

Lección 6: Propagación de ondas en sólidos

Resumen

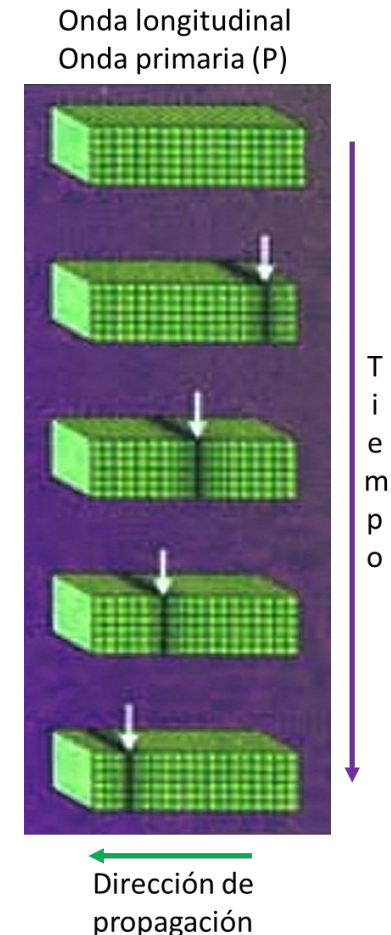
Causadas por un terremoto, las ondas sísmicas muestran toda la variedad de formas de oscilación en los sólidos. Estas ondas se propagan en todas las direcciones y son refractadas y reflejadas de manera similar a los rayos de luz en la óptica. Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas dependen del tipo de onda y de la densidad y elasticidad del material por el que pasan. Por eso hay aplicaciones en la exploración de yacimientos. El registro de esas ondas se hace con sismógrafos instalados en prácticamente todos los países. La interpretación de las ondas es la única información disponible para describir los terremotos, los maremotos y para modelar el interior de la tierra. Evidentemente, los terremotos deben considerarse como un sistema complejo.

Tabla de contenidos

- Folio 2 – 6: Tipos de ondas (1-5)
- Folio 7 – 8: El sismómetro (1-2)
- Folio 9: El sismograma
- Folio 10: La interpretación del sismograma
- Folio 11: La magnitud de un terremoto y su distancia
- Folio 12 – 13: Localización del centro sísmico (1-2)
- Folio 14 – 17: Parámetros del interior de la Tierra (1-4)
- Folio 18: Un modelo preliminar del interior de la Tierra
- Folio 19 – 21: Sistemas complejos (1-3)
- Folio 22 – 27: La exploración sísmica (1-6)
- Folio 28: Lo que las ondas nos dicen

Tipos de ondas (1)

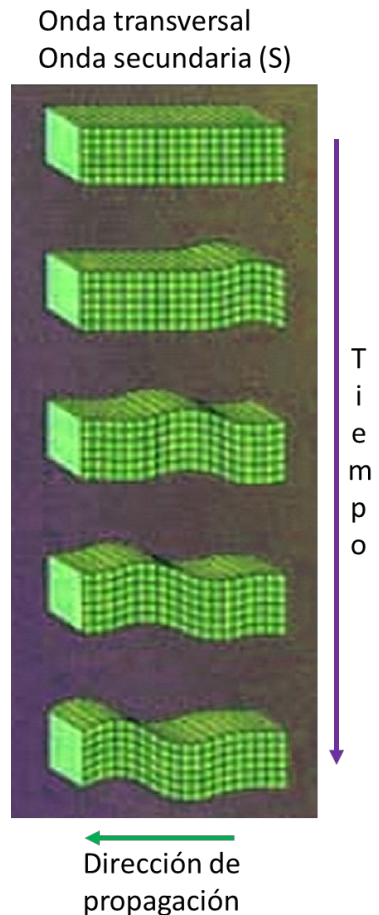
Al igual que en los gases y líquidos, las ondas se desencadenan por un impacto, una explosión o un terremoto. A través del volumen de un cuerpo sólido, se propagan tanto las ondas longitudinales (= ondas de compresión) como las transversales (= ondas de cizallamiento). En el caso de una superficie libre, la superficie de la Tierra, se generan sistemas de ondas especiales que son guiadas en la superficie. Tales ondas llevan el nombre que lo descubrió. A continuación, se consideran las propiedades y los fenómenos de las ondas sobre la base de su propagación en la superficie terrestre y en el interior de la tierra. Las ondas con la mayor velocidad de propagación son las ondas longitudinales. Como éstas llegan primero al dispositivo de medición debido a la alta velocidad de propagación, también se llaman ondas primarias u ondas P.



Tipos de ondas (2)

Después de las ondas longitudinales, las ondas transversales llegan a una estación de medición, por lo que también se denominan ondas secundarias u ondas S. La velocidad de propagación de las ondas P en la corteza terrestre es de aproximadamente 6 km/s y aumenta con la profundidad hasta 14 km/s. Las ondas S se propagan a unos 3.5 km/s y alcanzan casi 8 km/s. Las ondas transversales sólo pueden propagarse en sólidos, no en líquidos o gases, porque no hay una fuerza de restablecimiento.

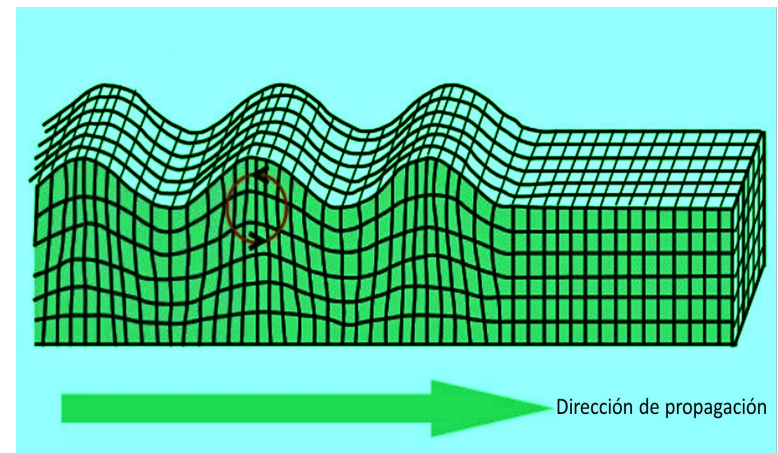
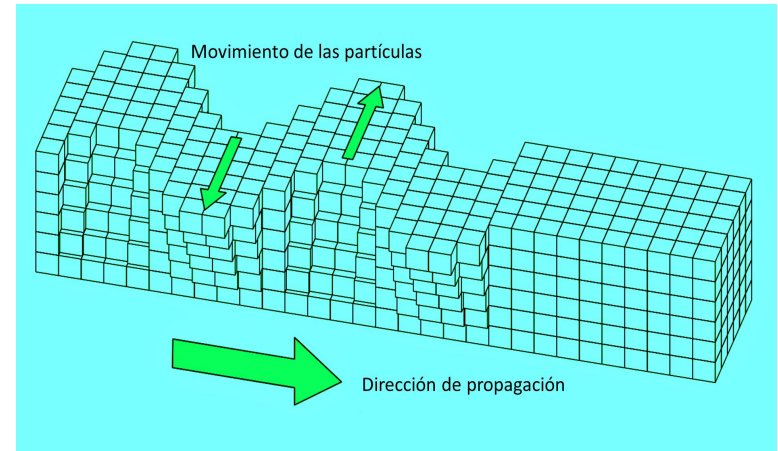
Más tarde, tras la llegada de las ondas S, las ondas superficiales llegan al detector. Hay dos tipos de estos. El primero que llega se llama según A. E. H. Love y por lo tanto onda de Love o onda Q. La siguiente onda más lenta fue descubierta por Lord Rayleigh y se llama onda de Rayleigh.



Tipos de ondas (3)

Las ondas de Love oscilan transversalmente en la corteza de la superficie terrestre. Se propagan con una velocidad de 2-4.4 km/s dependiendo de la frecuencia y la profundidad de penetración.

Las ondas de Rayleigh oscilan en una elipse cerrada, similar a las ondas de gravedad en el agua que tienen una trayectoria orbital abierta. Su velocidad de propagación es de 2-4 km/s dependiendo de la frecuencia. Aparecen generalmente con las mayores amplitudes y son responsables por los daños causados por los desastres naturales.



Tipos de ondas (4)

Investigaciones más detalladas han demostrado que existe una relación entre la velocidad de propagación de las ondas P (v_P) y la densidad (ρ) del material. Si la masa atómica promedio de la unidad estequiométrica de diferentes tipos de roca o minerales es similar, la velocidad de propagación aumenta aproximadamente de forma lineal con la densidad. Según el descubridor, esta relación se llama la ley de Francis Birch.

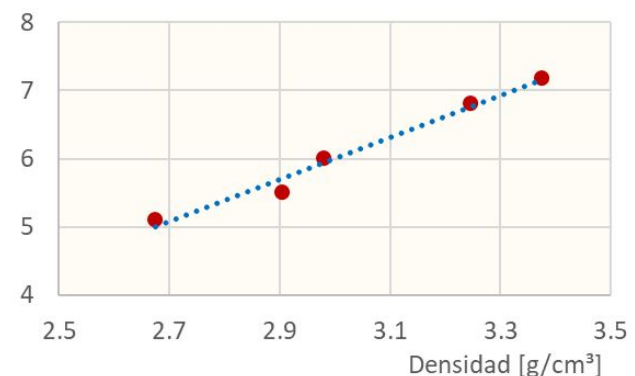
$$v_P = a \cdot \bar{M} + b \cdot \rho$$

a , b : cantidades que se determinarán experimentalmente

\bar{M} : la masa atómica promedio de la unidad estequiométrica ; ρ : densidad

Tipo de roca	Densidad [g/cm ³]	Velocidad onda P [km/s]
Gneis	2.675	5.1
Diorita	2.906	5.5
Dunita	2.98	6
Piroxenita	3.247	6.8
Eclogita	3.376	7.17

Velocidad onda P [km/s]



Tipos de ondas (5)

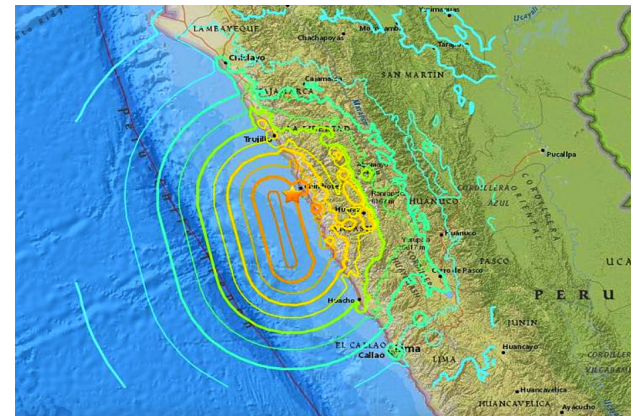
La velocidad de propagación de la onda P (v_P) crece con la profundidad, es decir, con el aumento de la presión (p). La velocidad en la corteza terrestre y el manto superior puede ser aproximada por:

$$v_P = v_{P(\text{mineral específico bajo una presión estándar de 1 bar})} + a \cdot \ln\left(\frac{p}{p_0}\right)$$
$$a \approx 0.2 \left[\frac{\text{km}}{\text{s}} \right] \quad ; \quad p_0 = 1 \text{ bar}$$

Una relación extremadamente importante fue descubierta por Siméon Denis Poisson. Esto describe una relación lineal entre la velocidad de propagación de la onda S (v_S) y la onda P (v_P).

$$\frac{v_P}{v_S} = \sqrt{3}$$

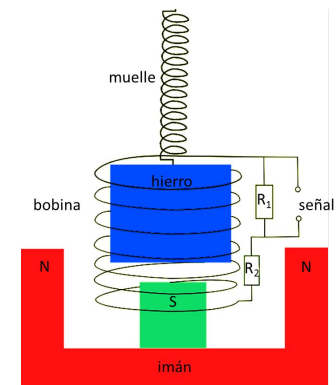
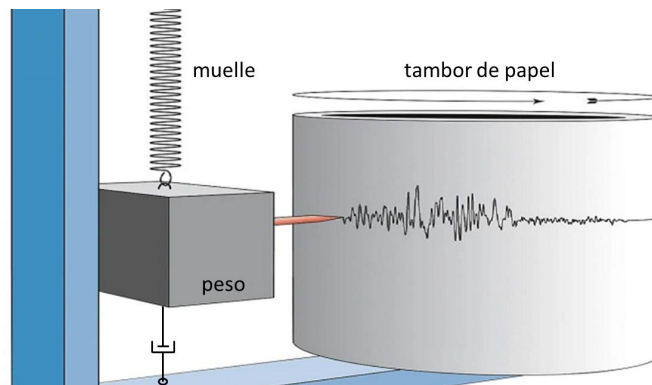
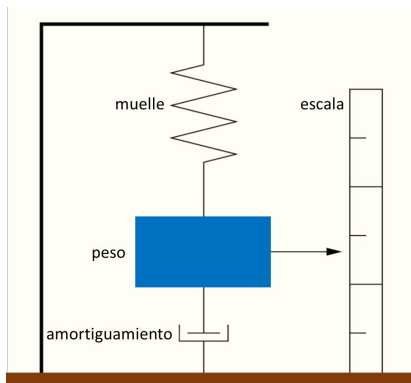
Con la simple relación de las velocidades de las ondas, los centros de los terremotos pueden ser fácilmente determinados.



El sismómetro (1)

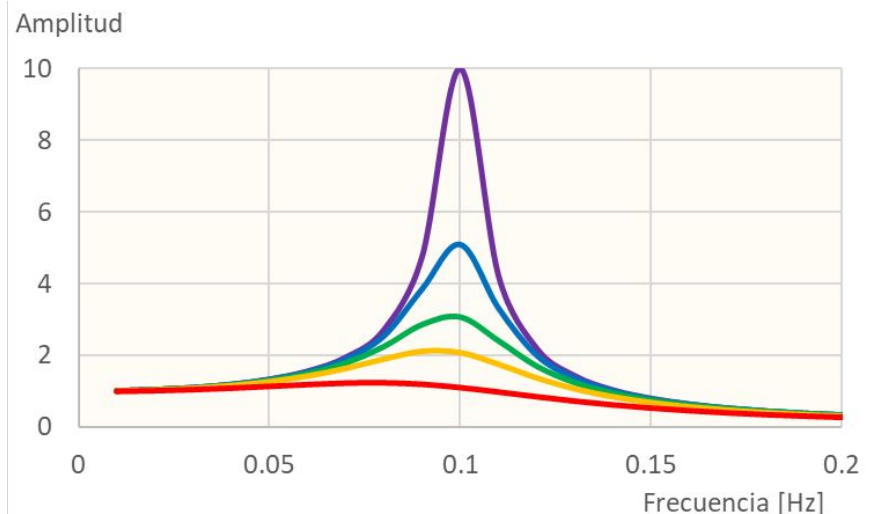
Un sismómetro es un dispositivo para medir las vibraciones del suelo causadas por terremotos, maremotos o choques violentos. El principio de medición consiste en un sistema oscilante con una masa suspendida de un muelle. Mientras que el movimiento del suelo se transmite a la carcasa del instrumento, la masa permanece en reposo debido a su inercia. Así pues, el movimiento relativo del suelo puede registrarse como un cambio de longitud (del muelle) como función del tiempo.

Si la masa está hecha de hierro, puede inducir un voltaje por el movimiento en la bobina del pistón, al igual que el principio inverso de un altavoz. La señal eléctrica puede medirse directamente y procesarse y grabarse electrónicamente.



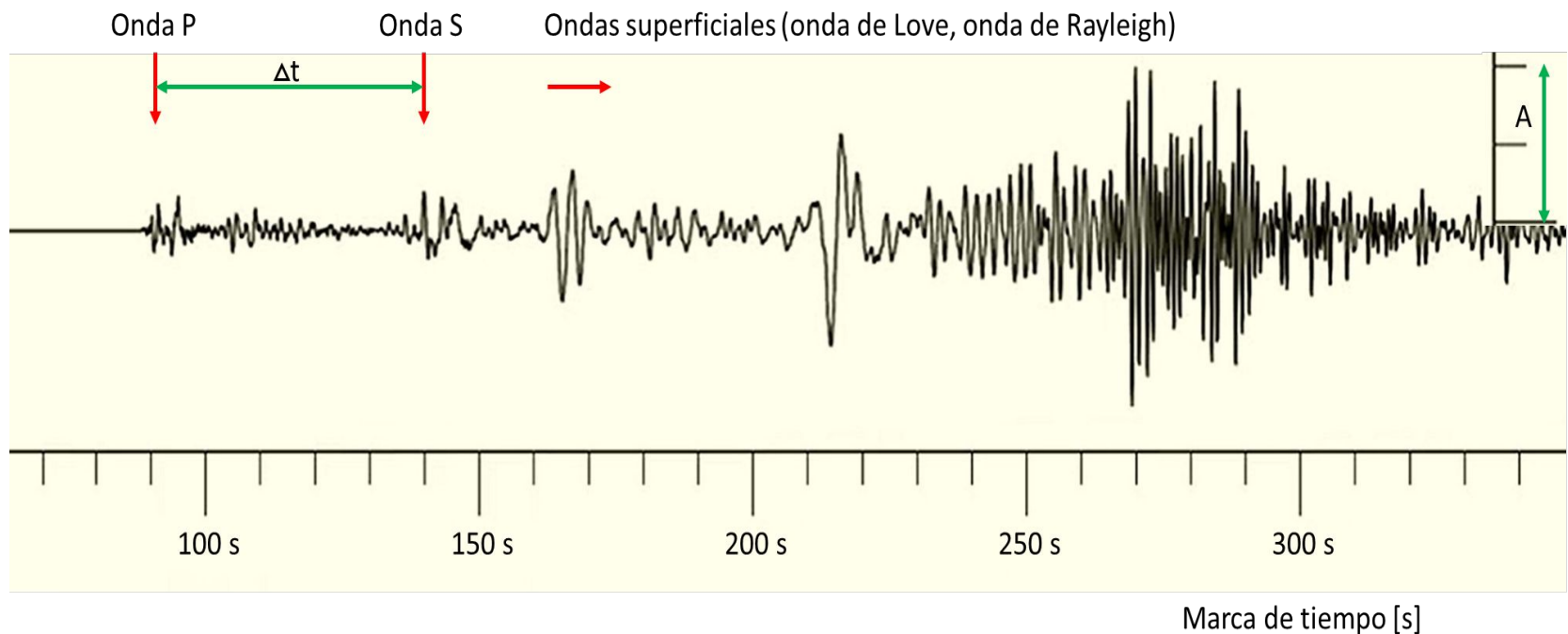
El sismómetro (2)

El sistema oscilatorio (sismómetro) debe ser sensible y al mismo tiempo registrar el movimiento del suelo sin distorsión. Dado que la mayoría de los sistemas oscilantes tienen una resonancia propia, el movimiento de la tierra con esta frecuencia amplificaría la señal, pero atenuaría la amplitud de otras frecuencias, es decir, la señal no se reproduciría correctamente. Por eso, el oscilador tiene que ser amortiguado. Además, el amortiguamiento desplaza la curva de resonancia a frecuencias más bajas, es decir, a tiempos de oscilación más largos. Si un oscilador con baja amortiguación muestra un tiempo de oscilación de unos 10 s en el caso de la resonancia, este tiempo se duplica con una amortiguación que suprime el pico de resonancia. De esta manera, las oscilaciones del suelo de onda larga en el rango de 20 s o más se graban sin sufrir perturbaciones.



El sismograma

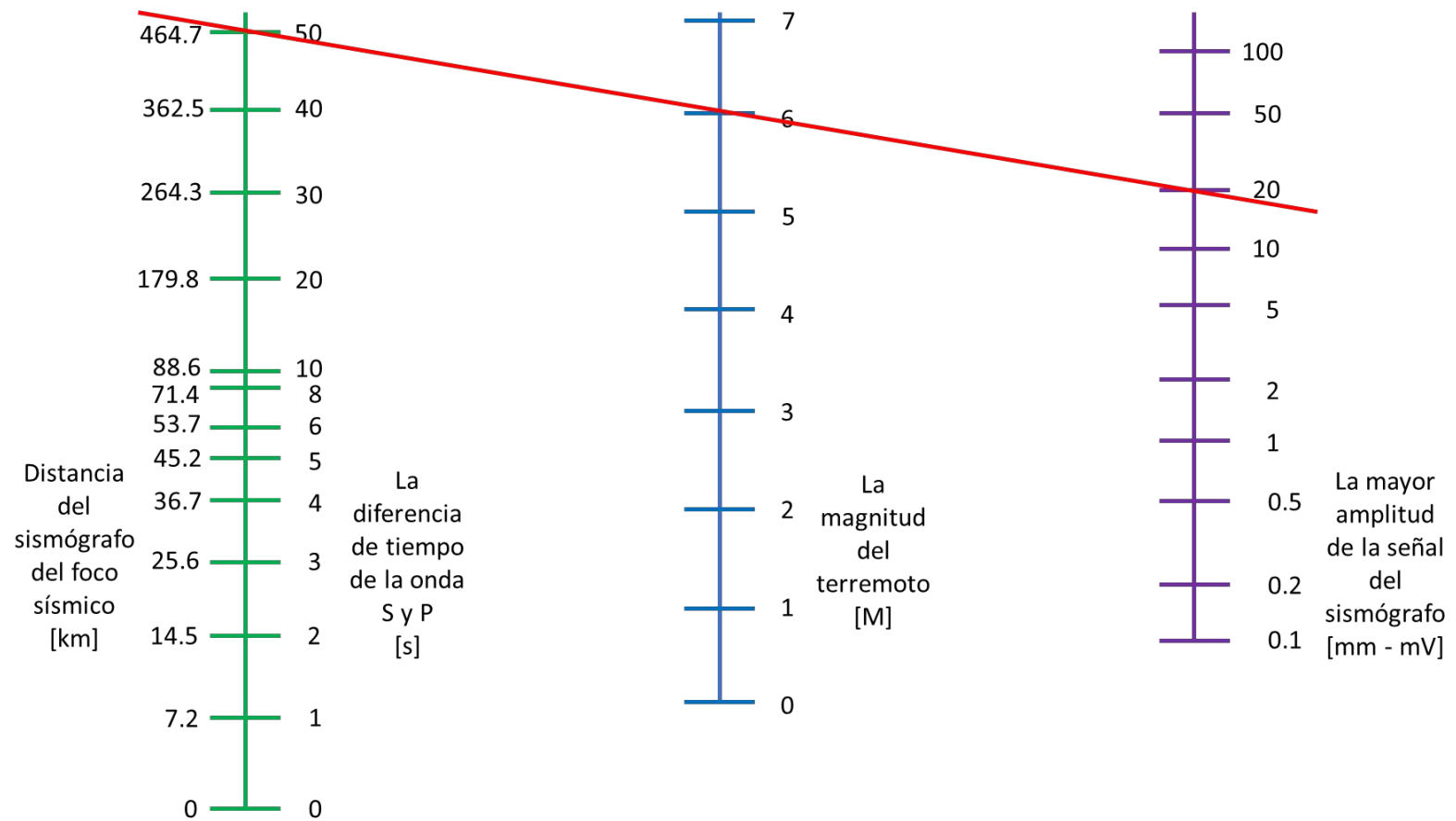
Si hay un terremoto en algún lugar del mundo, el sismógrafo registra las amplitudes de las ondas que llegan una tras otra debido a las diferentes velocidades de propagación.



La interpretación del sismograma

Después de un terremoto, lo primero que registra un sismógrafo es la onda P. Después sigue la onda S con una amplitud ligeramente diferente, seguida de las ondas superficiales dispersivas. Se mide la diferencia de tiempo de llegada de la onda S y P. Según Poisson, la diferencia de las velocidades de propagación es conocida, por lo que puede ser utilizada de forma adaptada para calcular la distancia a la origen del terremoto. La amplitud de la señal, normalmente la onda de Rayleigh, permite determinar la magnitud del terremoto como función de la distancia. Los datos pueden ser fácilmente interpretados gráficamente. Hay que dibujar una línea recta para la distancia derivada de la diferencia de los tiempos de llegada de la onda S y P, junto a ella la magnitud en forma logarítmica y junto a ella la amplitud también en escala logarítmica. La escala de amplitud requiere una calibración, ya que depende de la amplificación mecánica o electrónica de la señal sísmica. En el ejemplo numérico de la señal sísmica, la diferencia de tiempo es de 50 segundos con una amplitud máxima de 20 milímetros (o 20 milivoltios). Si la diferencia de tiempo está conectada a la amplitud con una línea recta, la distancia (465 km) y la magnitud ($M=6$) pueden ser leídas inmediatamente. Para otros valores de la diferencia de tiempo y la amplitud se aplica el mismo procedimiento.

La magnitud de un terremoto y su distancia



Localización del centro sísmico (1)

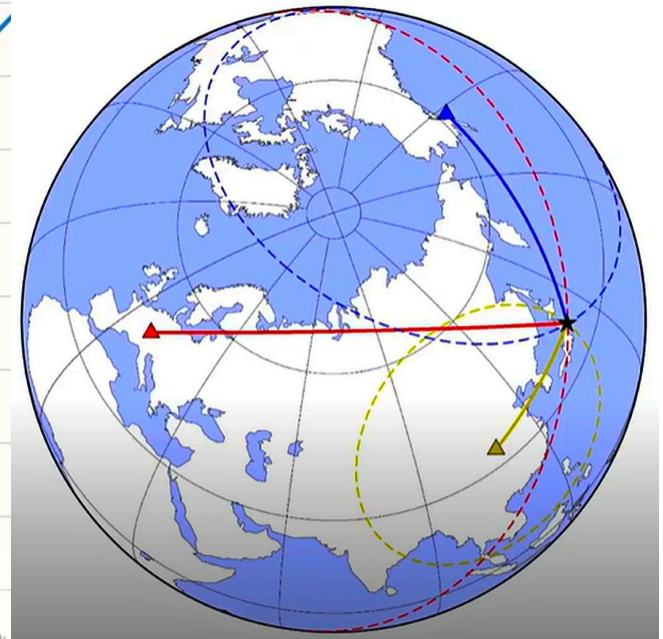
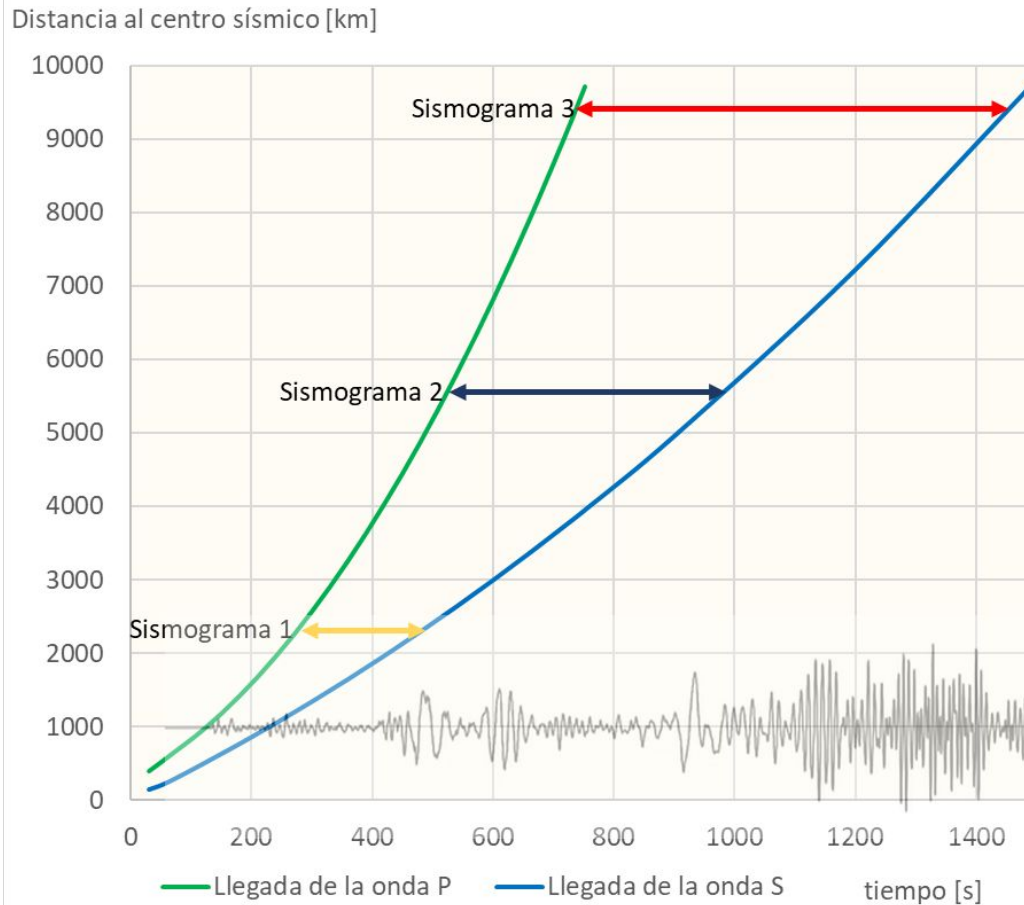
La potencia de un terremoto se llama magnitud. Una escala logarítmica original fue introducida por Charles Francis Richter. Esta escala de Richter es válida hasta distancias de aproximadamente 600 km, ya que se basa en las ondas que se propagan principalmente a través de la corteza terrestre. Una referencia a la energía sísmica descargada durante un terremoto es similar, pero más generalmente válida.

$$\log_{10}(Energía_{sísmica}) \cong 1.5 \cdot M + 4.8$$

Esto implica que un cambio de 1 M descarga alrededor de 32 veces más energía. Una diferencia de 2 M ya corresponde a 1000 veces la energía sísmica.

Para localizar la ubicación del centro sísmico, se necesitan al menos 3 sismógrafos, que están relativamente separados. Esto asegura que cada sismógrafo mide una diferencia bastante grande en el tiempo de propagación de las ondas S y P. La distancia respectiva es el radio de un círculo sobre el cual debe estar el centro del terremoto. El punto de intersección de los 3 círculos en el subsuelo corresponde a la posición del hipocentro.

Localización del centro sísmico (2)



Parámetros del interior de la Tierra (1)

Asumiendo que la densidad de la tierra es una constante esféricamente simétrica, la aceleración de la gravedad puede deducirse fácilmente. La gravedad depende sólo de la masa dentro de la esfera de radio r . Todas las contribuciones del exterior se anulan como consecuencia de la ley de la gravitación al cuadrado inverso. Otra consecuencia es que la gravedad es la misma que si toda la masa se concentrara en el centro.

$$F = m \cdot g = G \cdot \frac{m \cdot M_{Tierra}}{r^2}$$
$$g(r) = G \cdot \frac{M_T(r)}{r^2}$$

F : Fuerza

m : Masa de una muestra

g : Aceleración de la gravedad

G : Constante gravitacional

$M_T = M_{Tierra}$

r : Radio de una esfera



Parámetros del interior de la Tierra (2)

Con una densidad constante vale:

$$M(r) = V \cdot \rho = \frac{4}{3}\pi \cdot r^3 \cdot \rho$$

V : Volumen

ρ : Densidad

$$g(r) = \frac{4}{3}\pi \cdot G \cdot \rho \cdot r \quad \rightarrow \quad g \sim r$$

Con la aceleración y la densidad conocidas se puede calcular la presión p .

$$p = \frac{\text{Fuerza}}{\text{Área}} = \frac{m \cdot g}{\text{Área}} = \frac{m \cdot g}{\text{Área}} \cdot \frac{\text{altura}}{\text{altura}} = \frac{m \cdot g \cdot a}{\text{Volumen}} = \rho \cdot g \cdot a$$

Como la aceleración depende del radio, la presión sigue de la integración sobre dr .

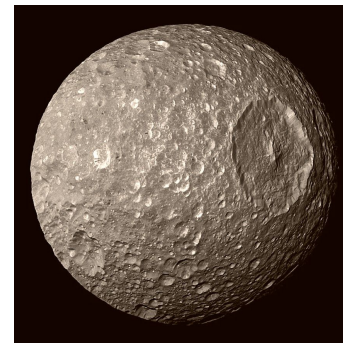
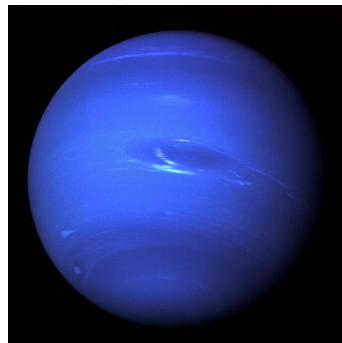
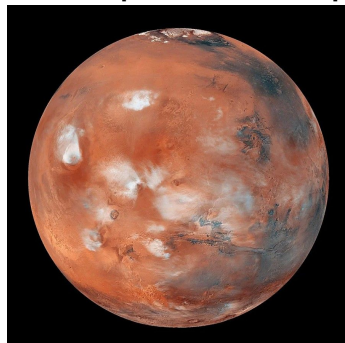
$$p(r) = \int_0^R \rho \cdot g(r) dr$$

Parámetros del interior de la Tierra (3)

Insertar $g(r)$ en la fórmula:

$$p(r) = \int_0^R \rho^2 \cdot \frac{4}{3} \pi \cdot G \cdot r \cdot dr = \frac{2}{3} \pi \cdot \rho^2 \cdot G \cdot R^2$$

La masa de la Tierra se conoce por la ley de la gravitación, su volumen se deriva de su radio, a partir del cual se puede calcular la densidad media. El cálculo exacto resulta en una presión al manto inferior de la parte abajo de 1.4 millones bar y al centro de la Tierra de 3.6 millones bar. Esta relación es universal y puede aplicarse también para otros planetas, lunas o asteroides.



Esto no vale para las estrellas, porque existe un equilibrio de fuerzas entre la gravedad y la presión de la radiación ($= \text{intensidad}/c$).

Parámetros del interior de la Tierra (4)

Si se observan las señales sísmicas de un terremoto al otro lado de la Tierra, se encuentra que no existen ondas transversales en un cierto rango. Tal sombra puede explicarse por el hecho que deben existir zonas líquidas dentro de la Tierra donde no pueden propagarse las ondas S.

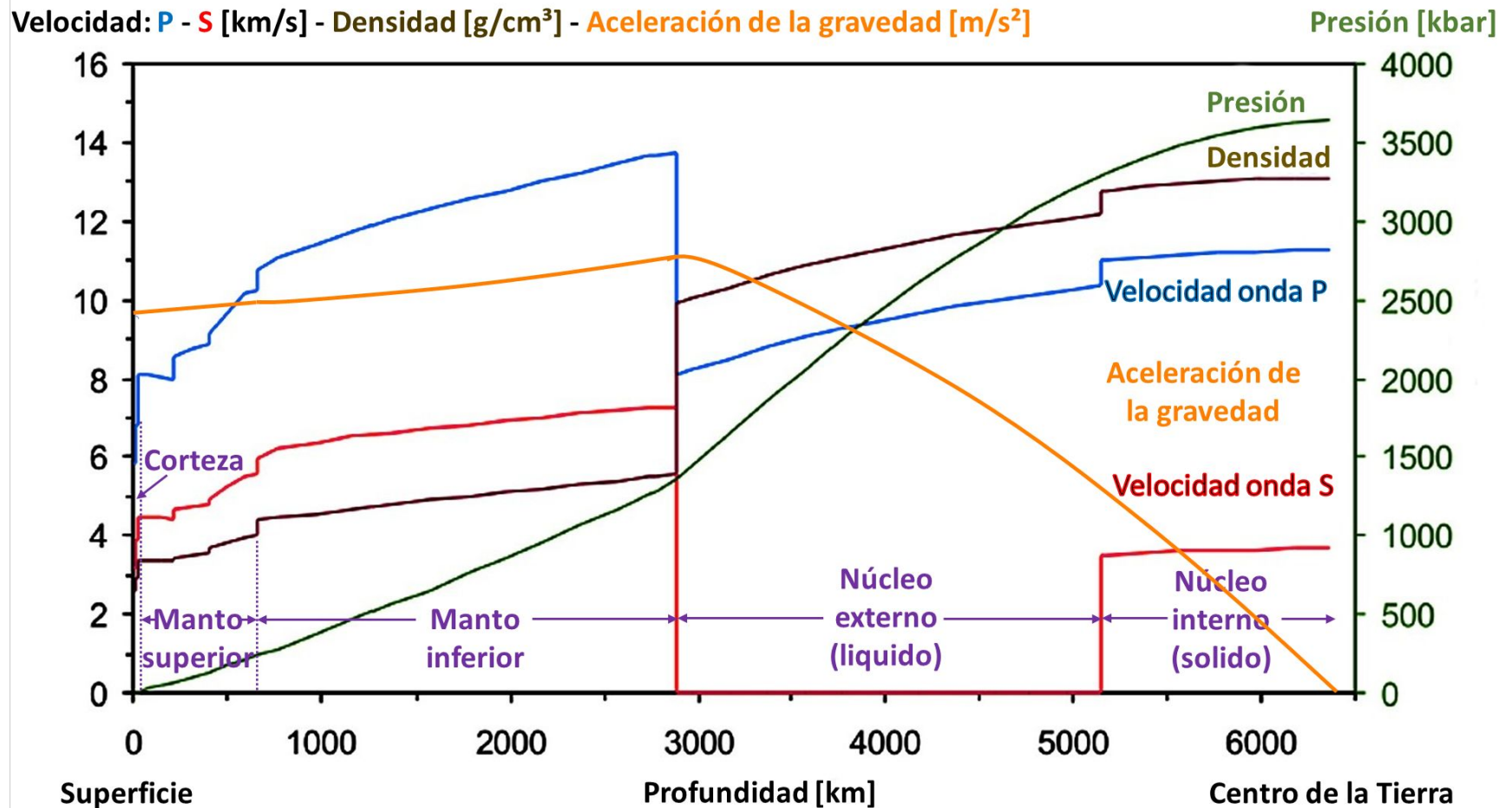
Con una densidad media de la tierra de 5.514 g/cm^3 y una densidad media de la corteza terrestre de 2.7 g/cm^3 , debe haber zonas en el interior de la tierra con una densidad mayor que 10 g/cm^3 .

Como posible material en el interior de la Tierra hay que asumir el hierro, debido a los hallazgos de los meteoritos de hierro y porque la producción de energía de la cadena de fusión termina con el elemento hierro (véase la Lección 2).



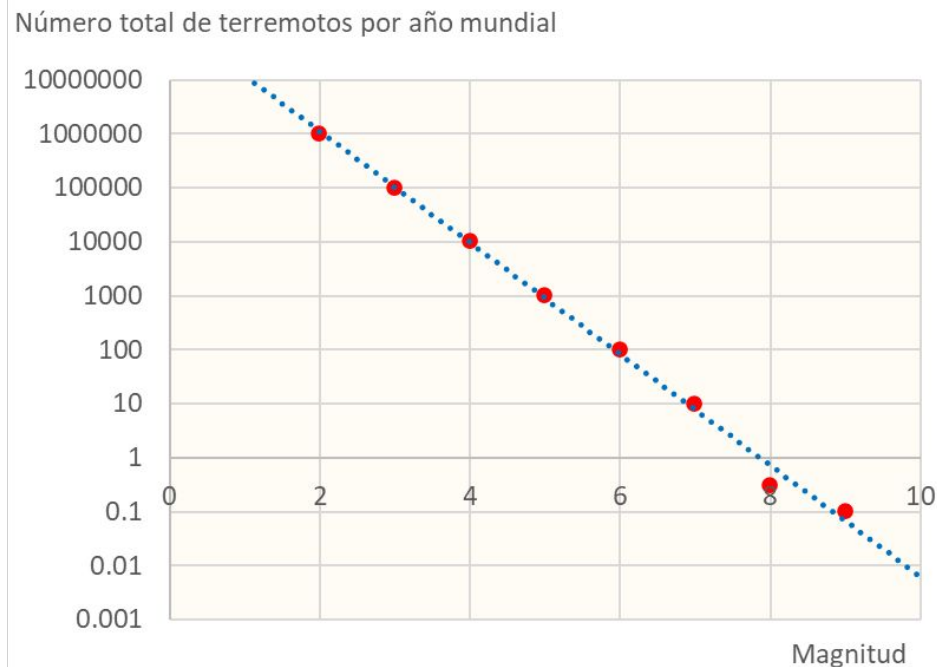
A partir de todas las observaciones, mediciones y consideraciones: la gravedad en el interior de la Tierra, la presión, la densidad, las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, se puede desarrollar un modelo consistente de todos los parámetros desde la composición de la corteza terrestre (ley de Birch) hasta el centro de la Tierra.

Un modelo preliminar del interior de la Tierra



Sistemas complejos (1)

Si el número de terremotos grabados se dibuja como función de su magnitud, el resultado es un aumento exponencial hacia magnitudes más pequeñas.



En un gráfico con una doble escala logarítmica, resulta una línea recta. Esta relación también se conoce como la ley de Gutenberg-Richter.

Sistemas complejos (2)

Un aumento de la energía por un factor de 1000 lleva a una disminución de la frecuencia de los terremotos por un factor de 100. Esta relación puede ser representada sin dimensiones.

$$\left(\frac{N_1}{N_2}\right)^3 = \left(\frac{E_2}{E_1}\right)^2$$

Las ecuaciones de este tipo se llaman leyes de potencia.

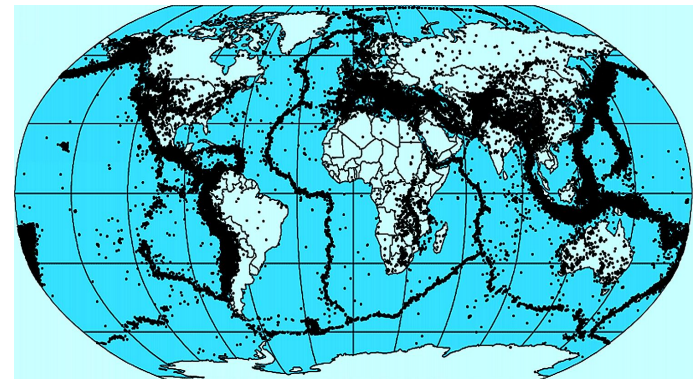
Las leyes de potencia no tienen características como un valor máximo o un valor promedio. Son válidas en todas las escalas, desde muy pequeñas hasta muy grandes, es decir, son invariantes de escala con una distribución sin estructura.

Estas propiedades identifican sistemas complejos. Están lejos del equilibrio termodinámico, es decir, tienen un flujo de energía permanente. Como resultado de la interacción de los muchos componentes de que constan, se desarrollan por sí mismos. Este proceso de autoorganización en un sistema complejo tiene lugar durante largos períodos de tiempo. El comportamiento de los sistemas complejos no puede pronosticarse, porque las más pequeñas desviaciones de las condiciones iniciales aumentan con extrema rapidez.

Sistemas complejos (3)

Debido al fuerte acoplamiento entre los componentes en los sistemas complejos, un fracaso en uno o más elementos puede conducir a fallos en cascada que pueden tener consecuencias catastróficas hasta un colapso abrupto. Además, si un sistema complejo vuelve a un estado similar al que tenía anteriormente, puede comportarse de manera completamente diferente en respuesta a los mismos estímulos, por lo que parece imposible extrapolar de la experiencia.

En términos de la superficie de la Tierra, esto implica que todas las placas están atrapadas. Las fuerzas, desencadenadas por la energía térmica del núcleo de la Tierra, atacan las crestas del rift medio-océanico y pueden empujar las placas en franjas en cualquier momento. La relajación de las placas de roca comprimida puede sentirse como terremotos a grandes distancias. Ya que los sistemas complejos no permiten predecir su comportamiento, no se puede especificar ni el tiempo, ni la ubicación, ni la magnitud de un futuro terremoto.



La exploración sísmica (1)

Las ondas sísmicas no sólo son causadas por los terremotos, sino que también pueden ser desencadenadas por explosiones o vibraciones. La velocidad de propagación aumenta con la profundidad debido a la mayor presión. El cambio puede ser continuo o abrupto, si las ondas penetran en diferentes capas. Al igual que en la óptica, se aplica la ley de reflexión y refracción. Al penetrar por un ángulo en un medio con mayor velocidad de propagación, la onda puede propagarse en la capa de contacto de los diferentes materiales. Esta onda se llama onda Mintrop en honor a su descubridor Ludger Mintrop. Su aplicación se utiliza en la sísmica de refracción para la exploración de las capas subterráneas. Es un método relativamente simple que proporciona resultados de la estructura de las capas en el subsuelo con vibraciones pequeñas (golpe de martillo). Además de la sísmica de refracción, también hay la sísmica de reflexión. La proporción de la onda reflejada en una interfaz depende de las diferencias de velocidad y densidad entre las diferentes capas. En el caso de la incidencia de ondas verticales, el caso estándar de la sísmica de reflexión, el coeficiente de reflexión es la relación entre la amplitud reflejada y la amplitud entrante.

La exploración sísmica (2)

En la ingeniería eléctrica, el coeficiente de reflexión es:

$$R = \frac{U_r}{U_e} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

$U_{r/e}$: Voltaje reflejada / entrante

$Z_{2/1}$: Impedancia de onda después del contacto / antes del contacto

Lo mismo se aplica a las ondas sísmicas:

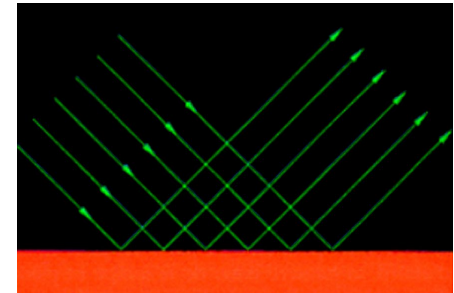
$$R = \frac{A_r}{A_e} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}$$

A_r : Amplitud reflejada / entrante

$\rho_{2/1} v_{2/1}$: Impedancia de la onda después del contacto / antes del contacto

ρ : densidad

v : velocidad de propagación

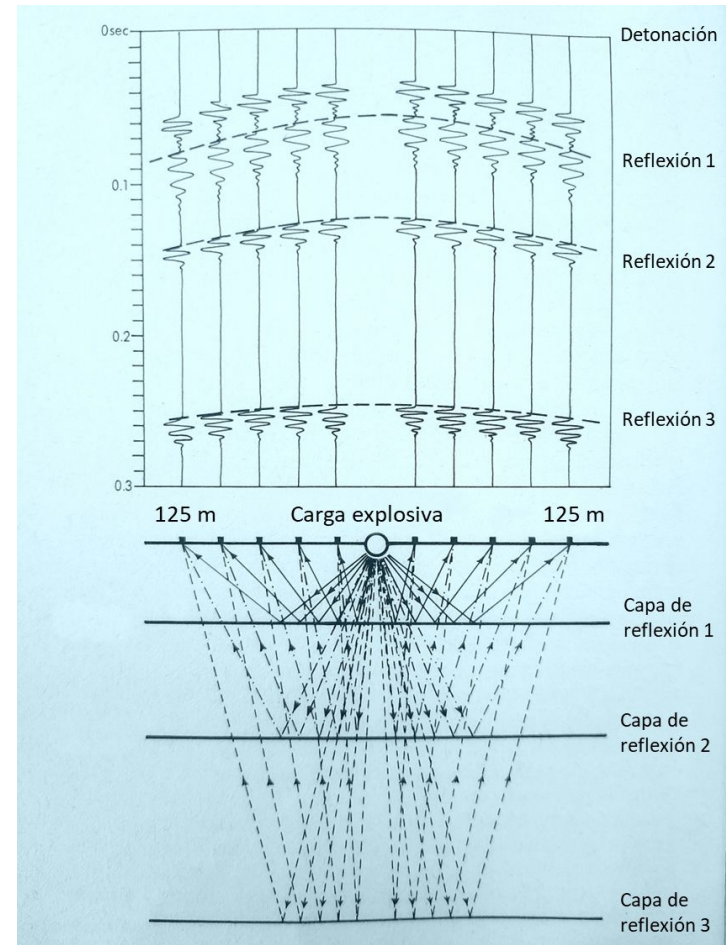
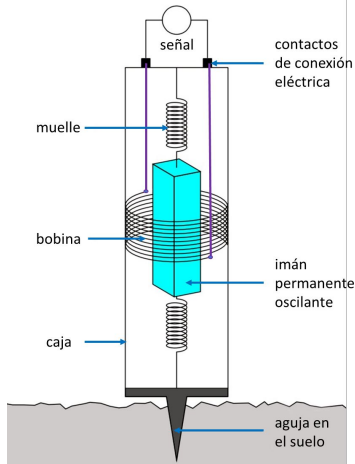


Por lo tanto, las capas geológicas sólo se distinguen si sus impedancias ρv son diferentes.

La exploración sísmica (3)

Para investigar las capas del subsuelo, las ondas sísmicas son a menudo generadas por una pequeña explosión. Para registrar las señales reflejadas en la superficie terrestre, se dispone de un conjunto de sismómetros, por ejemplo, 10 sismómetros en una pista cada 25 m y 10 pistas una al lado de la otra a distancias iguales. Los sismómetros utilizados

se basan en el principio de inducción y consisten de una bobina y un imán permanente acoplado por un muelle. Debido a su diseño pequeño y robusto, también se les llama geófonos.



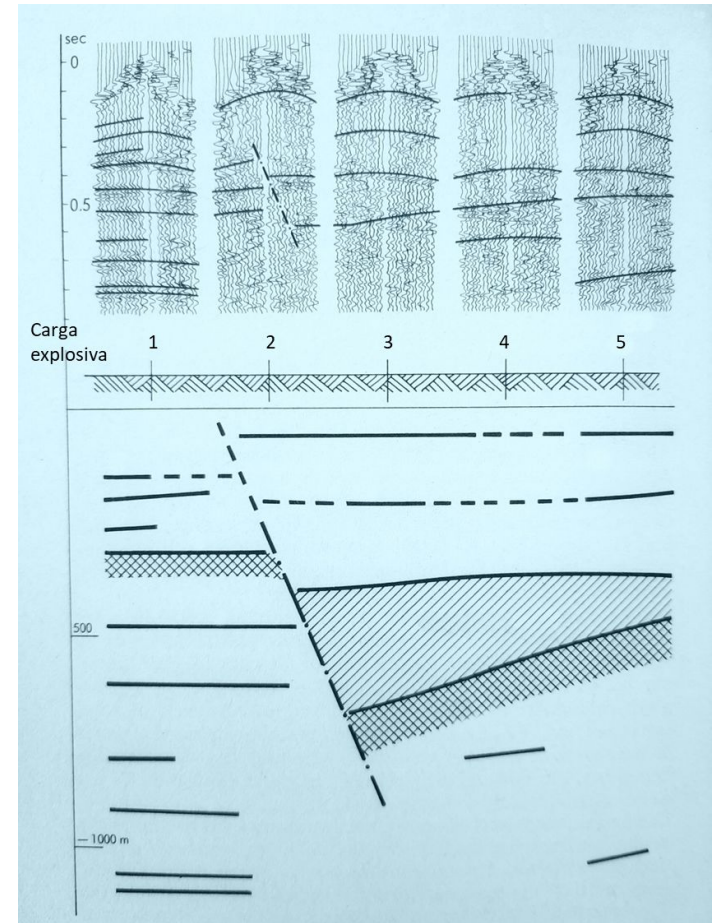
La exploración sísmica (4)

Las frecuencias registradas están en el rango 15Hz - 100 Hz. En el procesamiento electrónico de las señales, se consideran diferentes bandas de frecuencia, por ejemplo, 20 Hz - 40 Hz. Las ondas de superficie se atenúan y las señales con tiempos de propagación más largos se amplifican más que las señales con tiempos de propagación más cortos, de modo que las amplitudes de todas las reflexiones parecen más o menos iguales. Una corrección temporal de las ondas reflejadas se realiza electrónicamente o con software. Esto asegura que todas las amplitudes en el sismograma aparezcan como si hubieran sido generadas directamente en forma vertical por encima de la capa reflectante. De esta forma, todos los sismogramas de las pistas paralelas pueden ser sumados para mejorar la relación S/N ($= \text{señal} / \text{ruido}$) (véase los cursos: Análisis de sistemas de parámetros múltiples). Tales sismogramas de reflexión proporcionan una imagen de la estratificación del subsuelo hasta una profundidad de aproximadamente 5 km.

La exploración sísmica (5)

Para detectar el trayecto de una estratificación, se detonan varias cargas explosivas una tras otra a lo largo de una pista y se registran las señales. Se aplica un offset a las señales de los geófonos para simular un centro común de la detonación. Los sismogramas se pueden unir con la corrección temporal. El gráfico muestra explosiones en 5 posiciones diferentes.

Para facilitar la interpretación, las capas están marcadas con líneas. Normalmente la mitad de la amplitud en el mismo lado está ennegrecida o procesada con software y codificada por colores.



La exploración sísmica (6)

La sísmica de reflexión se utiliza para la exploración de depósitos de petróleo, gas, carbón o agua. Si un pozo de prueba tiene éxito, la producción puede comenzar.

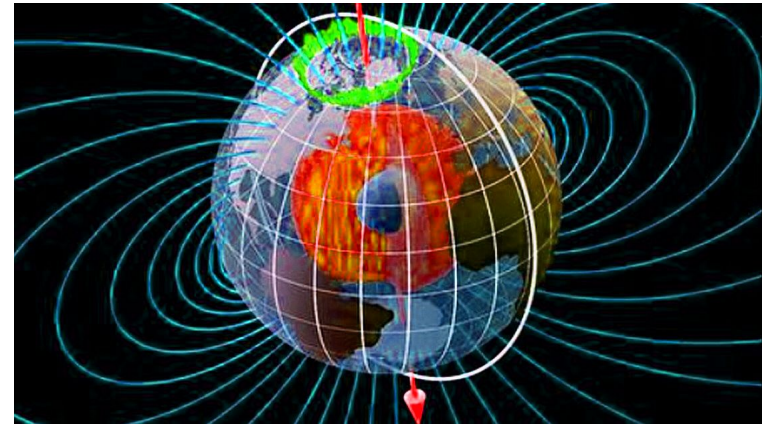


La perforación más profunda jamás realizada alcanzó una profundidad de 12262 m. Debido a la temperatura de 180 grados centígrados, no fue posible continuar la perforación. Es decir que sólo 12 km de 6371 km al centro de la Tierra podrían ser investigados directamente.

Lo que las ondas nos dicen

Se impide una visión directa en el interior de la tierra. La superficie de la Tierra sólo puede ser rayada en comparación con el radio de 6371 km. El conocimiento de la estructura del interior de la Tierra, los terremotos y los maremotos y sus efectos hasta la exploración de los yacimientos proviene casi exclusivamente de las ondas con su análisis e interpretación.

Se han desarrollado modelos que necesitan un mayor refinamiento para comprender mejor otros fenómenos como el campo magnético de la Tierra y su dinámica. Todas las mejoras se basan en análisis precisos e interpretaciones válidas de las señales grabadas por los sismógrafos.



En general, sólo las ondas, ya sean mecánicas o electromagnéticas, están disponibles para nosotros para conocer nuestro planeta y el universo en el que nos encontramos.