

SACUDIDA, Versión 2.0

un programa para la estimación de la peligrosidad sísmica

Leonardo Alvarez

EDITORIAL ACADEMIA
La Habana, 1995

Nota: El texto que se presenta a continuación corresponde aproximadamente al incluido en la publicación indicada arriba, en la cual se han hecho sólo los cambios siguientes:

- corrección de errores de ortografía
- corrección de fórmulas que se habían incluido con errores (índices, signos)
- cambio del contenido del anexo 2 para hacerlo corresponder con la versión 2.3 del programa
- cambio del final del último párrafo del epígrafe “Formulas implícitas de atenuación” por la misma razón
- modificación de la tabla 1 del anexo 3 por la misma razón

La Habana, octubre 2000

Indice

CAPITULO 1. ASPECTOS TEORICOS DE LOS ESTIMADOS DE PELIGROSIDAD SISMICA.....	3
Introducción.....	3
El cálculo de las frecuencias acumulativas $N_{\Sigma}(M_I)$ y de la esperanza matemática del número anual de eventos $E[N_{\Sigma}(I)]$	4
El cálculo de M_I . Modelo de isosistas.....	7
Utilización de los gráficos intensidad-frecuencia para estimar los parámetros de los gráficos magnitud-frecuencia	9
CAPITULO 2. EL PROGRAMA SACUDIDA PARA LA ESTIMACION DE LA PELIGROSIDAD SISMICA	11
Consideraciones generales.....	11
Estructura y principios de trabajo del programa.....	12
Fórmulas de atenuación implícitas	13
CAPITULO 3. COMPARACION ENTRE LOS MODELOS DETERMINISTICO Y PROBABILISTICO DE TRATAMIENTO DE LA ATENUACION.....	20
ABSTRACT	25
BIBLIOGRAFIA	26
ANEXO 1 . DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA.....	28
ANEXO 2. GUIA DE USUARIO	32
Instalación del programa.....	32
Datos para el cálculo. Forma de presentación	32
Resultados.....	37
ANEXO 3. EJEMPLO RESUELTO	38

CAPITULO 1. ASPECTOS TEORICOS DE LOS ESTIMADOS DE PELIGROSIDAD SISMICA

Introducción

La base de los estimados de peligrosidad sísmica es el cálculo de la sacudibilidad. Este concepto fue introducido en la sismología por Yu.V. Riznichenko (1965) como la frecuencia media B_I de ocurrencia, en un punto dado, de oscilaciones sísmicas de intensidad mayor o igual que un cierto valor I . Su valor inverso $T = 1/B_I$ es el período de recurrencia de las oscilaciones con intensidad I , o período de sacudibilidad. En su forma general, la sacudibilidad es calculada mediante la integral:

$$B_I = \iiint N_{\Sigma}(M_I) \cdot dv \quad (1)$$

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 M_I corresponde a la magnitud mínima capaz de producir una intensidad $\geq I$ en el punto en el cual se realizan los cálculos. El camino seleccionado para la evaluación de esa integral fue a través de los mapas de actividad sísmica A , para lo cual $N_{\Sigma}(M_I)$ se expresaba en términos de ese parámetro:

$$N_{\Sigma}(M_I) = A \cdot f(\gamma, K_{\min}, K_{\max}, K_0) \quad (2)$$

donde γ es la pendiente del gráfico magnitud-frecuencia cuando se construye usando la clase energética K (Rautian, 1964) en lugar de la magnitud M_S , K_{\min} y K_{\max} son los límites inferior y superior de existencia de la clase energética, y K_0 es el valor de la misma al cual se asocia el valor de A . K_{\max} y A se representan en forma de mapas. La integral quedaba entonces de la forma (Riznichenko, 1965, 1966):

$$B_I = \iiint A \cdot f(\gamma, K_{\min}, K_{\max}, K_0) \cdot dv \quad (3)$$

Como se dijo anteriormente, la sacudibilidad es un estimado medio de la peligrosidad sísmica, lo que la diferencia de los estimados probabilísticos directos, que bajo la denominación de riesgo sísmico, fueron desarrollados en la escuela norteamericana a partir del trabajo de Cornell (1968). La base de estos estimados la constituye una integral del tipo:

$$P(i \geq I) = \int P[I \geq i | R = r] \cdot f_R(r) \cdot dr \quad (4)$$

donde $P[I \geq i | R = r]$ es la probabilidad de que una zona fuente, a una distancia r provoque en el punto de interés sacudidas con intensidad $\geq I$, y $f_R(r)$ es la función de densidad de probabilidad de la distancia hipocentral. Los cálculos se realizan por separado para cada zona fuente. Los estimados medios se calculan en términos del llamado período de retorno, obtenido a partir de consideraciones probabilísticas adicionales.

Con posterioridad, el propio Riznichenko (1979, ed.) relacionó ambos tipos de estimados, al plantear que el período de recurrencia de las sacudidas T_I podía considerarse como la esperanza matemática de los intervalos temporales entre sacudidas con intensidad $\geq I$. Esto permite, a partir de la sacudibilidad, calcular la probabilidad de que en un tiempo t (tiempo de espera) no ocurra ni una sacudida con intensidad $\geq I$, y por consiguiente, obtener resultados similares a los que se obtienen con el algoritmo de Cornell (1979), quedando las diferencias entre ambos prácticamente en el orden formal. A partir de dicha idea fue confeccionada la primera versión del programa SACUDIDA (Alvarez y Bune, 1985b); en el mismo se renuncia al uso de los mapas de actividad sísmica A y de K_{\max} , utilizándose directamente las frecuencias acumulativas $N_{\Sigma}(M_I)$ y los valores de M_{\max} para cada zona de origen de terremotos.

Un aspecto importante para la realización de estimados probabilísticos es el modelo estadístico del proceso de generación de los terremotos que se seleccione. El modelo más simple de flujo de sucesos es el poissoniano, y es el que con más frecuencia se utiliza en sismología. En concordancia con este modelo la probabilidad de que no ocurra ni un evento con intensidad $\geq I$ en un tiempo t será:

$$P(I, t) = \exp(-t/T_I) \quad (5)$$

De tal forma, la estimación de la peligrosidad sísmica se orienta a la confección de dos tipos de mapa: con estimados medios $T_I = T(I)$ o su inverso $I(T)$, y con estimados probabilísticos; $p(I, t)$ o alguna de las variantes $I(p, t)$ y $t(I, p)$. Los de uso más frecuente son $I(T)$ e $I(p, t)$. Por otra parte, el concepto de sacudibilidad sísmica no está limitado a la intensidad, el mismo puede ser extendido a cualquier parámetro de interés ingenieril que caracterice los efectos de los terremotos (Riznichenko y Seiduzova, 1984). Bajo esta concepción se puede hablar de sacudibilidad B_ξ y período de recurrencia T_ξ , así como de probabilidad $p(\xi, t)$, donde ξ puede ser intensidad, aceleración, velocidad, duración, características espectrales o cualquier otro parámetro. En lo que sigue esta sustitución de I por ξ es válida para cualquier fórmula.

Debe señalarse que en las fórmulas anteriores se considera que la magnitud M puede ser obtenida exactamente dado el valor de I , situación que en la práctica no es cierta, ya que las relaciones $I = f(M, r)$ se obtienen con una dispersión apreciable. Un tratamiento estadístico de este problema, consistente en considerar que el valor de M se encuentra distribuido normalmente con media M_I y dispersión σ_r aparece en (McGuire, 1976; Bender, 1984). Por otra parte, en la primera versión del programa SACUDIDA, para evitar una subestimación del riesgo, el valor de M es sustituido por $M - \Delta M/2$, donde ΔM es el ancho del intervalo medio de agrupación de los eventos usado en la construcción de los gráficos magnitud-frecuencia, aproximación esta usada habitualmente en la confección de mapas de regionalización sísmica por métodos manuales (Bune, 1971). Los resultados obtenidos de esta forma ya son diferentes a los obtenidos con el algoritmo de Cornell (1968), en el sentido de una disminución de los períodos de recurrencia.

El cálculo de las frecuencias acumulativas $N_x(M_i)$ y de la esperanza matemática del número anual de eventos $E[N_x(t)]$

El cálculo de las frecuencias acumulativas se basa en los gráficos magnitud-frecuencia. Entre las diferentes formas de confeccionar estos gráficos, preferimos la que usada por Alvarez (1983) y Alvarez y Bune (1985a,b), la cual es bastante próxima a la que aparece en (Bune et al., 1960; Utsu, 1971).

Sea la ley magnitud-frecuencia en la forma:

$$n(m) = \begin{cases} 10^{a-b(M-M_0)} & M \leq M_{\max} + \Delta M_{\max} \\ 0 & M > M_{\max} + \Delta M_{\max} \end{cases} \quad (6)$$

donde $n(M) \cdot dM$ es el número de terremotos en el intervalo entre M y $M + dM$ normalizado en tiempo y espacio, y M_0 es una magnitud de referencia.

Los gráficos magnitud-frecuencia habitualmente se confeccionan agrupando los terremotos en intervalos de ancho ΔM . El número de terremotos en el intervalo $(M_i - \Delta M_i/2, M_i + \Delta M_i/2)$ es:

$$N(M_i) = \int_{M_i - \Delta M_i/2}^{M_i + \Delta M_i/2} n(M) \cdot dM = 10^{a-b(M_i-M_0)} \cdot F(b, \Delta M_i) \quad (7)$$

donde

$$F(b, \Delta M) = [10^{b \cdot \Delta M / 2} - 10^{-b \cdot \Delta M / 2}] / (b \cdot \ln 10) \quad (8)$$

cumpléndose, que para ΔM pequeñas, $F(b, \Delta M) \approx \Delta M$.

La estimación de los parámetros a y b se realiza por ajuste (comúnmente mínimo-cuadrático) del conjunto de valores $(N(M_i), M_i)$ a la fórmula:

$$\lg[N(M_i)/F(b, \Delta M_i)] = a - b \cdot (M_i - M_0) \quad (9)$$

Dicho ajuste se realiza en dos etapas: En la primera se sustituyen los valores de $F(b, \Delta M_i)$ por su aproximación ΔM_i y se estima un valor preliminar de b ; en la segunda se calculan los valores $F(b, \Delta M_i)$ y se estiman los valores definitivos de a y b .

El gráfico magnitud-frecuencia acumulativo se construye sobre la base del número total de terremotos en intervalos de ancho ΔM_i desde un valor M_i hasta $M_{\max} + \Delta M_{\max}$:

$$N_{\Sigma}(M_i) = \sum_{j \geq i} N(M_j) \quad (10)$$

$$N_{\Sigma}(M) = \sum_{j \geq i} \cdot \int_{M_j - \Delta M / 2}^{M_j + \Delta M / 2} n(M) \cdot dM = \int_{M_i - \Delta M / 2}^{M_{\max} + \Delta M_{\max}} n(M) \cdot dM$$

$$N_{\Sigma}(M_i) = 10^{a-b(M-M_0)} \cdot \frac{10^{b \cdot \Delta M_i / 2}}{b \cdot \ln 10} \cdot \left\{ 1 - 10^{-b(M_{\max} - M_i + \Delta M_{\max} + \Delta M_i / 2)} \right\} \quad (11)$$

La fórmula (11) en escala semilogarítmica describe una curva con asíntota $a' - b(M_i - M_0)$ que se desvía hacia abajo en la medida en que nos acercamos al valor $M_{\max} + \Delta M_{\max}$, donde a' viene dada por:

$$a' = a + b \cdot \Delta M_i / 2 - \lg[b \cdot \ln 10] \quad (12)$$

Este enfoque conduce a una formulación para las frecuencias acumulativas similar a la conocida como la distribución exponencial truncada de la frecuencia de ocurrencia de los terremotos. Si se asume la existencia de una magnitud mínima M_{\min} y se calculan las funciones de distribución y de densidad de probabilidad correspondientes se obtienen, con ligeras transformaciones algebraicas, las fórmulas de Cosentino et al. (1977) para la mencionada distribución exponencial truncada.

No obstante, está bastante extendida la práctica de considerar que el gráfico magnitud-frecuencia acumulativo se puede aproximar por una línea recta en escala semilogarítmica:

$$\lg[N_{\Sigma}(M_i)] = c^* - d^* \cdot (M_i - M_0) \quad (13)$$

Los valores de c^* y d^* que se obtienen por ajuste de los datos experimentales $[N_{\Sigma}(M_i), M_i]$ a esta fórmula usando (10), y con $M_0 = 0$, son ligeramente superiores a los de a y b que se obtienen por ajuste de los mismos a la fórmula (9). Existen otras aproximaciones a la ley de magnitud-frecuencia como son: dos rectas, componente de segundo grado en M , doble exponencial, etc. No obstante, en la práctica internacional es cada vez más frecuente el uso de formulaciones del tipo de la utilizada por nosotros.

Por otra parte, en los últimos tiempos se ha planteado la existencia de otros procesos de generación de terremotos, cuyas características energético-temporales difieren de la del modelo considerado en la fórmula (6). En específico reviste interés el modelo llamado del terremoto característico (Schwartz y Coppersmith, 1984), que considera que cada falla o zona sismogeneradora es capaz de generar un terremoto fuerte con magnitud determinada por sus características propias, y con una frecuencia también propia, que no corresponde a la que se obtendría por la fórmula (6), mientras que los terremotos más débiles que se originen en ella si obedecen a esa ley. De tal forma la nueva ley de magnitud-frecuencia se obtiene añadiendo un término a la fórmula (6) que considere precisamente la ocurrencia de un terremoto con magnitud en el intervalo $(M_c - \Delta M_c / 2, M_c + \Delta M_c / 2)$ con una densidad de ocurrencia $n(M_c)$, donde se cumple que $M_{\max} + \Delta M_{\max} < M_c - \Delta M_c / 2$. Esto conduce a una fórmula para las frecuencias acumulativas de los terremotos dada por:

$$N_{\Sigma}(M_i) + n(M_c) \cdot \Delta M_c \quad \begin{cases} M_i - \Delta M_i / 2 \leq M_{\max} + \Delta M_{\max} \\ M_{\max} + \Delta M_{\max} < M_i - \Delta M_i / 2 \leq M_{\max} < M_{c_1} \\ M_{c_1} \leq M_i - \Delta M_i / 2 \leq M_{c_2} \end{cases} \quad (14)$$

$$N_{\Sigma}^c(M_i) = n(M_c) \cdot \Delta M_c$$

$$n(M_c) \cdot [M_{c_1} - M_i + \Delta M_i / 2]$$

donde: $M_{c_1} = M_c - \Delta M_c / 2$ y $M_{c_2} = M_c + \Delta M_c / 2$.

Para facilitar la comparación entre las fórmulas finales para estimación de la peligrosidad sísmica por métodos diferentes se puede realizar una simple transformación algebraica de la fórmula (11), y evaluarla en el valor $M_i = M_I$, lo que conduce a:

$$N_{\Sigma}(M_I) = A \cdot [E + D \cdot \exp(-\beta \cdot M_I)] \quad (15)$$

donde:

$$\begin{aligned}
A &= 10^a/b \\
E &= -\exp(-\beta \cdot m_2) \\
D &= \exp(\beta \cdot \delta M) \\
m_2 &= M_{\max} + \Delta M_{\max} \\
\beta &= b \ln 10 \\
\delta M &= \Delta M/2
\end{aligned}$$

en el caso de no considerar el error δM a la izquierda, la fórmula anterior se reduce a:

$$N_{\Sigma}(M_I) = A \cdot [E + \exp(-\beta \cdot M_I)] \quad (16)$$

Por otra parte, en el algoritmo desarrollado por McGuire (1976), se tiene que la fórmula (4) es utilizada para calcular, en cada zona fuente, la probabilidad de que cuando ocurra un terremoto en el intervalo de magnitudes (m_1, m_2) , la intensidad en el punto sea $\geq I$ [m_1 es la magnitud mínima posible M_{\min} y m_2 la magnitud máxima posible $M_{\max} + \Delta M_{\max}$]. La esperanza matemática del número anual de eventos que causa una intensidad $\geq I$ se obtiene de la forma:

$$E[N_{\Sigma}(M_I)] = P[i \geq I] \cdot N(m_1, m_2) \quad (17)$$

donde $N(m_1, m_2)$ es el número anual de terremotos en ese intervalo de magnitud y viene dado por:

$$N(m_1, m_2) = \int_{m_1}^{m_2} n(M) \cdot dM = \frac{10^a}{\beta} \cdot [\exp(-\beta \cdot m_1) - \exp(-\beta \cdot m_2)] \quad (18)$$

Usando las expresiones para $P[i \geq I]$ obtenidas por ese autor para el caso de la distribución exponencial truncada, y considerando que $N(m_1, m_2)$ no depende de r , tenemos que la esperanza matemática del número total de terremotos que provocan una intensidad $\geq I$ se obtiene de la forma:

$$E[N_{\Sigma}(M_I)] = A \cdot [B + C \cdot \exp(-\beta \cdot M_I)] \quad (19)$$

siendo:

$$\begin{aligned}
B &= \exp(-\beta \cdot m_1) \cdot \Phi^*(z'/\sigma_I) - \exp(-\beta \cdot m_2) \cdot \Phi^*(z/\sigma_I) \\
C &= \exp\left(\frac{\beta^2 \cdot \sigma_I^2}{2b''^2}\right) \cdot \left\{ \Phi^*\left[\left(z - \beta \cdot \sigma_I^2/b''\right)/\sigma_I\right] - \Phi^*\left[\left(z' - \beta \cdot \sigma_I^2/b''\right)/\sigma_I\right] \right\}
\end{aligned}$$

donde A es el mismo coeficiente de la fórmula (15), $\Phi^*(x) = 1 - \Phi(x)$ es la conjugada de la distribución normal $\Phi(x)$, b'' es el coeficiente de la fórmula de campo macrosísmico o equivalente (ver epígrafe siguiente), así como z y z' son dos parámetros auxiliares definidos como:

$$\begin{aligned}
z &= b'' \cdot (M_I - m_2) \\
z' &= b'' \cdot (M_I - m_1)
\end{aligned}$$

En el caso del terremoto característico, las fórmulas (15) y (19) se transforman en:

$$\begin{aligned}
N_{\Sigma}^c(M_I) &= n_c \cdot \Delta M_c & m_1 \leq M_I - \delta M \leq m_2 \\
& & m_2 \leq M_I - \delta M \leq M_{c_1} \\
& n_c \cdot [M_{c_1} - M_I - \delta M] & M_{c_1} \leq M_I - \delta M \leq M_{c_2}
\end{aligned} \quad (15')$$

$$E[N_{\Sigma}^c(M_I)] = A \cdot [B + C \cdot \exp(-\beta \cdot M_I)] + n_c \cdot [F + M_I \cdot G + H] \quad (19')$$

siendo

$$\begin{aligned}
F &= [M_{c_2} \cdot \Phi^*(z_2/\sigma_I) - M_{c_1} \cdot \Phi^*(z_1/\sigma_I)] \\
G &= [\Phi^*(z/\sigma_I) - \Phi^*(z_2/\sigma_I)] \\
H &= [(1/2\pi)^{1/2}/b''] \cdot \left\{ \exp\left[-z_2^2/2\sigma_I^2\right] - \exp\left[-z_1^2/2\sigma_I^2\right] \right\}
\end{aligned}$$

donde se mantienen las mismas variables de las fórmulas (14, 15, 19), y se han definido dos nuevas variables auxiliares:

$$\begin{aligned} z_2 &= b'' \cdot (M_I - M_{c_2}) \\ z_1 &= b'' \cdot (M_I - M_{c_1}) \end{aligned}$$

Por simplicidad se seguirán usando las referencias a $N_\Sigma(M_I)$ y $E[N_\Sigma(I)]$; debe tenerse presente que en el caso del modelo del terremoto característico en realidad deben ser utilizadas las expresiones para $N_\Sigma^c(M_I)$ y $E(N_\Sigma^c(I))$.

Como se ha podido ver de lo anterior, en ambos casos el proceso consiste en el cálculo de una integral del mismo tipo, aunque conceptualmente se trate de diferentes magnitudes. La integral para el caso probabilístico directo queda de la forma:

$$E[N_\Sigma^T(I)] = \int E[N_\Sigma(I)] \cdot f_R(r) \cdot dr = \iiint E[N_\Sigma(I)] \cdot dv \quad (20)$$

Igualmente, en lugar del período de recurrencia, en la formulación probabilística directa se obtiene el período de retorno, el cual se calcula como el inverso del riesgo anual:

$$T_{ret_I} = 1/R_a = 1/[1 - F_{i \leq I}(I)] \quad (21)$$

siendo el riesgo anual la probabilidad de que en un año ocurra al menos un evento, y cuando se usa el modelo poissoniano para evaluar la probabilidad $F_{i \leq I}(I)$ se obtiene:

$$T_{ret_I} = 1/R_a = 1/\{1 - \exp(-E[N_\Sigma^T(I)])\} \quad (22)$$

Para el caso en que no se considera el error en la determinación de M_I , el valor de $E[N_\Sigma(I)]$ se obtiene igual al de $N_\Sigma(M_I)$ de la fórmula (16), y entonces:

$$T_{ret_I} = 1/R_a = 1/\{1 - \exp(-1/T_I)\} \quad (22')$$

Como se vio en la definición de la frecuencia acumulativa de los terremotos, la misma lleva implícita una normalización espacial. Ello implica el fijar un área de normalización a la cual estará referido el parámetro a , o el c de la fórmula (13). Es común en los trabajos de la escuela soviética (Bune et al., 1960; Riznichenko, ed., 1979; Riznichenko 1964, 1965) el fijar el valor de dicha área como $S = 1000 \text{ Km}^2$. Por otra parte, es común en la escuela norteamericana no realizar una normalización espacial a priori, sino calcular el parámetro a (o su equivalente l del número anual de terremotos con M_{\min}) correspondiente a cada zona de origen de terremotos en su totalidad, dejando la normalización espacial para ser realizada automáticamente en el proceso de estimación de la peligrosidad sísmica (Cornell, 1968; McGuire, 1976).

El cálculo de M_I . Modelo de isosistas.

Para calcular la magnitud mínima M_I capaz de producir, a una distancia dada, valores de intensidad $\geq I$, es necesario conocer las leyes de atenuación de la intensidad sísmica (o de cualquier otro parámetro de interés ingenieril). La forma más cómoda de realizar esto es a través de las fórmulas del campo macrosísmico:

$$I = b'' \cdot M - k \cdot \lg(r) - p \cdot r + d \quad (23)$$

$$I = b'' \cdot M - s \cdot \lg(r) + c \quad (24)$$

las cuales describen isosistas circulares. Por su simplicidad, tradicionalmente ha sido preferida la fórmula (24), ya que permite despejar directamente el valor de la distancia hipocentral r y hacer transformaciones en las integrales (1) y (4). Este camino fue el seguido en los trabajos iniciales de Riznichenko (1964, 1965), Cornell (1968) y McGuire (1976). El uso de una fórmula del tipo (23) es posterior (Riznichenko, ed. 1979; Riznichenko y Seiduzova, 1984), y se relaciona con el perfeccionamiento de los programas de cómputo para la evaluación de la integral (1). Otro camino a la solución de este problema fue el de usar relaciones no explícitas entre la disminución del valor máximo de un parámetro, la distancia y la magnitud, el cual es usado en algunos programas de estimación del riesgo sísmico (Algermissen et al., 1976; McGuire, 1976). En este caso se está en presencia de isosistas circulares. También por esta vía se pueden construir isosistas elípticas, mas de este último caso no conocemos que se haya incluido en cálculos automatizados de la peligrosidad sísmica.

En algunos trabajos de evaluación del riesgo sísmico (Keylis-Borok et al., 1973) se introdujo el uso de un modelo de isosistas elípticas (Ananin y Kronrod, 1975), caracterizadas por una ecuación del tipo:

$$\lg[Q_I(M)] = a(I) + b(I) \cdot M + \sigma_Q \xi \quad (25)$$

donde $Q_I(M)$ es el área de la isosista de grado I y $\sigma_Q \xi$ es una magnitud aleatoria. En este modelo se da además como parámetro la orientación del eje mayor de las elipses.

Un modelo de isosistas elípticas propuesto por Alvarez y Chuy (1985), fue introducido en los cálculos de peligrosidad sísmica desde la primera versión del programa SACUDIDA (Alvarez y Bune, 1985a,b). A continuación se presentan las características de dicho modelo.

La forma de las isosistas se determina por la relación entre los semiejes de las elipses A/B (A -semieje mayor, B -semieje menor). A partir de las ecuaciones paramétricas de una elipse se obtiene la expresión:

$$\Delta = A \cdot \frac{|\cos \theta|}{|\cos \alpha|} = B \cdot \frac{|\operatorname{sen} \theta|}{|\operatorname{sen} \alpha|} \quad (26)$$

donde θ es el ángulo polar, dado por

$$\theta = \arctan[A/B \cdot \tan \alpha]$$

Δ es la distancia desde el centro de la elipse a un punto en su contorno y α es el ángulo entre el semieje mayor y este radio (medido en sentido contrario a las agujas del reloj).

La atenuación de las intensidades se determina por la fórmula (23) evaluada en $r = r_e$, donde r_e es denominado radio efectivo:

$$r_e = (\Delta^2 + h^2)^{1/2} \quad (27)$$

siendo h la profundidad y Δ la distancia epicentral en la dirección del radio efectivo. La introducción de este concepto de radio efectivo es motivada porque la elipse no tiene un radio constante, y es necesario determinar cual debe ser seleccionado para aplicar la fórmula (23).

En principio éste debe variar entre el semieje menor B y el mayor A , y es precisamente esta posibilidad de variación lo que garantiza considerar atenuaciones diferentes sin variar los parámetros de la fórmula (23). Es fácil ver que si se considera el eje B como la dirección del radio efectivo se obtendrán isosistas más grandes y más separadas entre sí que si es el eje A la dirección seleccionada. Esta diferencia se acentúa según aumente el valor del cociente A/B . Resulta conveniente considerar direcciones intermedias entre las dos señaladas para caracterizar otros comportamientos de la atenuación. Un caso útil lo constituye el radio medio de la elipse, para el cual se puede obtener una fórmula explícita en términos de los semiejes A y B :

$$\bar{\Delta} = 2/\pi \int \Delta \cdot d\alpha = B \cdot K(m)/2\pi \quad (28)$$

$$m = 1 - B^2/A^2 \geq 0$$

donde $K(m)$ es una integral elíptica de primer tipo cuyos valores se pueden encontrar en tablas especiales.

Un fenómeno observado algunas veces en el comportamiento del campo macrosísmico, es cierta tendencia a la disminución de la excentricidad de las elipses a medida que la distancia al epicentro aumenta. Esto puede ser expresado como una disminución del valor del cociente A/B en función de $I_0 - I_i$ de la forma:

$$A/B|_{I=I_i} = A/B|_{I=I_0} - \eta \cdot (I_0 - I_i) \quad (29)$$

y para una fórmula de campo macrosísmico del tipo (23) se obtiene

$$A/B|_{I=I_i} = A/B|_{I=I_0} - \eta \cdot [k/\lg(r_e/h) - p \cdot (r_e - h)] \quad (29')$$

donde r_e es el radio efectivo de la isosista con $I = I_i$.

De tal forma el modelo se define por;

- parámetros de la formula (23)
- profundidad de los focos
- relación A/B entre los semiejes de las elipses
- dirección de medición del radio efectivo

- orientación del semieje mayor con relación a las coordenadas geográficas (ángulo n entre la dirección E-W y el semieje mayor de las elipses, medido en sentido contrario a las agujas del reloj)
- parámetro h de disminución de la excentricidad en función de $I_0 - I_i$.

Este modelo de isosistas permite describir con bastante buena aproximación una amplia variedad de casos que se pueden presentar, incluso dentro de regiones de pequeñas dimensiones, ya que con excepción de los parámetros de la fórmula (23), que se determinan habitualmente para toda la región de estudio (y en ocasiones usando una estadística mundial), los demás pueden ser determinados por separado para cada zona de origen de terremotos en particular.

Como es lógico suponer, las isosistas circulares se obtienen como un caso particular de las elípticas cuando $A/B = 1.0$, y por consiguiente $r_e = r$. Es precisamente este el caso que corresponde al uso de otros parámetros, diferentes de la intensidad, para los cuales no existen estudios de variaciones azimutales de la atenuación, y el campo de los mismos se representa por isolíneas circulares. Existe una tendencia bastante generalizada a describir estos campos por fórmulas del tipo (23), donde en lugar de I se tiene el logaritmo de un parámetro X , siendo X aceleración, velocidad, desplazamiento, etc.

$$\lg(X) = b'' \cdot M - k \cdot \lg(r) - p \cdot r + d \quad (30)$$

Otros casos de fórmulas de atenuación, donde en lugar de la distancia hipocentral r se emplea cierta "distancia" r' que depende de la distancia epicentral, pero no de la profundidad [$r' = \Delta + d_1$, $r' = (\Delta + d_2)^{1/2}$, etc.], no son tomadas en consideración en el presente trabajo.

Utilización de los gráficos intensidad-frecuencia para estimar los parámetros de los gráficos magnitud-frecuencia

La forma más común de realizar los estimados de peligrosidad sísmica, en lo que concierne a la sismicidad, es confeccionar los gráficos magnitud-frecuencia a partir de los catálogos de terremotos; sin embargo, a veces no se dispone de dichos catálogos, y todo el procesamiento debe realizarse a partir de un catálogo de datos macrosísmicos que no siempre puede ser transformado en uno de terremotos con todos los parámetros necesarios para realizar un análisis del régimen sísmico. En tal caso, los datos de intensidad de terremotos sentidos se procesan en forma de gráficos intensidad-frecuencia, los cuales se aproximan habitualmente por las fórmulas:

$$\text{distributivo} \quad \lg[N(I)] = R - S \cdot I \quad (31)$$

$$\text{acumulativo} \quad \lg[N_{\Sigma}(I)] = T - U \cdot I \quad (32)$$

Una forma bastante extendida de proceder en estos casos es emplear directamente los gráficos intensidad-frecuencia, para lo cual se calcula la I_0 máxima para cada zona OT y se expresa la atenuación de la forma $I = f(I_0, r)$, variándose totalmente el proceso de cálculo de la integral (1). En lugar de esa vía, nosotros preferimos emplear un método indirecto (Alvarez et al., 1989) para lograr estimar los parámetros de los gráficos magnitud-frecuencia, el cual se basa en dos hipótesis:

- 1) Las intensidades máximas que se emplean al construir los gráficos intensidad-frecuencia corresponden a su valor a una distancia dada r_0 del hipocentro (I_0), que puede ser en el epicentro ($I_0, r = h$) o en otro punto cualquiera (una distancia epicentral Δ_0).
- 2) Existe una dependencia lineal entre ambos tipos de gráfico. Para el caso de los gráficos distributivos es en toda su extensión, mientras que para el caso de los acumulativos es sólo para su parte lineal izquierda.

Considerando que las intensidades máximas sentidas se relacionan con la magnitud por la fórmula

$$I = b'' \cdot M - k \cdot \lg(r_0) - p \cdot r_0 + d$$

y que los gráficos intensidad-frecuencia se construyen con un intervalo de agrupamiento $\Delta I = 1$ (lo que equivale a intervalos de agrupamiento en magnitud de $\Delta M = 1/b''$), se obtienen las siguientes fórmulas:

- Caso de los gráficos distributivos

$$b = b'' \cdot S \quad (33)$$

$$a = R + b^n \cdot S \cdot M_{I_0} - \lg[F(b, 1/b^n)] \quad (34)$$

- Caso de los gráficos acumulativos

$$b = b^n \cdot U \quad (35)$$

$$a = T + b^n \cdot U \cdot M_{I_0} - \lg[10^{b/2b^n} / (b \cdot \ln 10)] \quad (36)$$

donde $F(b, x)$ viene dado por la fórmula (8) y M_{I_0} es un parámetro auxiliar definido como:

$$M_{I_0} = [k \cdot \lg(r_0) + p \cdot r_0 - d] / b^n \quad (37)$$

En el caso particular de que la intensidad máxima reportada corresponda a la intensidad en el epicentro, la variable r_0 en las fórmulas (23a, 33-37) debe ser sustituida por h , así como I_{r_0} debe ser sustituida por I_0 .

CAPITULO 2. EL PROGRAMA SACUDIDA PARA LA ESTIMACION DE LA PELIGROSIDAD SISMICA

Consideraciones generales

La versión presente del programa SACUDIDA fue confeccionada atendiendo a todos los aspectos descritos en el epígrafe anterior y permite realizar los cálculos, tanto con el modelo usado en su primera versión, como con el modelo de tratamiento probabilístico de la atenuación de McGuire-Bender. Otros modelos estadísticos no han sido incluidos.

La evaluación de las integrales se realiza mediante su transformación en sumatorias:

$$B_{\xi} = \sum_i \sum_j \sum_k N_{\Sigma}(M_{\xi})_{ijk} \cdot f_{ijk} \quad (38)$$

$$E[N_{\Sigma}^T(\xi)] = \sum_i \sum_j \sum_k E[N_{\Sigma}(\xi)]_{ijk} \cdot f_{ijk} \quad (39)$$

donde los índices i, j corresponden a las coordenadas horizontales y el k a la coordenada vertical, mientras que el término f_{ijk} corresponde al factor de normalización espacial de los gráficos magnitud-frecuencia. Esto implica una subdivisión del espacio V de integración de la forma siguiente:

- en las coordenadas x, y se crea un reticulado con espaciamiento $\Delta x, \Delta y$
- en la vertical se toman las profundidades de cada zona de origen de terremotos (OT) como parámetros fijos y se preparan mapas con la representación en superficie, sobre este reticulado, de las zonas OT mencionadas, con la condición de que sean no interceptantes. Cuando dos o más zonas se interceptan o superponen deben representarse en mapas diferentes. Si todas las zonas OT se pueden representar en un mapa, $k = 1$, si no, se preparan tantos mapas como sean necesarios para que se cumpla esa condición, con el correspondiente incremento del valor de k .

El factor f_{ijk} representa la contribución de la celda ijk de dimensiones $\Delta x, \Delta y$, a una profundidad h_k , en la sacudibilidad de la región de interés (en superficie), la cual también esta dividida en cuadrículas de dimensiones $\Delta x, \Delta y$, a cuyos centros se le asignan los valores calculados. Este paso de integral a sumatoria implica una aproximación, ya que tanto los datos iniciales como los resultados finales están referidos a cuadrículas de dimensiones $\Delta x, \Delta y$. Con respecto a los datos iniciales, las zonas OT, al ser superpuestas al reticulado pueden ser aproximadas correctamente solo en el caso de $\Delta x, \Delta y$ muy pequeñas (lo que conspira contra el tiempo de cómputo). Con respecto a los resultados, por limitaciones técnicas, el proceso de interpolación para pasar de los valores en el reticulado a mapas de isolíneas debe ser realizado por el interpretador. Para ello el programa da 3 posibilidades:

- uso directo de los valores de los períodos de recurrencia/retorno para intensidades dadas, los cuales pueden ser impresos en forma de tablas
- uso de una impresión simbólica (un símbolo por cuadrícula) de estos valores agrupados en 10 intervalos, lo que permite que la interpolación se realice manualmente; donde el error en el trazado de las isolíneas debe ser del orden de $(\Delta x + \Delta y) / 8$
- procesamiento ulterior de los valores de los períodos de recurrencia (o retorno) con programas especializados de interpolación y trazado de isolíneas; para ello existe la opción de grabarlos en memoria externa. Además de esta opción de obtención de resultados en forma reticular, el programa permite la realización de los cálculos para puntos aislados a partir de sus coordenadas geográficas, las cuales en general son no coincidentes con el centro de las cuadrículas de la red. En este caso el error de aproximación se limita sólo al mapa de zonas OT, lo que garantiza resultados más precisos.

Los factores f_{ijk} se calculan, para cada zona OT, de la siguiente forma. Sobre un mapa de zonas OT superpuesto al reticulado en (x, y) se determina que cuadrículas son cubiertas por cada zona OT y en que grado, se calcula igualmente el área equivalente (en número de cuadrículas) cubierta por la zona OT, y los factores de normalización se obtienen como el cociente del grado de cubrimiento de una cuadrícula entre

el número equivalente de cuadrículas cubierto por la zona. Se debe señalar que los factores de normalización calculados de esta forma consideran equiprobable la generación de terremotos en toda la extensión de una zona OT. En caso de existir lugares preferentes para la generación de terremotos, ésta se debe subdividir y asociar a cada subzona un nuevo valor del parámetro a de la forma:

$$a^{subzona_i} = a^{zona} + \lg\left(p_i / \sum_i p_i\right) \quad (40)$$

donde p_i es el peso relativo de la ocurrencia de terremotos en la subzona i . Esta fórmula se emplea igualmente para subdividir una zona OT de gran espesor (en profundidad) en varias subzonas con profundidades diferentes.

Debe señalarse que la forma implícita de división en ejes coordenados corresponde a grados de latitud y longitud en una proyección Mercator, con valores positivos para la longitud oeste y la latitud norte. No obstante, existe la opción de fijar el sistema de coordenadas que se desee, pero debe tenerse en cuenta que el eje x debe ser orientado en sentido contrario a lo habitual en coordenadas cartesianas.

Estructura y principios de trabajo del programa

El programa, en su versión en lenguaje FORTRAN IV, está preparado para supercomputadoras (main-frame) IBM-compatibles y ocupa una memoria operativa aproximada de 320 kbytes. Existe una versión para computadoras personales IBM-compatibles en FORTRAN 77, que con un compilador MicroSoft FORTRAN v. 5.0, genera un código de aproximadamente la misma dimensión. Está compuesto del programa principal y numerosas subrutinas. El programa principal es el responsable de la lectura e impresión de datos iniciales, y de la realización de los cálculos de sacudibilidad (en la versión en FORTRAN 77 fue subdividido en varios módulos). Un grupo grande de subrutinas se encarga de la determinación de los valores iniciales del parámetro que se van a utilizar y de la distancia máxima de búsqueda en función de las magnitudes máximas posibles en la región de estudio. Este parámetro puede ser intensidad, aceleración, velocidad, desplazamiento, etc., cada uno de los cuales posee diferentes fórmulas de atenuación. Otro grupo de subrutinas se encarga del modelo de isosistas, del cálculo de las frecuencias acumulativas y de los estimados probabilísticos. También existe un conjunto de subrutinas para impresión de resultados, incluyendo algunas que grafican simbólicamente datos y resultados. Un listado del programa se presenta en el Anexo 1.

El principio de trabajo del programa es el siguiente. Se parte de la región dividida en cuadrículas elementales y de un conjunto de mapas de zonas OT no interceptantes. Después de leer los datos para el primer mapa de zonas OT se fija el valor de ξ (intensidad, aceleración, velocidad, etc.). Para cada cuadrícula de la zona de interés se calcula la sacudibilidad. El proceso consiste en buscar todas las zonas OT que pueden influenciar la cuadrícula, tomando en consideración el modelo de isosistas y determinar M_ξ . Si $M_\xi < M_{max} + \Delta M_{max}$ (ó $M_\xi < M_c + \Delta M_c/2$) se calcula la frecuencia acumulativa $N(M_\xi)$ o la esperanza matemática $E[N(\xi)]$ (en función del modelo seleccionado). El proceso se repite para todos los valores de ξ . En caso de más de un mapa de zonas OT, se leen los datos de los siguientes y se repite todo el proceso. Al final se calculan los períodos de recurrencia resultantes y los estimados probabilísticos para todos los valores de ξ .

Existe la opción de obtener impresiones parciales de los resultados para cada mapa de zonas OT. El número de estos últimos no está limitado; por ello, si se desea analizar la influencia particular de cada zona OT se pueden preparar mapas independientes para cada una de ellas, o en mapas independientes aquellas cuyo efecto se desea analizar por separado, colocando las demás en el número mínimo de mapas que cumpla la condición de no intersección de zonas.

Los datos iniciales son, de forma general:

- parámetros de control
- parámetros de cada una de las zonas OT.
- mapas de zonas OT.

Los resultados son:

- impresión opcional de datos iniciales.
- períodos de recurrencia/retorno de las sacudidas para diferentes valores del parámetro ξ . Impresión opcional tabulada o simbólica.
- probabilidad de que no sean igualados o excedidos diferentes valores del parámetro ξ para tiempos de espera de 1, 10, 20, 50, 70, 100, 200, 500 y 1000 años. Impresión opcional tabulada o simbólica.

Fórmulas de atenuación implícitas

El programa tiene incluidas diferentes fórmulas de atenuación. Cada una de ellas es caracterizada, además de por los coeficientes correspondientes, por 3 arreglos unidimensionales de 8 elementos, que son:

- valores del parámetro a utilizar en los cálculos (ordenados de menor a mayor)
- símbolos (4 caracteres) que corresponden a como se desee imprimir ese valor en los distintos títulos que escribe el programa

-distancias a que un terremoto con $M = 8$ provoca esos valores

Los valores implícitos considerados son:

a_v - 2%, 4%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60% y 80% de g

a_h - 4%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60%, 80% y 100% de g

v_v - 2.5, 5, 10., 15., 20, 30., 40. y 60. cm/seg

v_h - 2.5, 5, 10., 15., 25., 40., 60. y 90. cm/seg

d_v - 1.5, 3., 5., 7., 10., 13., 16. y 20 cm

d_h - 3., 5., 7., 10., 13., 16., 20. y 25 cm

I - III, IV, V, VI, VII, VIII, IX y X grados MSK

- III-IV, IV-V, V-VI, VI-VII, VII-VIII, VIII-IX, IX-X y X-XI ídem

En caso de no desearse utilizar estos valores implícitos deben suministrarse con los datos los referidos arreglos. Igualmente ocurre con las fórmulas de atenuación.

Para el caso de la intensidad sísmica sólo está incluida la fórmula (23) con los coeficientes determinados por Fedotov y Shumilina (1971) para Kamchatka:

$$I = 1.5 \cdot M - 2.63 \cdot \lg(r) - 0.0087 \cdot r + 2.5 \quad (41)$$

Como parámetros ingenieriles se utilizaron aceleración vertical (a_v) y horizontal (a_h), velocidad vertical (v_v) y horizontal (v_h), así como desplazamiento vertical (d_v) y horizontal (d_h). Fue incluido un primer caso en que estos parámetros se relacionan con la intensidad de la forma:

$$\lg(a_v) = 0.30I - 0.18 \quad (42)$$

$$\lg(a_h) = 0.30I + 0.014 \quad (43)$$

$$\lg(v_v) = 0.28I - 1.10 \quad (44)$$

$$\lg(v_h) = 0.25I - 0.63 \quad (45)$$

$$\lg(d_v) = 0.24I - 1.13 \quad (46)$$

$$\lg(d_h) = 0.19I - 0.53 \quad (47)$$

obtenidas por Trifunac y Brady (1975). Para los cálculos estas fórmulas se redujeron al caso de intensidad despejando I , lo cual permite tratar esos parámetros con un modelo de isosistas. Esa intensidad "reducida" se procesa con la fórmula (41).

Fue incluido otro caso en que la aceleración se relaciona con la intensidad de forma más compleja, mediante una función de la distancia epicentral y la magnitud (Murphy y O'Brien, 1978):

$$\lg(a_h) = 0.14I + 0.19M - 0.60\lg(\Delta) + 0.73 \quad (48)$$

$$\lg(v_h) = 0.16I + 0.25M - 0.74\lg(\Delta) + 0.10 \quad (49)$$

Se transformaron estas relaciones en fórmulas del tipo (30) sustituyendo I de (41), a la vez que en las fórmulas (48 y 49) se sustituyó Δ por r .

Expresiones del tipo (30) fueron tomadas de (Joyner y Boore, 1981):

$$\lg(v_h) = 0.671 + 0.489M - \lg(r') - 0.00256r' + 0.17s + 0.22p \quad (50)$$

$$r' = (\Delta^2 + 4.0^2)^{1/2} \quad 5.3 \leq M \leq 7.4$$

$$\lg(a_h) = -1.02 + 0.249M - \lg(r') - 0.00255r' + 0.26p \quad (51)$$

$$r' = (\Delta^2 + 7.3^2)^{1/2} \quad 5 \leq M \leq 7$$

$p=0$ para un 50 % de probabilidad de no excederse

= 1 para un 84% de probabilidad idem

$s=1$ para suelos

= 0 para rocas

Se consideraron los valores: $p=1$ para a_h , así como $p=0$, $s=0.5$ para v_h . Por otra parte, se hizo la modificación de considerar r' como distancia hipocentral en lugar de las expresiones dadas por los autores.

Finalmente se consideraron otras dos curvas de atenuación para aceleración (a) y velocidad (v), formadas por dos rectas interceptantes (Bune y Gorshkov, ed., 1980)

$$\lg(a) = \begin{cases} 0.28M - 0.8\lg(r) + 1.7 \pm 0.2 & a \geq 160 \\ 0.80M - 2.3\lg(r) + 0.8 \pm 0.2 & a \leq 160 \end{cases} \quad (52)$$

$$\lg(v) = \begin{cases} 0.28M - 0.8\lg(r) + 0.55 \pm 0.2 & v \geq 10 \\ 0.73M - 2.1\lg(r) - 0.22 \pm 0.2 & v \leq 10 \end{cases} \quad (53)$$

Las unidades de las fórmulas anteriores son:

$[d_v, d_h]$ - mm

$[v_v, v_h, v]$ - cm/seg

$[a_v, a_h, a]$ - cm/seg., con excepción de la fórmula (4), donde $[a_h] = \%g$. Por comodidad, en el caso de las aceleraciones, la unidad utilizada en el programa es $\%g$, por lo que se realizaron las transformaciones correspondientes.

Aparte de estas fórmulas implícitas pueden ser utilizadas otras, siempre y cuando sean del tipo (23) ó (30) y que representen tanto uno de los parámetros ya considerados como otro diferente.

Preparación de los datos iniciales.

El paso más difícil en la utilización de un programa de estimación de la peligrosidad sísmica es la preparación de los datos iniciales. En ella hay dos aspectos claves: los mapas de zonas de origen de terremotos (OT) y los parámetros de cada una de ellas. Cada zona OT está caracterizada por un conjunto amplio de parámetros que corresponden al modelo de isosistas, al régimen sísmico y al factor de normalización espacial. El programa requiere que cada zona OT sea homogénea en todo ese espectro de variables, por lo que si se presentan inhomogeneidades en algunas de ellas, las zonas deben subdividirse hasta que la condición se cumpla. Así, un mapa con n_i zonas, en el proceso de preparación de datos se transformará en otro con n_f zonas, donde $n_f \geq n_i$. Los parámetros de las zonas OT deben incluirse en los datos de forma independiente para cada una de las subzonas en que quede dividido el mapa correspondiente.

En la versión presente del programa SACUDIDA estos mapas deben ser cifrados manualmente, con valor 0 para la cuadrícula donde no exista zona OT, y cuando esta exista, con el número de orden para dicha zona. Esto obliga a numerar las zonas OT en orden consecutivo a partir de 1, lo cual es un aspecto muy importante, ya que el programa siempre se referirá a cualquier zona de acuerdo a ese orden. La numeración se debe realizar no sobre la base de las n_i originales, sino a partir de las n_f obtenidas como resultado de la subdivisión anteriormente mencionada.

Un aspecto que casi siempre conduce a la subdivisión de las zonas es la determinación de los factores de normalización. Dicho proceso no está automatizado por lo que es conveniente explicarlo por partes. Veamos un ejemplo sencillo, una zona OT circular sobre un reticulado bastante espaciado, de forma tal que la misma quede circunscrita en cuatro cuadrículas (Fig. 1). Como en ellas está exactamente la misma

área cubierta, el factor de normalización es de 0.25 para todas y no es necesario subdividir la zona ($n_i = n_f = 1$), por lo que todas las cuadrículas que ella cubre se numerarán con el número 1. Debemos señalar que esta es una aproximación grosera, ya que como resultado del proceso de transformación de integral a sumatoria una zona circular se ha convertido en cuadrada.

Si esa misma zona se superpone a un reticulado el doble más denso (Fig. 2), tendremos tres casos de cubrimiento de cuadrículas: cuatro centrales cubiertas totalmente ($f = 1/N_0$), ocho a ambos lados de los ejes principales con un cubrimiento x ($f = x/N_0$), y cuatro en los vértices con un cubrimiento menor y ($f = y/N_0$). N_0 es el número equivalente de cuadrículas cubiertas por la zona OT, y su valor viene dado por $N_0 = 4x + 8x + 4y$. En este caso la zona OT se ha desdoblado en 3 subzonas ($n_i = 1, n_f = 3$), las cuales se deben simbolizar con los números de orden de las 3 subzonas resultantes (1-3). Con respecto al caso anterior la aproximación es mucho mejor, ya que aunque se mantiene la conversión de zona circular en cuadrada, el peso de cada cuadrícula disminuye en dirección a los vértices. Una densificación adicional del reticulado mejoraría aún más la aproximación.

En la fig. 3 se presenta un caso de 2 zonas OT. Para ambos casos el cubrimiento de las cuadrículas es de dos tipos, por lo que el problema se convierte en uno de 4 zonas OT; para la primera tenemos dos casos de cubrimiento: dos cuadrículas con nivel x (simbolizadas con 1) y 2 con nivel y (simbolizadas con 2); para la segunda zona se tienen 2 cuadrículas con cubrimiento v (simbolizadas con 3) y dos con w (simbolizadas con 4). Nótese que para cumplir el requisito de numeración consecutiva, tan pronto terminan de numerarse las subzonas con diferente nivel de cubrimiento de la zona de la izquierda se continúa la numeración con las subzonas correspondientes de la zona de la derecha. Los factores de normalización serán, $[f = (x/N_0, y/N_0), N_0 = 2x + 4y]$ para la primera y $[f = (v/N_0, w/N_0), N_0 = 2v + 2w]$ para la segunda.

Mapas más complejos se preparan con el mismo principio, pero surge una dificultad relacionada con el hecho de que raras veces las zonas OT son tan regulares y ocupan una disposición espacial respecto al reticulado tan simétrica como las de los ejemplos anteriores, por lo que es necesario realizar aproximaciones. Resulta útil, cuando el reticulado es bastante fino, fijar arbitrariamente varios niveles de cubrimiento de cuadrículas, y determinar para todas las zonas OT del mapa los factores de normalización correspondientes. De tal forma, si se fijan los niveles de cubrimiento $\{v, w, x, y, z, 1\}$, los factores de normalización serán:

$$f = (v/N_0, w/N_0, x/N_0, y/N_0, z/N_0, 1/N_0) \quad (54)$$

$$N_0 = n_v \cdot v + n_w \cdot w + n_x \cdot x + n_y \cdot y + n_z \cdot z + n_1$$

Bajo este principio, un cubrimiento real u se aproxima a uno de los 5 prefijados y se simplifica mucho el trabajo. Por ejemplo, se obtienen buenos resultados considerando sólo los 4 niveles de cubrimiento (0.25, 0.50, 0.75, 1.0) a los que corresponden los factores de normalización ($0.25/N_0, 0.5/N_0, 0.75/N_0, 1.0/N_0$).

Ya se vio que por los factores de normalización las zonas OT se desdoblan, igualmente ocurre con respecto al régimen sísmico y al modelo de isostasias. Veamos el caso del régimen sísmico. Sea una zona OT lineal (fig 4), en la cual los terremotos ocurren preferentemente en su región central(BC).

Es obvio, que si se construye el gráfico magnitud-frecuencia para la zona como un todo, se distribuirá artificialmente la actividad sísmica y se perderá la especificidad señalada. La variante óptima sería la construcción de estos gráficos para cada uno de los sectores (AB, BC, CD), en cuyo caso esta zona se desdoblaría en 3 subzonas. No obstante, no siempre es posible realizar esto, ya que no se dispone de una estadística suficiente, por lo que deben tomarse soluciones de compromiso. Es muy común construir un gráfico para varias subzonas, considerar el parámetro b como constante para todas y determinar el parámetro a para cada una de ellas de la forma:

$$a^{subzona} = a^{total} + \lg \left[N_{\Sigma} (M_1)^{subzona} / N_{\Sigma} (M_1)^{total} \right] \quad (55)$$

donde "total" corresponde a todo el conjunto de datos, "subzona" a la subzona específica, y M_1 es el centro del primer intervalo representativo de magnitud en el gráfico magnitud-frecuencia acumulativo. En el ejemplo anterior tendríamos:

$$\begin{aligned}
a^{AB} &= k + \lg[N_{\Sigma}(M_1)^{AB}] \\
a^{BC} &= k + \lg[N_{\Sigma}(M_1)^{BC}] \\
a^{CD} &= k + \lg[N_{\Sigma}(M_1)^{CD}]
\end{aligned}
\tag{56}$$

donde $k = a^{AD} - \lg[N_{\Sigma}(M_1)^{AD}]$

La solución del problema sera casuística, en algunos casos se construirán gráficos para zonas OT individuales y en otros se construirán para varias zonas agrupadas.

Con respecto a la M_{max} , por lo general se estima de forma independiente para cada zona o subzona; ya sea por métodos geológicos, sismoestadísticos, de reconocimiento de patrones, etc. La profundidad es igualmente otro de los parámetros del régimen sísmico que se determina mediante el análisis de la sismicidad. Se debe tener presente que en un mapa de zonas OT, cada una de ellas debe tener una profundidad fija. Si ocurre el caso de que una zona OT de gran espesor deba ser subdividida, esto implica la preparación de varios mapas para cumplir el requisito de que las zonas sean no intersectantes; en este caso la intersección en el plano corresponde a una superposición en profundidad. Esta situación se presenta también cuando bajo un mismo punto se encuentran 2 o más zonas OT diferentes, como el caso de las regiones de subducción, donde aparecen, tanto la sismicidad superficial asociada a la cadena volcánica, como la profunda asociada a la capa subducente.

El modelo de isosistas es otra de las fuentes de variación de los parámetros de las zonas OT. En principio puede variar cualquiera de los parámetros que lo definen, aunque en el programa no está prevista la variación de los coeficientes de la fórmula (23). Por ejemplo en la zona representada en la fig 5 tenemos que el ángulo con respecto a la dirección EW es diferente en los sectores AB, BC y CD, lo que necesariamente (si A/B desigual de 0) implica un desdoblamiento de la zona original en 3 subzonas.

Además, pudiera presentarse el caso de que en el sector AA' la excentricidad de las elipses (razón A/B de los semiejes) fuera diferente que en el A'B; en tal caso debe subdividirse adicionalmente la zona. También pudiera ocurrir que en el sector CC' la dirección de medición del radio efectivo fuera el semieje mayor A, mientras que para el sector C'D fuera el radio medio \bar{A} , en cuyo caso también debe subdividirse dicha zona.

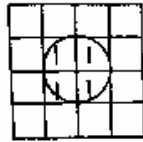
En resumen se tendrán tantas subdivisiones de las zonas OT como casos en que se diferencie al menos uno de los parámetros

- régimen sísmico (a, b, h, M_{max})
- modelo de isosistas ($\Delta_e, A/B, \eta, v$)
- factor de normalización
- modelo del terremoto característico [$M_c, \Delta M_c, n(M_c)$]

Todas estas subdivisiones deben numerarse en orden consecutivo, y dichos números son los que se deben asignar a las cuadrículas del mapa (o mapas) de zonas OT que se prepare.

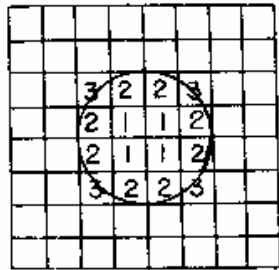
Finalmente, la determinación de los parámetros δM y σ_{τ} que se usan en las fórmulas (15) y (19) no siempre resulta fácil. En el caso más simple de campo de isolíneas circulares, el parámetro σ_{τ} se calcula cuando por análisis de regresión se determinan los coeficientes de la fórmula de atenuación, siendo posible estimar el δM a partir de ese mismo material, lo cual le da un sentido físico mayor que el correspondiente al simple semiintervalo de agrupamiento de los datos para la confección de los gráficos magnitud- frecuencia. Sin embargo, cuando se usa el modelo de isosistas elípticas el proceso es mucho más complejo dadas las características del mismo. El procedimiento para la solución de este problema debe partir del análisis del ajuste del modelo con los parámetros medios para una zona OT con respecto a cada uno de los terremotos de dicha zona, independientemente de los valores específicos con que fueran ajustados originalmente, proceso que debe realizarse para cada zona OT. En este análisis deben considerarse varios factores, como son: puntos incluidos en isosistas de grado diferente al reportado, rango de variación de la magnitud que admite cada caso para el resto de los parámetros fijos, así como grado de confiabilidad de los valores de intensidad reportados. No obstante, como este proceso es muy

complejo puede resultar conveniente tomar soluciones de compromiso; en el epígrafe siguiente se presenta un análisis práctico de como influyen los valores seleccionados de estos parámetros sobre los estimados de peligrosidad sísmica. En el Anexo 2 se describe la forma de introducción de los datos iniciales, y en el Anexo 3 se presenta un ejemplo resuelto.



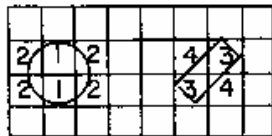
0	1	1	0
0	1	1	0
0	0	0	0

Fig. 1 Ejemplo de preparación de datos. La matriz de la derecha representa los valores que le corresponden a todas las cuadrículas en el cifrado del mapa de zonas OT.



0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	3	2	2	3	0	0	0	0
0	0	2	1	1	2	0	0	0	0
0	0	2	1	1	2	0	0	0	0
0	0	3	2	2	3	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Fig. 2. Ejemplo similar al anterior pero con cifrado sobre una red el doble más densa. A la derecha se representa el mapa cifrado.



0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	1	2	0	0	4	3	0	0	0
2	1	2	0	0	3	4	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Fig. 3. Ejemplo de dos zonas OT en un mismo mapa. El mapa cifrado se presenta a la derecha.

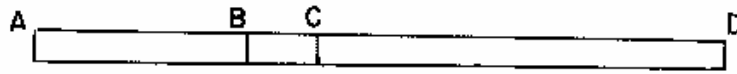


Fig. 4. Zona OT con diferente nivel de actividad sísmica por sectores. Referencias en el texto.

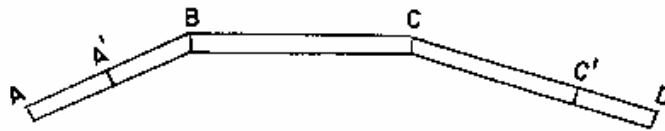


Fig. 5. Zona OT con variación de parámetros del modelo de isosistas por sectores. Referencias en el texto.

CAPITULO 3. COMPARACION ENTRE LOS MODELOS DETERMINISTICO Y PROBABILISTICO DE TRATAMIENTO DE LA ATENUACION

Con el objetivo de comparar cuantitativamente los estimados de los períodos de recurrencia de las sacudidas que se obtienen con el modelo de Riznichenko modificado (Alvarez y Bune, 1985a), y los correspondientes períodos de retorno que se obtienen con el modelo de McGuire(1976) y Bender(1984), se realizó un experimento en la región oriental de Cuba.

Se tomaron los mismos datos iniciales que en el trabajo de Alvarez y Bune (1985a), consistentes en 6 zonas de origen de terremotos (Fig. 6a), cuyos parámetros del régimen sísmico y del modelo de isosistas se presentan en la Tabla 1, y los cálculos fueron realizados para 6 ciudades, cuya ubicación geográfica se muestra en la figura 6b.

TABLA 1. Parámetros del modelo de isosistas y del régimen sísmico de las 6 zonas OT de la Fig. 6a. d es la dirección en que es válida la fórmula de campo macrosísmico con parámetros: $b=1.5$, $k=2.63$, $p=0.0087$ y $d=2.5$, n es el ángulo entre la dirección E-W y el eje mayor de las elipses.

No	A/B	d	n	h	a	b	M_{max}
1 ₁	1.6	A	8	30	1.480	0.450	7.75±0.25
1 ₂	1.1	A	2	30	1.880	0.520	7.5±0.25
1 ₃	1.6	A	0	40	1.480	0.450	7.75±0.25
1 ₄	2.4	D	0	50	1.320	0.480	8.0±0.25
2 ₁	1.8	A	0	30	2.250	0.620	7.5±0.25
2 ₂	2.1	D	-16	40	2.660	0.690	7.5±0.25

Para el caso del modelo de tratamiento determinístico de la atenuación se analizó la variación del parámetro $\delta M = \Delta M/2$ en el rango 0.05 -0.25, mientras que para el caso del modelo probabilístico se analizó la variación de 2 parámetros: M_{min} en el rango de 2 a 4, y σ_1 en el rango 0.2 -0.8. Fue considerado también el caso límite de $\delta M=0$ ó $\sigma_1 \rightarrow 0$ [se puede demostrar que el miembro derecho de la fórmula (19), tiene como límite, cuando $\sigma_1 \rightarrow 0$, el miembro derecho de la fórmula (16)]. Resultó que para el rango de variación analizado, los períodos de retorno eran invariantes ante cambios en M_{min} . Sin embargo, los cambios en σ_1 si provocan variaciones sustanciales de dichos períodos, ocurriendo lo mismo con los períodos de recurrencia ante variaciones en δM . En las tablas 2-7 se presentan los valores obtenidos de los períodos de recurrencia/retorno para las 6 ciudades seleccionadas.

TABLA 2. Dependencia de los períodos de recurrencia/retorno para la ciudad de Manzanillo, con respecto a las variaciones de los parámetros δM y σ_I .

Caso	Int.	V	VI	VII	VIII	IX
Límite		19.2	54.8	201.8	1685.7	110324.2
$\delta M=0.05$		17.9	50.3	180.1	1361.3	61302.5
$\delta M=0.1$		16.6	46.3	161.7	1131.2	41760.0
$\delta M=0.25$		13.5	36.5	120.3	722.0	20254.9
$\sigma_I=0.2$		19.4	54.2	196.3	1553.0	72315.6
$\sigma_I=0.4$		18.6	51.3	181.0	1280.1	43129.1
$\sigma_I=0.8$		15.6	41.6	136.9	790.0	20262.0

TABLA 3. Dependencia de los períodos de recurrencia/retorno para la ciudad de Bayamo con respecto a las variaciones de los parámetros δM y σ_I

Caso	Int.	V	VI	VII	VIII
Límite		14.9	41.0	138.4	910.1
$\delta M=0.05$		13.9	37.9	124.9	754.5
$\delta M=0.1$		13.0	35.0	113.2	639.0
$\delta M=0.25$		10.6	27.9	85.9	421.4
$\sigma_I=0.2$		15.2	40.8	135.6	854.2
$\sigma_I=0.4$		14.6	38.8	126.4	726.1
$\sigma_I=0.8$		12.4	31.9	97.9	464.3

TABLA 4. Dependencia de los períodos de recurrencia/retorno para la ciudad de Santiago de Cuba con respecto a las variaciones de los parámetros δM y σ_I .

Caso	Int.	V	VI	VII	VIII	IX
Límite		4.6	11.0	27.9	81.1	349.3
$\delta M=0.05$		4.3	10.3	26.0	74.2	304.1
$\delta M=0.1$		4.1	9.6	24.2	68.1	267.4
$\delta M=0.25$		3.4	7.9	19.6	53.2	189.8
$\sigma_I=0.2$		5.1	11.3	28.0	79.9	336.7
$\sigma_I=0.4$		4.9	10.9	26.7	75.3	302.4
$\sigma_I=0.8$		3.3	9.3	22.4	60.3	212.5

TABLA 5. Dependencia de los períodos de recurrencia/retorno para la ciudad de Guantánamo con respecto a las variaciones de los parámetros δM y σ_I .

Caso	Int.	V	VI	VII	VIII	IX
Límite		5.5	13.3	35.2	114.8	755.7
$\delta M=0.05$		5.2	12.5	32.6	103.9	619.9
$\delta M=0.1$		4.9	11.7	30.3	94.4	520.6
$\delta M=0.25$		4.0	9.6	24.4	72.2	337.5
$\sigma_I=0.2$		6.0	13.7	35.1	112.7	704.2
$\sigma_I=0.4$		5.8	13.1	33.5	105.4	588.6
$\sigma_I=0.8$		5.0	11.2	27.8	82.0	365.7

TABLA 6. Dependencia de los períodos de recurrencia/retorno para la ciudad de Baracoa con respecto a las variaciones de los parámetros δM y σ_I .

Caso	Int.	V	VI	VII	VIII	IX
Límite		9.4	23.5	69.9	317.8	9753.8
$\delta M=0.05$		8.9	21.9	64.1	276.6	6009.7
$\delta M=0.1$		8.3	20.4	58.9	243.2	4272.4
$\delta M=0.25$		6.9	16.6	46.3	172.9	2163.9
$\sigma_I=0.2$		9.8	23.6	69.1	306.3	6927.0
$\sigma_I=0.4$		9.5	22.5	65.4	275.7	4454.9
$\sigma_I=0.8$		8.1	19.0	52.9	195.2	2132.1

TABLA 7. Dependencia de los períodos de recurrencia/retorno para la ciudad de Holguín con respecto a las variaciones de los parámetros δM y σ_I .

Caso	Int.	V	VI	VII
Límite		30.5	103.0	692.6
$\delta M=0.05$		28.2	92.9	569.6
$\delta M=0.1$		26.1	84.2	479.3
$\delta M=0.25$		20.9	63.9	312.2
$\sigma_I=0.2$		30.5	101.0	646.7
$\sigma_I=0.4$		29.0	94.1	545.1
$\sigma_I=0.8$		24.0	72.7	341.7

En comparación con el caso límite, en el modelo de tratamiento determinístico de la atenuación se produce un decremento de los períodos de recurrencia con el aumento del valor de δM . En el modelo de tratamiento probabilístico lo mismo ocurre con el incremento de σ_I , pero existe un comportamiento anómalo, fundamentalmente en la intensidad V, pues para un valor de $\sigma_I=0.2$, y en menor grado para $\sigma_I=0.4$, el período de retorno, en lugar de decrecer, tiene un ligero incremento.

La explicación de este fenómeno hay que buscarla en el comportamiento de los coeficientes B y C de la fórmula (19) en función de la intensidad y la distancia hipocentral. Para los valores de magnitud máxima considerados, las intensidades de V grados pueden ser provocadas por terremotos a distancias de algunos cientos de Km (dado el modelo de isosistas utilizado). El valor del coeficiente B se mantiene estable hasta los 100 Km comenzando a disminuir en valor absoluto para $r=200$ Km. Igualmente, el valor del coeficiente C registra un comportamiento similar, aunque sus variaciones relativas son menores, lo que hace que en conjunto disminuya ligeramente su efecto combinado y se obtengan los incrementos

observados en los períodos de recurrencia. Ese efecto desaparece con el incremento de σ_1 , pues los decrementos relativos del coeficiente C son menores que los del coeficiente B , lo que conduce a la disminución de los períodos de recurrencia. Dicho comportamiento anómalo se observa para $I=VI$ en el caso de las ciudades de Santiago de Cuba y Guantánamo (en Baracoa también, pero en menor grado). La explicación es la misma, estando motivada la diferencia con respecto a las otras ciudades en el hecho de que Santiago de Cuba y Guantánamo se encuentran muy próximas a la zona 1_2 y prácticamente en el centro de la franja formada por las zonas 1_1-1_4 .

Otro aspecto importante es que las diferencias en los períodos de recurrencia/retorno se incrementan según aumenta el valor de intensidad considerado. Esto tiene una gran incidencia a la hora de estudiar los casos extremos, por lo que al seleccionar un modelo particular de cálculo, se debe tener muy presente cómo influyen los valores de estos parámetros sobre los mismos, máxime que por regla general no existe un criterio sólidamente fundamentado para su selección.

La comparación entre los estimados de uno y otro tipo se puede resumir de la forma siguiente:

- Para el valor $\sigma_1=0.2$ se obtienen valores de los períodos de retorno más cercanos al caso límite que cualquiera de los casos analizados del modelo de tratamiento determinístico de la atenuación.
- El valor $\delta M=0.05$ conduce a períodos de recurrencia que en término medio son cercanos a los períodos de retorno para $\sigma_1=0.4$, menores para intensidades entre V y VI, y mayores para intensidades entre VIII y IX.
- Al valor $\delta M=0.1$ corresponden períodos de recurrencia que se encuentran comprendidos entre los períodos de retorno que se obtienen para $\sigma_1=0.4$ y $\sigma_1=0.8$, más cercanos al primero para I entre V y VI, y más cercanos al segundo para I entre VIII y IX.
- -Los períodos de recurrencia correspondientes al caso de $\delta M=0.25$ son inferiores a los períodos de retorno correspondientes al caso de $\sigma_1=0.8$, siendo la diferencia mucho mayor para las intensidades más bajas.

Como se ve, no existe una relación simple entre ambos tipos de estimados. Si tomamos un caso de estimados por el modelo de tratamiento determinístico de la atenuación y el caso de estimados por el modelo de tratamiento probabilístico más próximo a él en término medio, veremos que el nivel de peligrosidad asociado a las intensidades entre V y VI es mayor para el determinístico, pero la peligrosidad asociada a las intensidades entre VIII y IX es mayor en el probabilístico.

Como conclusión podemos afirmar que el modelo probabilístico de tratamiento de la atenuación, en comparación con el modelo determinístico, eleva el nivel de riesgo asociado a las intensidades más altas y lo disminuye para las más bajas. Además, los estimados de los períodos de retorno por este modelo no tienden monótonamente al límite de no error en el modelo de isosistas, sino más bien oscilan alrededor de dicho valor.

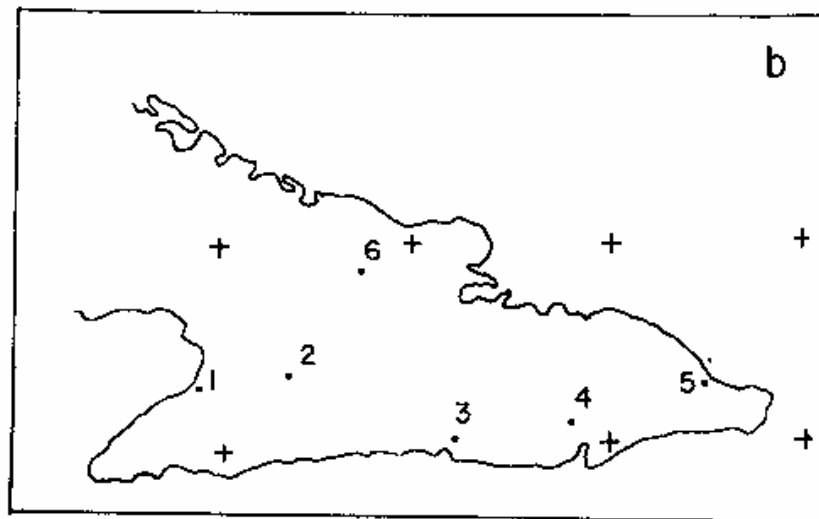
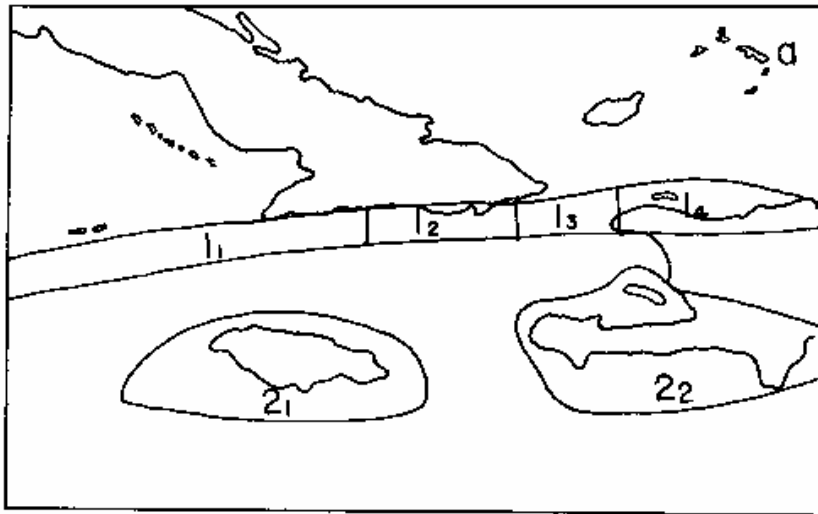


Fig. 6. Región de estudio para la comparación entre los modelos de tratamiento determinístico y probabilístico de la atenuación. a) Mapa de zonas OT [tomado de Alvarez y Bune (1985b)], b) Ciudades para las que se realizan los cálculos: 1-Manzanillo, 2-Bayamo, 3-Santiago de Cuba, 4-Guantánamo, 5-Baracoa, 6-Holguín.

ABSTRACT

Description of SACUDIDA program (version 2.0) with a detailed discussion of necessary initial data preparation is presented. Program listing in FORTRAN IV language, data input explanation and test example are adjoined. This program allows us to use two calculations procedures: one which calculates shakeability integral considering a possible error by underestimation in attenuation laws (deterministic model of attenuation), and the well known that for attenuation considers a normal distribution of values around its medium (probabilistic model of attenuation). Differences obtained by application of both procedures are analyzed with an example. It is possible to work with seismic intensity, acceleration, velocity, displacement and any other parameter. For intensity case, a very versatile model of elliptical isoseismals is included. The use of characteristic earthquake model is permitted; corresponding to it formulae of probabilistic approach to attenuation were expressly derived.

BIBLIOGRAFIA

- ALGERMISSEN, S.T.; D.M. PERKINS; M. ISHERWOOD; D. GORDON; G. REAGOR; C. HOWARD (1976): Seismic risk evaluation of the Balkan region. UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region. In: Proceedings of the Seminar of Seismic Zones Maps; Skopje. 27 October - 4 November 1975, vol. II, pp. 171-240. UNESCO. Skopje.
- ALVAREZ, L. (1989): Estimados de peligrosidad sísmica con una versión modificada del programa SACUDIDA. Resúmenes "V Jornada Cient. IGA", p. 77.
- 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. ; V.I. BUNE (1977): Estimación de la peligrosidad sísmica para la region suroriental de Cuba (en ruso). Fizika Zemli, No.19, pp. 54-67.
- ALVAREZ, L.; V.I. BUNE (1985a): Sacudibilidad sísmica de Cuba oriental (en ruso). Fizika Zemli, No. 10, pp. 3-12.
- ALVAREZ, L.; V.I. BUNE (1985b): 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.; T. CHUY (1985): Ioseismal model for Greater Antilles. En: Proceedings of the 3rd. International Symposium on the analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Liblice Castle, Czechoslovakia, June 17-22. pp. 134-141.
- ALVAREZ, L.; T. CHUY; M. COTILLA (1989): Seismic hazard of low seismic activity zones. The case of western Cuba. Proceedings of the 4th. International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Bechyne Castle, Czechoslovakia, September 4-9, 1989, pp. 517-524.
- ANANIN, I.V.; T.L. KRONROD (1975): Modelo de isosistas del Cáucaso (en ruso). Vichislitl'naya Seismologiya, No. 8, pp. 38-54.
- BENDER, B. (1984): Incorporating acceleration variability into seismic hazard analysis. Bull. Seism. Soc. of America, vol. 74, No.4, pp. 1451-1462.
- BUNE, V.I. (1971): Utilización de los materiales sobre terremotos fuertes ($K > 12$) para los estimados de los períodos medios de recurrencia de las sacudidas en las zonas sismoactivas de la URSS (en ruso). En: Voprosi Inzheninoi Seismologii, No. 14, pp. 79-84.
- BUNE, V.I.; G.P. GORSHKOV; ed. (1980): Regionalización sísmica de la URSS. Cuestiones metodológicas y descripción del mapa de 1978 (en ruso). Moscú, Nauka, 308 p.
- BUNE, V.I., I.L. NERSESOV, Yu.V. RIZNICHENKO (1960): Régimen sísmico (en ruso). En: Métodos del estudio detallado de la sismicidad, Cap. 7, pp. 192-246. Moscú, Ed. AC de la URSS.
- CORNELL, C.A. (1968): Engineering seismic risk analysis. Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 50, No. 5 pp. 1583-1609.
- COSENTINO, P.; V. FICARRA; D. LUZIO (1977): Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistic. Bull. Seism. Soc. America, vol 67, No. 6, pp. 1615-1623.
- FEDOTOV, S.A.; L.S. SHUMILINA (1971): Sacudibilidad sísmica de Kamchatka (en ruso). Fizika Zemli, No. 9, pp. 3-15.
- JOYNER, W.B.; D.M BOORE (1980): Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. Bull. Seism. Soc. America, vol. 71, No. 6, pp. 2011-2038.
- KEYLIS-BOROK, V.I.; T.L. KRONROD; G.M. MOLCHAN (1973): Algoritmo para la estimación del riesgo sísmico (en ruso). En: Vichislitl'naya Seismologiya, No. 6, pp. 21-43.
- MURPHY, J.R.; L.J. O'BRIEN (1978): Analysis of world-wide strong motion data sample to develop an improved correlation between peak acceleration, seismic intensity and other physical parameters. NUREG-0402.

- McGUIRE, R.K. (1976): FORTRAN computer program for seismic risk analysis. U.S. Dep. of the Interior. Geological Survey. Open File Report, No. 76-67.
- PICO, R.; T. CHUY (1989): MACRO: Sistema para el procesamiento de datos macrosísmicos de las Antillas Mayores. Resúmenes "V Jornada Cient. IGA", p. 68.
- RADU, C.; I. APOPEI (1977): Macroseismic field of the Romanian earthquakes. Proceedings of the International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Liblice Castle, Czechoslovakia, October 17-22, pp. 193-208.
- RAUTIAN, T.G. (1964): Sobre la determinación de la energía de los terremotos para distancias de hasta 300 Km (en ruso). Trudi Instituta Fizika Zemli, No. 32(199), pp. 88-93.
- 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. (1966): Cálculo de la sacudibilidad de los puntos en la superficie terrestre a partir de los terremotos en la región adyacente (en ruso). Fizika Zemli. No.5, pp. 16-32.
- RIZNICHENKO, Yu.V., ed. (1979): Sacudibilidad sísmica del territorio de la URSS (en ruso). Moscú, Nauka, 192 p.
- RIZNICHENKO, Yu.V.; S.S. SEIDUZOVA (1984): Característica espectro-temporal de la peligrosidad sísmica (en ruso). Moscú, Nauka, 184 p.
- SCHWARTZ, D.P.; K.J. COPPERSMITH (1984): Fault behavior and characteristic earthquakes. Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. J. Geophys. Res., vol 89, No B7, pp. 5681-5698.
- TRIFUNAC, M.V.; A.G. BRADY (1975): On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of ground motion records. Bull. Seism. Soc. America, vol. 65, No. 1, pp. 139-162.
- UTSU, T. (1971): Aftershocks and earthquake statistic (III). Analysis of the distribution of earthquake in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (1). Jou. of the Fac. of Sci., Hokkaido Univ., Series(VII), vol. 3, No. 5, pp. 379-441.

ANEXO 1 . DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA

El programa, en su versión para PC, está compuesto por el programa principal, 27 subrutinas y 5 funciones. La estructuración es en 4 niveles jerárquicos; en el primero está el programa principal, en el segundo 6 subrutinas, en el tercero las 2 restantes y 2 funciones, mientras que en el cuarto están ubicadas las otras 3 funciones.

El programa principal, aparte de llevar todo el control del trabajo, es el que almacena los resultados según se van obteniendo, organizando las matrices de períodos de recurrencia/retorno (resultado básico para las estimaciones en áreas), y garantizando su salida en dependencia de las opciones seleccionadas (ver anexo 2).

Las subrutinas del segundo nivel son:

LECTUR - encargada de la lectura e impresión de todos los parámetros de con rol (opciones de cálculo, límites de zonas, coordenadas de puntos independientes).

ATENUA - fija un conjunto de 8 valores implícitos del efecto (intensidad, aceleración, e c.) para los que se desea realizar los cálculos, así como los parámetros de la fórmula de atenuación. Emplea 7 subrutinas del tercer nivel que responden a algunas fórmulas de es e tipo, mientras que para o ras no requiere de llamadas externas.

PREDAT - realiza la lectura e impresión de da os sobre método de cálculo, zonas fuente, así como del mapa de es as últimas. Para la impresión simbólica de dicho mapa emplea una subrutina del tercer nivel. Para los diferentes valores posibles del efecto (fijados por la subrutina "ATENUA") determina la distancia máxima de búsqueda en función de la M_{max} posible en el problema en cuestión, para lo que se apoya en una subrutina y dos funciones del tercer nivel.

KERNEL - es el núcleo de los estimados de peligrosidad sísmica. Recibe del programa principal las coordenadas del punto y realiza el cálculo de la integral de sacudibilidad tomando en consideración los modelos de isosistas (para lo que emplea 6 subrutinas del tercer nivel) y los gráficos magnitud-frecuencia (empleando 2 subrutinas del tercer nivel). Desde una de las últimas se hace una llamada a una función del cuarto nivel.

ENCAB - subrutina de impresión que sólo sitúa el encabezamiento de los resultados que siguen, donde se especifica el tipo de efecto y su valor.

RESULT - salida de resultados, tanto en forma de ficheros de períodos de recurrencia como por ex o para impresión. Se apoya en 5 subrutinas del tercer nivel, 3 de los cuales hacen llamadas a 2 funciones del cuarto nivel.

En el tercer nivel se realizan los cálculos fundamentales, mientras que en el cuarto nivel solo se encuentran 3 funciones relacionadas con la evaluación de distribuciones de probabilidad.

Los cálculos de la atenuación aplicando el modelo de isosistas elípticas se llevan a cabo a través de un conjunto de subrutinas:

ROTCOR - tiene que ver con la orientación del eje mayor con respecto a las coordenadas geográficas.

ELICAN - ubicación del punto sobre la elipse.

CORELI - cálculo del radio efectivo.

CORASB - tratamiento del caso de variación de la elipticidad de una isosista a otra.

MAGNIT - fórmula de atenuación para intensidad.

MAGNAC - fórmula de atenuación para parámetros del movimiento del terreno.

El tratamiento de los gráficos magnitud-frecuencia se realiza a través de 2 subrutinas:

NUATER - gráfico magnitud-frecuencia normal.

NAPROB - caso del uso del algoritmo con tratamiento probabilístico de la atenuación.

En el aspecto de preparación de datos están las subrutinas que fijan los valores implícitos del parámetro del efecto y los de la fórmula de atenuación:

PARCAL - fija los valores del parámetro del efecto a estudiar.

ACHORI - aceleración horizontal, parámetros de fórmula de Joyner y Boore (1981) para un 84% de probabilidad.

VEHORI - velocidad horizontal, parámetros de fórmula de Joyner y Boore (1981) para un 50 % de probabilidad, caso intermedio en roca y suelo.

AHORIZ - aceleración horizontal, parámetros de combinación de fórmula del tipo $a=f(I, M, r)$ de Murphy y O'Brien (1978) y fórmula de Fedotov y Shumilina (1971) para intensidad.

ACVERT - aceleración vertical, parámetros de combinación de fórmula del tipo $a=f(I, M, r)$ de Murphy y O'Brien (1978) y fórmula de Fedotov y Shumilina (1971) para intensidad.

ACRS78 - aceleración máxima, parámetros de ley de atenuación compuesta por dos rectas, según Bune y Gorshkov, ed. (1980).

VERS78 - velocidad máxima, parámetros de ley de atenuación compuesta por dos rectas, según Bune y Gorshkov, ed. (1980).

En la determinación de distancia máxima de búsqueda las subrutinas y funciones usadas son:

CORELI - ya explicada.

function CAMMAC - fórmula de atenuación de tipo K^{vesligethy}.

function ZEROIN - solución de ecuaciones trascendentes por el método de Newton. Tomada de un paquete de subrutinas de cálculo científico que menciona como el autor de la versión original en ALGOL-60 a Richard Bren (1973).

Las subrutinas que se encargan de impresión simbólica de mapas, de procesamientos elementales de resultados, o de ambos, son:

MAPZOT - impresión simbólica de mapa de zonas fuente (un símbolo por celda).

MAPA - impresión simbólica de mapa de períodos de recurrencia.

POIS - cálculo (para mapas) de probabilidades de no ser igualados o excedidos los valores del parámetro en diferentes tiempos de espera. Impresión tabulada o simbólica, o ambas.

POIPUN - cálculo (para puntos independientes) de probabilidades de no ser igualados o excedidos los valores del parámetro en diferentes tiempos de espera. Impresión tabulada o simbólica, o ambas.

PROBAN - cálculo (para mapas) de probabilidades anuales. Impresión simbólica.

POIMAP - Clasificación de los períodos de recurrencia en intervalos correspondientes combinaciones de tiempo de espera y probabilidad. Impresión simbólica.

Las tres funciones mencionadas del cuarto nivel son NORMAL (distribución del mismo nombre), POISS1 y POISS2 (distribución exponencial). En el esquema anexo se muestra un diagrama en bloques simplificado del programa.

Además de lo anterior, en el programa principal existe una pequeña parte interactiva encargada de fijar los nombres de los ficheros de entrada y salida, así como de los de las matrices de períodos de recurrencia para los estimados en redes de puntos. Estos últimos tienen el nombre genérico CODv#n#.EXT, donde COD y EXT son suministrados por el usuario de forma interactiva, n# indica el nivel de zonas fuente a que corresponde ("to" para el total resultante de todos los niveles) y v# el número de orden del valor del efecto a que corresponden. Por otra parte, durante la ejecución del programa se escriben en pantalla algunos mensajes que indican en que lugar se encuentra el trabajo.

Los interesados en el programa pueden obtenerlo a vuelta de correo si envían la cantidad de 5.00 US\$ para cubrir los gastos de reproducción y envío a:

Centro Nacional de Investigaciones
Sismológicas, Filial Occidental
Calle 212, No. 2906, e/ 29y 31
La Coronela, Marianao 16, C. Habana, Cuba

El envío consta de: programa fuente, módulo ejecutable, ejemplo de prueba e instrucciones de preparación de datos, en diskettes de 5 1/4" ó 3 1/2", sistema operativo MS-DOS.

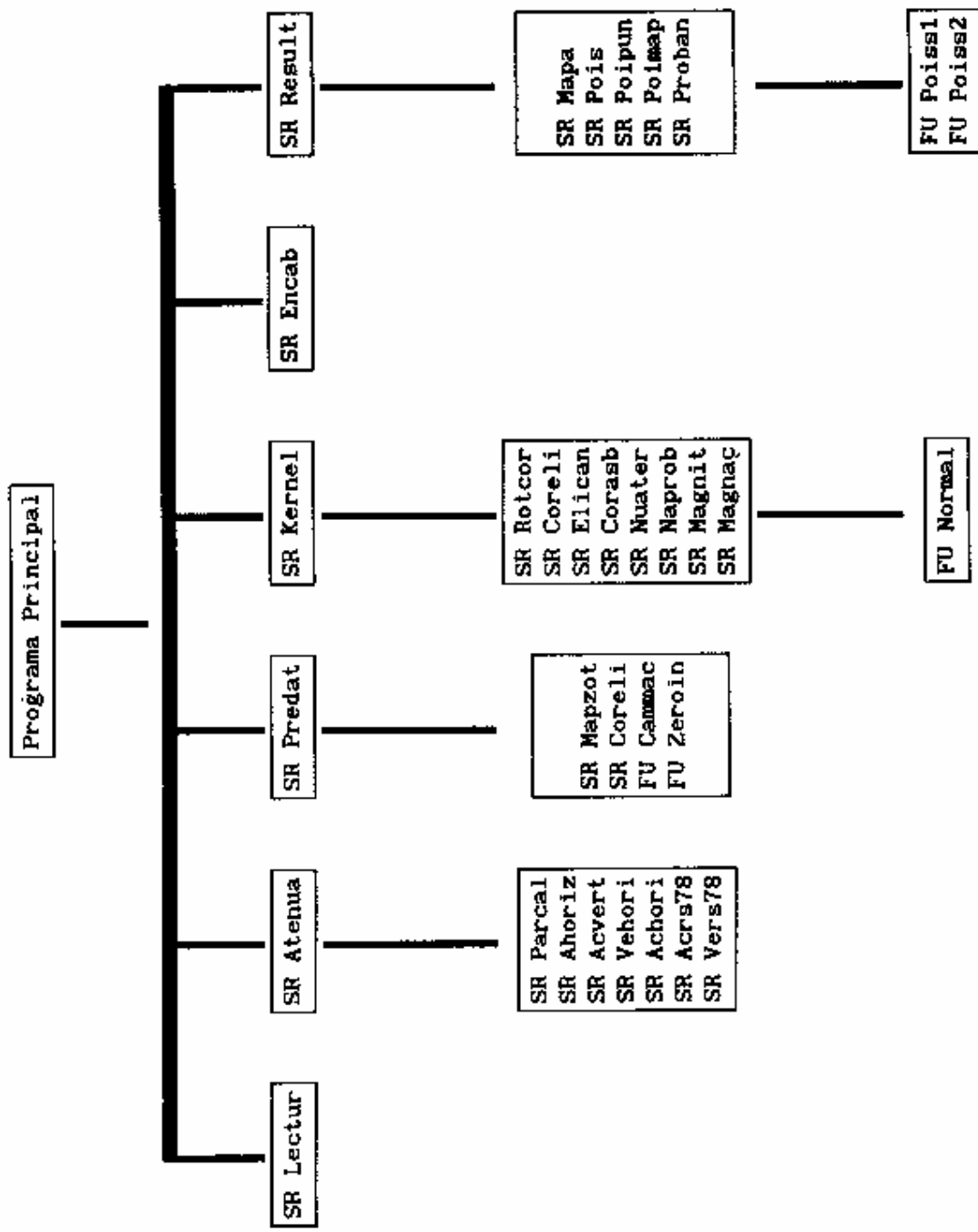


Diagrama en bloques de la versión de la versión para PC del programa SACJUDIDA

ANEXO 2. GUIA DE USUARIO

Instalación del programa

El fichero sacudida.zip contiene programa SACUDIDA.EXE, un ejemplo de fichero de entrada (prueba.dat) y 2 ficheros de letras (Helvb.fon y Roman.fon) que se usan en la presentación inicial del programa. Está compilado sobre Microsoft FORTRAN 5.1, para MS-DOS, aunque corre sin dificultades sobre Windows9x. La versión que se presenta es la 2.3, que incluye algunas opciones para el cálculo de lo que es llamado en inglés “uniform hazard spectra” (ya incluidas en la version 2.2), así como algunas mejoras en la interfaz gráfica utilizada. Para correrlo solo debe descompactar el fichero sacudida.zip en su directorio de trabajo, y teclear “sacudida”.

Datos para el cálculo. Forma de presentación

1ª Posición. Formato (20A4)

Variable TITULO. Denominación general del problema.

2ª Posición. Formato (A3,I3).Indicadores TIPO,ICLASE,IUHS,NUHS

TIPO- Indica el tipo de parámetro para el que se realizan los cálculos. Admite las siguientes denominaciones:

- ACV- Aceleración vertical (% g)
- ACH- Aceleración horizontal (% g)
- VEV- Velocidad vertical (cm/seg)
- VEH- Velocidad horizontal (cm/seg)
- DEV- Desplazamiento vertical (cm)
- DEH- Desplazamiento horizontal (cm)

En todos estos casos se tiene implícita una fórmula de atenuación obtenida a partir de la combinación de las fórmulas de paso de (a, v, d) a I de Trifunac y Brady (1975) y la fórmula de atenuación de las intensidades de Fedotov y Shumilina (1971).

GIE- Intensidad sísmica en grados, valores enteros.

GIM- Intensidad sísmica en grados, valores semienteros.

Nota: En ambos casos está implícita fórmula de atenuación de las intensidades de Fedotov y Shumilina (1971).

AHR- Aceleración horizontal (%g). Lleva implícita fórmula de Joyner y Boore (1981) para un 84% de probabilidad.

VHR- Velocidad horizontal (cm/seg.). Lleva implícita fórmula de atenuación de Joyner y Boore (1981) para un 50% de probabilidad y corresponde a un valor medio entre los casos de roca y suelo dadas por estos autores.

AVT- Aceleración vertical (%g)

AHO- Aceleración horizontal (%g)

Ambas tienen implícita una fórmula de atenuación obtenida por combinación de una fórmula de paso de (a_v, a_h) a I (dependiente de r) de Murphy y O'Brien (1978) y la fórmula de atenuación de las intensidades de Fedotov y Shumilina (1971).

ASO- Aceleración máxima (%g)

VSO- Velocidad máxima (cm/seg.)

Llevan implícitas las fórmulas de atenuación que aparecen en (Bune y Gorshkov, ed., 1978), no se especifica si son verticales u horizontales.

Nota: Para todas estas variables, en cualquiera de las variantes utilizadas, los valores implícitos son:

a_v - 2%, 4%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60% y 80% de g
 a_h - 4%, 10%, 20%, 30%, 40%, 60%, 80% y 100% de g
 v_v - 2.5, 5, 10., 15., 20, 30., 40. y 60. cm/seg.
 v_h - 2.5, 5, 10., 15., 25., 40., 60. y 90. cm/seg.
 d_v - 1.5, 3., 5., 7., 10., 13., 16. y 20 cm
 d_h - 3., 5., 7., 10., 13., 16., 20. y 25 cm
 I - III, IV, V, VI, VII, VIII, IX y X grados MSK
- III-IV, IV-V, V-VI, VI-VII, VII-VIII, VIII-IX, IX-X y X-XI ídem

SUM- Indica que el parámetro no se ajusta a ninguna de las denominaciones implícitas.

ICLASE: Número entre 0 y 7. Se usa para reflejar el tipo de parámetro suministrado por el usuario.

0- No se usa ninguno de los parámetros (a_v , a_h , v_v , v_h , d_v , d_h , I).

1- Aceleración vertical

2- Aceleración horizontal

3- Velocidad vertical

4- Velocidad horizontal

5- Desplazamiento vertical

6- Desplazamiento horizontal

7- Intensidad

IUHS- indica el uso del algoritmo "uniform hazard spectra"

0 - no se utiliza

1 - se utiliza

NUHS- determina el intervalo de distancia de búsqueda de zonas fuente (5 en total), en la versión actual (cierre: 12 de abril de 1995) éstos son:

1 -> 0 - 50 km

2 -> 50 - 100 km

3 -> 100 - 200 km

4 -> 200 - 500 km

5 -> 500 - 1000 km

3ª Posición: Formato (6I5). Descripción del problema. Parámetros NLAT, NLON, NHZOT, NPIND, NREG, KREG.

NLAT- # de intervalos de latitud en el mapa de zonas fuente.

NLON- Idem longitud

NHZOT- # de horizontes (niveles) de zonas fuente.

NPIND- # de puntos independientes para el cálculo de la peligrosidad sísmica

NREG- Idem número de subregiones.

KREG- Indicador de forma de tratamiento de las subregiones. Si KREG=0 las trata de forma independiente, si KREG=1, las procesa de forma independiente, pero integra todos los resultados en una macroregión rectangular formada por las subregiones, estando los espacios libres llenos con el valor -1.

4ª Posición: Formato (9I5). Variables de control. Parámetros KIPA, KFPA, KITA, KFTA, KPRO, KPRF, LT1, LT2, KMET

KIPA y KFPA- # de orden (inicial y final) de los valores del parámetro para los que se realizan los cálculos. En los casos de fórmulas implícitas de atenuación se tienen 8 parámetros. Se debe cumplir que $KIPA < KFPA$ y $(KIPA, KFPA) < 8$. En el epígrafe "Fórmulas de atenuación implícitas" se presenta el orden en que aparecen todos los parámetros en los casos de fórmulas de este tipo.

KITA y KFTA- # de orden (inicial y final) de los valores de los parámetros para los que se imprimen tablas de períodos de recurrencia (o retorno) para las subregiones. Se debe cumplir que $KITA > KIPA$, $KFTA < KPFA$.

KPRO y KPRF- # de orden (inicial y final) de los valores de los parámetros para los que se realizan cálculos probabilísticos para las subregiones. Se debe cumplir que $KPRO > KIPA$, $KPRF > KPFA$.

LT1 y LT2- # de orden (inicial y final) de los tiempos de espera para los que se realizan estimados probabilísticos. Están considerados 8 valores de tiempo de espera (10, 20, 50, 70, 100, 200, 500, 1000 años). Se debe cumplir que $LT1 < LT2$, $(LT1, LT2) < 8$.

KMET- Indica el método de evaluación de la integral:

0- Modificado de Riznichenko. Considera un margen de seguridad M por la izquierda.

1- Algoritmo McGuire-Bender. Considera distribuido normalmente el parámetro con media ξ (evaluación de la fórmula) y dispersión σ_ξ , así como valor mínimo de magnitud M_{min} .

2- Algoritmo de Cornell considerando un margen de seguridad δM por la izquierda.

5ª Posición: Formato (16I5). Variables de control. Parámetros IGBM, III, IMAP, IMPA, IIZON, IPRAN, ITABAN, ITAB, ICAMDI, ICAMES, IMAPRE, IESP, IMPAR, IPTPAR, ITPAR, IGBPAR. En todas: 0 → no, cualquier otro valor → sí.

IGBM- Índice para grabación de resultados en memoria externa.

III- Índice para eliminar todo tipo de impresiones intermedias.

IMAP- Índice para impresión de mapa de zonas fuente.

IMPA- Idem para impresión de mapa de períodos de recurrencia con valores que corresponden a los casos más usuales de los estimados probabilísticos $I(p, t)$.

IIZON- Índice de impresión de datos de zonas fuente.

IPRAN- Idem para el cálculo de las probabilidades anuales, impresión simbólica

ITABAN- Idem para la impresión de la tabla de esos valores.

ITAB- Idem para tablas de probabilidad de no ocurrencia de valores del parámetro $\geq \xi$ en función de t .

ICAMDI- Índice para lectura de valores del parámetro a utilizar en los cálculos si no se emplean los implícitos.

ICAMES- Índice para cambio de escala. La implícita es para grados de latitud y longitud, con dimensiones $1^\circ \text{ Lat.} = 110 \text{ Km}$, $1^\circ \text{ Long.} = 104 \text{ Km}$.

IMAPRE- Índice para impresión de mapa simbólico comprimido de zonas fuente. Para ello emplea 99 símbolos diferentes -caracteres ASCII-.

IESP- Índice para espaciado adicional en mapas.

IMPAR- Índice de impresión de mapas de períodos de recurrencia o retorno para cálculos parciales.

IPTPAR- Índice de impresión de cálculos parciales de períodos de recurrencia o retorno para caso de puntos aislados.

ITPAR- Idem para tablas de resultados parciales en general

IGBPAR- Idem para grabación en memoria externa de tablas de resultados parciales (períodos de recurrencia o retorno).

6ª Posición. Formato (6F10.0). Datos generales de la región. Parámetros PLAT, FLAT, PLON, FLON, DLAT, DLON.

PLAT- Latitud inicial de la región donde se encuentran comprendidas todas las zonas fuente, independientemente del número de mapas que se hayan preparado. La implícita es en coordenadas geográficas (proyección Mercator), pero puede utilizarse cualquier sistema de coordenadas cartesianas.

FLAT- Idem latitud final.

PLON- Idem longitud inicial.

FLON- Idem longitud final.

DLAT- Ancho de los intervalos de latitud.
DLON- Idem longitud.

7ª Posición. En total Nreg líneas en formato (4I5,15A4). Límites de las subregiones para el cálculo de la sacudibilidad (una línea por c/u). Parámetros IKLAT1, IKLAT2, IKLON1, IKLON2, UBI. La numeración de las cuadrículas comienza por (1,1) en la esquina superior izquierda del mapa general de la región. Es imprescindible que la subregión no sea exterior a la región de estudio.

IKLAT1- Cuadrícula inicial por latitud de la subregión # i.

IKLAT2- Idem final.

IKLON1- Cuadrícula inicial por longitud

IKLON2- Idem final.

UBI- Nombre de la subregión (hasta 60 caracteres).

8ª Posición. En total NPIND líneas en formato (2F10.0,15A4). Datos de los puntos independientes (una línea por c/u). Parámetros VLAT, VLON, POS.

VLAT- Valor de latitud de un punto independiente.

VLON- Idem longitud.

POS- Nombre del punto (hasta 60 caracteres).

9ª Posición. OPCIONAL. Cuando se va a utilizar un parámetro de nombre diferente a los implícitos: TIPO = SUM, ICLASE = 0 ó ICLASE > 7. Formato (5A4). Parámetro PARNUE

PARNUE- Nombre del parámetro que se va a suministrar (un texto de hasta 20 caracteres)

10ª Posición. OPCIONAL. Cuando no se utilizan las fórmulas implícitas de atenuación (TIPO = SUM). Formato (4F10.0). Parámetros AX, BX, CX, DX

AX- parámetro k de una fórmula de atenuación del tipo

$$[I, \lg(\xi), Y] = b'' \cdot M - k \cdot \lg(r) - p \cdot r + d$$

$(\xi = a, v, d, Z); \quad (Y, Z) = \text{parámetros diferentes a } [I, a, v, d]$

BX- Idem parámetro p

CX- Idem parámetro d

DX- Idem parámetro b''

11ª y 12ª Posiciones. OPCIONALES, cuando no se utilizan los valores implícitos de los parámetros suministrados por el programa: (ICAMDI > 0) o también en el caso de parámetros no previstos (TIPO = SUM, ICLASE = 0 ó ICLASE > 7). Dos líneas con formatos (8F10.0) y 8(6X,A4) respectivamente. Ver 2ª posición para los valores implícitos considerados en cada parámetro, así como el epígrafe "Fórmulas de atenuación implícitas" para detalles adicionales.

1) Arreglo VI (8 valores)

2) Arreglo INT (8 valores)

VI- valores del parámetro (en orden creciente) para los cuales se realizan los cálculos.

INT- representación convencional de dichos valores para ser utilizada en tablas y mapas (por ejemplo, para VI = 0.04g, INT puede ser 4% g)

13ª Posición. OPCIONAL. Cuando no se utiliza la variante implícita de grados (Latitud: 1° = 110 Km, Longitud: 1° = 104 Km) - (ICAMES > 0). Formato (2F10.0). Parámetros ELAT, ELON.

ELAT- Factor de escala en latitud {DLAT x ELAT = Longitud en Km de la cuadrícula por el eje X}.

ELON- Factor de escala en longitud {DLON x ELON = Longitud en Km de la cuadrícula por el eje Y}.

14ª Posición. Formato (2F10.0) Parámetros del método de evaluación de la integral de sacudibilidad. Hay 2 opciones:

- a) Si $KMET = 0$, parámetro DMS2
- b) Si $KMET = 1$, parámetros SIGMA y MMIN

DMS2 - Incremento δM por la izquierda del intervalo de evaluación.

SIGMA – Dispersión σ_ξ de la formula de atenuación.

MMIN - Magnitud mínima considerada de ocurrencia de terremotos M_{min} .

15ª Posición. Formato (I5). # de zonas fuente en el nivel u horizonte que se está considerando. Parámetro NZON.

16ª Posición. Grupo con un total de $2 * NZON$ líneas en formato [(8F10.0) y (5F10.0,2X,7A4)]. Datos de las zonas fuente (2 líneas por c/zona). Parámetros:

(1) MMAX, DMAX, A, B, GAMM, AB, TAT, ETA

(2) H, FZG, VMTC, DMC, VNT, TITZON

MMAX- Magnitud máxima correspondiente a una zona (M_{max}).

DMAX- ΔM_{max} , error del valor de M_{max} .

A- Parámetro a de los gráficos magnitud-frecuencia referido a $M_0 = 0$

B- Idem parámetro b .

GAMM- Angulo ν e/ la dirección E-W y el semieje mayor de la elipse del modelo de isosistas, medido en sentido contrario a las manecillas del reloj.

AB- Valor $(A/B)_0$ de la razón entre los semiejes de las elipses del modelo para la isosista más cercana al epicentro.

TAT- Tipo de atenuación:

-1 a lo largo del radio medio

0 a lo largo del semieje mayor

+1 a lo largo del semieje menor

ETA- Valor η de la fórmula de variación del cociente A/B con respecto a $(I_0 - I_i)$

H- Profundidad focal. En el caso de una zona donde se considere posible la ocurrencia de varias profundidades, debe subdividirse en varios horizontes con $H = \text{constante}$.

FZG- Factor de normalización espacial del número de terremotos.

VMTC- Magnitud del terremoto característico. Si no se usa ese modelo se deja en blanco el espacio correspondiente.

DMC- Ancho del intervalo de magnitud del terremoto característico. Idem caso anterior.

VNT- # de terremotos en ese intervalo, normalizado temporalmente y por ancho del intervalo.

TITZON - Nombre de la zona de origen de terremotos

17ª Posición. Bloque con $NLAT * [\text{int}\{NLON/40\} + 1]$ líneas. Formato (40I2). Arreglo bidimensional PARA (lat,long). Descripción del mapa de zonas fuente. Toma valores 0 cuando no existe zona fuente sobre la cuadrícula, y # de orden cuando existe una cobertura total o parcial de la cuadrícula por una zona fuente. Se forma por filas en latitud. Al terminar una fila se pasa a línea aparte aunque quede espacio libre en la línea.

Notas:

- 1) En el caso de existir más de un nivel de zonas fuente, las posiciones 14 a 17 se repiten tantas veces como niveles existan.
- 2) Es conveniente realizar un control de los datos iniciales antes de ejecutar el programa definitivamente. Esto puede realizarse con comodidad realizando una corrida de prueba con la posición 4 ocupada por ceros, así como las variables IMAP, IMAPRE e IIZON (de la 5ª posición) iguales a 1.
- 3) Debe tenerse cuidado con las variables ICAMDI e ICAMES (de la 5ª posición), así como con la opción SUM de la variable TIPO (1 posición). Las mismas provocan la lectura de líneas opcionales

(ver posiciones 10-13), y en caso de no estar incluidas se producir n errores insalvables en la ejecución del programa.

Resultados

Los resultados del programa son de dos tipos:

a) Listado, cuyo contenido se controla por las variables de control que se ponen en la posición 5, y cuyo nombre se da de forma interactiva

b) Ficheros con matrices de períodos de recurrencia/retorno, cuyo nombre se controla por:

- código de 3 letras que se da de forma interactiva
- letra “v” seguida del número de orden del valor del parámetro especificado en la segunda posición (de 1 a 8)
- la letra “n” seguida del número de orden del nivel de zonas fuentes (limitado a un máximo de 7) a que corresponden los cálculos parciales (opción controlada en la posición 5), o las letras “to” cuando corresponden a los resultados totales para todos los niveles de zonas fuente
- punto (.) y una extensión suministrada de forma interactiva

Estos ficheros están el formato .sac (no es el del conocido “Seismic Análisis Code”, en realidad es un formato texto) que usan otros programas auxiliares presentes en el paquete.

ANEXO 3. EJEMPLO RESUELTO

Se analiza un caso simple. Una zona de origen de terremotos aproximadamente circular con diámetro 100 Km a una profundidad de 150 Km. Los resultados se desean para una región de 48000 Km (800Km por latitud X 600Km por longitud) en un reticulado de $\Delta x = \Delta y = 50$ Km, así como para 1 punto aislado. El parámetro utilizado es intensidad sísmica, con el valor $I = VI$, y la región se caracteriza por isosistas elípticas con disminución de la excentricidad según nos alejamos del epicentro. Se seleccionó el modelo determinístico con un error por la izquierda $\delta M = 0.25$. Este caso corresponde a la influencia de la fuente de focos profundos de Vrancea, Rumanía sobre la peligrosidad sísmica de Europa oriental, procesada por Alvarez y Bune (1985b) con la versión original del programa. Aquí aparecen algunas variaciones en los datos utilizados, en el sentido de que en el trabajo citado se consideró, en el modelo de isosistas, un valor medio del parámetro A/B , ya que la opción de considerar su disminución en función de $I_0 - I_i$ no había sido incluida aún en el programa, y en segundo lugar, se usa el modelo del terremoto característico.

El mapa de zonas OT es similar al de la fig. 1, siendo la matriz en este caso de 16 filas y 12 columnas; las 4 cuadrículas que contiene la zona están en el centro (filas 8-9, columnas 6-7). Los valores de los parámetros son, en el caso del régimen sísmico: $a = 4.25$, $b = 0.87$, $h = 150$ Km, $M_{max} = 7.5$, $\Delta M_{max} = 0$. (Bune y Gorshkov, ed., 1980), y en el caso del modelo de isosistas, $\eta = 0.0385$, $\nu = 32$, $\bar{\Delta} = A$, $A/B|_0 = 2.1$, para una atenuación que responde a la fórmula (23) con parámetros $b = 1.5$, $k = 7.4$, $p = 0.$, $d = 14.1$ [modelo ajustado a partir de los datos publicados por Radu y Apopei (1977)]. A estos datos se le añade la ocurrencia hipotética de un terremoto característico con $M_c = 8.0$, $n(M_c) = 0.0002$ y $\Delta M_c = 0.5$ para probar la opción del programa, aunque no corresponde a las características de la sismicidad de la región, tal como aparecen en (Bune y Gorshkov, ed., 1980). Las coordenadas usadas son convencionales (X, Y), donde cada cuadrícula tiene longitud 1 por ambas direcciones, es ando el eje negativo de las X dirigido hacia la derecha. En el sistema, un punto situado al sureste de la zona OT, con coordenadas (8.0, -7.25), se encuentra en la cuadrícula (9, 8).

En la tabla 1 se muestra el conjunto de datos correspondientes a este problema; sólo se indica calcular los períodos de recurrencia para toda la región obviándose la impresión de sus tablas, así como no se activan muchas otras opciones (la mayoría de los parámetros de control aparecen con valor nulo). Igualmente se indica realizar los cálculos para el punto independiente mencionado al final del párrafo anterior. La matriz de descripción del mapa de zonas OT suele ser la parte más extensa de los datos iniciales; aquí aparecen completos todos sus valores, pero pueden ser obviados los ceros dejando en blanco los espacios correspondientes. Igual posibilidad presentan las tarjetas 4 y 5 correspondientes a los parámetros de control. Nótese también que se usa una fórmula de atenuación de las intensidades diferente a la implícita, así como un sistema de coordenadas particular (en X, Y), lo que implica la inclusión de 3 tarjetas opcionales. El cálculo se realiza para la intensidad VII, el cual corresponde al quinto valor de la serie implícita para este parámetro (ver epígrafe "Fórmulas de atenuación implícitas"). Los resultados que se obtienen de procesar estos datos aparecen en la tabla 2.

PARAMETROS DE LA FORMULA DE ATENUACION

K = 7.4000 P = 0.0 D = 14.1000 B = 1.5000

LOS VALORES DE DISTANCIA RMAX PARA M = 8 SON SUMINISTRADOS EN LOS DATOS

FACTORES DE ESCALA :

POR UNIDAD DE LATITUD = 50.0 KM

POR UNIDAD DE LONGITUD = 50.0 KM

#####

NUMERO DE ZONAS OT: 1

PARAMETROS DE LAS ZONAS SISMOGENERADORAS

N	MMA	DMAX	A	B	GAMMA	A/B	ETA	ATENUA	H	CORREC
1	7.5000	0.0	4.2500	0.8700	32.0000	2.1000	0.0385	PARA	150.0000	0.250000

TERREMOTO CARACTERISTICO, ZONA 1 MC = 8.00 D(MC) = 0.50 N(MC) = 0.00020

DISTANCIAS MAXIMAS DE OCURRENCIA DE EFECTO - RMAX

VALOR	EQUIV	M=8	M=7	M=6	M=5	MMA(M.ISOS)
III	2.50	1323.00	1054.82	786.65	518.47	1390.04
IV	3.50	969.00	772.58	576.16	379.74	1018.10
V	4.50	710.00	566.08	422.16	278.24	745.98
VI	5.50	520.00	414.59	309.19	203.78	546.35
VII	6.50	381.00	303.77	226.54	149.31	400.31
VIII	7.50	279.00	222.45	165.89	109.34	293.14
IX	8.50	205.00	163.45	121.89	80.34	215.39
X	9.50	150.00	119.59	89.19	58.78	157.60

#####

PERIODOS DE RECURRENCIA PARA INTENSIDADES MAYORES O IGUALES QUE VII

#####

SUBREGION # 1, TODA LA REGION

PARA ESTE VALOR DEL PARAMETRO NO ES POSIBLE HALLAR UNA SOLUCION CORRECTA

DENTRO DE LOS LIMITES DEL AREA SELECCIONADA

REGION COMPRENDIDA ENTRE LOS 0.0 - 16.00 LATITUD NORTE Y LOS-12.00 - 0.0 LONGITUD OESTE

LA SOLUCION SE AJUSTA A LAS ZONAS SISMOGENERADORAS EXISTENTES EN LA REGION:

LAT - 0.0 - 16.000 LON - -12.000 - 0.0

MAPA SIMBOLICO DE PERIODOS DE RECURRENCIA

```

-0.50    -10.50
  +      +
15.500 *****
14.500 *****
13.500 *****
12.500 *****HGXXGH
11.500 ****HXEDDEEX
10.500 **IXEDCCCDX
    
```

9.500 *HXDCBBBBCDX
8.500 IXDCBAAABCEG
7.500 GECBAAABCDXI
6.500 XDCBBBBCDXH*
5.500 XDCCCCDEXI**
4.500 XEEDDEXH****
3.500 HGXXGH*****
2.500 *****
1.500 *****
0.500 *****

A PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 10. ANOS
B PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 20. ANOS
C PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 50. ANOS
D PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 100. ANOS
E PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 200. ANOS
X PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 500. ANOS
G PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 1000. ANOS
H PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 2000. ANOS
I PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 5000. ANOS
J PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A 10000. ANOS
K PERIODO DE RECURRENCIA MAYOR QUE 10000. ANOS

* NO SON POSIBLES SACUDIDAS DE ESE VALOR DEL PARAMETRO

AJUSTE DE PERIODOS DE RECURRENCIA PARA CASOS ESPECIFICOS DE COMBINACIONES DE TIEMPO DE ESPERA (T) Y PROBABILIDAD (P) EN MODELO POISSONIANO

-0.50 -10.50

+ +
15.500 *****
14.500 *****
13.500 *****
12.500 *****H8778H
11.500 ****H7432347
10.500 **I732101136
9.500 *H7210000127
8.500 I72100000138
7.500 83100000127I
6.500 7210000127H*
5.500 631101237I**
4.500 7432347H****
3.500 H8778H*****

2.500 *****
 1.500 *****
 0.500 *****

			TESP	PROB
0	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	28. ANOS	10	0.7
1	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	56. ANOS	20	0.7
2	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	95. ANOS	10	0.9
3	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	140. ANOS	50	0.7
4	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	190. ANOS	20	0.9
5	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	196. ANOS	70	0.7
6	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	280. ANOS	100	0.7
7	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	475. ANOS	50	0.9
8	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	664. ANOS	70	0.9
9	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	949. ANOS	100	0.9
H	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	2000. ANOS		
I	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	5000. ANOS		
J	PERIODO DE RECURRENCIA MENOR O IGUAL A	10000. ANOS		
K	PERIODO DE RECURRENCIA MAYOR QUE	10000. ANOS		

* NO SON POSIBLES SACUDIDAS DE ESE VALOR DEL PARAMETRO

@@

PERIODOS DE RECURRENCIA PARA INTENSIDADES MAYORES O IGUALES QUE VII
 ESTIMADOS PUNTUALES

MODELO POISSONIANO DE REPETICION DE SACUDIDAS SISMICAS - PROBABILIDAD DE NO OCURRENCIA >= I

LUGAR	T-REC/RET	PROBABILIDAD(TIEMPO DE ESPERA)						
		1	10	20	50	70	100	200
PUNTO AL SURESTE DE LA ZONA OT 7.2		0.870181	0.248939	0.061971	0.000956	0.000059	0.000001	0.000000

FIN NORMAL DE UN CICLO DE CALCULO

NOTA DE CONTRACUBIERTA

La presente obra es una descripción del programa SACUDIDA en su versión 2.0. En ella se analiza detalladamente la forma en que se prepara la información inicial necesaria y se incluyen como anexos su listado en lenguaje FORTRAN IV, el modo de introducción de los datos iniciales y un ejemplo de prueba. Este programa permite utilizar dos métodos de cálculo: uno que calcula la integral de sacudibilidad tomando un posible error por defecto en las fórmulas de atenuación (considerando esta última de forma determinística), y el conocido algoritmo que considera la atenuación de forma probabilística mediante una distribución normal de los valores alrededor de su media. Sobre la base de un ejemplo dado, se analizan las diferencias que se obtienen con la aplicación de ambos. Es posible trabajar no sólo con intensidad sísmica, sino también con aceleración, velocidad, desplazamiento o cualquier otro parámetro. Para el caso de la intensidad está incluido un modelo de isosistas elípticas de gran versatilidad. Se admite el uso del modelo del terremoto característico, y con ese objetivo fueron deducidas las fórmulas correspondientes al algoritmo probabilístico de tratamiento de la atenuación.