

CALCULO DE LA ENERGÍA SÍSMICA A DISTANCIAS TELESÍSMICAS UTILIZANDO REGISTROS DE LA RED SÍSMICA NACIONAL DEL PERÚ

Jorge ORDÓÑEZ & Hernando TAVERA

*Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología, Instituto Geofísico del Perú
jtavera@geo.igp.gob.pe*

RESUMEN

En este estudio se desarrolla un nuevo procedimiento para calcular la energía sísmica (*Esis*) a partir de la integración del espectro de potencia del registro en velocidad para las ondas P y S. Los datos utilizados corresponden a los registros de banda ancha de sismos ocurridos a distancias telesísmicas procedentes de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú, previamente corregidos por la absorción anelástica, expansión geométrica del frente de onda, patrón de radiación y respuesta instrumental. El método fue aplicado a 10 sismos con foco superficial ocurridos en las más importantes zonas sismogénicas a nivel global entre 1998 y 2003, todos con magnitudes $M_s > 6.0$. Los resultados obtenidos sugieren que sismos con rangos de magnitud $6.0 < M_s < 8.1$ liberan energía sísmica entre 2.6×10^{13} J a 1.2×10^{16} J. Estos valores de energía han permitido estimar para todos los sismos su magnitud M_F , siendo totalmente coherentes con los valores de momento sísmico estimados por el NEIC. La relación entre la energía sísmica (*Esis*) y el momento sísmico (*Mo*) indica que todos los sismos presentan esfuerzos medios aparentes que oscilan entre 0.03 y 6.9 MPa.

ABSTRACT

In this study a new procedure is developed to calculate the seismic energy (*Esis*) from the integration of the power spectrum obtained from records in speed for P and S waves. The information used corresponds to broadband records of earthquakes occurred at teleseismic distances, released by the Seismic National Network of Peru (Instituto Geofísico del Perú), before corrected by the anelastic attenuation, geometrical spreading, radiation pattern and instrumental response. The method was applied to 10 shallow earthquakes occurred in the most important seismogenic zones of the world between 1998 and 2003, all with magnitudes $M_s > 6.0$. The results obtained suggest that earthquakes with magnitude ranges of $6.0 < M_s < 8.1$ liberate seismic energy between 2.6×10^{13} J to 1.2×10^{16} J. These energy values have allowed to estimate for all the earthquakes their magnitude M_F , being totally coherent with values using the moment seismic method, estimated by NEIC. The relation between the seismic energy (*Esis*) and seismic moment (*Mo*) indicate that all earthquakes present apparent mean stress that range between 0.03 and 6.9 MPa.

INTRODUCCIÓN

Desde el año 1954, la energía sísmica ha venido siendo estimada con la relación propuesta por B. Gutenberg y Ch. Richter con tan solo conocer la magnitud del sismo (Gutenberg y Richter, 1956), ya sea considerando ondas superficiales (M_s) u ondas de volumen (m_b):

$$\begin{aligned}\log E &= 5.8 + 2.4 m_b \\ \log E &= 11.8 + 1.5 M_s\end{aligned}$$

Esta relación considera una fuente puntual y una Tierra con simetría esférica en la cual la energía se propagaría de manera radial sin tomar en cuenta la absorción del medio y el hecho de que la velocidad de

propagación de las ondas sísmicas en el medio no es constante. En estas condiciones, el cálculo de la energía sísmica dependerá únicamente de la correcta estimación de la magnitud del sismo. Por definición, las magnitudes M_s y m_b pueden ser saturables al depender completamente de la sensibilidad del sistema de registro que se utilice (sismógrafos), pudiéndose subestimar el tamaño de los sismos a partir de un determinado rango de magnitud, que en el caso de m_b es del orden de 6.5 y para M_s de 7.5. Esto debido a que ambas magnitudes vienen siendo estimadas considerando registros sísmicos con rangos de periodos muy reducidos, en el caso de la magnitud m_b en 1 segundo y para M_s en 15 segundos. En ambos casos, el tamaño de estos sismos no serían correctamente determinados, siendo necesario utilizarse otros procedimientos y otro tipo de información.

A partir de la década de los años 80, el desarrollo de la sismometría permitió contar con registros digitales de buena calidad, hecho que facilitó el desarrollo de nuevas metodologías para el análisis de la señal sísmica, estudio de la fuente sísmica y por ende, para el cálculo del tamaño de los sismos. Así, se lograba mayor precisión en el cálculo de los parámetros hipocentrales, mejor conocimiento de los procesos de ruptura y estimación del momento sísmico. En estas condiciones, la energía sísmica podía ser determinada de manera directa a partir de las características del registro del sismo obtenido en formato digital, ya sea en el dominio del tiempo (Kamamori y Stewart, 1976) o de las frecuencias (Boatwrigth y Fletcher, 1984; Boatwrigth y Choy, 1986; Lindenfeld y Berckhemer, 1995). La formulación matemática necesaria para el cálculo de la energía sísmica ha sido discutida y desarrollada por Bath (1958), Bullen (1963) y Wu (1966). Asimismo, Haskell (1964) realiza importantes contribuciones para explicar teóricamente la energía sísmica liberada en la fuente sísmica. Una descripción mas detallada de las diferentes técnicas para calcular la energía puede ser encontrada en Bath (1966).

En este estudio, se calcula la energía liberada por los sismos a distancias telesísmicas a partir de la integral del espectro de potencia de sus registros en velocidad. Este procedimiento al igual que los desarrollados por Boatwrigth y Choy (1986) y Lindenfeld y Berckhemer (1995), considera el registro del movimiento del suelo previamente corregido por los efectos de la absorción anelástica, expansión geométrica del frente de ondas, patrón de radiación y la respuesta instrumental. Para tal objetivo, se ha elaborado un programa haciendo uso de las herramientas del Matlab y así, leer directamente la señal sísmica, realizar su análisis, calcular el espectro y su respectiva integral de manera conjunta hasta calcular la energía sísmica (Esis). Este procedimiento es aplicado a un total de 10 sismos ocurridos a distancias telesísmicas ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$), todos registrados por la Red Sísmica Nacional del Perú.

LA ENERGÍA SÍSMICA

La representación mecánica más simple del proceso dinámico que se desarrolla en el foco de un sismo, son las fuerzas actuando en un punto. Estas fuerzas son consideradas como el límite de las fuerzas aplicadas sobre la superficie de un cierto volumen cuando este tiende a cero. Si se considera, una fuente sísmica puntual en un medio homogéneo, isotrópico y no absorbente, la energía elástica radiada sería transportada por las ondas de volumen longitudinales y transversales (P y S). En general, el flujo de la densidad de la energía sísmica $e(t)$ en un punto es dado por Aki y Richards (1980):

$$e(t) = \rho \cdot v \cdot \dot{u}^2(t) \quad (1)$$

donde:

$e(t)$ = densidad de energía sísmica
 ρ = densidad de la Tierra
 $u(t)$ = velocidad del suelo en función del tiempo
 v = velocidad de fase

La energía sísmica total es obtenida integrando (1) sobre una esfera que rodea el foco en el un rango de tiempo t_1, t_2 correspondiente a la duración de la onda sísmica (Lay y Wallace, 1998):

$$E_{ss} = \iiint_S \int_{t_1}^{t_2} e(t) dt dS = \rho v \iiint_S \int_{t_1}^{t_2} u^2(t) dt dS \quad (2)$$

El paso de (2) al dominio de las frecuencias se hace usando el teorema de Parseval;

$$\int_{t_1}^{t_2} u^2(t) dt = \frac{1}{\pi} \int_{\omega_1}^{\omega_2} u(\omega)^2 d\omega \quad (3)$$

donde t_1, t_2 y ω_1, ω_2 son intervalos de tiempo y frecuencia respectivamente. Una vez obtenida la señal, ya en el dominio de las frecuencias, se procede a calcular la energía sísmica (Esis). Debido a que la radiación de la energía debe referirse en un modelo radial, entonces: $u(t) \equiv u(t, \theta, \varphi)$ siendo θ y φ las coordenadas esféricas. Así, la integración se realiza sobre una esfera de radio r_h (Dahlen, 1998),

$$E_{ss} = \rho_h v_h r_h^2 \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} \int_{\omega=\omega_1}^{\omega_2} u^2(t, \theta, \varphi) d\omega d\theta d\varphi \quad (4)$$

Si se considera un punto de emisión (θ, φ) y otro de recepción (θ_o, φ_o) de la energía sísmica, el cociente de sus amplitudes sobre la esfera focal estaría dado por

$$\frac{u(\omega, \theta, \varphi)}{u(\omega, \theta_o, \varphi_o)} = \frac{R(\theta, \varphi)}{R(\theta_o, \varphi_o)} \quad (6)$$

$$u(\omega, \theta, \varphi) = \frac{R(\theta, \varphi)}{R(\theta_o, \varphi_o)} \cdot u(\omega, \theta_o, \varphi_o)$$

donde, $R(\theta, \varphi)$ y $R(\theta_o, \varphi_o)$ representan a los patrones de radiación de la energía en (θ, φ) y (θ_o, φ_o) .

Sustituyendo (6) en (4) y asumiendo una fractura de cizalla producida por un doble par de fuerzas (Lindenfeld y Berckhemer, 1995), se obtiene la siguiente relación:

$$E_{ss} = \rho_h v_h r_h^2 \cdot 4\pi \frac{R^2}{R^2(\theta_o, \varphi_o)} \frac{1}{\pi} \int_{\omega=0}^{\Omega} u_h^2(\omega, \theta_o, \varphi_o) d\omega \quad (7)$$

$$\bar{R}^2 = \frac{1}{4\pi} \int_{\varphi} \int_{\theta} R^2(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi \quad (8)$$

donde, $\bar{R}$ es llamado coeficiente de radiación. Al desconocer, en primera instancia, el proceso de ruptura de los sismos y por ende, el patrón de radiación de la energía fuente-estación, Aki y Richards (1980) propusieron valores promedios para el coeficiente de radiación para los dos tipos de ondas sísmicas,

$$\bar{R}_p^2 = \frac{4}{15} \quad \bar{R}_s^2 = \frac{2}{5} \quad (9)$$

Para calcular la energía sísmica (E_{sis}) a partir de la integración de la densidad del espectro de ondas P y S (ondas de volumen) registradas a distancias telesísmicas, es necesario reducir la señal sísmica registrada $u(t)$ a una esfera focal de radio unidad. En general, se considera que la señal sísmica que es registrada por un receptor puede definirse en el dominio de las frecuencias como (Figura 1):

$$b(\omega) = I(\omega) \cdot C(\omega) \cdot G(\Delta, h) \cdot A(\Delta, h, \omega) \cdot u_h \quad (10)$$

donde,

$b(\omega)$ = espectro de la onda P o S

$I(\omega)$ = función de transferencia del instrumento o

$C(\omega)$ = respuesta de la superficie libre

$G(\Delta, h)$ = expansión geométrica de la onda sísmica

$A(\Delta, h, \omega)$ = absorción anelástica en el manto

u_h = espectro de la señal en la fuente.

En la relación anterior, la función de transferencia del instrumento ($I(\omega)$) es conocida y puede ser fácilmente extraída del registro del sismo. La expansión geométrica $G(\Delta, h)$ define la atenuación de la amplitud de la onda como una función inversa al área del frente de la onda y para su calculo se ha considerado la relación propuesta por Deschamps et al (1980). En la Figura 2 se muestra los resultados obtenidos para un total de 24 sismos de foco superficial ($h < 60$ km) para los cuales se ha calculado $G(\Delta, h)$ en función de su distancia epicentral y ángulos de incidencia de la onda sísmica. Las tendencias medias de dichos valores son usadas en este estudio para estimar $G(\Delta, h)$ para otros sismos, con tan solo conocer su distancia epicentral.

Por otro lado, el factor que describe las variaciones de la amplitud de las ondas sísmicas al llegar a la superficie de la Tierra es llamado respuesta de la superficie libre y puede ser calculado a partir de la siguiente relación (Kanamori y Stewart, 1976):

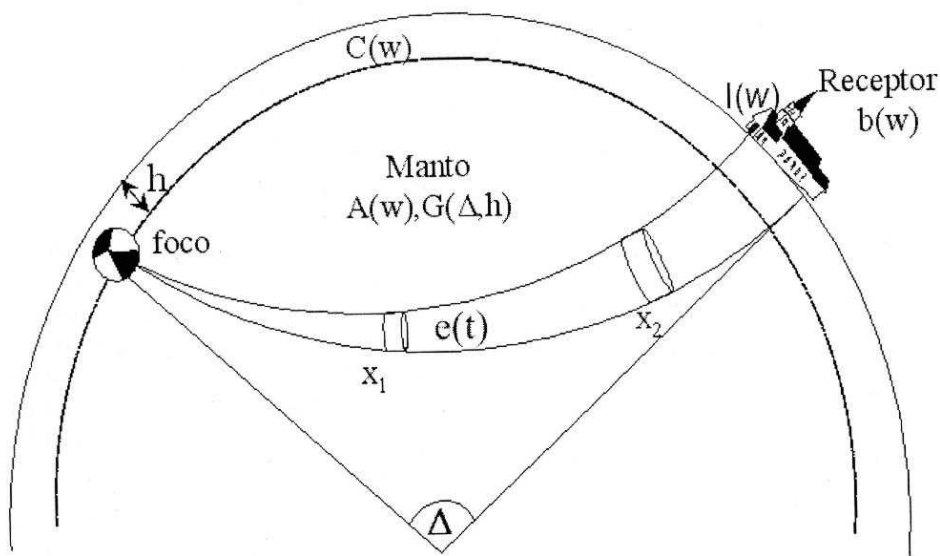


Fig 1: Trayectoria de recorrido del rayo sísmico desde el foco a la estación

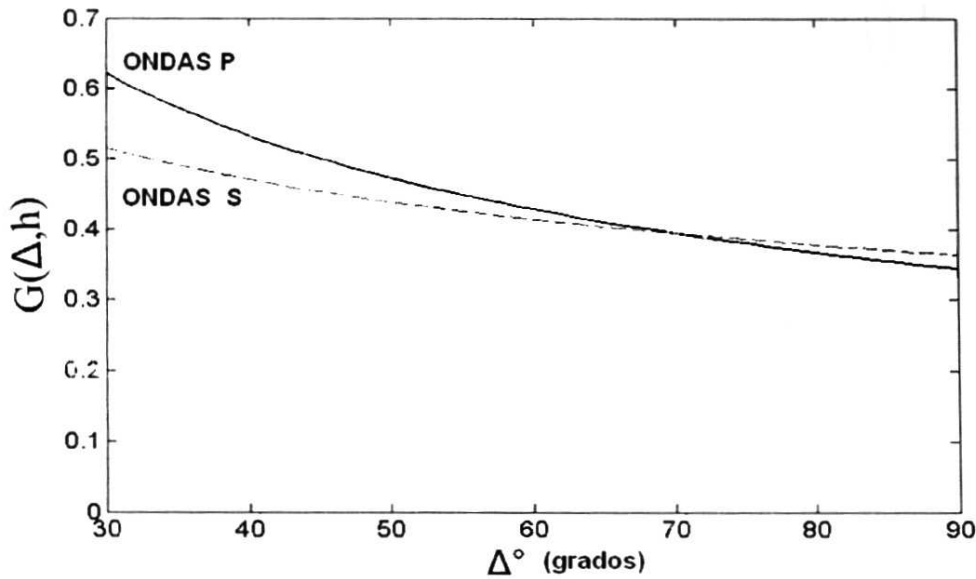


Fig. 2: Factor de la expansión geométrica $G(\Delta, h)$, para las ondas P y S en función de la distancia epicentral (Δ°).

$$C_z = \frac{2 \cos(i_0) \cos(2j_0)}{\cos^2(2j_0) + \left(\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) \sin(2i_0) \sin(2j_0)}$$

donde α, β son la velocidades de las ondas P y S, i_0 y j_0 los ángulos de incidencia de las ondas P y S en la superficie. Para el estudio de sismos que ocurren a distancias telesísmicas, Lindenfeld y Berckhemer (1995) recomiendan utilizar un valor constante de $C_z=2.4$, en razón que las posibles ampliaciones de las señales sísmicas en la superficie libre serían de aproximadamente el doble.

Por otro lado, debido a que la Tierra no es un medio perfectamente elástico, las ondas sísmicas sufren en su propagación, desde la fuente a la estación, una importante atenuación en la amplitud de su energía. La pérdida de la energía anelástica a lo largo del camino recorrido por las ondas sísmicas es considerada en el factor de atenuación $A(w)$ y en el factor de calidad (Q), ambos dependientes de la frecuencia (Choy y Corner, 1986; Cheng y Kennett, 2002). Esta atenuación es una propiedad intrínseca del medio y es definida como,

$$A(w) = e^{-\frac{w}{2} \int_{s_1}^{s_2} \frac{ds}{Q(w, s)}} = e^{-\frac{wt}{2Q(w)}} = e^{-\frac{wt^*}{2}}$$

donde:

t = tiempo de viaje de las ondas.

$\bar{Q}(w)$ =valor medio del factor de calidad

En un volumen de material sometido cíclicamente a esfuerzos, el factor de calidad Q es definido como la fracción de energía perdida en cada ciclo de oscilación y puede ser conocido a partir de la siguiente relación (Herraiz, 1997):

$$\frac{1}{Q(w)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}$$

En este estudio se aproxima el valor de $t^*=t/Q(w)=1$ para las ondas P y $t^*=t/Q(w)=4$ para las ondas S en consideración que las ondas se propagarían completamente dentro del manto terrestre (Lay y Wallace, 1995).

Finalmente, se debe indicar que el registro de una onda sísmica representa a una serie de tiempo cuya amplitud es definida por una serie de impulsos que varían en función de la cantidad de energía que transportan. Una vez corregida la señal sísmica por los efectos antes mencionados, resta la señal que caracteriza el comportamiento de la fuente que dio origen al sismo y a partir de ella, se procede a calcular la energía sísmica que liberó el sismo. Básicamente, la suma de la energía transportada por las ondas P(E_p) y S(E_s) representan el total de la energía sísmica irradiada,

$$E_{sis} = E_p + E_s$$

y las energías sísmicas individuales pueden ser conocidas a partir de las siguientes relaciones:

$$E_p = 4\rho_h\alpha_h r_h^2 \cdot C^{-2} \cdot G_h^{-2}(\Delta, h) \frac{R_p^{-2}}{R_p^{-2}(\theta_0, \varphi_0)} \int_{\omega=0}^{\omega_s} |A_p^{-1}(\omega) \cdot I^{-1}(\omega) \cdot \bar{b}_p(\omega)|^2 d\omega \quad (11)$$

$$E_s = 4\rho_h\beta_h r_h^2 \cdot C^{-2} \cdot G_h^{-2}(\Delta, h) \frac{R_s^{-2}}{R_s^{-2}(\theta_0, \varphi_0)} \int_{\omega=0}^{\omega_s} |A_s^{-1}(\omega) \cdot I^{-1}(\omega) \cdot \bar{b}_s(\omega)|^2 d\omega \quad (12)$$

con:

r_h, ρ_h = radio y densidad referidos ambos a la esfera focal

α_h, β_h = velocidad de las ondas P y S respectivamente

$\bar{R}_p, \bar{R}_s$ = coeficientes de radiación para las ondas P y S

$A_p(\omega), \bar{b}_p(\omega)$ = absorción anelástica y espectro de la onda P

$A_s(\omega), \bar{b}_s(\omega)$ = absorción anelástica y espectro de la onda S

En este estudio, el tratamiento de la señal sísmica y el cálculo de la energía sísmica se ha realizado en el dominio de las frecuencias mediante la ejecución de un programa de cómputo elaborado haciendo uso de las herramientas del Matlab.

DATOS Y METODOLOGIA

Los datos utilizados en este estudio corresponden a los registros de 10 sismos ocurridos a distancias telesísmicas y registrados por las estaciones

de Cusco (CUS), Cajamarca (CAJ), Pucallpa (PUC) y Toquepala (TOQ), todas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). En general, todos los sismos presentan magnitudes $M_s > 6.0$ (Tabla 1) y sus epicentros se ubican en las zonas sismogénicas más importantes a nivel global (Figura 3). Para el total de los sismos, el National Earthquake Information Center (NEIC) ha reportado en sus boletines preliminares los valores de magnitud (M_s y M_w), momento sísmico (M_o) y energía sísmica (E_{sis}), y todos son mostrados en la Tabla 1. Los sismos más importantes por el daño que produjeron en superficie, fueron los ocurridos el 21 de Mayo ($M_s=6.9$) y 22 de Setiembre ($M_s=6.6$) de 2003 en Argelia y República Dominicana respectivamente.

Los registros para cada sismo consideran sus tres componentes y para su utilización, previamente se realizó una evaluación del nivel del ruido contenido en la señal sísmica. Para tal fin, se elaboraron espectros de la señal y del ruido que le precedía y en general, se observó que la señal sísmica presentaba amplitudes 80 veces mayores que el ruido de fondo; por lo tanto, los registros fueron considerados como óptimos para el cálculo de la energía sísmica. A continuación, para cada registro se eliminó el efecto de la respuesta instrumental mediante el

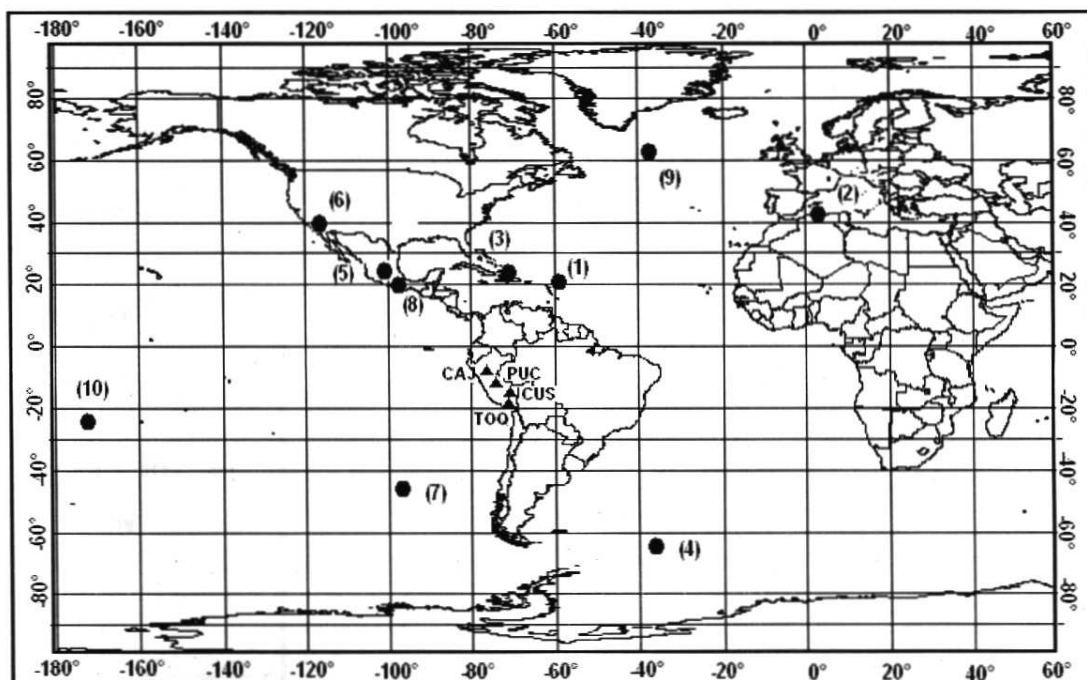


Fig. 3: Mapa de distribución espacial de los sismos utilizado en este estudio. Los números están indicados en la Tabla 1. Los códigos CUS, PUC, CAJ, TOQ corresponden a las estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional del Perú

método de deconvolución o filtrado inverso y en la señal resultante, se selecciona una ventana de tiempo que contenga al grupo de la onda P en la componente vertical (BHZ) y al grupo de la onda S en las componentes horizontales (BHN, BHE). La dimensión de cada ventana de tiempo va a depender de la complejidad de la señal correspondiente a cada sismo. Una vez obtenidos los registros sísmicos, se les aplica la transformada de Fourier a fin de obtener el espectro de amplitudes que deben ser corregidas por la atenuación anelástica y por los parámetros que definen la geometría de la fuente. Corregido el espectro se procede a obtener su integral y a partir de su máxima amplitud se estima la cantidad de energía sísmica liberada por cada sismo.

APLICACIÓN A TELESISMOS

Sismo del 21 Mayo de 2003, Argelia

El sismo del 21 de Mayo de 2003 ($M_s=6.9$) presentó su epicentro en el extremo norte de Argelia en donde produjo cuantiosos daños materiales y pérdida de vidas

humanas (Tabla 1, Figura 3). Para el cálculo de la energía sísmica de este sismo se ha utilizado los registros sísmicos de la estación de Cusco (CUS) ubicada a una distancia epicentral de 87° . Los registros muestreados a 20 muestras/segundo se presentan en la Figura 4 y de ellos, para el cálculo de la energía se ha considerado ventanas de tiempo de 30 segundos para la onda P y de 100 segundos para la onda S. A fin de cuantificar la calidad de los registros en la Figura 5 se muestra el espectro de amplitud para la onda P correspondiente al sismo y del ruido que precede, siendo la primera aproximadamente 80 veces mayor; por lo tanto, se considera que la señal es óptima para el cálculo de la energía sísmica. Una vez obtenido el espectro para las ondas P y S (Figura 6), las amplitudes fueron corregidas por el factor $G(h, \Delta)$: 0.37 para la onda P y 0.40 para la S; además, se considera un valor medio para la frecuencia ω_p de 0.99 (rad/s) y ω_s de 0.29 (rad/s) a fin de calcular el factor de atenuación $A(\omega)$ para ambas ondas. Al integrar los espectros (Figura 6), los valores de energía calculados para el sismo de Argelia son: $E(P)=2.6 \times 10^{13}$ J y $E(S)=2.9 \times 10^{14}$ J, siendo el total de la energía sísmica liberada del orden de $E_{\text{sis}}=3.2 \times 10^{14}$ J.

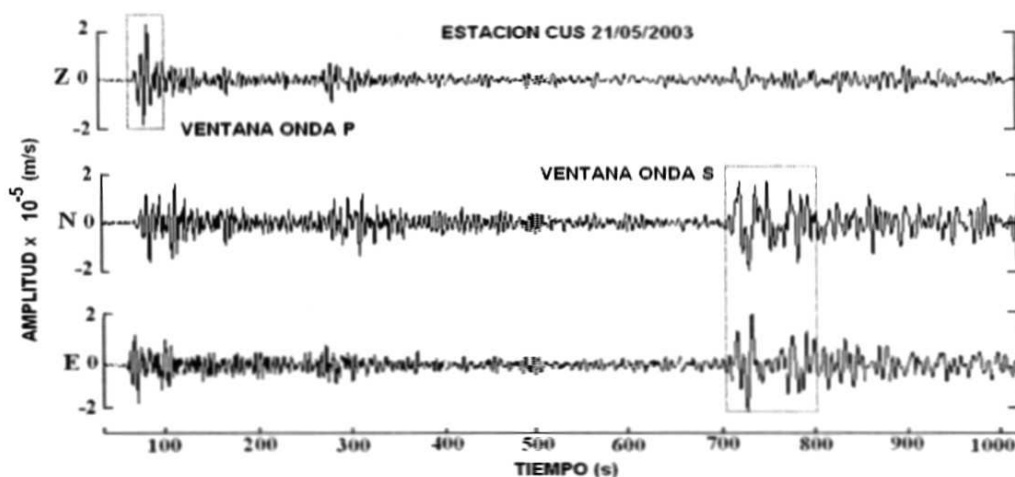


Fig. 4: Registros de banda ancha del sismo de Argelia del 21 de Mayo del 2003 ($M_s=6.9$) correspondientes a la estación sísmica CUS de la Red Sísmica Nacional del Perú.

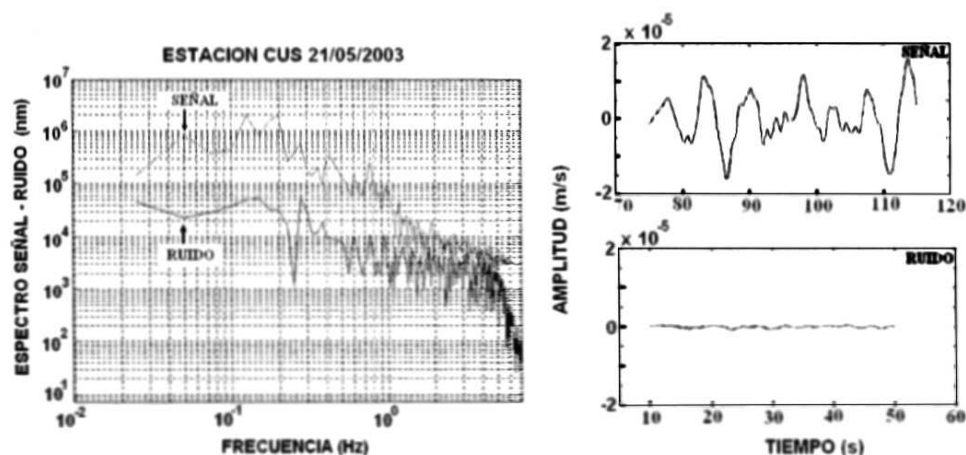


Fig. 5: Relación señal/ruido para el sismo de Argelia evaluado a partir de los espectros de amplitud. En el extremo derecho se muestra la ventana de tiempo utilizada para la señal y el ruido.

Tabla 1

Coordenadas y parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en este estudio reportado por el NEIC. Con (*) se indica los valores calculados en este estudio para la energía sísmica de ondas P (E_p) y S (E_s), así como la energía sísmica total (E_{sis}) y la magnitud energía (M_E).

N	Fecha (dd/mm/aa)	Región	Tiempo (hh:mm:ss.s)	Latitud (grados)	Longitud (grados)	δ EMB ED	H (Km)	M_o (Nm)	M_s	M_w	E_{sis} (Nm)	ME	$E(p)$ (J) *	$E(s)$ (J) *	E_{sis} (J) *	M_E *
1	14/05/03	Océano Atlántico	06:03:35.8	18.3 N	58.7 W	34	40	1.1×10^{19}	6.5	6.7	7.2×10^{14}	7.0	2.7×10^{14}	2.3×10^{15}	2.4×10^{15}	7.3
2	21/05/03	Argelia	18:44:20.1	36.9 N	3.6 E	87	15	2.0×10^{19}	6.9	6.8	3.4×10^{14}	6.8	2.6×10^{13}	2.9×10^{14}	3.2×10^{14}	6.5
3	22/09/03	República Dominicana	04:45:36.2	19.9 N	70.6 W	33	15	5.3×10^{18}	6.6	6.4	1.0×10^{14}	6.4	4.9×10^{12}	9.0×10^{13}	9.5×10^{13}	6.4
4	15/11/03	Georgia	19:58:31.7	55.9 S	35.5 W	50	15	5.1×10^{18}	6.6	6.6	-	-	4.7×10^{13}	5.1×10^{14}	5.6×10^{14}	6.9
5	15/06/99	México	20:42:05.9	18.4 N	97.4 W	40	61	2.6×10^{19}	-	6.9	2.2×10^{14}	6.7	1.7×10^{14}	1.8×10^{15}	2.1×10^{15}	7.3
6	16/10/99	California	09:46:44.1	34.7 N	116.3 W	64	15	5.6×10^{19}	-	7.1	1.9×10^{15}	7.3	2.3×10^{14}	5.8×10^{15}	4.1×10^{15}	7.5
7	10/12/99	Chile	18:38:30.1	36.4 N	97.5 W	55	15	7.0×10^{18}	-	6.5	-	-	9.9×10^{13}	3.6×10^{14}	4.6×10^{14}	6.9
8	03/08/99	México	03:02:00.2	15.8 N	96.3 W	38	33	4.0×10^{18}	6.1	6.4	3.9×10^{13}	6.2	1.9×10^{12}	2.5×10^{13}	2.6×10^{13}	6.3
9	17/02/98	Océano Atlántico	23:53:19.7	52.7 N	33.7 W	74	15	1.1×10^{19}	6.5	6.7	2.2×10^{15}	7.3	1.2×10^{12}	3.1×10^{13}	3.1×10^{13}	6.2
10	25/03/98	Islas Ballyen	03:12:25.0	62.8 S	149.5 E	90	15	6.0×10^{20}	8.1	7.8	3.3×10^{17}	8.8	1.1×10^{14}	1.2×10^{16}	1.2×10^{16}	7.8

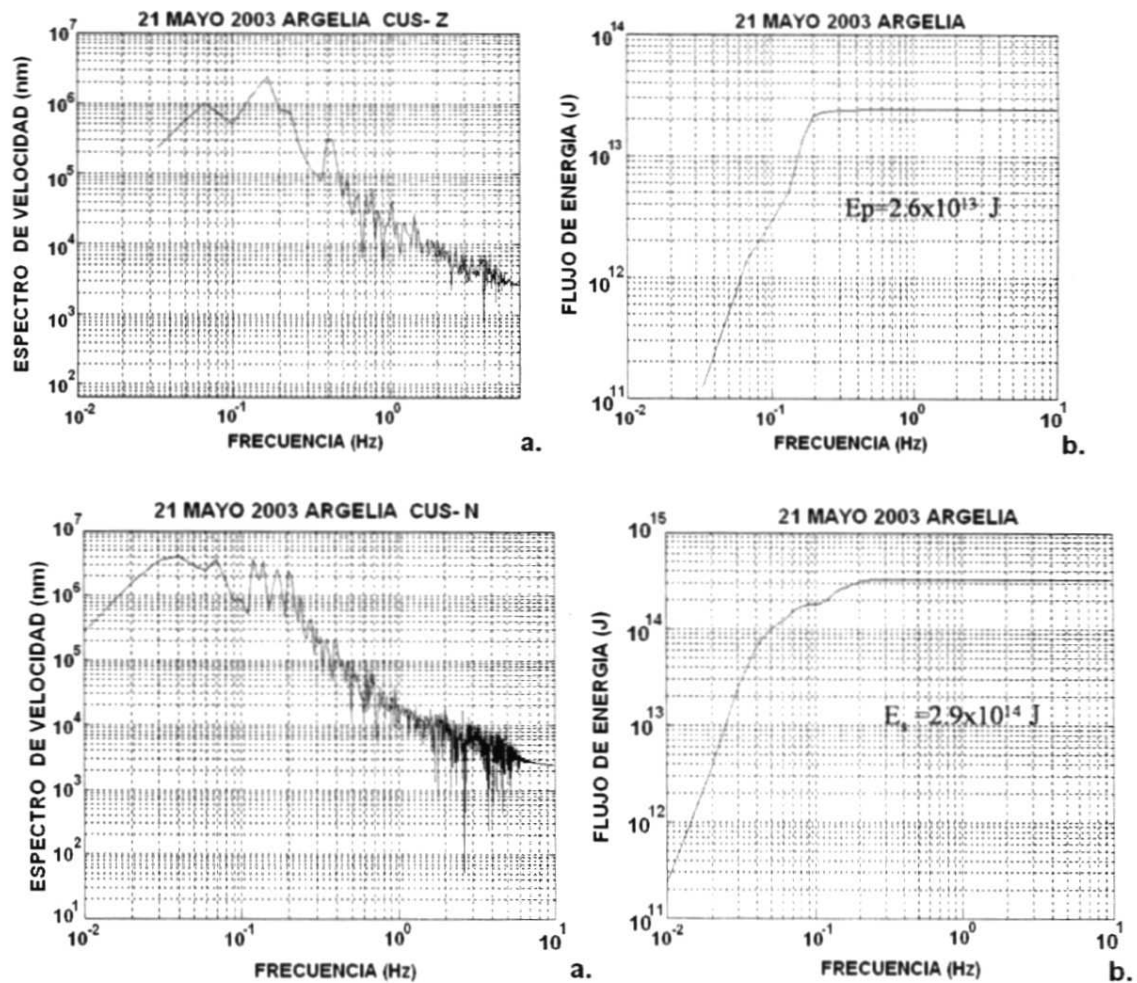


Fig. 6: Espectros de la amplitud e integral de la densidad de energía obtenidos para el grupo de ondas P y S correspondientes al sismo de Argelia

Sismo del 22 de Setiembre de 2003: República Dominicana

El sismo del 22 de Setiembre de 2003 ($M_s=6.6$) ocurrió a 10 kilómetros de Puerto Plata en la cordillera septentrional de la República Dominicana (Tabla 1, Figura 3). Para calcular la energía liberada por este sismo se utiliza los registros de la estación sísmica de Cusco (CUS) ubicada a una distancia epicentral de 33° . Los registros muestreados a 20 muestras/segundo se presentan en la Figura 7 y de ellos, para el cálculo de la energía se ha considerado ventanas de tiempo de 40 segundos para el grupo de la onda P y de 100 segundos para el grupo de la onda S. Para cuantificar la calidad de los registros, en la Figura 8 se muestra el espectro de amplitud de la onda P correspondiente al sismo y del ruido que precede, siendo la primera casi 80 veces mayor; por lo tanto, se considero que la señal es óptima para calcular la energía sísmica. Similar al sismo de Argelia, una vez obtenidos los espectros para las ondas P y S (Figura 9), sus amplitudes

son corregidas por el factor $G(h, \Delta)$: 0.53 para la onda P y 0.51 para la S; además, se considero un valor medio para la frecuencia ω_p de 0.91 (rad/s) y ω_s de 0.16 (rad/s) para calcular el factor de atenuación $A(w)$ para las ondas P y S. Finalmente, al integrar los espectros los valores de energía calculados para el sismo de Republica Dominicana son: $E(P)=1.5 \times 10^{14}$ J y $E(S)=1.7 \times 10^{15}$ J, siendo el total de la energía sísmica liberada de $E_{sis}=1.88 \times 10^{15}$ J (Figura 9).

El procedimiento desarrollado en este estudio fue aplicado a otros 8 sismos (Figura 3), todos con foco superficial ($h < 60$ km) y los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 1. La mayoría de los sismos ocurrieron en Centro y Norte América, dos en el Océano Pacífico y dos en el Océano Atlántico. De estos sismos, el de mayor tamaño ($M_s=8.1$) ocurrió el 25 de Marzo de 1998 y presento su epicentro en las Islas Balleny. En general, el rango de energías calculadas para las ondas P varia entre 1.2×10^{12} J y 2.7×10^{14} J, y para las ondas S entre 2.48×10^{13} J y 1.2×10^{16} J. Para todos los sismos, la energía sísmica total irradiada oscila entre 2.7×10^{13} J y 1.21×10^{16} J.

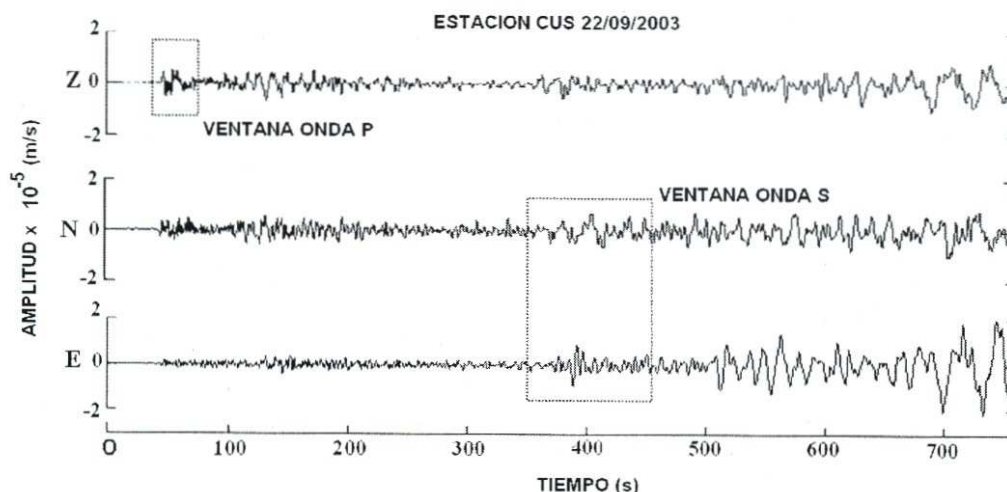


Fig. 7: Registros de banda ancha del sismo de República Dominicana del 22 de Setiembre del 2003 ($M_s=6.4$) correspondientes a la estación sísmica CUS de la Red Sísmica Nacional del Perú.

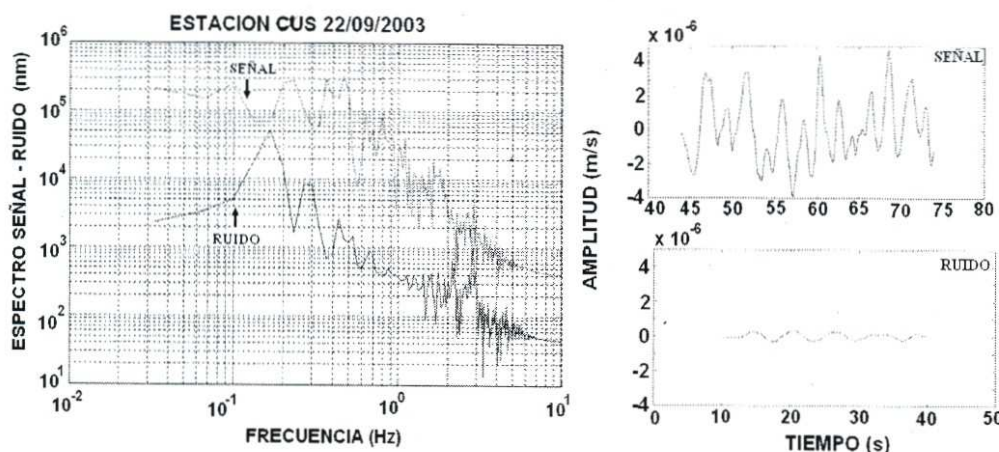


Fig. 8: Relación señal/ruido para el sismo de República Dominicana evaluado a partir de los espectros de amplitud. En el extremo derecho se muestra la ventana de tiempo utilizada para la señal y el ruido.

ENERGÍA SÍSMICA Y MOMENTO SÍSMICO

La energía sísmica (E_{sis}) y el momento sísmico (M_o) para un sismo particular, están relacionados por el esfuerzo aparente;

$$\sigma_{app} = \mu E_{sis} / M_o$$

donde, μ es el módulo de rigidez.

Boatwright y Choy (1995) utilizando 394 sismos con foco superficial ocurridos a nivel global estimaron que el esfuerzo aparente (σ_{app}) para estos sismos es del orden de 0.5 MPa. A fin de realizar un mejor correlación entre E_{sis} y M_o , dichos autores asumieron para el módulo de rigidez un valor de $\mu = 0.3 \times 10^5$ MPa y propusieron la siguiente relación: $E_{sis} \propto 1.6 \times 10^{-5} M_o$. En la Figura 10a se muestra la correlación entre estos dos parámetros (Boatwright y Choy, 1995) y en general, se observa que

para el total de sismos con foco superficial el esfuerzo medio aparente, sin considerar su tamaño, siempre presentaría valores entre 0.03 y 6.69 MPa. A fin de corroborar los resultados obtenidos en este estudio, en la Figura 10b se ha representado los valores de E_{sis} para el total de sismos en función del M_o reportado por el NEIC (Tabla 1). En dicha figura se observa que los valores de E_{sis} se encuentran dentro de los rangos establecidos para el esfuerzo aparente por Boatwright y Choy (1995) con una tendencia media de $\sigma_{app} = 0.94$ MPa, asumiendo similar valor para el módulo de rigidez.

MAGNITUD ENERGÍA Y MOMENTO SÍSMICO

En general, la magnitud energía (M_E) de los sismos puede ser calculada en función de la energía sísmica utilizando la relación propuesta por Boatwright y Choy (1986),

$$M_E = (2/3) * \log E_{sis} - 2.9$$

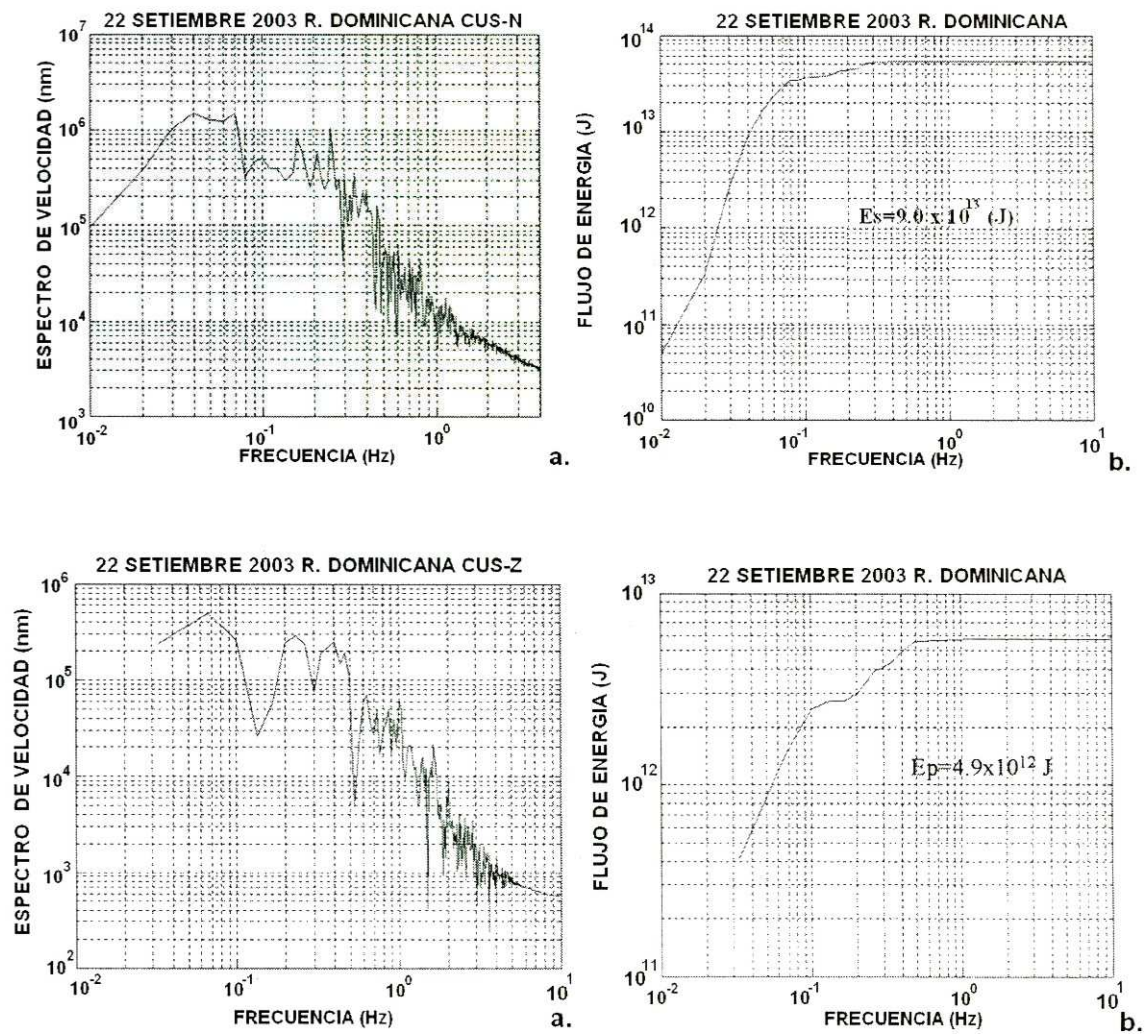


Fig. 9: Espectros de la amplitud e integral de la densidad de energía obtenidos para el grupo de ondas P y S correspondientes al sismo de República Dominicana

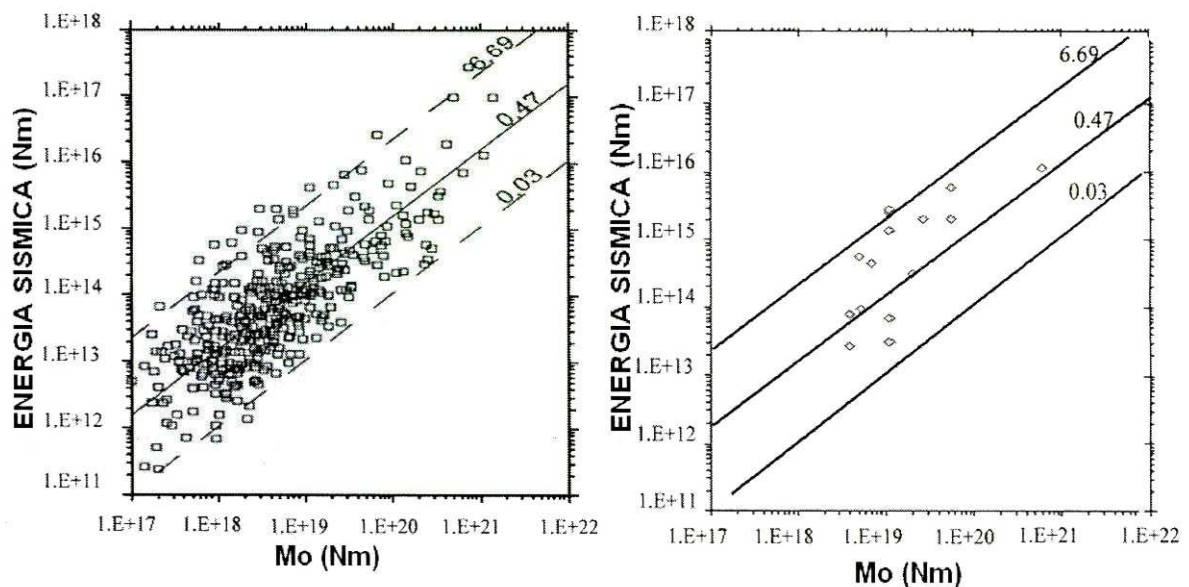


Fig. 10: a) Relación entre la energía y el momento sísmico estimado por Boatwright y Choy (1995) para 394 sismos con focos superficiales ocurridos a nivel mundial. b) Energía sísmica radiada (E_s) y momento sísmico (M_0), para los sismos analizados en este estudio

Esta relación es utilizada para calcular M_E para el total de sismos considerados en este estudio (Tabla 1) y luego correlacionarlos con la magnitud M_w reportados por el NEIC para los mismos sismos. Según la Figura 11, se obtiene una buena correlación lineal entre los valores de M_E y M_w , observándose además que ambas magnitudes son similares cuando los esfuerzos aparentes se encuentra en el rango de 0.93-1.86 MPa.

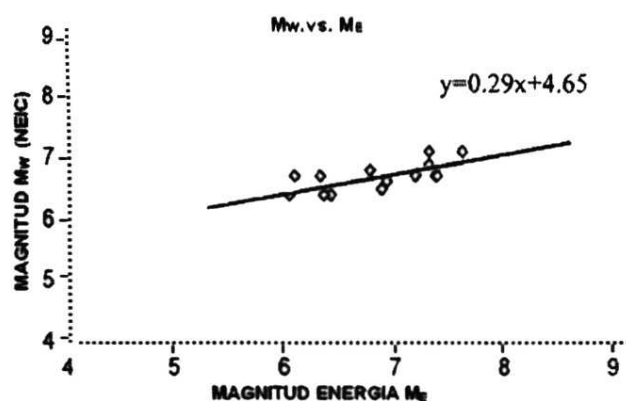


Fig. 11: Relación entre la magnitud energía (*Esis*) obtenida en este estudio y la magnitud M_w determinado por el NEIC.

CONCLUSIONES

La estimación del tamaño de los sismos ha mejorado sustancialmente con la actual disponibilidad de registros digitales (libres de saturación) y con el desarrollo de diferentes métodos para calcular el momento sísmico (M_0) y la magnitud M_w . El uso de esta misma información le permite al NEIC estimar la energía sísmica (*Esis*) y la magnitud M_E de manera rápida utilizando la metodología propuesta por Boatwright y Choy (1986), información que es difundida a través de sus boletines sísmicos preliminares.

Siguiendo a Boatwright y Choy (1986), en este estudio se desarrolló un procedimiento para calcular *Esis* para sismos ocurridos a distancias telesísmicas y así, poder asumir algunos de los parámetros de corrección como constantes (patrón de radiación, efecto en la superficie libre) o poder obtenerlos de manera rápida a partir de valores pre-establecidos ($A(w)$ y $G(h, \Delta)$).

Según los resultados obtenidos para el total de sismos, los valores de *Esis* para algunos sismos son mayores o menores a los reportados por el NEIC (Tabla 1), lo cual puede ser explicado con la utilización de diferentes procedimientos para su cálculo y con el uso de una o mas estaciones. Asimismo, los valores de *Esis* obtenidos a partir de la información de una sola estación o de varias (valor de *Esis* promedio) serán diferentes, en razón que pueden existir factores secundarios propios de las características de cada estación que no son considerados durante el cálculo de *Esis*.

Para el cálculo de la energía sísmica, el procedimiento desarrollado en este estudio puede utilizar los registros (tres componentes) del sismo en una sola estación o promediar los valores obtenidos del uso de varias estaciones. Este procedimiento es rápido y eficaz ya que los resultados que se obtienen para *Esis* son aceptables.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Dirección Técnica del IGP por el apoyo brindado durante la realización del presente estudio. Los resultados aquí presentados, son parte de la tesis de licenciatura de uno de los autores (J.O.) Contribución del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología N°023-2004/CNDG-IGP.

BIBLIOGRAFIA

- AKI K & RICHARDS P.G.** (1980).- Quantitative Seismology Theory and Methods. W.H. Freeman and Company.
- BATH M.** (1958).- The energies of seismic body waves and surface waves. *Contrib. Geophys. (Gutenberg Vol.)*, 1: 1-16.
- BATH M.** (1966).- Body waves energy from seismograms. In: L.H. Ahrens et al. (ed), *Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, London, 7: 133-137.
- BOATWRIGHT J. & CHOY G.** (1986).- Teleseismic Estimates of the Energy Radiated by Shallow Earthquakes. *Jour. Geophys. Res.*, 91(B2), 2095-2112.
- BOATWRIGHT J. & CHOY G.** (1995).- Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Jour. Geophys. Res.*, 100(B9), 18205-18228.
- BOATWRIGHT J. & FLETCHER J.** (1984).- The partition of radiated energy between P and S waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 361-376.
- BULLEN K.** (1963).- An introduction to the theory of seismology. Cambridge University Press., Cambridge, England.
- CHOY L. & CORMIER V.** (1986).- Direct Measurement of the Mantle Attenuation Operator From Broadband P and S Waveforms. *Jour. Geophys. Res.*, 90(B7), 7326-7342.
- CHENG H. & KENNETT N.** (2002).- Frequency dependence of seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Australian region. *Geophys. J. Int.*, 150, 45-57.
- DAHLEN F.** (1998).- Theoretical Global Seismology. Princeton University Press.
- DESCHAMPSA., LYON-CAEN H. & MADARIAGA R.** (1980).- Mise au point sur les méthodes de calcul de

sismogrammes synthétiques de longer période. *Ann. Geophys* 36,167-178.

GUTENBERG B. & RICHTER C. (1956).- Elementary Seismology. W. IH. Freeman & Co., Inc., EUA, 280 p.

HASKELL N. (1964).- Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54:1811-1842.

HERRAIZ M. (1997).- Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros. Universidad Nacional de Ingeniería – CISMID.

KANAMORI H. & STEWART G. (1977).- Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *J. Geophys Res.* 83,3427 – 3434.

LAY T. & WALLACE T. (1998).- Theoretical global Seismology. Princeton University Press.

LINDENFELD M. & BERCKHEMER H. (1995).- Seismic Energies of earthquakes and relationships to other source parameters, *Tectonophysics*, 248,171-184.

WU F. (1966).- Part I, Lower limit of the total energy of earthquakes and portioning of energy among seismic waves. PhD. Thesis, California Institute of Technology.