

FÓRMULAS DE SISMOLOGÍA

5º Curso de Ingeniero Geólogo, Universidad de Salamanca

Las siguientes fórmulas y ecuaciones corresponden a la primera parte de la asignatura **Sismología e Ingeniería Sísmica**, y sirven para resolver los problemas. El significado de los diferentes parámetros no se da para todas las fórmulas, sino sólo la primera vez que aparecen.

Módulos, coeficientes y constantes del comportamiento

Módulo de elasticidad (o de Young, E): $\sigma = E \cdot \varepsilon$, donde σ es el esfuerzo normal aplicado en una dirección, y ε es la elongación en esa misma dirección ($\varepsilon = (l_f - l_0)/l_0$).

Módulo de rigidez (o de cizalla, μ): $\tau = \mu \cdot \gamma$, donde τ es el esfuerzo de cizalla aplicado en una dirección, y γ es el valor de la cizalla (la tangente del ángulo que se ha cizallado una perpendicular a esa dirección).

Módulo de volumen (o incompresibilidad, k): $p = -k \cdot \Delta$, donde p es la presión hidrostática, y Δ es la dilatación ($\Delta = (V_f - V_0)/V_0$, donde V_0 es el volumen inicial y V_f el final).

Coefficiente de Poisson (ν): $\nu = \frac{\varepsilon_{transversal}}{\varepsilon_{longitudinal}}$. Su valor en las rocas oscila alrededor de $\nu = 0,25$.

Constantes de Lamé (λ y μ): μ es el módulo de rigidez y $\lambda = \frac{E \cdot \nu}{(1 + \nu) \cdot (1 - 2 \cdot \nu)} = \frac{2 \cdot \mu \cdot \nu}{(1 - 2 \cdot \nu)}$

Relaciones entre módulos, coeficientes y constantes:

$$k = \frac{E}{3 \cdot (1 - 2 \cdot \nu)}, \quad \mu = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)}, \quad E = \frac{\mu \cdot (3 \cdot \lambda + 2 \cdot \mu)}{(\lambda + \mu)}, \quad \nu = \frac{\lambda}{2 \cdot (\lambda + \mu)}$$

Parámetros que caracterizan las ondas

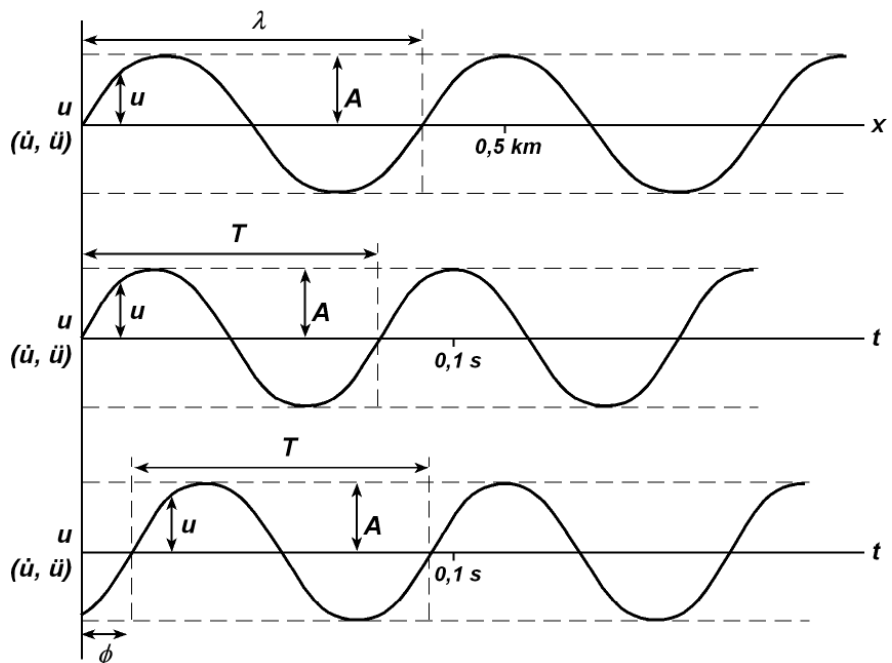
Desplazamiento armónico

(u): desplazamiento de una partícula en un instante dado. En ordenadas se puede representar también la velocidad de desplazamiento armónico o su aceleración

Amplitud (A): desplazamiento máximo de una partícula afectada por una onda.

Frecuencia (f): número de ondas que pasa por un punto en un segundo.

Periodo (T): Tiempo que tarda una onda en pasar por un punto, en segundos: $T = 1/f$



Frecuencia angular (ω):

$$\omega = 2 \cdot \pi \cdot f = 2 \cdot \frac{\pi}{T}$$

Longitud de onda (λ): distancia entre los dos puntos equivalentes más próximos.

Número de onda (k): número de ondas que están atravesando una unidad de longitud en un instante dado:

$$k = 1/\lambda$$

Velocidad de propagación (V):

$$V = \lambda \cdot f = \lambda/T$$

Fase (ϕ): tiempo que debe retrasarse una onda sinusoidal para que $u = 0$ cuando $t = 0$.

En la onda de la figura, $\lambda = 0,4$ km, $T = 0,08$ s, $f = 12,5$ s⁻¹, $\omega = 78,54$ rad s⁻¹. Para la onda inferior, $\phi = T/6 = 0,0133$ s.

Ecuación de una onda sinusoidal

Onda en fase:

$$u = A \cdot \text{sen } 2 \cdot \pi \cdot \frac{t}{T} = A \cdot \text{sen } 2 \cdot \pi \cdot f \cdot t = A \cdot \text{sen } \omega \cdot t$$

Onda desfasada:

$$u = A \cdot \text{sen } 2 \cdot \pi \cdot f \cdot (t - \phi) = A \cdot \text{sen } \omega \cdot (t - \phi)$$

Velocidad de las ondas sísmicas

Ondas P: $\alpha = V_p = \sqrt{\frac{(\lambda + 2 \cdot \mu)}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + (4/3) \cdot \mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{(1 - \nu)}{(1 - 2 \cdot \nu) \cdot (1 + \nu)}}$, donde ρ es la densidad.

Relación empírica entre V_p y ρ : $\rho = 309,54 \cdot V_p^{0,25}$, donde V_p está en m s⁻¹ y ρ en Kg m⁻³.

Ondas S:

$$\beta = V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2 \cdot (1 + \nu)}}$$

Relación entre α y β : $\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{\frac{(1 - \nu)}{(1/2 - \nu)}}$, que vale entre 1,5 y 2. Para $\nu = 0,25$, $\frac{\alpha}{\beta} = \sqrt{3} = 1,732$.

En términos de k y ρ : $\alpha^2 - \frac{4}{3} \cdot \beta^2 = \frac{k}{\rho}$

Ondas de Rayleigh (L_R): $V_{L_R} = \sqrt{2 - \frac{2}{\sqrt{3}}} \cdot \beta = 0,9194 \cdot \beta$, para $\nu = 0,25$.

Ondas de Love (L_Q): $\beta_1 < V_{L_Q} < \beta_2$, donde β_1 y β_2 son las velocidades V_s de los lechos superficial e inferior, respectivamente.

Energía, atenuación y absorción de las ondas

Energía que transporta una onda sísmica en un ciclo: $E = 1/2 \cdot \rho \cdot \omega^2 \cdot A^2 = 2 \cdot \pi^2 \cdot \rho \cdot f^2 \cdot A^2$

Atenuación geométrica: se debe a la expansión del frente de onda, pues la energía se reparte a lo largo de él:

Para ondas P y S, el frente es aproximadamente esférico: A es proporcional a $1/r$.

Para ondas de superficie, el frente es una circunferencia: A es proporcional a $1/\sqrt{r}$

Absorción: se debe a las propiedades anelásticas de las rocas y se llama también **frenado anelástico**.

$\delta = \log \frac{A_n}{A_{n+1}}$, donde A_n es la amplitud de un ciclo cualquiera y A_{n+1} la del siguiente.

Factor de calidad (Q): $Q = \pi / \delta$. Se llama también **atenuación intrínseca**.

Anelasticidad (α): $\alpha = \frac{\delta}{\lambda} = \frac{\delta \cdot f}{V} = \frac{\pi \cdot f}{Q \cdot V}$. Se llama también **coeficiente de atenuación**.

Efecto combinado de la atenuación geométrica y la absorción: La amplitud (A) de una onda a una distancia r de la fuente puede calcularse a partir de la amplitud (A_0) conocida para una distancia r_0 .

Para ondas P y S:

$$A = A_0 \cdot \frac{r_0}{r} \cdot e^{-\alpha \cdot (r-r_0)} = A_0 \cdot \frac{r_0}{r} \cdot e^{-\left(\frac{\pi \cdot f}{Q \cdot V}\right) \cdot (r-r_0)}$$

Para ondas de superficie:

$$A = A_0 \cdot \sqrt{\frac{r_0}{r}} \cdot e^{-\alpha \cdot (r-r_0)} = A_0 \cdot \sqrt{\frac{r_0}{r}} \cdot e^{-\left(\frac{\pi \cdot f}{Q \cdot V}\right) \cdot (r-r_0)}$$

Propagación de las ondas sísmicas

Ley de la reflexión:

$i = R$, es decir, el ángulo de incidencia (i) es igual al de reflexión (R). Sólo vale cuando la onda reflejada es del mismo tipo que la incidente.

Ley de la refracción o de Snell:

$$\frac{\text{sen}(i)}{\text{sen}(r)} = \frac{V_1}{V_2}, \text{ o bien, } \frac{\text{sen}(i)}{V_1} = \frac{\text{sen}(r)}{V_2}, \text{ donde } i$$

es el ángulo de incidencia, r el de refracción, y V_1 y V_2 las velocidades de la onda en el medio por donde viaja antes y después de refractarse respectivamente. Esta fórmula puede emplearse para calcular reflexiones y refracciones de ondas de distinto tipo. Por ejemplo, si α_1 y α_2 son las velocidades de las ondas P en los dos medios, y β_1 y β_2 las de las ondas S:

$$\frac{\text{sen}(i_p)}{\alpha_1} = \frac{\text{sen}(r_p)}{\alpha_2} = \frac{\text{sen}(R_s)}{\beta_1} = \frac{\text{sen}(r_s)}{\beta_2}$$

Impedancia acústica (z):

que atraviesa la onda, y V su velocidad.

$$z = \rho \cdot V, \text{ donde } \rho \text{ es la densidad de las rocas}$$

Coefficiente de reflexión (RC):

$$RC = \frac{A_1}{A_0} = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} = \frac{\rho_2 \cdot \alpha_2 - \rho_1 \cdot \alpha_1}{\rho_2 \cdot \alpha_2 + \rho_1 \cdot \alpha_1}, \text{ donde}$$

A_0 y A_1 son las amplitudes de la onda P incidente y reflejada, ρ_1 y ρ_2 son las densidades de las rocas que atraviesa la onda, y α_1 y α_2 las velocidades de las ondas P en esas rocas.

Coefficiente de transmisión (TC):

$$TC = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2 \cdot z_1}{z_2 + z_1} = \frac{2 \cdot \rho_1 \cdot \alpha_1}{\rho_2 \cdot \alpha_2 + \rho_1 \cdot \alpha_1}, \text{ donde}$$

A_0 y A_2 son las amplitudes de la onda P incidente y refractada, ρ_1 y ρ_2 son las densidades de las rocas que atraviesa la onda, y α_1 y α_2 las velocidades de las ondas P en esas rocas. Las fórmulas anteriores para RC y TC sólo son válidas cuando el ángulo de incidencia es bajo, es decir, el rayo es perpendicular a la superficie o casi, y no se generan ondas S.

Ángulo crítico (i_c):

$$\text{sen}(i_c) = \frac{\alpha_1}{\alpha_2}, \text{ donde } i_c \text{ es el ángulo de incidencia de un}$$

rayo que se refracta viajando exactamente por la interfase entre los lechos de velocidades α_1 y α_2 . Para cualquier ángulo de incidencia mayor, no se produce refracción, pero sí reflexión, con lo que toda la energía del rayo incidente se transmite al reflejado.

Parámetro del rayo para capas planas (p):

$$p = \frac{\text{sen}(i_1)}{\alpha_1} = \frac{\text{sen}(i_2)}{\alpha_2} = \frac{\text{sen}(i_3)}{\alpha_3} = \dots = cte. \text{ Sirve}$$

para calcular la velocidad del lecho en el que se produce la refracción crítica:

$$p = \frac{1}{\alpha_m}$$

Parámetro del rayo para capas esféricas (p):

$$p = \frac{R_1 \cdot \text{sen}(i_1)}{\alpha_1} = \frac{R_2 \cdot \text{sen}(i_2)}{\alpha_2} = \frac{R_3 \cdot \text{sen}(i_3)}{\alpha_3} = \dots = cte.$$

Relación de Benndorf: $p = \frac{R \cdot \text{sen}(i)}{\alpha} = \frac{R_0}{\alpha_0}$, que se deduce del parámetro del rayo para capas

esféricas y sirve para calcular el ángulo de incidencia de un rayo sísmico generado en un foco y registrado en una estación sísmica cualquiera. Para ello se necesita saber la profundidad del foco y la distancia epicentral (Δ°), y hay que usar un modelo de velocidades de las ondas P según la profundidad (por ejemplo, *iasp91*), y una tabla con los valores de p según Δ° .

Medida de los terremotos

Intensidad (I): medida subjetiva, basada en los efectos con que el terremoto se deja sentir en una región. Se emplean las escalas de Mercalli, MM (Modified Mercalli), MSK (Medvedev-Sponheuer-Karnik) y EMS (European Macroseismic Scale). Tienen 12 estadios y se numeran con números romanos, del I al XII.

Magnitud: medida objetiva del tamaño real de un terremoto en su foco. Se basa en la amplitud registrada de las ondas, pero que tiene en cuenta también la distancia al foco. Se definen varias magnitudes:

Magnitud local (M_L): $M_L = \log_{10}(A_{\text{máx}}) - \log_{10}(A_0)$, donde $A_{\text{máx}}$ es la máxima amplitud de las ondas sísmicas registradas (sean P, S o L), medida en micras (μm) a 100 km del epicentro, y $A_0 = 1 \mu\text{m} = 10^{-3} \text{ mm}$, es una amplitud de referencia. La amplitud a 100 km del epicentro se calcula por la fórmula de la atenuación y absorción. Los sismómetros modernos miden desde $M_L = -2$, aunque la escala original de Richter empezaba en cero. No hay límite superior, aunque para los mayores terremotos registrados, $M_L < 9$. Una versión empírica de M_L es: $M_L = \log_{10}(A_{\text{máx}}) - 2,48 + 2,76 \cdot \log_{10}(\Delta)$, donde $A_{\text{máx}}$ va en milímetros y Δ en km.

Magnitud de las ondas de superficie (M_S): $M_S = \log_{10}\left(\frac{A_S}{T}\right) + 1,66 \cdot \log_{10}(\Delta^\circ) + 3,3$, donde A_S es la amplitud máxima de las ondas de superficie con un periodo de 20 ± 2 s, medida en micras, T es el periodo y Δ° es la distancia epicentral en grados. La fórmula es válida para sismos superficiales (menos de 50 km de profundidad) y para distancias epicentrales superiores a 20° . La máxima M_S registrada, es la del terremoto de Alaska de 1964, con un valor de 8,6.

Relación empírica entre la magnitud M_S y la longitud (L) de la falla que produjo el terremoto en km, establecida en fallas aflorantes:

$$M_S = 6,1 + 0,7 \cdot \log_{10}(L)$$

Magnitud de las ondas del cuerpo (m_B y m_b): $m_B = \log_{10}\left(\frac{A_{P,S}}{T}\right) + 0,01 \cdot \Delta^\circ + 5,9$, donde $A_{P,S}$

es la amplitud máxima de las ondas P ó S con un periodo de 4 a 20 s, medida en micras, T es el periodo y Δ° es la distancia epicentral en grados. La fórmula es válida para telesismos, es decir, para distancias epicentrales superiores a 10° , y se emplea en sismogramas de instrumentos de banda ancha. De hecho, se usa más m_b , medida en sismogramas de banda

estrecha y periodo corto:

$$m_b = \log_{10}\left(\frac{A_P}{T}\right) + 0,01 \cdot \Delta^\circ + 5,9$$
, donde A_P es

la amplitud máxima de las ondas P con un periodo de alrededor de 1 s, medida en micras.

Relación empírica entre m_b y M_S :

$$m_b = 0,56 \cdot M_S + 2,9$$

Momento sísmico (M_0): $M_0 = \mu \cdot F \cdot S$, donde μ es el módulo de rigidez o cizalla, S es el deslizamiento de la falla en metros y F es el área del segmento desplazado, en m^2 . Para los cálculos, suele tomarse $\mu = 3 \cdot 10^{10} \text{ N m}^{-2}$ en la corteza y

$\mu = 7 \cdot 10^{10} \text{ N m}^{-2}$ en el manto. M_0 es proporcional a toda la energía disipada en el área de la falla movida cuando se produjo el terremoto, y al salto.

Magnitud del momento (M_W):

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6$$

Se emplea para medir grandes terremotos y tiende a remplazar a M_S en la literatura científica, aunque suele dar valores algo superiores. La máxima M_W registrada es la del terremoto de Chile de 1960, con un valor de 9,5 y cuya $M_S = 8,5$.

Relación entre intensidad y magnitud M_S :

$$I_{\text{máx}} = 1,5 \cdot M_S - 1,8 \cdot \log_{10}(h) + 1,7$$

, donde h es la profundidad del foco en km. Esta relación vale para terremotos poco profundos ($h < 50$ km), y es empírica, como muchas de las anteriores. Eso significa que los resultados de aplicarla deben considerarse sólo como una aproximación.

Relación entre momento y magnitud M_S :

$$\log_{10}(M_0) = 1,5 \cdot M_S + 8,75$$

. Esta relación se ha establecido sólo para terremotos grandes, y es también empírica.

Relación empírica entre la magnitud del momento M_W y la longitud (L) de la falla que produjo el terremoto en km:

$$M_W = 5,08 + 1,16 \cdot \log_{10}(L)$$

Energía sísmica liberada en un terremoto (E):

$$\log_{10}(E) = 4,4 + 1,5 \cdot M_S$$

(Richter y Gutenberg, 1956), o bien, para $M_S > 5$:

$$\log_{10}(E) = 5,24 + 1,44 \cdot M_S$$

(Båth, 1966). En estas fórmulas, que son empíricas, E está en Joules ($1 \text{ J} = 1 \text{ N m}$).

Frecuencia de los terremotos (N):

$$\log_{10}(N) = a - b \cdot M_S$$

, donde N es la frecuencia anual de sismos con una magnitud dada o mayor que ella en una región. Es la ecuación de una recta, que se conoce como la relación de Gutenberg-Richter; a es la ordenada en el origen, y vale entre 8 y 9; b es la pendiente, que vale aproximadamente 1 en un material fracturado que no soporta grandes esfuerzos. En una región más rígida o resistente, b puede valer 0,5.

Sismicidad terrestre y energía

Cada año se registran, como promedio, unos 50.000 terremotos de $M_S > 3$, 6.200 de $M_S > 4$, 800 de $M_S > 5$, 120 de $M_S > 6$, 18 de $M_S > 7$ y uno o ninguno de $M_S > 8$.

El 75-80 % de la energía sísmica liberada anualmente proviene del cinturón circum-Pacífico, y el 15-20 % de la zona Mediterránea – trans-Asiática, desde las Azores hasta el Este del Himalaya. Es decir, aproximadamente el 95 % proviene de los límites de placa en compresión, convergentes y transcurrentes. El sistema de dorsales oceánicas, o sea, los límites de placas divergentes, aportan el 3-7 % de la energía liberada anualmente. Los terremotos intraplaca representan sólo el 1 % de la energía, aunque pueden ser fuertes y destructivos.

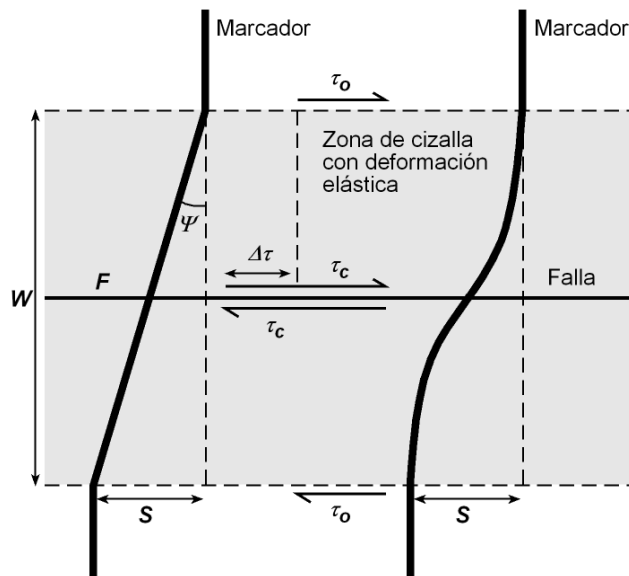
En relación con la profundidad, el 85 % de la energía corresponde a terremotos superficiales (< 70 km), el 12 % a los intermedios (70-300 km) y el 3 % a los profundos (300-670 km).

La energía liberada por un terremoto aumenta muy rápidamente con la magnitud. Por cada unidad de magnitud M_S , la energía liberada aumenta 31,6 veces ($10^{1,5}$) ó 27,5 veces ($10^{1,44}$), según usemos la ecuación de Richter y Gutenberg (1956) o la de Båth (1966). Por ejemplo, la energía liberada por un seísmo de $M_S = 7$ es entre 1000 y 760 veces mayor que la liberada por un seísmo de $M_S = 5$. Eso implica que se precisan entre 760 y 1000 terremotos de $M_S = 5$ para igualar la energía liberada por un terremoto de $M_S = 7$. Si hay un terremoto de $M_S = 8$, casi toda la energía sísmica anual es liberada en él.

Una tonelada de tri-nitro-tolueno (TNT) libera unos $4,2 \times 10^9$ J. Un kilotón, la energía liberada en la explosión de 1000 toneladas de TNT, representa $4,2 \times 10^{12}$ J, y equivale a un terremoto de $M_S = 5,13$ usando la ecuación de Båth (1966). La bomba atómica de Hiroshima, de 11 kilotonnes, liberó la energía de un terremoto de $M_S = 5,85$. Un megatón liberaría la energía equivalente a un terremoto de $M_S = 7,2$.

Aproximación a la energía liberada en un terremoto

Utilizaremos el modelo del rebote elástico de Reid. Partimos de una zona de cizalla (en gris), dentro de la cual hay una falla que se va a mover. La deformación dentro de la zona de cizalla es elástica, y al menos una parte de ella se va a recuperar cuando el esfuerzo de cizalla alcance un valor determinado junto a la falla, y ésta se mueva. Los valores que vamos a utilizar son:



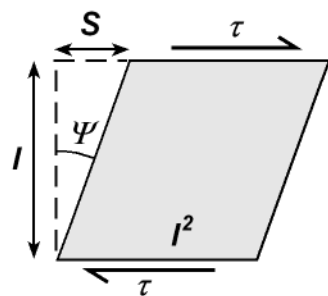
- W : anchura de la zona de cizalla.
- F : superficie de la falla.
- S : salto de la falla.
- Ψ : ángulo de cizalla.
- γ : valor de la cizalla: $\gamma = tg \psi$.
- τ_0 : esfuerzo de cizalla fuera de la zona de cizalla, que no cae al moverse la falla.
- τ_c : esfuerzo de cizalla junto a la falla en el momento de producirse la ruptura.
- $\Delta \tau$: caída del esfuerzo de cizalla al moverse la falla: $\Delta \tau = \tau_c - \tau_0$.

Dos marcadores muestran la deformación elástica, el de la izquierda para una deformación homogénea, resultado de un esfuerzo constante a lo largo de la zona de cizalla, y el de la derecha

para una deformación heterogénea, resultado de un esfuerzo que varía a lo largo de la cizalla.

Llamaremos E_e a la energía elástica almacenada que se libera al moverse la falla. Esta energía se dispersa en parte como ondas sísmicas (E) y en parte en forma de calor generado por fricción (E_f), de forma que $E_e = E + E_f$.

Para un cubo de lado l deformado elásticamente por un cizallamiento simple homogéneo, la energía elástica almacenada vale $E_e = \tau \cdot l^2 \cdot S$, donde τ es el esfuerzo de cizalla aplicado y S el desplazamiento. Pero $\gamma = tg \psi = S/l$, así que $E_e = \gamma \cdot \tau \cdot l^3$. Dado que l^3 es el volumen del cubo, la energía elástica almacenada por unidad de volumen es $E_e = \gamma \cdot \tau$.



Por otra parte, en una deformación elástica, $\mu = \tau/\gamma$, donde μ es el módulo de rigidez o de cizalla (Ley de Hooke).

Para un esfuerzo de cizalla (τ) constante y unas rocas de propiedades homogéneas, la energía elástica almacenada en la zona de cizalla representada en la figura de arriba será

$$E_e = F \cdot W \cdot \gamma \cdot \tau = F \cdot W \cdot \frac{\tau}{\mu} \cdot \tau = F \cdot S \cdot \tau$$

Sin embargo, lo realista es asumir que el esfuerzo de cizalla no es constante, y que sólo la caída de esfuerzo libera energía elástica. Entonces, para calcular E_e hay que

integrar entre τ_0 y τ_c $E_e = F \cdot W \cdot \int_{\tau_0}^{\tau_c} \gamma \cdot d\tau = F \cdot W \cdot \int_{\tau_0}^{\tau_c} \frac{\tau}{\mu} \cdot d\tau = F \cdot W \cdot \left[\frac{\tau^2}{2 \cdot \mu} \right]_{\tau_0}^{\tau_c}$, es decir,

$$E_e = F \cdot W \cdot \frac{(\tau_c^2 - \tau_0^2)}{2 \cdot \mu} . \text{ Si aplicamos la Ley de Hooke } \gamma = \frac{(\tau_c - \tau_0)}{\mu} , \text{ y } \gamma = tg \psi = S/W ,$$

$E_e = F \cdot S \cdot \frac{(\tau_c + \tau_o)}{2}$. La energía liberada en el caso de esfuerzo variable tiene una expresión similar al caso de esfuerzo constante, pero éste ha sido sustituido por la media aritmética de los esfuerzos fuera de la cizalla y en la falla, con independencia de que la variación sea o no lineal.

La energía disipada por fricción es $E_f = F \cdot \tau_o \cdot S$, producto de la fuerza de cizalla aplicada ($F \cdot \tau_o$), por la distancia movida (S). Sólo el esfuerzo τ_o cuenta, pues es el que podría seguir moviendo la falla una vez iniciado el movimiento y liberada la energía elástica almacenada, es decir, una vez que $\tau_c = \tau_o$.

Por tanto, la energía disipada elásticamente en forma de ondas sísmicas es

$$E = E_e - E_f = F \cdot S \cdot \frac{(\tau_c + \tau_o)}{2} - F \cdot S \cdot \tau_o, \text{ es decir, } E = F \cdot S \cdot \frac{(\tau_c - \tau_o)}{2} = F \cdot S \cdot \frac{\Delta\tau}{2}.$$

Notar que el **momento sísmico** se suele definir como $M_o = F \cdot S \cdot \mu$, pero se puede definir también como $M_o = F \cdot \Delta\tau \cdot W$, es decir, el producto de la fuerza ($F \cdot \Delta\tau$) por su brazo (W). Comparándola con la de $E = F \cdot S \cdot \Delta\tau / 2 = F \cdot W \cdot \gamma \cdot \Delta\tau / 2$ se observa que $E/M_o = \Delta\tau / 2 \cdot \mu = \gamma / 2$. Ambas magnitudes tienen las dimensiones de una energía, pero representan cantidades físicas diferentes.

Eficacia sísmica: es el cociente entre la energía liberada elásticamente y la energía total liberada

$$\frac{E}{E_e} = \frac{(\tau_c - \tau_o)}{(\tau_c + \tau_o)}. \text{ La caída del esfuerzo } (\Delta\tau = \tau_c - \tau_o) \text{ durante un terremoto suele ser de}$$

unos pocos MPa (1 MPa = 10 bar), mientras que el esfuerzo permanente (τ_o) es de unas pocas decenas de MPa. Por tanto, la eficacia sísmica es del orden del 10 % o menor.

Fallas y riesgo sísmico

Falla activa: es la que se ha movido durante el Holoceno, es decir, en los últimos 10.000 años (10 Ka), según la normativa que aplica el estado de California, o en los últimos 35.000 años (35 Ka), según una definición diferente.

Falla potencialmente activa: es la que se ha movido durante el Cuaternario, es decir en los últimos 1.650.000 años (1,65 Ma).

Falla inactiva: es la que no se ha movido durante el Cuaternario.

Falla capaz: según la normativa de la United States Nuclear Regulatory Commission (USNRC) de 1997, una falla es capaz:

- 1- Si se ha movido en superficie al menos una vez en los últimos 35 Ka, o muestra movimientos recurrentes en los últimos 500 Ka.
- 2- Si muestra una macrosismicidad, determinada instrumentalmente con registros suficientemente precisos como para demostrar su relación con la falla, cuando el movimiento no es evidente en superficie.
- 3- Si está relacionada estructuralmente con una falla capaz definida de acuerdo con los puntos 1 y/o 2, de forma que si se produce movimiento en una, sea razonable esperararlo en la otra.

Parámetros usados en la evaluación del riesgo sísmico

Deslizamiento: es el movimiento relativo producido a ambos lados de una falla. Para los mayores terremotos, pueden llegar a ser de 6 a 14 m en la horizontal, y hasta 6 m en la vertical (excepcionalmente, hasta 20 m en el terremoto de Banda Aceh, Sumatra, del 26/12/2004).

Velocidad de deslizamiento: es la relación entre deslizamiento y tiempo. P. ej., para una falla que se ha movido 1 m en 1 Ka, la velocidad de deslizamiento es de 1 mm/año. También se llama tasa de deslizamiento (“slip rate”).

Intervalo medio de recurrencia (T_R): es el tiempo medio entre terremotos producidos en una falla (“average recurrence interval”). También se llama **periodo de retorno**. Se puede calcular, sobre todo para el modelo del terremoto característico, dividiendo el deslizamiento medio de cada evento entre la velocidad de deslizamiento. P. ej., si el deslizamiento medio es de 1 metro y la velocidad de deslizamiento 2 mm/año, el intervalo de recurrencia es de 500 años.

Relación entre velocidad de deslizamiento e intervalo de recurrencia: a mayor velocidad de deslizamiento, corresponde un intervalo menor. De un estudio de 49 fallas activas en todo el mundo se obtuvieron los siguientes resultados:

velocidad de deslizamiento	intervalo medio de recurrencia
>10 mm/año	< 200 años
10 - 1 mm/año	200 - 3.000 años
1 - 0,1 mm/año	3.000 - 45.000 años
0,1 - 0,01 mm/año	45.000 - 600.000 años

Además, los dos parámetros están relacionados con la cantidad de deformación de la corteza, que suele ser mayor en los límites de placa. El **ciclo sísmico**, equivalente al intervalo medio de recurrencia, va desde 10^1 a 10^2 años en los límites de placa, hasta 10^6 en los continentes estables. En el interior de las placas activas se sitúa en 10^3 a 10^4 años.

Probabilidad de un terremoto: es un parámetro que se emplea para hacer mapas regionales de contornos de riesgo sísmico, y representa el 10 % de probabilidad de que un terremoto exceda una determinada aceleración en un intervalo de tiempo de unas pocas décadas. En uno de tales mapas para Estados Unidos, el intervalo de referencia son 50 años, y los contornos son para aceleraciones de entre 0,05 g y más de 0,4 g, donde g es la aceleración de la gravedad.

Probabilidad condicional: es la probabilidad de que ocurra un evento de magnitud superior a una cierta cantidad en un periodo de tiempo, p. ej., 30 años, en cada segmento de una falla.

Probabilidad anual de excedencia (P_{Exc}): es el inverso del **intervalo medio de recurrencia** ó **periodo de retorno (T_R)** para una aceleración determinada: $P_{Exc}(a) = 1/T_R(a)$. T_R crece al crecer a , y P_{Exc} decrece.

El ciclo del terremoto

El carácter cíclico de los terremotos deriva del modelo de Reid. Una vez liberada la energía elástica tras un terremoto, lleva un tiempo acumular otra vez la necesaria para producir el siguiente. La forma en que opera el ciclo puede variar de unas fallas a otras, lo que da lugar a diferentes modelos.

Modelo del terremoto característico: se aplica cuando una falla o segmento de falla tiende a generar terremotos con la misma magnitud máxima. Entonces se cumple que:

- 1- El deslizamiento de un punto para cada evento de la falla es aproximadamente constante.
- 2- La velocidad de deslizamiento a lo largo de la falla o segmento puede ser variable.
- 3- El tamaño de los terremotos mayores es bastante constante, con un rango de magnitud estrecho que suele estar cerca del máximo, y los eventos moderados son poco frecuentes.

Modelo del deslizamiento uniforme: se caracteriza porque:

- 1- El deslizamiento de un punto para cada evento de la falla es aproximadamente constante.
- 2- La velocidad de deslizamiento a lo largo de la falla o segmento también es constante.
- 3- El tamaño de los terremotos mayores es bastante constante, pero los eventos moderados son más frecuentes.

Modelo del deslizamiento variable: se caracteriza porque:

- 1- El deslizamiento de un punto para cada evento de la falla es variable.
- 2- La velocidad de deslizamiento a lo largo de la falla o segmento es constante.

3- El tamaño de los terremotos mayores es variable.

Modelo de dilatación difusa: asume que a medida que la deformación elástica aumenta, las rocas se dilatan, abriéndose pequeñas fisuras. Esta deformación es inelástica y tiene lugar cuando el esfuerzo alcanza la mitad de su valor de ruptura. La presión de agua va creciendo en las fisuras hasta que se alcanza el límite de rotura, y se produce el terremoto. Después, las fisuras se cierran, los fluidos emigran hacia arriba, la roca de falla queda más o menos sellada y el ciclo recomienza de nuevo. Este modelo se llama también **mecanismo de válvula de falla**. Varias de las características del modelo son susceptibles de ser aplicables a la prevención de terremotos: la velocidad de las ondas sísmicas decrece en las rocas dilatadas, la conductividad eléctrica de las rocas aumenta, y se emite mayor cantidad de radón, que está disuelto en el agua y es radiactivo.

Vulnerabilidad, peligrosidad y riesgo de emplazamiento

Vulnerabilidad: es el grado de daño que un terremoto de cierta intensidad puede causar en una construcción u obra.

Riesgo de una estructura, obra o sistema (R): es el grado de pérdidas, en términos económicos, sufridos durante la exposición al evento considerado. Para estimarlo, hay que tener en cuenta peligrosidad, vulnerabilidad, riesgo sísmico de emplazamiento y coste.

Niveles de seguridad aceptables: son estimaciones que dan la probabilidad de que se alcance un determinado grado de daños en la estructura en función de la peligrosidad del emplazamiento. Suelen darse de manera gráfica, y para el grado de los daños, estos se subdividen en **nivel de servicio** (operativo), **nivel de daño esperado** (reparable), **no reparable pero sin colapso**, y **nivel de seguridad** (colapso).

Vida útil (V_u): es el intervalo de tiempo, en años, durante el cual se calcula que debe ser operativa una construcción o estructura.

Peligrosidad: es la probabilidad de ocurrencia de los distintos niveles de carga sísmica, expresada como aceleraciones para periodos de tiempo. Su estimación consiste en una predicción basada en las fuentes sismogénicas potenciales, las leyes de la atenuación y las probabilidades de excedencia.

Nivel de riesgo sísmico de emplazamiento (E): es la probabilidad de que una aceleración (a) sea igualada o superada al menos una vez durante la vida útil de la obra (V_u), expresada en años. O sea, es la probabilidad de excedencia durante la vida útil.

Se define como $E = 1 - [1 - P_{Exc}(a)]^{V_u} = 1 - \left(1 - \frac{1}{T_R(a)}\right)^{V_u}$ para una aceleración (a) dada.

El riesgo es bajo si la $P_{Exc}(a)$ es baja ó si el $T_R(a)$ es alto. Por ejemplo, si el periodo de excedencia para una determinada aceleración (a) es del 1 % anual ($P_{Exc}(a) = 0,01$) para una obra con una vida útil de 50 años, $E = 0,395$, es decir 39,5 % de probabilidad que a se alcance en 50 años, ó bien, 60,5 % de probabilidad de que no se alcance. Sería un riesgo alto.

Para las mayores aceleraciones, T_R tiende a infinito y P_{Exc} tiende a cero. En estos casos, puede usarse la aproximación $E \cong 1 - e^{-\frac{V_u}{T_R(a)}}$. Notar que si $T_R(a) = V_u$, $E \neq 1$, como intuitivamente cabría esperar, sino que $E = 1 - e^{-1} = 0,6321$, es decir, el riesgo sísmico de emplazamiento sería del 63,2 %.

Predicción del movimiento del suelo

La valoración del riesgo sísmico incluye la evaluación del entorno tectónico y de las características de la construcción. En áreas sísmicas, y sobre todo en construcciones especiales como presas, puentes, plantas eléctricas, etc., es importante contar con un cálculo del movimiento probable del suelo en caso de seísmo. Se trata de estimar la amplitud del movimiento, la aceleración, en términos de la gravedad (g), y la duración de la sacudida.

Identificación del entorno tectónico: incluye analizar las características de las fallas y otras fuentes sísmicas potenciales del área. Hay que estimar los mayores terremotos probables en ellas a partir de registros históricos o estudios de paleosismicidad. También hay que considerar las distancias a las fallas, o a sus segmentos más activos, y estimar la magnitud de los terremotos posibles, a partir de la sismicidad en el área o de relaciones empíricas.

Los parámetros más importantes a considerar son la longitud del segmento que se mueve (L), las magnitudes y el momento de los terremotos mayores asociados, la velocidad de deslizamiento, los deslizamientos medios, el periodo de retorno (T_R) y la probabilidad anual de excedencia (P_{Exc}). Para los cálculos, suele tomarse el módulo de cizalla $\mu = 3 \cdot 10^{10}$ N m⁻² en la corteza, y para el área (F), la del semicírculo de diámetro igual a L : $F = \pi \cdot L^2 / 8$ para fallas pequeñas ($L < 30$ km), o bien $F = L \cdot z_s$, donde z_s es el espesor del lecho sismogénico (normalmente 15-20 km), para fallas grandes.

Estimación del movimiento del suelo: la sacudida o movimiento oscilatorio del suelo se intenta aproximar bien mediante su **amplitud** (máximo desplazamiento armónico), bien mediante los **espectros respuesta**, que son las relaciones entre el movimiento del suelo, normalmente la aceleración, y el periodo de las ondas sísmicas. Se pueden emplear varias aproximaciones:

Para la **amplitud**, hay fórmulas empíricas que la relacionan con la magnitud en función de la distancia epicentral. Son aplicables sólo para distancias epicentrales superiores a 10° ó 20°, normalmente muy superiores a la de las fallas cuyo movimiento se quiere predecir para construir una determinada estructura. No obstante, son útiles para estimar el movimiento del suelo si se utilizan junto con las ecuaciones que dan la atenuación y absorción. Hay que utilizar valores razonables de la frecuencia (f) y velocidad (V) de las ondas, así como del factor de calidad (Q). Para éste último, pueden usarse valores entre 20 y 70 para sedimentos detríticos poco a bastante consolidados, y de 70 a 150 para rocas ígneas y metamórficas. Rocas muy compactas, como calizas y rocas frescas del basamento pueden alcanzar valores superiores, hasta 500.

La evaluación empírica será mucho más precisa si se dispone de registros sísmicos en la zona, o en otros sitios con características comparables en cuanto a tipos de fallas, tipos de rocas, y magnitudes de los terremotos. Puede leerse en ellos tanto la amplitud del movimiento oscilatorio, como los distintos valores relacionados con la aceleración.

Para estimar la **aceleración del suelo**, deben establecerse los siguientes parámetros:

Aceleración pico: es la máxima aceleración alcanzada o que se espera pueda ser alcanzada durante un terremoto en un punto. Se hacen mapas con la probabilidad de excedencia de una determinada aceleración pico en un intervalo, normalmente de 50 años.

Aceleración espectral: es la máxima aceleración alcanzada durante un terremoto, pero para ondas de un determinado periodo (T). Normalmente, se calcula para periodos que limitan el intervalo de los más dañinos para las construcciones, como 0,2 y 1 segundos, y también se hacen mapas de probabilidad de excedencia.

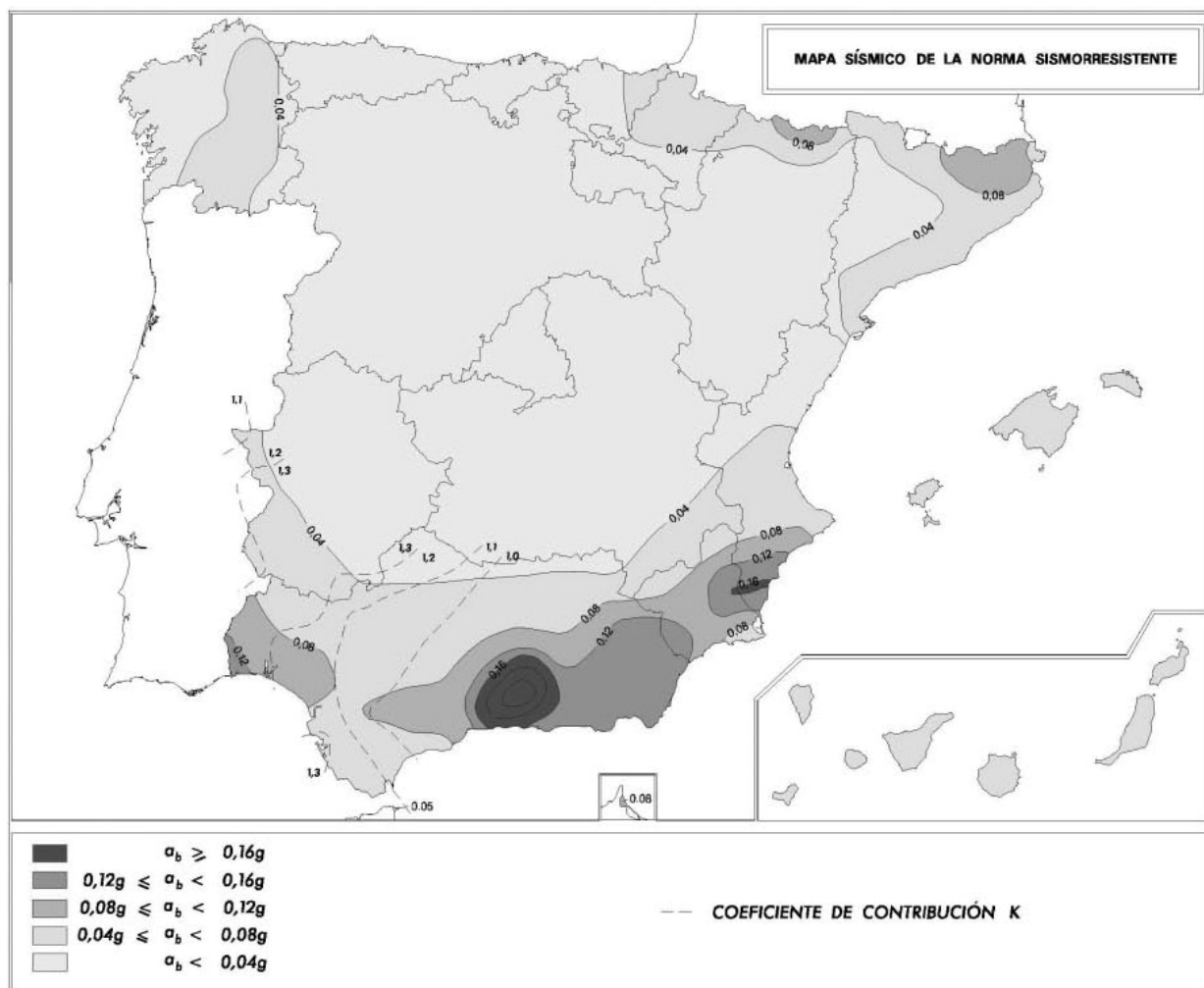
Duración acotada: es el intervalo en el que la aceleración es igual o superior a 0,05 g .

Aceleración sísmica básica (a_b): es la que provoca daños en una estructura. Es siempre la componente horizontal de la aceleración, la más peligrosa, y es un valor empírico, que varía de unas regiones a otras, y que suele estar detallada en las normas. Por encima de ese valor, los daños son probables, y por debajo no.

La estimación de la aceleración del suelo se deduce de sismogramas y acelerogramas de sismos en varias fallas similares. También a partir de modelos numéricos, que se comparan con los resultados empíricos y cuando ambos son congruentes, se pueden usar para evaluar amplitud del desplazamiento, duración, y las aceleraciones pico y acotada del suelo.

Además, hay que establecer el **nivel de riesgo sísmico de emplazamiento**, definido más arriba, y compararlo con normas, tablas y gráficos que relacionan vida útil, probabilidad de excedencia y periodo de retorno para distintos tipos de construcciones.

La figura siguiente muestra el mapa de peligrosidad sísmica en España, incluido en la Norma de Construcción Sismorresistente vigente en la actualidad (NCSE-02, B.O.E. de 11 de octubre de 2002, pp. 35898-35967). Las áreas grises representan los valores de la aceleración sísmica básica (a_b), que es un valor característico de la componente horizontal de la aceleración de la superficie del terreno. Las líneas a trazos representan el coeficiente de contribución (K), que tiene en cuenta la influencia de los terremotos esperados en cada punto, es decir, la peligrosidad sísmica.



La aceleración sísmica básica (a_b) se usa para estimar la aceleración sísmica de cálculo, y el coeficiente de contribución (K) se emplea para establecer el espectro de respuesta elástica de la superficie libre del terreno.