

TERREMOTOS

El constante movimiento entre las placas tectónicas produce fricciones y deformaciones que acumulan enormes esfuerzos, cuando esa energía supera el límite elástico de las rocas se produce la fractura de éstas en forma súbita y violenta. Esa liberación brusca de energía se manifiesta principalmente de dos maneras: En forma de calor debido a la fuerte fricción entre las masas rocosas, y mediante ondas sísmicas que se propagan por el interior de la Tierra y se perciben como una vibración; la fractura inicial, es lo que se denomina *terremoto* o *sismo*.

El término *temblor* es utilizado cotidianamente para calificar los sismos de regular intensidad, que generalmente tienen una magnitud menor a 6, y que no causan grandes daños, y la palabra *terremoto* para los sismos de gran intensidad, y de mayor magnitud, que conllevan efectos destructivos de construcciones realizadas por el hombre y/o pérdidas de vidas humanas. Sin embargo el término *terremoto* puede ser empleado para calificar cualquier sismo, ya que etimológicamente significa *movimiento de tierra*.

Rebote Elástico

A partir de las observaciones realizadas de los efectos del terremoto de San Francisco de 1906, el geofísico norteamericano **Harry Fielding Reid**, propuso en 1911 la teoría del "rebote elástico", para explicar cómo se libera la energía durante los terremotos.

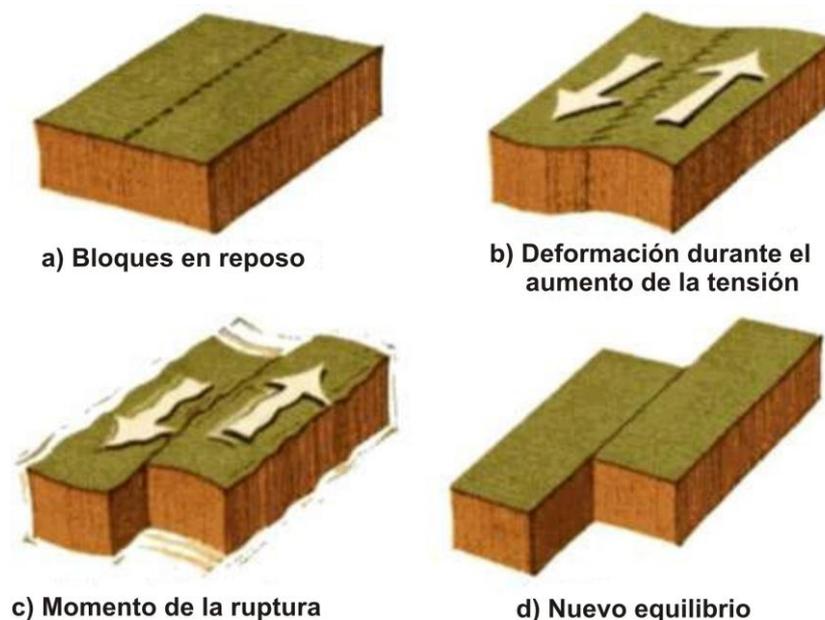


Figura 1: Esquema del proceso del rebote elástico.

El mecanismo de Reid está esquematizado en la Figura 1. En a) se muestra un bloque de roca en reposo, en b) las fuerzas tectónicas van deformando las rocas de la corteza, hasta que en c) se produce la fractura de las rocas y la liberación brusca de la energía acumulada. En d) se muestra el sistema en su nuevo equilibrio

Las vibraciones percibidas como un terremoto, se producen cuando las rocas deformadas vuelven elásticamente a su forma original, fenómeno conocido con el nombre de *rebote elástico*. La mayor parte de los terremotos se produce por esta rápida liberación de energía en los bordes de las placas.

Generalmente, la ruptura comienza en un punto y de allí se propaga a puntos cercanos, y luego a otros, hasta completar lo que sería todo el plano de falla; este proceso se lleva a cabo en cuestión de fracciones de segundo en el caso de sismos pequeños y puede durar más de un minuto cuando se trata de grandes terremotos.

El resultado de este proceso es la propagación de una parte de la energía liberada, en forma de ondas sísmicas y el posterior retorno al estado de equilibrio elástico de la zona previamente sometida a esfuerzos, dando lugar a una fractura o falla geológica, algunas veces visible en la superficie de la tierra.

Este modelo mecánico, que explica el origen de los terremotos, fue aceptado inmediatamente, pero quedó sin aclarar el porqué de la existencia de zonas preferenciales de concentración de esfuerzos.

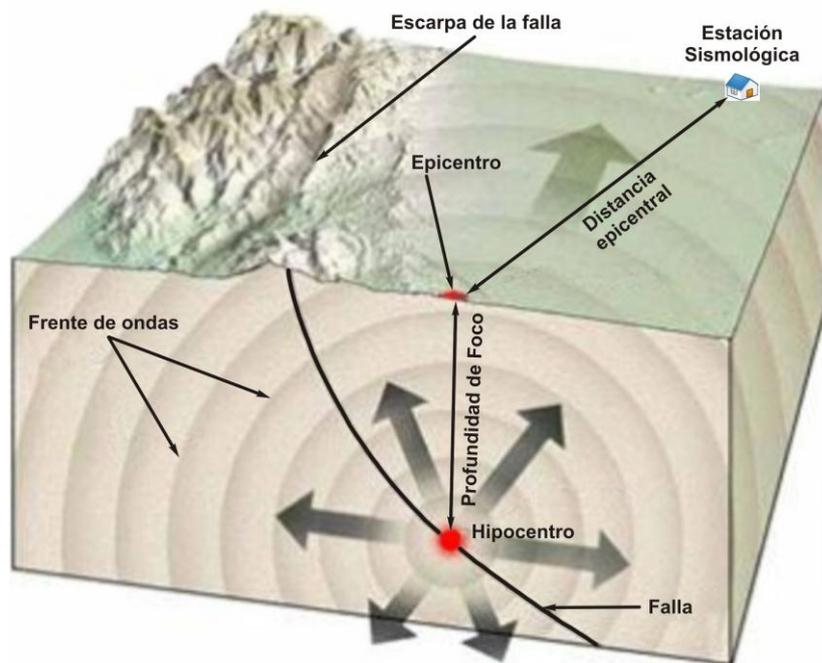


Figura 2: Corte de la Tierra ilustrando el proceso de un sismo.

El punto, en el interior de la Tierra, donde comienza la fracturación, y del cual se irradian las ondas sísmicas, se denomina *hipocentro*, y el punto de la superficie terrestre situado justo por encima de él se llama *epicentro*; al volumen de roca que sufrió un desplazamiento por la ruptura inicial y dentro del cual se encuentra la falla, se le llama *fuelle o foco sísmico*. La *distancia epicentral* es la longitud existente entre el epicentro y un lugar de medición (estación sísmológica, ciudad, etc.) sobre la superficie terrestre (Figura 2).

Considerando la profundidad donde se generan las ondas sísmicas, los terremotos pueden clasificarse en tres tipos:

Superficiales: Corresponden a los temblores que ocurren en la corteza terrestre, hasta los 70 kilómetros de profundidad.

Intermedios: Aquellos movimientos que tienen lugar entre los 70 y 450 kilómetros de profundidad.

Profundos: Sismos cuyo hipocentro se encuentra más allá de los 450 kilómetros de profundidad.

Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas que se propagan hacia el exterior desde lugar en el interior de la Tierra, donde se ha producido el terremoto. Hay dos tipos principales de ondas: las *Ondas de Cuerpo* u *Ondas Internas* (*P* y *S*) que son las que viajan por el interior de la Tierra y las *Ondas Superficiales* que lo hacen solamente por la superficie terrestre (Figura 3).

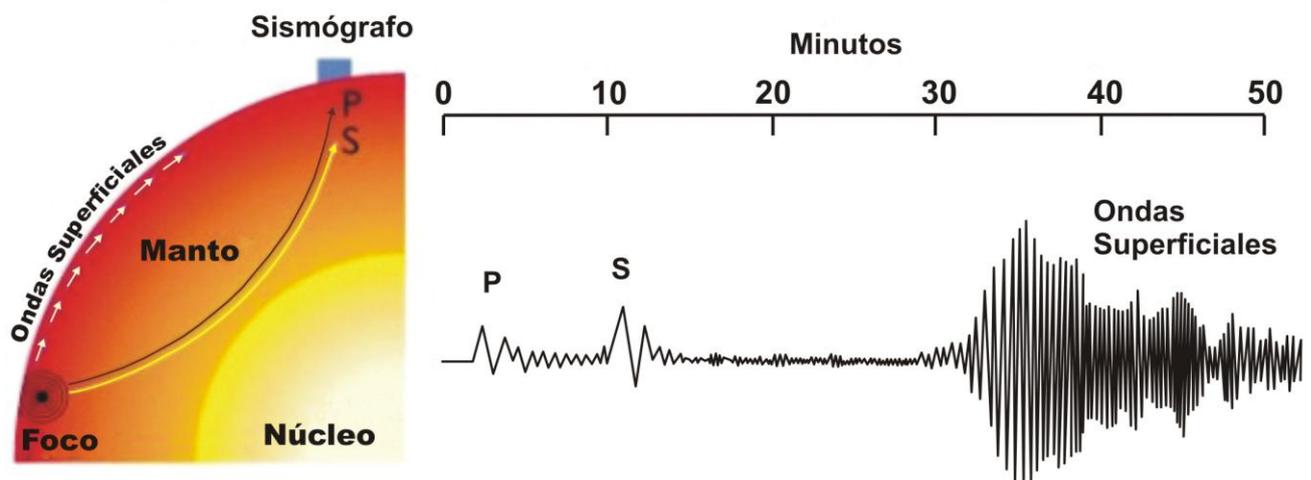


Figura 3: Generación de las *Ondas Internas* y *Superficiales*, ilustrando los diferentes trayectos y tiempos de arribo al sismógrafo.

Ondas de Cuerpo:

Las *Ondas de Cuerpo* (Figura 4), a su vez se dividen en:

Ondas Primarias u *Ondas P*, son ondas de presión, son las que tienen mayor velocidad respecto a las demás y a su vez pueden atravesar materiales sólidos o líquidos. Su movimiento produce la compresión y dilatación temporal de las rocas en la misma dirección que la propagación de la onda (ver Figura 4).

Ondas Secundarias u *Ondas S*, son ondas de corte o cizalla, más lentas que las *Ondas P*, viajan solamente por roca sólida. Producen una deformación temporal perpendicular a la dirección en que se desplaza la onda (ver Figura 4). Las ondas S no atraviesan el núcleo externo terrestre por ser líquido.

A modo de ejemplo, en el granito la velocidad de la *Onda P* (primaria) es $V_p = 5,20$ km/s y la velocidad de la *Onda S* (secundaria) es $V_s = 3$ km/s.

A mayor distancia de producido el sismo, la diferencia de tiempo "S-P" entre el arribo de la *Onda P* y el arribo de la *Onda S* aumenta.

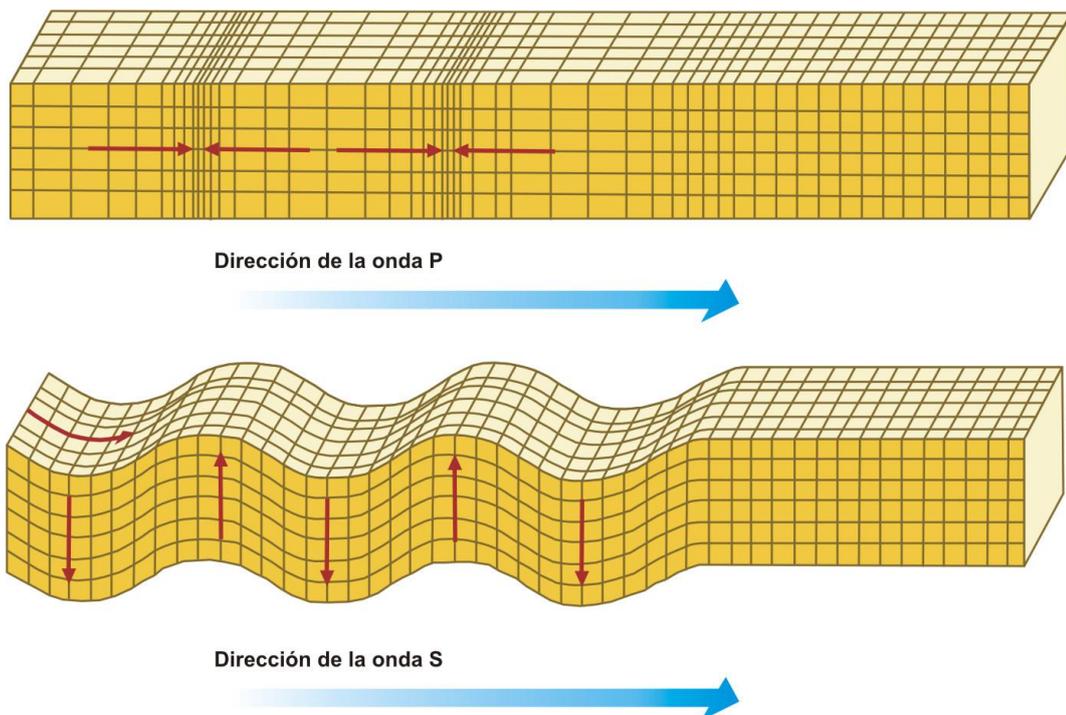


Figura 4: Ilustración de las deformaciones que provocan las *Ondas Internas*.

Ondas Superficiales:

Por su parte las *Ondas Superficiales* (Figura 5) son las más lentas y se desplazan solamente en la superficie de la Tierra; por sus características son las más destructivas, y se dividen en:

Ondas Rayleigh: Denominadas así en honor al físico y matemático inglés *Lord Rayleigh* (John William Strutt), que en 1885 demostró teóricamente su existencia. Estas ondas resultan de una combinación particular entre los desplazamientos de las partículas debido a las ondas P y S. Las partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical que pasa por la dirección de propagación.

Ondas Love, son ondas de cizalla donde las partículas oscilan sólo en la dirección perpendicular al plano de propagación, el movimiento se produce solo en forma horizontal. Estas ondas toman el nombre del matemático británico A. E. H. Love que en 1911 logró crear un modelo matemático de las mismas. La velocidad de las ondas Love es ligeramente superior a la velocidad de las ondas Rayleigh.

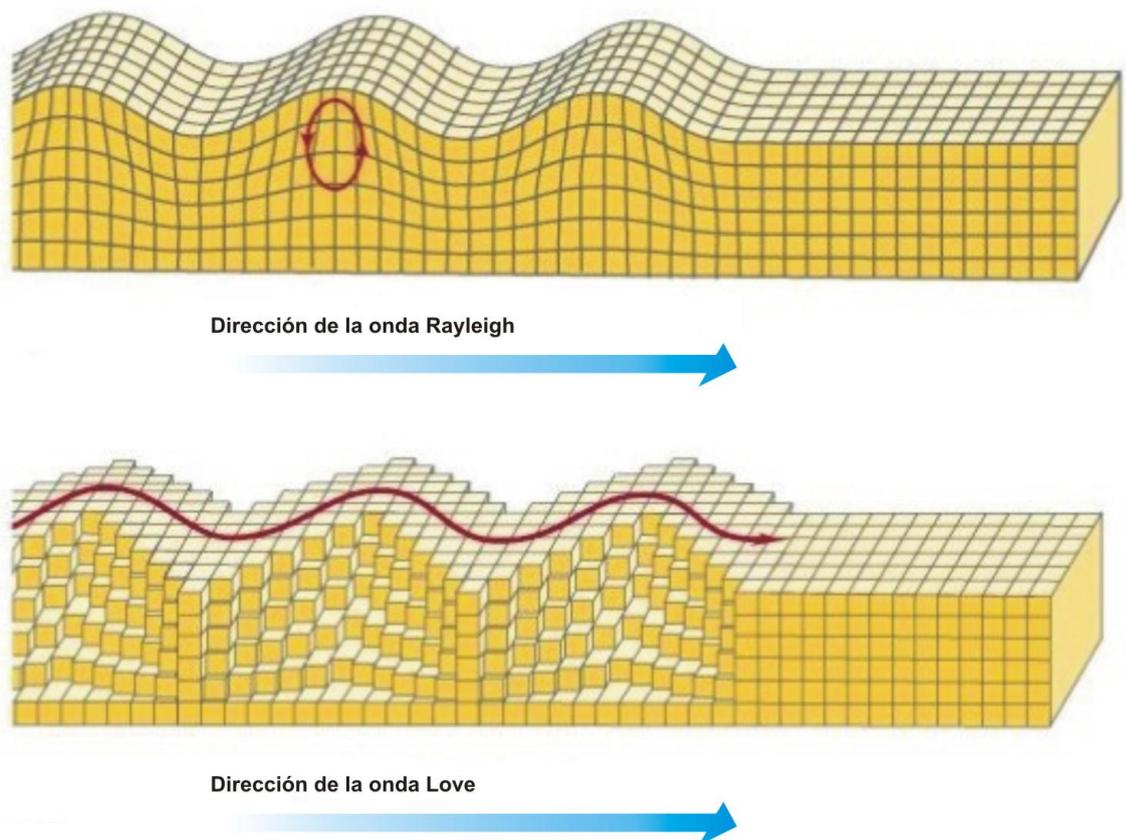


Figura 5: Ilustración de las deformaciones que provocan las *Ondas Superficiales*.

Las velocidades de las *Ondas Internas y Superficiales* están relacionadas de la siguiente manera:

$$V_p > V_s > V_{\text{Love}} > V_{\text{Rayleigh}}$$

Mientras que en las amplitudes (A) de las ondas, en muchos casos corresponde el orden inverso:

$$A_{\text{Rayleigh}} > A_{\text{Love}} > A_s > A_p$$

BIBLIOGRAFÍA

BOLT, Bruce: *"Earthquake"*. W. H. Freeman and Company, New York (1993).

IASPEI: *"New Manual of Seismological Observatory Practice"* (NMSOP). GeoForschungsZentrum. Postdam, Alemania (2002).

WYLLIE, Peter J: *"The way the earth works: An introduction to the new global geology and its revolutions development"*, Ed. John Wiley & Sons Inc., USA (1987).