
b = 0.57	3.45	8.65	23	68	255	4800
Sin variación	3.4	8	19.5	55	200	3650

Tabla 3. Periodos de recurrencia para diferentes intensidades, calculados variando los parámetros iniciales de la zona de origen de terremotos 1_2 .

Parámetro \ I	5	6	7	8	9	10
Total	2.8-4.5	6.9-9.8	16-26.5	42-82	135-430	830-oo
h	2.8-4.5	6.5-9.8	16-26.5	42-82	136-430	830-oo
A/B	3.6-4	8.5-9.3	21.5-24	60-67	235-365	4750-12000
Mmax	3.4-3.45	7.9-8.1	18.5-20.5	48-62.5	135-285	695-25000
b	3.35-3.45	7.3-8.65	17-23	45-68	165-255	2750-4800
A/B, Mmax, b	3.35-4	7.3-9.3	17-24	45-68	135-365	695-25000

Tabla 4. Rangos de variación de los periodos de recurrencia de las sacudidas en Santiago de Cuba ante cambios en los parámetros de la zona 1_2 de origen de terremotos.

Pie de gráficos

Fig. 1 Gráficos intensidad-frecuencia distributivo (N_{100}) y acumulativo (N_{100}^{Σ}) para Santiago de Cuba. 1 - Valores experimentales de N_{100} , 2 - idem de N_{100} .

Fig. 2 Ajuste de una distribución exponencial a la estadística de intervalos temporales entre sacudidas con intensidad ≥ 7 .

Fig. 3 Mapa de epicentros para el período 1904-1983. 1 - $M < 4$, 2 - $4 \leq M < 5$, 3 - $4 \leq M < 5$, 4 - $6 \leq M < 7$, 5 - $7 \leq M < 8$.

Fig. 4 Mapa de los terremotos más fuertes reportados en la región. Los círculos llenos corresponden a estimaciones de coordenadas y magnitud por datos macrosísmicos. Con líneas discontinuas se han delimitado las zonas de origen de terremotos.

Fig. 5 Comparación de las sacudibilidades observada y calculada para Santiago de Cuba. 1 - Sacudibilidad observada (ajuste mínimo-cuadrático), 2 - Calculada usando modelo de subdivisión de las zonas de origen de terremotos en 6 subzonas, 3 - idem, para modelo de dos zonas.

Fig. 6 Peligrosidad sísmica de la región oriental: valores medios y estimados probabilísticos. Intensidades a esperar con diferentes tiempos de recurrencia: A - 100 años, B - 1000 años, C - 10000 años. Intensidades que no pueden ser igualadas o excedidas con un 90% de probabilidad en tiempos de espera de 20 años (D) y 50 años (E).

Fig. 7 Probabilidad de que no ocurra ni una sacudida con intensidad ≥ 1 en función del tiempo de espera para la ciudad de Santiago de Cuba.

Fig. 8 Probabilidad de que en un tiempo de espera t no sean igualados o excedidos valores dados de intensidad en la ciudad de Santiago de Cuba.

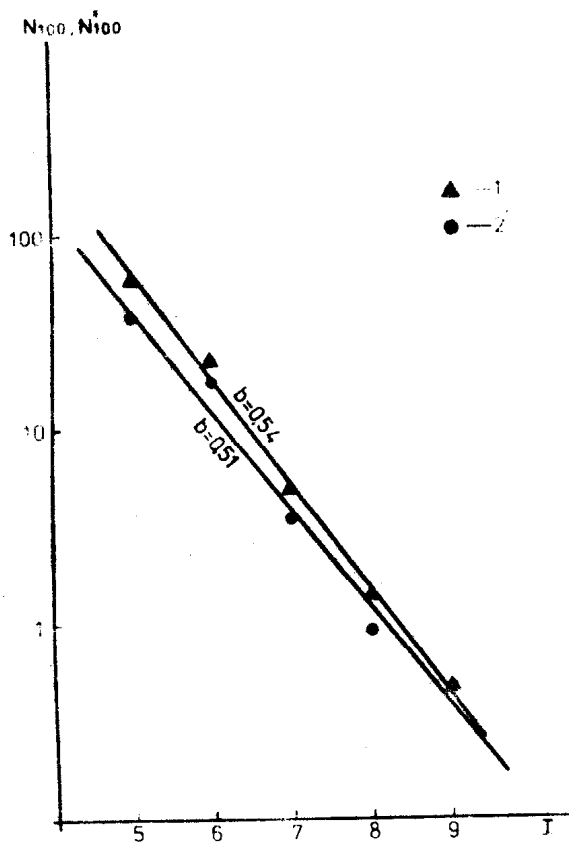


Fig. 1

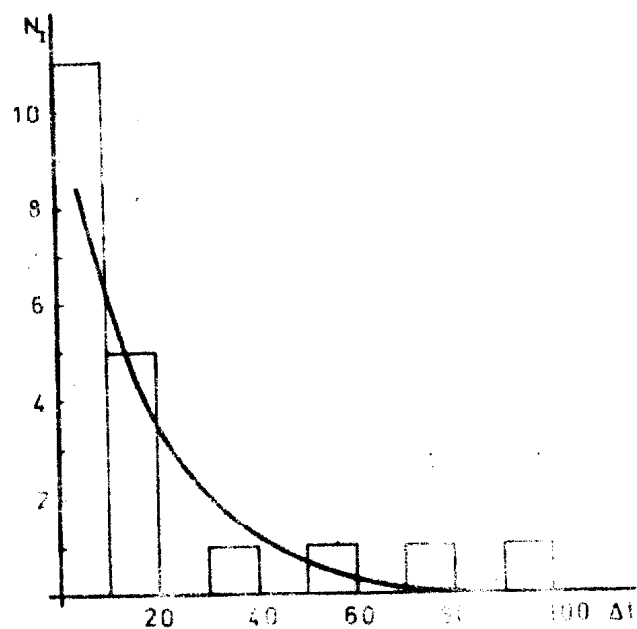


Fig. 2

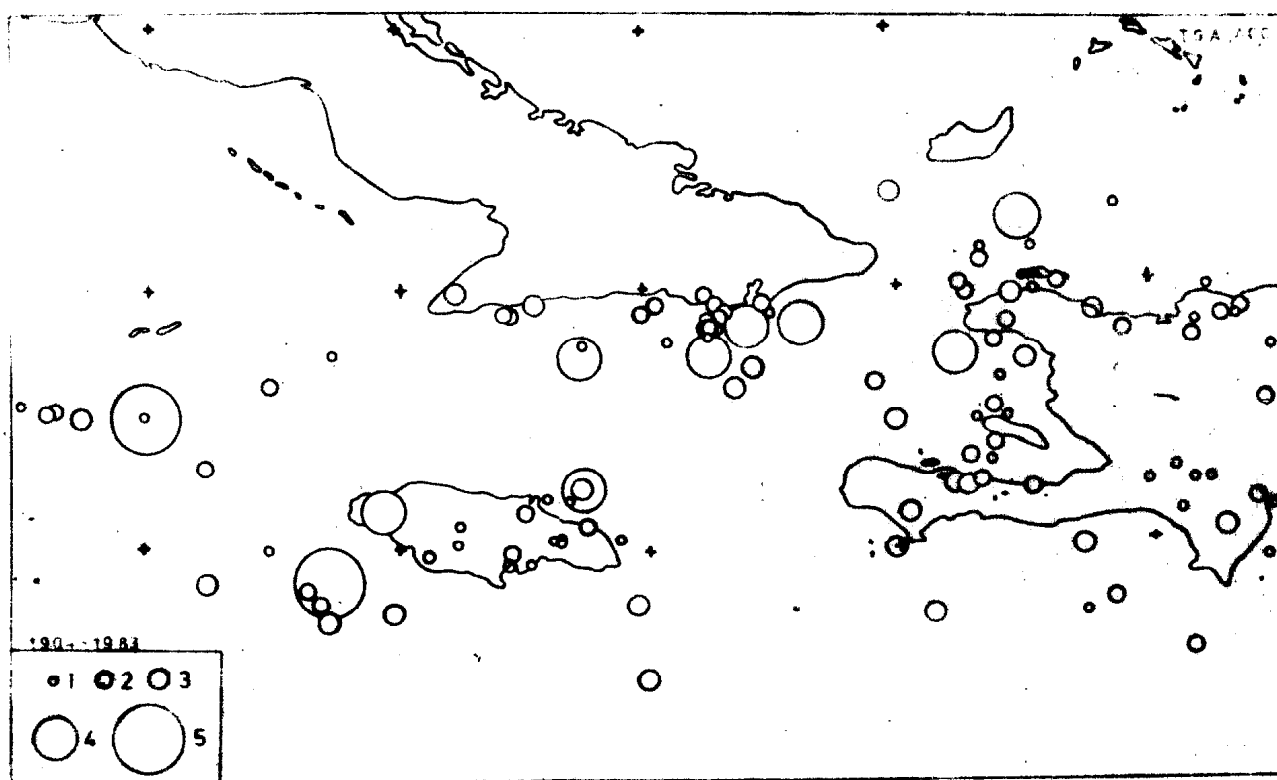


Fig. 3

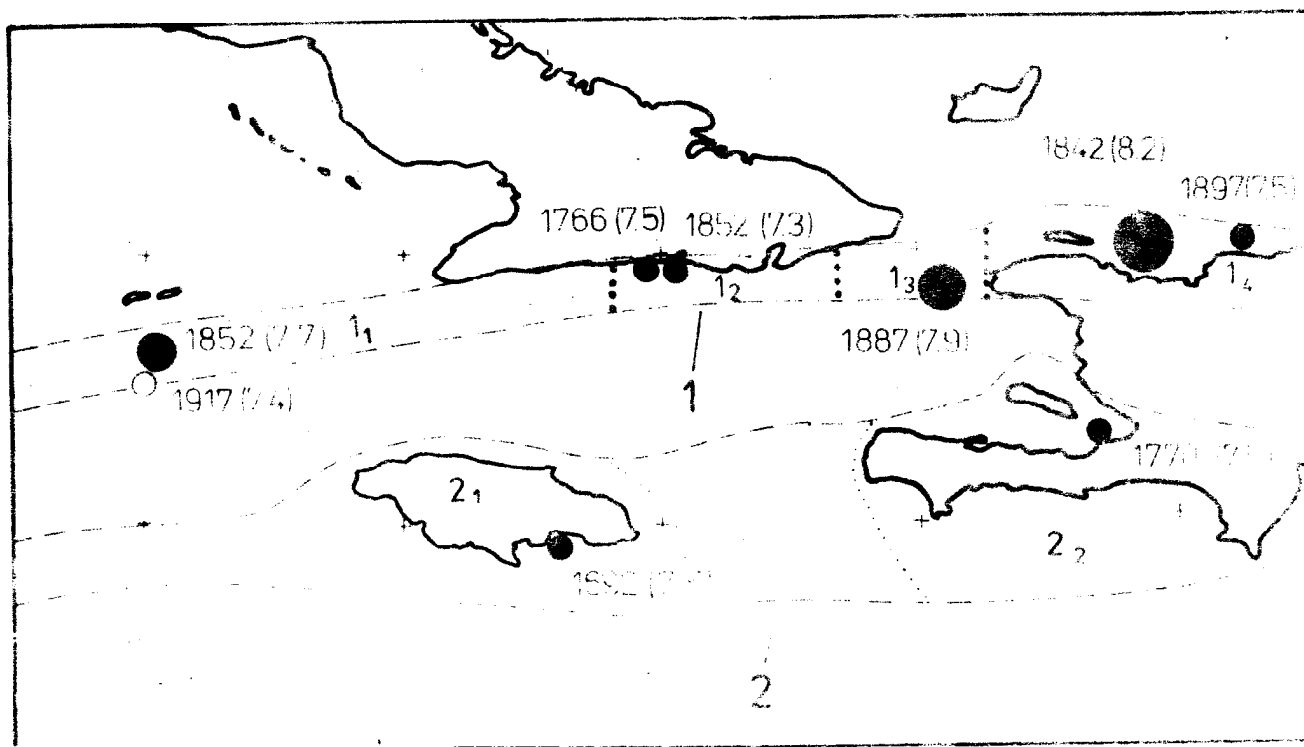


Fig. 4

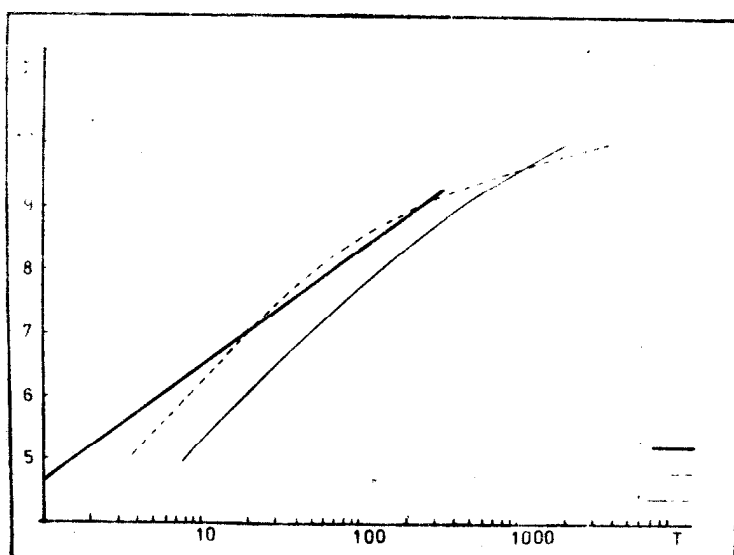


Fig. 5

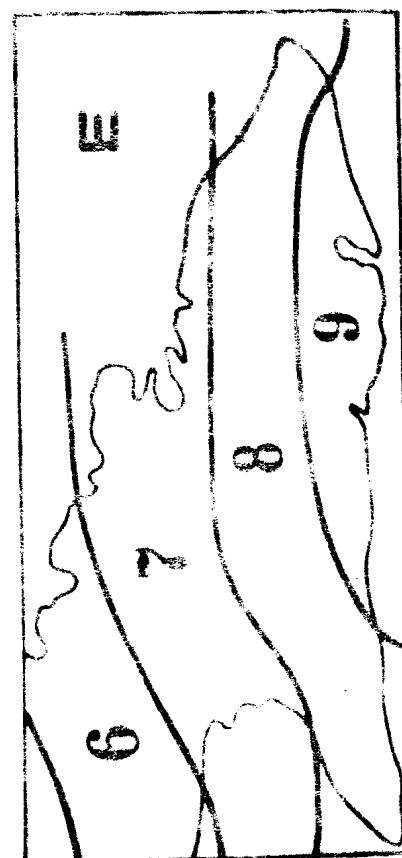
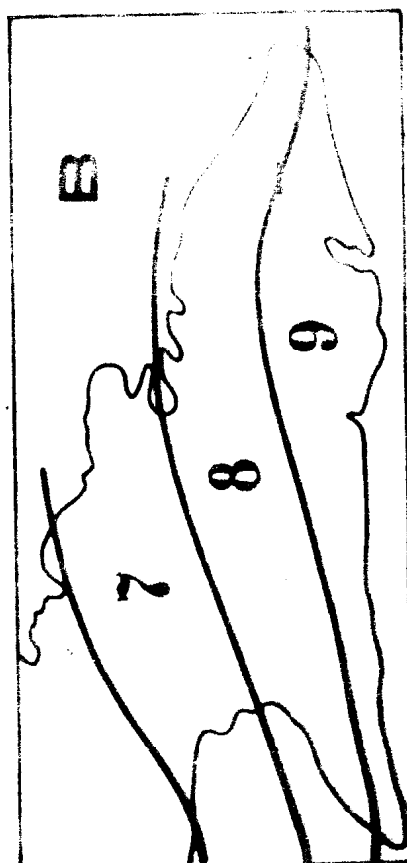
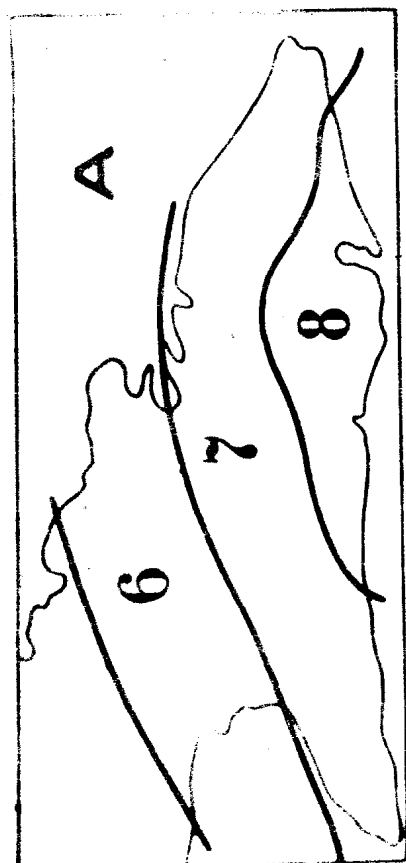
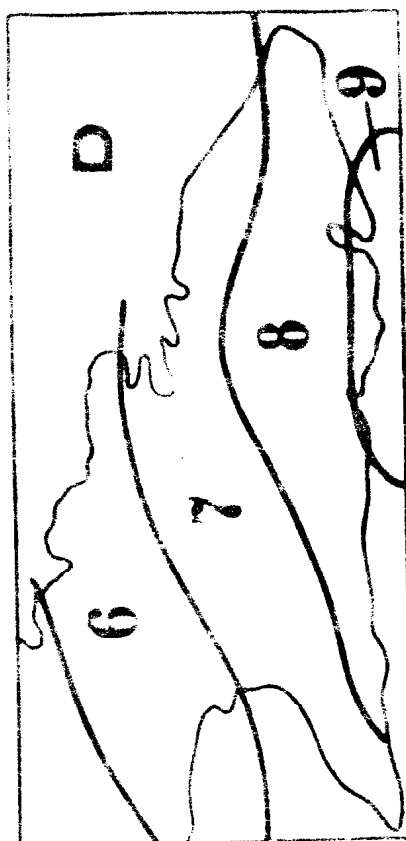
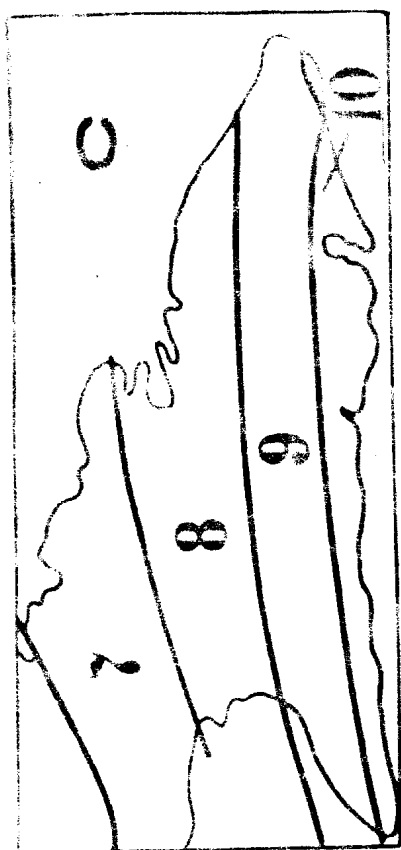


Fig. 6

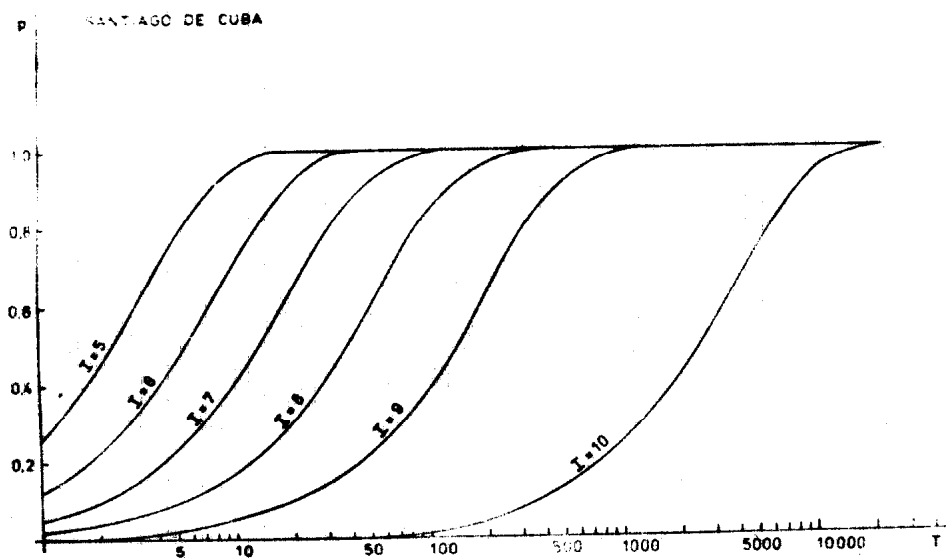


Fig. 7

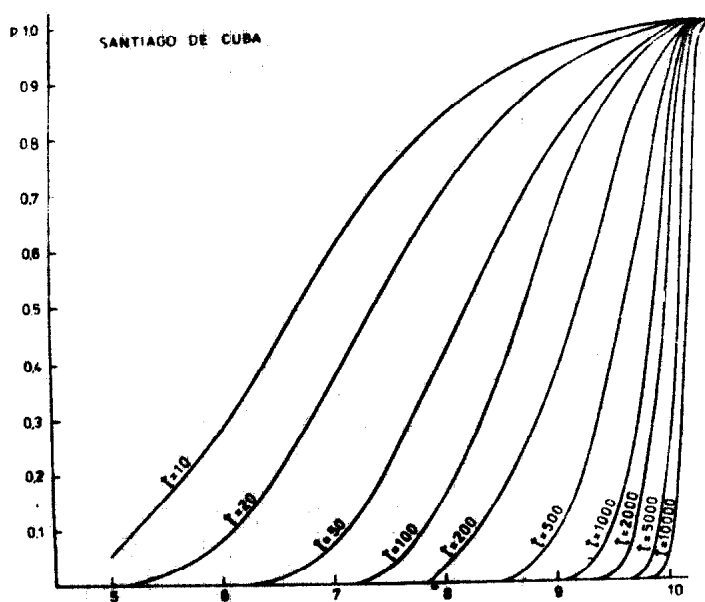


Fig. 8