

FÓRMULAS DE MAGNITUD EN LOS BOLETINES Y CATÁLOGOS ESPAÑOLES

MAGNITUDE FORMULAS IN THE SPANISH BULLETINS AND CATALOGUES

C. López (1). D. Muñoz(2).

(1) Instituto Geográfico Nacional.

C/ General Ibáñez de Ibero nº 3. 28003 Madrid.

(2)Departamento de Geofísica y Meteorología.

Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

RESUMEN

En el presente trabajo, se hace una recopilación de las distintas fuentes de cálculo de la magnitud sísmica propuestas por distintos autores, cuyas estimaciones aparecen en los boletines de sismos próximos y en los catálogos españoles. Esta labor no es fácil, porque en algunas ocasiones no se tiene información directa de cómo se determinaban realmente. También se realiza una comparación de las distintas fórmulas recogidas en el trabajo. El periodo de tiempo estudiado cubre desde el establecimiento de los primeros instrumentos de medida fiables para este fin, hasta nuestros días.

SUMMARY

In this paper, we summarize the different formula proposed by different Spanish authors, and we try also to investigate which one were used to evaluate the magnitude of the events included in the regional and national Spanish Catalogue and Bulletins, since the first reliable instrumental data to day . The task is not easy, because in some cases we can't find complete information about how they were obtained. Besides, we compare the different formulas.

Palabras clave: Magnitud, boletín, catálogo, terremotos, España.

1. INTRODUCCIÓN

Como es bien sabido, la magnitud, como medida instrumental de la energía liberada en el foco de un sismo, fue definida por primera vez por C. F. Richter (1935), para estudiar y comparar el «tamaño de los sismos», de manera similar a como anteriormente se definió la magnitud para clasificar a las estrellas por su brillo.

Richter, usando los datos de la red sísmica de California, representó para cada terremoto, la amplitud máxima del registro frente a la distancia, y comprobó que las curvas obtenidas eran prácticamente paralelas entre si para todas las distancias, diferenciándose únicamente en un factor de escala, hecho que permite expresar esta diferencia como un número constante independiente de la distancia:

$$M = \log A - \log A_0$$

Este número M lo denominó magnitud, donde A es la amplitud máxima del sismograma medida en mm, registrada en un sismógrafo Wood Anderson (se toma la media entre las componentes NS y EW) y A_0 la amplitud correspondiente a la misma distancia de un terremoto tomado como patrón. Esta escala se denomina en la actualidad escala de magnitud local.

Para establecer el cero de esta escala ($M = 0$), Richter tomó como terremoto patrón aquel que se registra a una distancia de 100 km con una amplitud de 1 micra. Esta elección arbitraria estuvo justificada para que las magnitudes de los terremotos más pequeños registrados en esa época fueran positivas.

Como consecuencia de su definición, basada en la amplitud máxima registrada en un determinado sismógrafo y sin tener en cuenta el periodo a que se produce este máximo, su uso estaba muy restringido a unos reducidos límites de distancia y a una región en concreto, de hecho durante varios años solo se calculaba en el Observatorio de Pasadena.

Con el fin de hacer más general el empleo del parámetro magnitud, Gutenberg y Richter, establecieron una nueva escala basada, no en la máxima amplitud registrada por cierto instrumento, sino en el máximo movimiento del suelo, que implica el conocimiento de la amplificación ó respuesta instrumental del sismógrafo. De esta manera, los parámetros medibles comienzan a ser comparables entre si y por lo tanto generalizables a otras distancias, otras fases y otras regiones. Así, Gutenberg y Richter definen para asignar magnitud a terremotos registrados a grandes distancias, una escala que

utiliza las amplitudes de las ondas internas P (mb) y otra que utiliza las ondas superficiales (M_s) (Gutenberg 1945 y Gutenberg y Richter 1942, 1956).

La primera extensión y aplicación del concepto y fórmula de magnitud en un Observatorio europeo, fue realizada por E. PeterSchmitt (1947), que definió una fórmula de magnitud para Estrasburgo, extendiéndose rápidamente este esfuerzo a otros Observatorios.

2. ESTABLECIMIENTO DE OBSERVATORIOS Y REDES EN ESPAÑA

El desarrollo de las distintas fórmulas de magnitud en España ha venido parejo al establecimiento de las distintas redes y a la evolución de su instrumentación. Conviene recordar algunas fechas importantes en el establecimiento de los primeros Observatorios y redes nacionales o regionales.

- En 1898 se establece el primer sismógrafo de registro continuo en el Observatorio de la Marina de San Fernando (Cádiz), y comienza a publicarse de manera regular a partir de este mismo año, el primer boletín español de observaciones sísmicas.
- En años posteriores se establecen los Observatorios de la Cartuja (Granada) en 1902, y el del Ebro (Tarragona) en 1904; ambos de la Compañía de Jesús.
- La Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, establece el Observatorio de Fabra (Barcelona) en 1906.
- En 1906, el entonces Instituto Geográfico y Estadístico¹, inicia el proyecto de lo que será la primera red sísmica española, aprobándose la creación del Servicio Nacional de Sismología (SNS), y el establecimiento de la red nacional de Observatorios sismológicos: Toledo en 1909, Almería en 1911, Málaga en 1913 y Alicante en 1914. Posteriormente se instalarían los de Logroño, Moca y Tenerife en los años cincuenta y el de Santiago en los setenta.
- En 1983 la Universidad de Granada inicia la instalación de una Red Sísmica local situada en la depresión de Granada.
- A partir de 1985 el Servicio Geológico de Cataluña², instala y mantiene una Red Sísmica regional con el objetivo de controlar la sismicidad de Cataluña y áreas vecinas

¹ Posteriormente Instituto Geográfico y Catastral y en la actualidad Instituto Geográfico Nacional

² En la actualidad pertenece al Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC)

Respecto a la instrumentación que permitió el cálculo preciso y rutinario de parámetros focales, permitiendo además la estimación de magnitudes fiables de sismos cercanos (instrumentos calibrados con respuesta instrumental conocida y de periodo propio menor de 3-5 segundos), podemos reseñar alguna fecha importante:

- En 1924 el Observatorio de Toledo adquiere un Wiechert vertical de periodo 4-5 segundos que estuvo en funcionamiento hasta 1940, fecha en la que es reformado y registra hasta 1993. Desde 1931 hasta 1987 estuvo operativo el sismógrafo Wiechert-Toledo en este Observatorio. En Alicante, se adquiere un Wiechert de componente vertical en 1923, en funcionamiento hasta 1947. En el Observatorio de Málaga se adquiere otro instrumento Wiechert que funcionó desde 1923 a 1938.
- Los sismógrafos Hiller Askania (corto periodo) de las estaciones del Instituto Geográfico y Catastral de Logroño, Málaga, Alicante, Almería y Toledo instalados en los años cincuenta, fueron completamente calibrados entre 1962 y 1963
- En 1962 se instala una estación estandar (WWSSN) en el Obs. de Toledo y en 1964 otra en el de Málaga.
- En el periodo 1979-2000 el Instituto Geográfico Nacional instala la Red Sísmica Nacional de corto periodo con registro digital que cubre la península, las Baleares y Las Islas Canarias (32 estaciones). Desde 1988, adquiere también en tiempo real, los datos digitales del Array de Sonseca.
- Entre el 1999 y el 2003 el Instituto Geográfico Nacional amplía su red desplegando una red sísmica digital de 3-cc y de banda ancha con adquisición en tiempo real (38 estaciones).
- Entre 1999 y el 2003, el Instituto Cartográfico de Cataluña, establece su red sísmica digital de 3-cc y banda ancha con 9 estaciones dispuestas en su comunidad con adquisición en tiempo real.

3. CÁLCULO DE LAS DIFERENTES FÓRMULAS DE MAGNITUD

Las primeras estimaciones de magnitud con registros españoles fueron realizadas en los Observatorios y Servicios Sismológicos, en parte por la necesidad de cuantificar el «tamaño» de la sismicidad registrada en una red cada vez más densa, capaz de localizar sismos de menor tamaño, para los cuales ninguna agencia internacional podía aportar información, y en parte por seguir el ejemplo de casi todos los Observatorios europeos que comienzan a establecer sus propias fórmulas. La existencia de una nueva instrumentación fiable de «corto periodo» calibrada en

la mayoría de los Observatorios a partir de los años 60, marca la fecha decisiva en el desarrollo de nuevas fórmulas locales de magnitud.

Recogiendo cronológicamente (por fecha de publicación) la labor que se realizó en estos centros, encontramos los siguientes autores:

3.1 Bonelli y Esteban-Carrasco, 1954

La primera fórmula de magnitud aplicable a registros españoles, fue la calculada por Juan Bonelli y Luis Esteban-Carrasco (1954), para su aplicación a los sismos lejanos registrados en la estación del Observatorio de Toledo.

Para ello, seleccionaron 137 sismos pertenecientes al periodo 1940-1949, de profundidad normal (menor de 33 km) y distancias epicentrales al Observatorio mayores de 30°, registrados en los sismógrafos horizontales «tipo Wiechert», y con magnitud asignada en el Boletín de Pasadena.

Partiendo de una expresión similar a la de Gutenberg (1945) del tipo $M_s = \lg A + a \lg \Delta^\circ + b$, ajustaron por mínimos cuadrados las incógnitas a y b a la magnitud asignada por Pasadena, y obtuvieron una nueva fórmula de la magnitud para ondas superficiales, M_s aplicable en el Observatorio de Toledo:

$$M_s = \log A + 1.916 \log \Delta^\circ + 1.357 \quad [1]$$

donde A es el máximo de la amplitud de las ondas superficiales (sin especificar Love o Rayleigh) correspondiente a un periodo aproximado de 20 segundos, medida en la componente horizontal y corregida por amplificación en micras, y Δ° es la distancia epicentral en grados.

3.2 Munuera, 1962

José María Munuera (1962) adaptó la fórmula [1], de magnitud calculada por Bonelli y Esteban-Carrasco para sismos lejanos, para su uso a distancias regionales.

Para ello, parte de la relación entre magnitud de ondas internas y ondas superficiales desarrollada por Gutenberg y Richter (1956) $mb = 0.63 M_s + 2.5$, y sustituye la magnitud M_s , dada en [1], llegando a la siguiente ecuación:

$$mb = 0.63 \log A + 1.207 \log \Delta^\circ + 3.354$$

En principio, la amplitud A seguiría siendo la amplitud del máximo del tren de ondas superficiales para un periodo aproximado de 20 segundos,

por lo tanto, esta fórmula, no sería apta para su uso en fases de sismos cercanos.

Para que pueda ser usada con independencia del periodo a que es medida la amplitud, Munuera acepta, como ya hiciera Richter, la aproximación (presuponiendo que el espectro de velocidad es constante con el periodo):

$$\log (A)_{T=20\text{seg}} = \log \left(\frac{A}{T} \right) \log 20$$

con lo que se permite la medida de la amplitud a otros periodos T , diferentes de 20 segundos, pudiendo ser usada para sismos cercanos, y siendo además ya la magnitud proporcional a la velocidad y no al desplazamiento, llegando a la siguiente expresión para la magnitud:

$$mb = 0.63 \log \left(\frac{A}{T} \right) 1.207 \log \Delta^0 + 4.360 \quad [2]$$

Si se realizan las sustituciones ya descritas para la obtención de mb , se obtiene como término independiente el valor de 4.1736 en vez del publicado por Munuera de 4.360 (de hecho esta fórmula es usada para el cálculo rutinario de la magnitud en los boletines de sismos próximos del IGN con el valor de 4.1736 para el término independiente). Se pudiera atribuir esta diferencia de +0.186 a la aplicación de algún factor de amplificación local para Toledo conocido por el autor de otros estudios y no reflejado en su trabajo.

La consulta del original de este trabajo ha permitido esclarecer la confusión sobre el término independiente de la fórmula, existente en alguna literatura anterior.

3.3 Munuera, 1963

Las magnitudes asignadas a los sismos «localizados» en la Península Ibérica más antiguos, fueron calculadas por José María Munuera a partir de la intensidad epicentral I_0 , usando inicialmente una fórmula empírica de Gutenberg y Richter (1956):

$$m = 1 + \frac{2}{3} I_0$$

y posteriormente las fórmulas recomendadas por la European Seismological Commission (ESC) en 1962, que además de establecer una relación lineal Intensidad-Magnitud tenían la ventaja de tener en cuenta la profundidad del foco.

Esta fórmula de magnitud toma la expresión:

$$m = 0,42 I_0 + 1.07 \log h + 1.49$$

siendo I_0 la intensidad máxima sentida y h la profundidad focal, que en el caso de ser desconocida se asumía como normal ($\log h = 1.4$, para $h = 25$ km), excepto cuando el sismo mostraba claras evidencias de ser superficial, en cuyo caso se tomaba $h = 10$ km.

Para la estimación de la profundidad, también señala el autor la utilidad del uso de la fórmula de V. Inglada (1921), basada en el radio de los círculos equivalentes a las áreas isosistas de dos grados consecutivos, siempre que la completitud de los datos macrosísmicos lo permitiera.

Munuera comprobó la validez de esta estimación con los terremotos de Agadir (1960) y de Orleansville (1954), que fueron estudiados de una manera muy extensa y de los que se disponía abundante información macrosísmica.

3.4 Munuera, 1965

En 1965, Munuera (1965) relacionó la magnitud con la energía sísmica, obteniendo otra nueva fórmula de magnitud.

Para ello parte de la definición de la energía media asociada a una onda interna esférica y monocromática de Di Filippo y Marcelli (1950):

$$E = 4\pi^3 \Delta^0 \rho u t \left(\frac{A}{T} \right)^2 e^\eta$$

Donde E es la energía expresada en ergios, ρ es la densidad de la corteza que se supone constante, Δ^0 la distancia epicentral en grados, η el coeficiente de absorción, A la amplitud de la onda en micras, T el periodo correspondiente en segundos y u la velocidad de la onda monocromática.

Para sismos superficiales, si se desprecia la profundidad focal, podemos aproximar $u * t = \Delta^0 * 111$ que representa la distancia epicentral en kilómetros, válida para distancias locales, en estas latitudes (península ibérica).

Si se supone la densidad $\rho = 3.3 \text{ gr/cm}^3$, tomando logaritmos y sustituyendo las constantes, se obtiene:

$$\log E = 3 \log \Delta^0 + 2 \log \left(\frac{A}{T} \right) + 0.4343\eta + 15.75$$

que representa la energía media, en el foco de un sismo, en ergios, expresado en función de: la distancia epicentral, la absorción, la amplitud del desplazamiento del suelo y de su correspondiente periodo.

Como relación entre la energía y la magnitud, Munuera eligió la fórmula de Gutenberg y Richter (1942) que permite expresar la energía en función de la magnitud de las ondas internas, normalizada de manera que la magnitud unidad corresponde a una energía de un julio:

$$\log E = 4.14 + 2.86 mb$$

Siendo mb la magnitud y E la energía en ergios.

Igualando las dos fórmulas anteriores, se tiene la siguiente expresión teórica para determinar la magnitud:

$$mb = 1.05 \log \Delta^0 + 0.7 \log \left(\frac{A}{T} \right) + 0.152 \eta + 4.06$$

Donde el término de absorción viene dado por:

$$h = \frac{\pi D}{QCT} = 0.953 \frac{D}{QT}$$

con $c = 3.3$ km/seg como valor medio de la velocidad de las ondas transversales en la corteza y D la distancia epicentral expresada en km.

El único dato desconocido es la absorción específica Q , sin dimensiones.

Para su cálculo empírico, el autor seleccionó los terremotos registrados en el año 1964 para los cuales conocía su magnitud aplicando la fórmula [2] (96 eventos), una vez que la red de corto periodo del SNS del Instituto Geográfico (sismógrafos Hiller Askania) completó su periodo de revisión y calibración.

Las estaciones seleccionadas fueron las de Alicante (ALI), Almería (ALM), Logroño (LOG), Málaga (MAL) y Toledo (TOL), y se seleccionaron aquellos registros que cumplían con los siguientes requisitos:

A amplitud máxima de las ondas transversales (en la componente más clara)

T periodo entre 0.5 y 1.5 segundos

D mayor que una distancia en kilómetros correspondiente a 1.5

Profundidad hipocentral menor o igual a 33 km

Las coordenadas geográficas procedieron de las determinaciones preliminares realizadas por el LCSS (Laboratorio Central de Sismología, Instituto Geográfico Nacional), en su Boletín de sismos próximos.

Sustituyendo en la anterior fórmula de magnitud el valor conocido de esta y usando la relación de η con Q , Munuera ajusta una relación de dependencia de Q con la distancia con todos los datos:

$$Q = (62.5 \Delta^0 + 67) \pm 32 \quad \text{para} \quad 1,5^\circ \leq \Delta^0 \leq 7.7^\circ$$

Tomando valores promedio de Q de 1.5° a 7.5° , también obtiene valores promedio para las estaciones de ALI (240 ± 50), ALM (260 ± 70), LOG (525 ± 100), MAL (320 ± 65) y TOL (300 ± 40), cuyo promedio total aceptado es $Q = 300 \pm 55$.

Aceptando el valor de $Q = 300$, la magnitud toma la expresión:

$$mb = 1.05 \log \Delta^0 + 0.7 \log \left(\frac{A}{T} \right) + 0.054 \left(\frac{\Delta^0}{T} \right) + 4.06 + dm \quad [3]$$

siendo dm la corrección local por estación, cuyos valor recogemos en la Tabla1.

Tabla1. Corrección por estación para las estaciones usadas en la inversión de la magnitud mb

Estación	dm
Logroño (LOG)	-0.16
Toledo (TOL)	-0.08
Almería (ALM)	+0.07
Alicante (ALI)	+0.09
Málaga (MAL)	+0.10

Señala el autor la coherencia del agrupamiento de los valores positivos de las estaciones costeras (ALM, ALI y MAL) y el negativo sobre la plataforma (LOG y TOL)

3.5 Payo y De Miguel, 1974

Gonzalo Payo y Fernando de Miguel (1974), propusieron una nueva fórmula de magnitud para distancias regionales.

Al igual que Richter, parten de la expresión de la magnitud proporcional a la amplitud del movimiento del suelo registrado, más un término de corrección por distancia $\sigma(\Delta)$; caracterizando empíricamente esta dependencia de la magnitud con la distancia epicentral.

Para ello, seleccionaron 549 sismos cercanos (regionales) superficiales ocurridos entre 1962 y 1975, registrados en las estaciones WWSSN de la Península Ibérica : Toledo (TOL), Málaga (MAL) y Oporto (PTO), y localizados por el Servicio de Sismología (IGN, Madrid).

Para calcular la función $\sigma(\Delta)$, seleccionan la fase L_g de los terremotos de cuatro zonas, que se encuentran a distancias regionales de las estaciones antes descritas (entre 100 y 900 km), y a la misma distancia de la estación de Toledo, y hacen la hipótesis de que si se registran con igual amplitud del movimiento del suelo en Toledo, implica que tienen la misma magnitud.

La selección de eventos cubre principalmente el sur peninsular, Cabo San Vicente, Norte de África y los Pirineos.

Los autores, representaron en un gráfico el $\log\left(\frac{A}{T}\right)$ (siendo A y T) respectivamente la amplitud y periodo de la fase L_g) en función de la distancia para los tres observatorios (TOL, MAL y PTO) y para los sismos de las cuatro regiones, y ajustaron un polinomio de sexto grado a la nube de puntos, que representaría la variación de la magnitud con la distancia (los autores presentan, de manera tabulada, valores muestreados con la distancia de esta corrección en vez del polinomio en sí, una vez que refieren su fórmula a la del USCGS).

Esta fórmula de magnitud está referida a la dada por el US Coast and Geodetic Survey (USCGS). Para ello, seleccionaron un grupo de 56 sismos para los cuales conocían la magnitud, m_{CGS} , y calcularon un valor de magnitud promedio para cada una de las cuatro zonas, sin más que restar a la magnitud CGS la relación $\log\left(\frac{A}{T}\right)$ y corregir por la función $\sigma(\Delta)$.

$$m_0 = \frac{1}{n} \sum_n^1 (m_{CGS} - \log\left(\frac{A}{T}\right) + \sigma(\Delta))$$

El valor promedio de m_0 fue de 3.15 ± 0.33

Una vez corregida de promedio, la función atenuación con la distancia sería aquella curva que interpola entre los siguientes valores tabulados:

Tabla 2- valores discretos de la corrección por distancia Δ (km), para distintas distancias epicentrales

Δ (km)	$\sigma(\Delta)$	Δ (km)	$\sigma(\Delta)$	Δ (km)	$\sigma(\Delta)$	Δ (km)	$\sigma(\Delta)$
20	1.88	220	3.94	420	4.44	620	4.63
40	2.28	240	4.04	440	4.44	640	4.70
60	2.61	260	4.12	460	4.44	660	4.78
80	2.88	280	4.19	480	4.44	680	4.85
100	3.10	300	4.26	500	4.44	700	4.92
120	3.29	320	4.31	520	4.45	720	4.97
140	3.45	340	4.36	540	4.47	740	4.98
160	3.59	360	4.39	560	4.49	760	4.94
180	3.72	380	4.42	580	4.53	780	4.82
200	3.84	400	4.43	600	4.57	800	4.59

y la fórmula de magnitud quedaría:

$$mb = \log \frac{A}{T} + \sigma(\Delta) \quad [4]$$

siendo A y T respectivamente la amplitud en milímetros y periodo en segundos correspondiente a la máxima razón A/T de la fase Lg ; y $\sigma(\Delta)$ la función cuya curva interpola los valores arriba tabulados.

El error en el cálculo de la magnitud por el método de cálculo, fue estimada por los autores en ± 0.33 , siendo el error total principalmente función de los errores en la estimación del periodo (sobre todo para periodos pequeños) y de la distancia.

3.6 Mezcua y Martínez-Solares, 1983

En la revisión y actualización que Julio Mezcua y José Manuel Martínez-Solares (1983) hicieron del catálogo de Munuera, establecieron nuevas fórmulas para la estimación de la magnitud; tanto por duración como por amplitud y periodo.

La necesidad de asignar magnitud a eventos registrados en medios analógicos, que por el limitado rango dinámico de la instrumentación, aparecen en general saturados, siendo imposible en la mayoría de los casos la medida de la amplitud máxima y haciendo muy difícil la obtención del periodo de manera fiable, impulsó el desarrollo de fórmulas de magnitud por duración.

La primera fórmula de magnitud basada en la duración, fue desarrollada por Tsumura (1967) para su aplicación a los sismos de la Península de Kii en Japón; esta fórmula usa la duración del tren de ondas P del registro. Años más tarde, Lee et al. (1972) define una fórmula de duración basada en la duración total del registro, desde la primera fase P hasta que se alcanza el nivel de ruido al final de la coda del tren de ondas S .

La saturación del registro, unido a la poca fiabilidad general de los datos de calibración de los instrumentos, impulsó a los autores a aplicar una fórmula de magnitud por duración para los sismos anteriores a 1962 (se inicia una completa calibración de la red de corto periodo del IGN), y otra a partir de la amplitud y periodo para los sismos posteriores.

La fórmula de la magnitud a partir de la amplitud se obtuvo a partir de los registros de la fase Lg (o en general el máximo del tren de ondas S) de una selección de terremotos de la zona ibérica cuyas magnitudes eran conocidas por haber sido calculadas por el USCGS.

Para el ajuste de esta magnitud se usaron 30 eventos del área de la Península Ibérica pertenecientes al periodo 1962-1975 registrados en las estaciones de Toledo, Málaga y Alicante. Las distancias epicentrales varían de 0.25° hasta 7.7° , y las magnitudes m_{CGS} , desde 3.8 hasta 5.5.

Se realizó un ajuste de todas las observaciones a la magnitud calculada por el USCGS, del tipo $m_{CGS} = \log \left(\frac{A}{T} \right) + a \log \Delta + b$, donde A , T son la amplitud del desplazamiento del suelo y el periodo del máximo del tren de ondas S , Δ la distancia epicentral, y a y b las incógnitas, obteniéndose una fórmula que se decidió aplicar solo hasta 3° de distancia epicentral:

$$mb = \log \frac{A}{T} + 1.05 \log \Delta^\circ + 3.93 \quad \text{para} \quad \Delta < 3^\circ \quad [5]$$

Para distancias mayores se decidió usar la mb del USCGS:

$$mb = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3 \quad \text{para} \quad \Delta > 3^\circ \quad [6]$$

comprobando sobre los datos observados su buen ajuste.

Para el cálculo de una fórmula por duración total del registro, se aprovechó el hecho de la buena operatividad de los equipos Wiechert de Toledo y Alicante que estuvieron funcionando con alta fiabilidad durante largos periodos de tiempo, al igual que el sismógrafo Mainka en Almería, y se decidió hacer un

estudio de las codas de una serie de terremotos cuyas magnitudes se calcularon usando las expresiones [5] y [6].

La duración total del registro se estimó aplicando el criterio de Real y Teng (1973).

Se eligieron 32 eventos registrados en Toledo y 34 en Almería, pertenecientes al periodo 1961-1973, analizándose sus codas se midió los valores de tiempo total de duración t , y calculada la distancia epicentral en kilómetros, Δ , se ajustó una fórmula del tipo $m_t = a \log t + b \Delta + c$, donde se determinaron las incógnitas a , b y c para cada estación por mínimos cuadrados, resultando las siguientes expresiones para la magnitud:

$$\text{TOLEDO} \quad m_t = 1.67 \log t + 0.001 \Delta - 0.12 \quad [7]$$

$$\text{ALMERIA} \quad m_t = 1.22 \log t + 0.001 \Delta + 1.20 \quad [8]$$

Dado que el Observatorio de Alicante solo tenía registros hasta 1955, se decidió calcular su fórmula por comparación de las magnitudes obtenidas para Toledo en el periodo 1924-1955. Así se analizaron las codas de 34 terremotos y se ajustaron los datos de observación, resultando la siguiente fórmula:

$$\text{ALICANTE} \quad m_t = 1.44 \log t + 0.001 \Delta + 0.95 \quad [9]$$

3.7 De Miguel, Alguacil y Vidal, 1988

Fernando de Miguel, Gerardo Alguacil y Francisco Vidal (1988), establecieron una expresión de la magnitud en función de la duración para terremotos del sur de la Península Ibérica.

Seleccionaron 59 sismos registrados desde 1983 a 1985 en las estaciones de corto periodo de la Red Sísmica de la Universidad de Granada (RSUG) estableciendo una relación entre la duración total de las señales en estas estaciones y la magnitud.

Para la medida de la duración, adoptan también el criterio de Real y Teng (1973).

Como magnitud de referencia, usaron las magnitudes calculadas midiendo sobre los registros verticales de corto periodo de las estaciones de TOL y MAL, las amplitudes y periodos del máximo de la fase Lg , según la fórmula

$$mb = \log \frac{A}{T} + \sigma(\Delta)$$

utilizando los valores $\sigma(\Delta)$ de Payo y de Miguel.

Con estos datos, emplearon técnicas de regresión para ajustar una relación de la forma $m_t = a \log t + b \Delta + c$ donde t es la duración total en segundos y Δ la distancia epicentral en kilómetros.

Los rangos de variación de las medidas oscilan entre 1.8 y 4.9 para la magnitud, 25 a 570 segundos para la duración y 4 a 281 kilómetros para la distancia epicentral.

Los primeros resultados de la inversión, produjeron un valor negativo para el coeficiente de la distancia epicentral por lo que eliminaron este término del ajuste.

Asimismo, al estudiar la curva que relacionaba la magnitud con la duración de la señal encontraron dos zonas de la curva bien diferenciadas, por lo que decidieron realizar dos inversiones, para magnitudes menores de 3.1 y para mayores de este valor, las dos sin dependencia con la distancia:

$$m_t = (1.67 \pm 0.11) \log t - (0.43 \pm 0.19) \text{ para } m_t \leq 3.1 \quad [10]$$

$$m_t = (2.99 \pm 0.14) \log t - (3.25 \pm 0.33) \text{ para } m_t > 3.1 \quad [11]$$

Los autores comprobaron que estas fórmulas proporcionaban una estimación no sesgada de m_t , excepto para algunas estaciones (SMO y APN) con una mayor excitabilidad del terreno a baja frecuencia que prolonga las codas en sus registros.

3.8 E. Samardjieva , G. Payo, J. Badal, 1997

Elena Samardjieva, Gonzalo Payo y José Badal (1997), ajustaron una fórmula de magnitud por duración total del registro usando 87 terremotos ocurridos en el área Ibérica en el periodo 1948-1962, y registrados en el Observatorio de Toledo en el sismógrafo Wiechert. Esta área cubre el norte de África, cabo San Vicente y la zona Ibérica Peninsular.

Como magnitud de referencia usaron la obtenida con la fórmula de Payo y De Miguel de 1974 [4] y ajustando por mínimos cuadrados una ley que relaciona la magnitud con la duración del tipo $m = a \log t + b \Delta + c$, obtuvieron la siguiente fórmula de magnitud por duración:

$$m\tau = 1.50 \log \tau - 0.038 \Delta^\circ + 1.12 \quad [12]$$

Donde τ es la duración total del registro en segundos y Δ° la distancia epicentral en grados.

Usando de nuevo como magnitud de referencia la magnitud dada por [4], también calculan una nueva fórmula de magnitud m_b , resultado del ajuste de

una función de dependencia con la distancia a los datos de amplitud y periodo de estos 87 terremotos:

$$m_{(A/T)} = \log A/T + 1.65 \Delta^0 + 3.56$$

Donde A/T es el máximo de la amplitud del movimiento del suelo de las ondas superficiales registradas en las componentes horizontales en μms^{-1} y Δ^0 es la distancia epicentral en grados

4. Magnitudes calculadas en los Boletines y Catálogos sísmicos españoles

Desde 1961 se calcula de manera rutinaria la magnitud de los sismos españoles. Resumiendo por instituciones, los principales boletines, anuarios y catálogos que han realizado y realizan esta labor son:

4.1 Instituto Geográfico Nacional

- En su trabajo «Datos básicos para un estudio de sismicidad en el área de la Península Ibérica», Munuera (1963) recopila la información sísmica conocida entre 349 AD. hasta 1960, confeccionando el primer catálogo español donde aparece estimada la magnitud. Para su cálculo Munuera aplicó la fórmula de magnitud de Gutenberg y Richter (1956) a partir de la intensidad máxima.
- El Laboratorio Central de Sismología (LCSS) desde 1961 incluido, introduce la magnitud de ondas internas en su Boletín Sismológico de sismos Próximos (que cubre un área comprendida entre 35°N a 44°N y 10°W y 5°E). Para el cálculo de la magnitud en estos primeros años del Boletín LCSS (con seguridad de 1963 a 1965), se usó la fórmula de Munuera (1962) [2] con el término independiente igual a 4.175. Esta fórmula se aplicó durante este periodo a las estaciones telesísmicas de Málaga y Toledo (MAL, TOL) a las locales de Alicante, Almería, Logroño, Moca y Tenerife (ALI, ALM, LGR, MFP, TEN) y a las estaciones colaboradoras del Observatorios de San Fernando (SFS) y Cartuja (CRT). Posteriormente a 1965 esta fórmula de Munuera pudo convivir con la del mismo autor derivada de la energía [3].
- La Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica (SSIS), creada con esta denominación en 1977, recoge en su Boletín de sismos próximos, desde 1977, para la misma zona del LCSS, y añadiendo como estaciones colaboradoras de observaciones los datos de Ebro y Fabra (EBR, FBR),

la sismicidad registrada en sus estaciones. Para el cálculo de la magnitud, se utilizan las lecturas de amplitud y periodo de la fase Lg, de los registros de MAL y TOL, hasta 1978 incluido, y a partir de esta fecha y hasta 1981, de todas las estaciones de la nueva red de corto periodo ya en funcionamiento. La fórmula utilizada es la de Payo y De Miguel, 1974 [4].

- Desde 1981 hasta nuestros días, el Instituto Geográfico Nacional edita y distribuye sus boletines semanales, mensuales y definitivos para la misma zona antes señalada y usa para la estimación de la magnitud las fórmulas de Mezcua y Martínez-Solares, 1983 [5] y [6].
- En el Catálogo «Sismicidad del Área Ibero-Mobrebí» (Mezcua y Martínez-Solares, 1983) aparecen datos de magnitud calculada por duración para los sismos anteriores a 1962 y por amplitud y periodo (del máximo del tren de ondas S) [5] y [6], para el periodo posterior (hasta finales de 1980).

Otras publicaciones del IGN incluyen:

- Utilizando la fórmula de magnitud [4], De Miguel y Payo (1980) calcularon la magnitud de todos los sismos del área ibérica entre 1962 y 1975 (1200 sismos), correspondientes a la región 35° N – 44° N y 5° E - 10° W. Utilizaron principalmente los registros de las estaciones estándar de la Península Ibérica (TOL, MAL y PTO). Posteriormente, De Miguel y Payo (1983), extendieron hacia atrás el catálogo de magnitudes cubriendo el periodo 1948-1961 (870 sismos). Utilizaron los sismogramas antiguos de diferentes observatorios españoles para los cuales se conocía de manera fiable la calibración. Así se usaron en Alicante, el Mainka en sus componentes N y E, en Toledo, el Wiechert en su componente Z, en Almería, el Mainka en sus tres componentes y en Cartuja, el Bifilar en sus componentes E y N.
- En el «Catálogo de Sismogramas digitales antiguos (1912-1962)», (Samardjieva et al., 1997), calculan las magnitudes de 244 eventos de la región ibérica registrados en el sismógrafo Wiechert del Observatorio de Toledo entre 1912 y 1962, por duración con la fórmula [12] y por amplitud y periodo con la fórmula [13]

4.2 Real Instituto y Observatorio de la Armada de San Fernando

- Aunque desde 1969 los boletines del Observatorio de San Fernando incluyen la magnitud de los eventos registrados en su red, tanto ésta

como la localización es tomada del USCGS. Desde 1986 estos datos son calculados en el Observatorio; tanto la localización hipocentral como la magnitud son calculadas usando el programa Hipocenter71 (Liennert et al., 1986). En particular la fórmula de magnitud usada es la siguiente:

$$Mb = 2.24 * \ln(D) / \ln(10) - 1.44$$

siendo D la duración del sismo en segundos.

Estos datos se publican anualmente en los anales del Real Instituto y Observatorio de la Armada.

4.3 Universidad de Granada, Observatorio de Cartuja

- Desde 1986 se aplica de manera rutinaria la fórmula por duración de De Miguel, Alguacil y Vidal [10] y [11].

4.4 Instituto Cartográfico de Cataluña

- En los primeros boletines del Servicio Geológico de Cataluña, (años 1984 y 1985), aparece la magnitud facilitada por la agencia francesa LDG. Entre el año 1986 y el año 1989, se obtuvo una magnitud por duración mediante una regresión con los datos de la LDG. Durante el periodo 1990-1996 se adoptó la magnitud calculada por el Observatoire Midi Pyrénées de Toulouse, y a partir de 1997 hasta nuestros días la magnitud Richter. Puesto que la red se inició en 1985 con sensores de periodo corto y componente vertical, en el cálculo de la magnitud se han utilizado solo componentes verticales. A partir de 1999, se han incorporado a la red sísmica sensores de 3 componentes, aunque por ahora solo interviene la componente vertical en la obtención de la magnitud

5. Comparación de fórmulas de magnitud

Se han comparado las fórmulas basadas en amplitud y periodo hasta los 8° de distancia epicentral. Dada la baja sensibilidad de las fórmulas de magnitud por duración, a la distancia epicentral, comparamos las magnitudes por duración, hasta los 500 segundos de duración de registro, para una misma distancia epicentral fija.

En la Tabla 3, mostramos las distintas contribuciones a la fórmula de magnitud por amplitud y periodo, para los distintos autores, y en la Figura 1. se representan gráficamente sus curvas, en las que se observan grandes discrepancias a cortas distancias atribuibles a nuestro parecer al método de cálculo, a la falta de completitud de algún conjunto de datos usados, y al uso fuera del rango de obtención de la correspondiente fórmula.

La fórmula de Bonelli y Esteban-Carrasco, posteriormente publicada por Munuera en 1965, no deja de ser una fórmula telesísmica aplicada a distancias regionales que no puede reflejar la atenuación de la zona a la que se aplica.

La fórmula de Munuera (1965) fue derivada con datos provenientes de sismos que se encontraban a una distancia epicentral mayor de 1.5° , tal como explica el autor, pero se ha aplicado ampliamente a distancias menores; el resultado no es muy coherente, amplificando la magnitud a cortas distancias. De hecho en el LCSS del IGN, se realizaron estudios de comparación (Payo y De Miguel, 1974 y Udías, López Arroyo y Mezcua, 1976) y se encontraron que las magnitudes así calculadas eran considerablemente superiores (hasta una unidad) a los valores calculados para Europa por Karnik (1969)

En Payo y De Miguel (1974), la curva de corrección por distancia está muy bien muestreada desde distancias cortas y presenta un buen ajuste de los datos empíricos. La única inconsistencia podría provenir del distinto carácter de los eventos utilizados, al usar conjuntamente datos provenientes de terremotos de trayectoria continental (sismos peninsulares) y trayectorias mixtas, oceánica y continental para sismos localizados en Argelia, Cabo San Vicente y Atlántico. Para la estación de Toledo, no parece que haya problemas, pero la contribución de la estación costera PTO que ajusta la curva de atenuación a cortas distancias puede que esté afectada por la pérdida de energía de la fase Lg en la cuál basan su trabajo. Algo similar ocurre para las distancias mayores, provenientes de estos sismos de trayectoria mixta registrados en las tres estaciones con las que se estudia la magnitud.

En Mezcua y Martínez-Solares (1983), se realizó un ajuste de todos los datos para la primera fórmula [5] aunque su uso se restringió a distancias menores de 3° . Un problema que afecta a la aplicación de las fórmulas [5] y [6] es que existe un salto de -0.4 unidades a los 3° de distancia epicentral en la magnitud estimada con las dos fórmulas (ver figura 1), lo que provoca que los sismos pequeños que se registran solo a distancias menores de 3° (magnitud calculada solamente con la fórmula [5]), estén sobreestimados respecto a sismos más grandes, cuya estimación de magnitud se hace con las dos fórmulas ([5] y [6]). Esto puede ser debido a que las distancias muy cortas (menores de 2°) no están muy bien muestreadas en el conjunto de datos utilizados en la inversión para la obtención de la fórmula [5].

En Samardjieva et al. (1997), se han usado datos provenientes de la lectura de ondas superficiales registradas a distancias mayores de 2°, luego su ajuste a cortas distancia puede que no sea muy apropiado.

Tabla 3. Comparación de los distintos coeficientes a, b, c, y d de la magnitud definida

como $m = a \log \left(\frac{A}{T} \right) + b \log \frac{\Delta^o}{T} + c + d$, para los distintos autores. (a) los autores

no presentan la corrección por distancia de manera paramétrica, sino tabulada en valores discretos de distancia (Tabla 2)

	a	b	c	d
Bonelli y Esteban-Carrasco	0.63	1.207		4.330
Munuera, 1965	0.7	1.05	0.054	4.06
Payo y De Miguel , 1974	1	(a)	(a)	(a)
Mezcua y Martínez- Solares, 1983, $\Delta < 3^\circ$	1	1.05	3.93	
Mezcua y Martínez- Solares, 1983, $\Delta > 3^\circ$	1	1.66	3.3	
Samardjieva et al., 1997	1	1.65		3.56

En la figura 1. presentamos la comparación gráfica de las distintas fórmulas de magnitud desde 0.1° hasta 8°, aunque algunas fórmulas se han obtenido con datos de un rango más limitado de distancias, sin embargo, se ha extendido su aplicación a todo el rango. Como se observa de la Tabla 3. hay dos fórmulas (Bonelli y Esteban-Carrasco; y Munuera) para las cuales el coeficiente de proporción «a» con $\log \left(\frac{A}{T} \right)$ es diferente de uno, lo que nos obliga a realizar

una comparación no solo del término de atenuación con la distancia, sino de la magnitud a una amplitud y periodo fijo que elegimos respectivamente de 10 micra y 1 segundo.

A continuación comparamos las distintas magnitudes por duración para los distintos autores. En la Tabla 4. mostramos la comparación de los distintos coeficientes de las fórmulas de magnitud, y observamos la poca sensibilidad de esta con la distancia por lo que en la Figura 2. comparamos las distintas fórmulas de magnitud en función de la duración para 1° de distancias epicentral.

Observamos también cierta dispersión en los valores sobre todo para las fórmulas de Mezcua y Martínez-Solares, 1983 Toledo y De Miguel, Alguacil y Vidal 1988, siendo el resto similares. La causa puede deberse a la dificultad para medir con confianza la duración de la señal sobre el ruido en registros

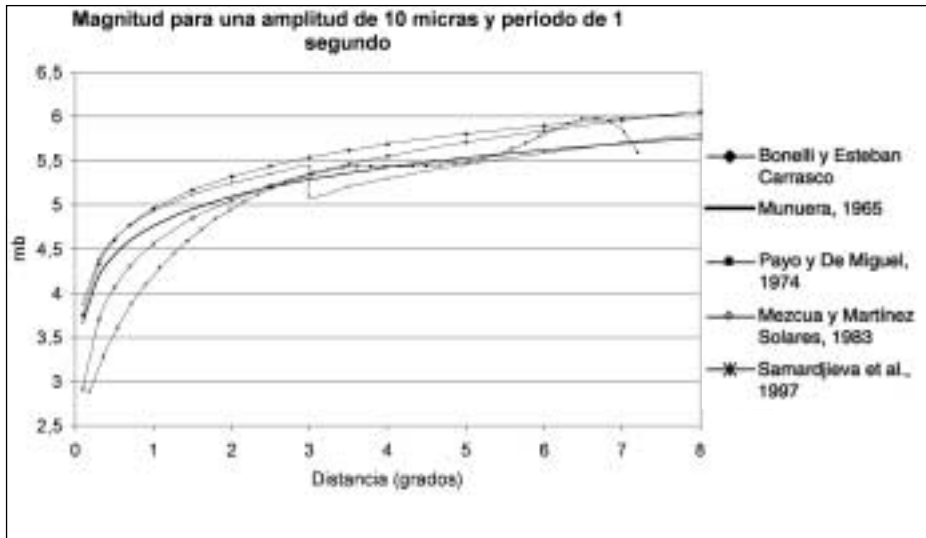


Figura 1. Comparación gráfica de las distintas fórmulas de magnitud, en función de la distancia epicentral, para un sismo de amplitud 10 micras y periodo 1 segundo.

analógicos como son las bandas de papel, que puede llevar a adoptar muy diferentes criterios a priori según la estación y el autor.

Tabla 4. Comparación de los coeficientes de la fórmula de magnitud por duración y distancia $m = a \log t + b \Delta^\circ + c$, para los distintos autores.

	a	b	c
Mezcua y Martínez-Solares, 1983 Toledo	1.67	0.001	-0.12
Mezcua y Martínez -Solares, 1983 Almería	1.22	0.001	1.20
Mezcua y Martínez -Solares, 1983, Alicante	1.44	0.001	0.95
De Miguel, Alguacil y Vidal 1988 (1)	1.67		-0.43
De Miguel, Alguacil y Vidal 1988 (2)	2.99		- 3.25
Samardjieva et al., 1997	1.50	-0.038	1.12

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar aquí nuestro agradecimiento al Servicio de Sismología del Real Instituto y Observatorio de la Armada, al Observatorio de Cartuja, al

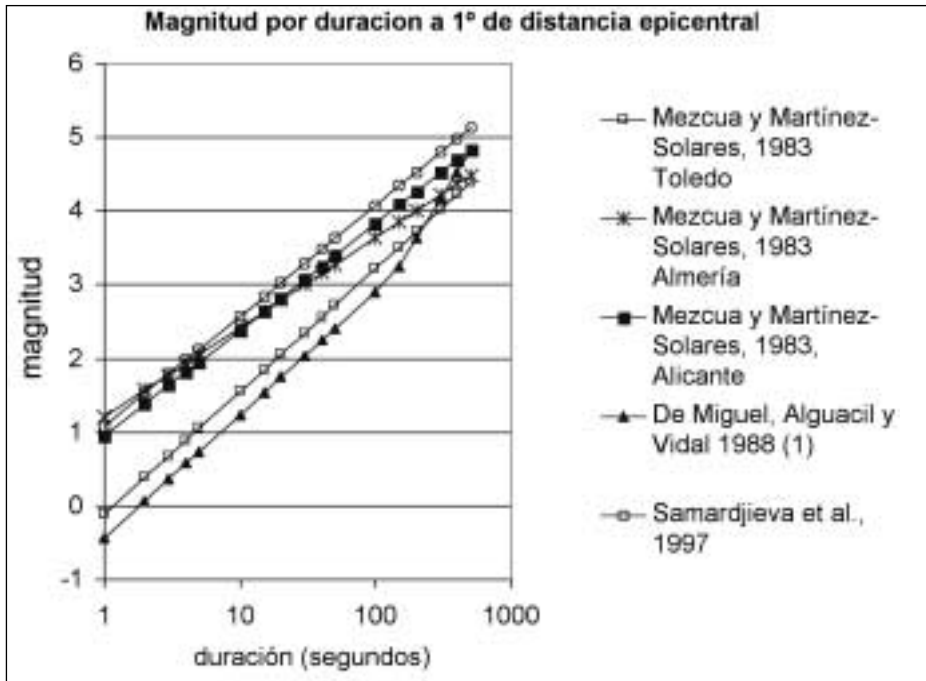


Figura 2. Comparación gráfica de las distintas fórmulas de magnitud en función de la duración, a 1° de distancia epicentral.

Instituto Cartográfico de Cataluña, al Observatorio de Toledo y al Instituto Geográfico Nacional por toda la información que nos han suministrado y que ha permitido escribir este trabajo. Así mismo agradecemos a Agustín Udías por su valiosa corrección. Este trabajo ha sido subvencionado, en parte, por el Ministerio de Ciencia y Tecnología Proyecto REN 2003-C05178-C03-01 (DM)

REFERENCIAS

- BONELLI RUBIO, J. y L. ESTEBAN CARRASCO. (1954): «La magnitud de los sismos en Toledo». *Instituto Geográfico Nacional. Madrid.*
- DE MIGUEL, F. y G. PAYO. (1980): «Cálculo de magnitud de terremotos ocurridos entre 1962 y 1975 en la Península Ibérica y áreas tectónicas adyacentes». *Instituto Geográfico Nacional. Publicación Técnica N° 13. Madrid.*
- DE MIGUEL, F. y G. PAYO. (1983): «Cálculo de magnitud de terremotos ocurridos en la Península Ibérica y áreas tectónicas adyacentes entre 1948 y 1961». *Instituto Geográfico Nacional. Publicación Técnica N° 15. Madrid.*

- DE MIGUEL, F., G. ALGUACIL y F. VIDAL. (1988): «Una escala de magnitud a partir de la duración para terremotos del sur de España». *Revista de Geofísica*, N° 44, 75-86. Madrid.
- DI FILLIPO, D and MARCELLI, L. (1950): «Magnitudo ed energia dei terremoti in Italia». *Annali di Geofísica*, vol3, 337-348, Roma
- GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER. (1942): «Earthquake magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration», *Bull. Seis. Soc. Am.* 32, 163-191
- GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER. (1956): «Earthquake magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration», *Bull. Seis. Soc. Am.* 46, 105-106
- INGLADA, V. (1921): «Nuevas fórmulas para abreviar el cálculo de la profundidad aproximada del foco sísmico por el método de Koevesligethy, y su aplicación a algunos temblores de tierra», *Instituto Geográfico y Catastral, Madrid*
- KARNIK, V. (1969): «Seismicity of the European Area». *Tomo I. Reidel, Dordrecht. Holland, 365pp.*
- LEE, W. H. K., R. BENNET and K. MEAGHER, (1972). «A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration». U.S. Geol. Surv. *Open-File Rep.*, 28 pp.
- LIENNERT B. R., E. BERG and L. N. FRAIZER (1986): «HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares». *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 3, 771-783.
- MEZCUA, J. y J. M. MARTÍNEZ SOLARES. (1983): «Sismicidad el área Ibero-Mogrebí». *Instituto Geográfico Nacional. Publicación Técnica N° 203.* Madrid.
- MUNUERA, J. M. (1963): «Datos básicos para el estudio de la sismicidad en el área de la Península Ibérica (Seismic Data)». *Memorias del Instituto Geográfico y Catastral, tomo XXXII, cuaderno I, Madrid.*
- MUNUERA, J. M. (1962): «Caracteres mecánicos de los sismos», *Urania, núms. 255-256, 134-160, Tarragona*
- MUNUERA, J. M. (1965): «La magnitud sísmica y el coeficiente de absorción específica en la región de la Península Ibérica». *Revista de Geofísica, año XXIV. N° 96.*
- PAYO, G. y F. DE MIGUEL (1974): «Magnitud de los sismos en la región Ibérica a partir de la fase Lg». *Revista de Geofísica, VOL XXXIII N° 3 y 4.*
- PETERSCHMITT, E (1947): «La magnitud des Séismes». *Comptes Rendus des séances de la Conference réunie a Strasbourg en 1947. 86-88, 1948.*
- REAL, C. R., and T. L. TENG (1973): «Local Richter magnitude and signal duration in Souther California», *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1809-1827
- RICHTER, C.F. (1935): «An instrumental earthquake magnitude scale». *Bull. Seis. Soc. Am.* 25, 1-32
- SAMARDJIEVA E., G. PAYO. y J. K. (1997): «Catálogo de Sismogramas Históricos Digitales (1912-1962)». *Instituto Geográfico Nacional. Madrid.*
- TSUMURA, K. (1967). «Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation». *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo*, 45, 7-18.
- UDIAS, A., A. LÓPEZ ARROYO and J. MEZCUA (1976): «Sismotectonic of the Azores-Gibraltar region». *Tectonophysics*, 31, 259-289.

Otra bibliografía consultada

BATLLO, J (2002): «Inventario de Sismógrafos Antiguos». *Instituto Geográfico Nacional. Madrid.*

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL: «Cálculo de las magnitudes de los terremotos ocurridos en la zona Ibérica entre los años 1924-1977. «Informe Interno». Madrid.

PAYO, G. (1996): «Fórmulas de magnitud a partir de registros sísmicos españoles». Homenaje en Honor al Profesor Fernando de Miguel Martínez. *Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos. U. Granada.*

PAYO, G. y R. GOMEZ-MENOR (1998): «Historia del Observatorio Geofísico de Toledo». *Instituto Geográfico Nacional. Madrid.*

RICHTER, C.F. (1958): «Elementary Seismology». *Ed. Freeman. San Francisco.*