

Tema III

Geología interna de Marte basada en la de la Tierra

Impacta de los parámetros atmosféricos en los registros sísmicos

Bolas de plastilina: ¿cómo podemos explorar el interior de Marte?

Planetología comparativa

Localice el epicentro de un terremoto marciano con un solo sismómetro

El sismograma: una señal compleja

Cómo estimar la ubicación del epicentro con solo una estación sísmica en la Tierra



Impacto de los parámetros atmosféricos en los registros sísmicos

1. Introducción y Pb

Una estación sísmica está diseñada para detectar movimientos sísmicos minúsculos del terreno. Sus dispositivos electrónicos pueden verse afectados por los movimientos del suelo y también por los parámetros atmosféricos. Hemos propuesto aquí sismogramas donde la señal continua no es plana: día tras día se observan grandes variaciones diarias.

2. Edad de los estudiantes: 15 – 17 años

3. Objetivos

Filtrar el ruido sísmico detectando las variaciones atmosféricas en la señal

4. Sujetos primarios

Ciencias de la Tierra - Física

5. Temas adicionales

IT: SeisGram2K80_ECOLE©

6. Tiempo requerido

2 horas

7. Términos Clave

Sismograma - Frecuencia - Ondas sísmicas

8. Materiales

Soportes:

- Datos de la red RESIF
- SeisGram2K80_ECOLE© : : <http://edumed.unice.fr/fr/tools-lab>

Datos:

- Señal sísmica continua del 3 al 7 de febrero de 2019, registrada en la estación MYLF (Forcalquier, Alpes de Haute Provence, Observatoire de la Côte d'Azur).

9. Fundamento

Uso del software SeisGram2K80_ECOLE

10. Procedimiento

Paso 1: Análisis de la señal continua.

Los estudiantes deben describir las señales continuas en la imagen de la Figura 1.

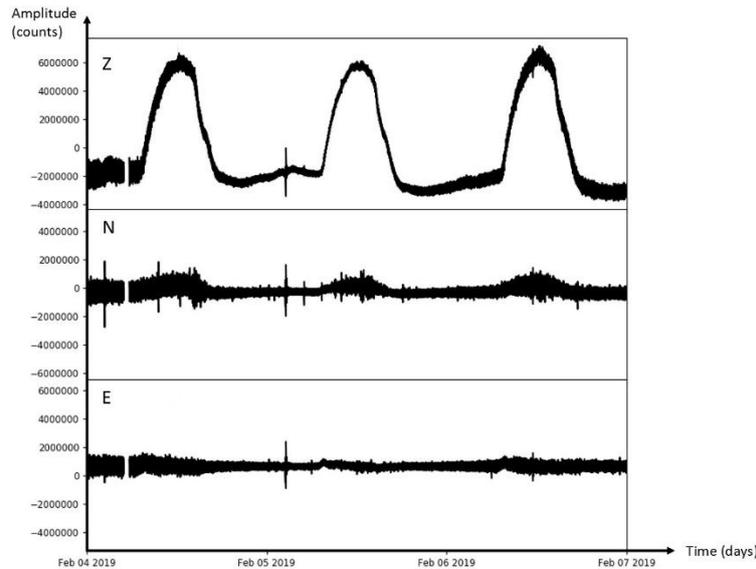


Figura 1: Registros de la estación FMJLF (del 4 al 7 de febrero de 2019). E: Componente oriental. N: Componente norte. Z: componente vertical.

En este caso, los estudiantes deben resaltar que la señal de la componente Z se altera claramente diariamente: cada día, la señal forma un arco que aumenta hasta el mediodía y disminuye después. Este fenómeno también se observa en la señal del componente norte. El componente oriental parece menos afectado.

Paso 2: Encontrar un parámetro físico que pueda inducir esta variación en la señal continua.

El sismograma de la componente vertical puede utilizarse para facilitar el análisis de la señal continua.

Paso 3: Encontrar hitos excepto los arcos del día.

En este caso, se registra un terremoto en 02h29m06s.

Pero en esta señal continua se registran otros cuatro terremotos (Fig. 2).

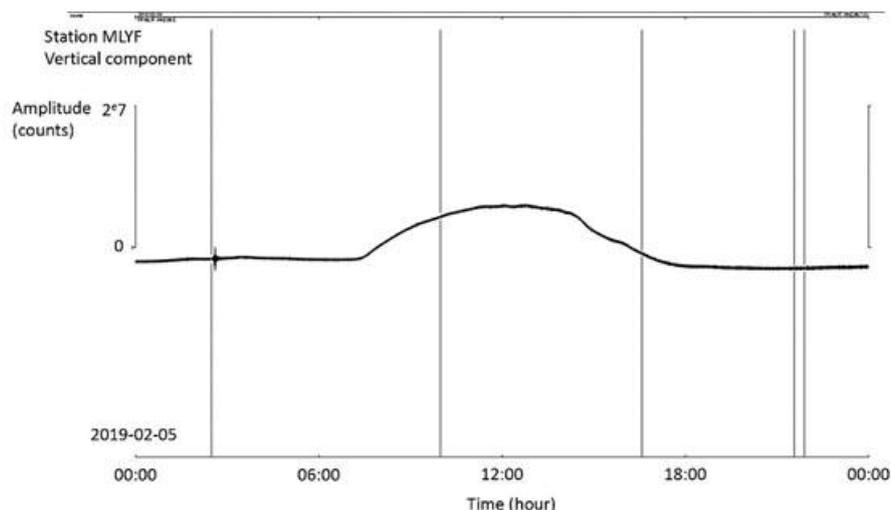


Figura 2. Señal continua desde la estación MLYF (5 de febrero de 2019). Líneas verticales negras: selección de los terremotos registrados ese día.

Paso 4: Observación de estos terremotos

Con el SeisGram2K y las herramientas de zoom y desplazamiento, trate de identificar las ondas sísmicas registradas en cada marcador de selección en la Figura 2, y encuentre el terremoto correspondiente en la Tabla 1.

Tiempo	Latitud (deg)	Longitud (deg)	Profundidad (km)	Magnitud
02/05/2019 02:23:20	44.623	6.999	5.22619	1.10
02/05/2019 02:59:21	44.620	6.996	5.90243	0.98
02/05/2019 03:14:54	44.627	6.995	3.97904	1.05
02/05/2019 03:24:12	44.632	6.994	4.50887	0.67
02/05/2019 03:30:24	44.622	7.002	5.23938	0.78
02/05/2019 03:46:13	44.631	7.004	5.74260	0.99
02/05/2019 06:40:26	44.321	7.203	2.69562	0.89
02/05/2019 11:08:10	43.431	6.337	3.15283	1.66
02/05/2019 16:33:52	43.600	5.367	0.00	2.20
05/02/2019 02:19:15	44.510	10.100	22.00	2.3
05/02/2019 06:54:58	43.420	12.470	9.00	2.1
05/02/2019 08:30:59	45.860	7.050	2.00	3.1
05/02/2019 08:31:00	45.850	7.080	10.00	3.1
05/02/2019 09:02:50	45.840	7.030	5.00	2.4
05/02/2019 09:52:45	45.970	6.970	8.00	3.0
05/02/2019 09:55:54	45.880	7.040	8.00	1.5
05/02/2019 11:47:51	44.440	12.190	32.00	2.2
05/02/2019 21:32:59	46.030	5.600	5.00	3.4
05/02/2019 21:52:57	45.980	5.580	10.00	3.2

Tabla 1. Catálogo de sismicidad el 5 de febrero de 2019 (del catálogo del Centro Europeo de Sismología Mediterránea y del catálogo del laboratorio Geoazur). El área cubierta se centra en la región PACA y en el norte de Italia.

11. Discusión de los resultados y conclusiones

Los parámetros meteorológicos pueden influir si los sensores no están bien aislados de su entorno cercano. En Marte, el sismómetro SEIS está protegido por una cúpula contra la actividad atmosférica como la variación diaria de la temperatura y el viento. Esta cúpula podría soportar ráfagas de 216 km/h e incluso debería ser capaz de soportar velocidades de viento de 360 km/h (<https://www.seis-insight.eu/en/public-2/seis-instrument/wts>).

12. Actividades de ampliación

13. Explorar más (recursos adicionales para los maestros)

Cómo estimar la ubicación del epicentro con sólo una estación sísmica en la Tierra

1. Introducción y Pb

Usualmente, los estudiantes trabajan en la ubicación del epicentro usando la hora de origen del terremoto y la hora de llegada de las ondas sísmicas. Con los registros de tres estaciones sísmicas, es posible estimar la ubicación del epicentro.

En Marte, sólo hay un sensor para detectar y estimar la ubicación del epicentro. Proponemos aquí invitar a los estudiantes a estimar el epicentro del terremoto de Mw 9.0 Tohoku-Oki (Marte 11, 2011, Japón), con una sola estación sísmica.

2. Edad de los estudiantes 15 – 17 años

3. Objetivos

Utilizar un enfoque similar al utilizado por los investigadores que trabajan en el conocimiento de la misión InSight para estimar la ubicación del epicentro de un terremoto con sólo un registro de una estación sísmica de tres componentes

4. Disciplinas primarias

- Ciencias de la Tierra - Física

5. Disciplinas adicionales

6. Tiempo requerido 2h

7. Términos Clave

Ondas de Rayleigh, distancia al epicentro, azimut

8. Materiales

Soportes utilizados:

- Datos de la red RESIF
- SeisGram2K80_ECOLE© : <http://edumed.unice.fr/fr/tools-lab>

Data :

- El terremoto de Mw 9.0 Marte 11, 2011 Tohoku-Oki (Japón), registrado en la estación CALF (Observatoire de la Côte d'Azur, Calern, Francia).

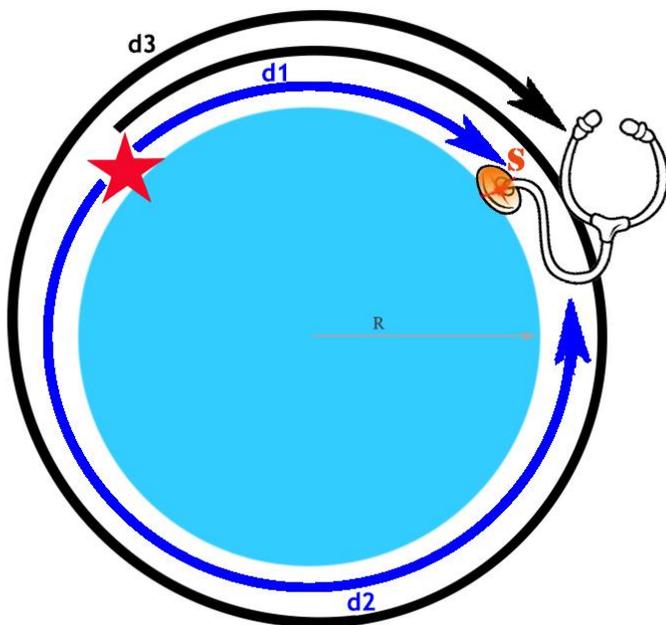
9. Fundamento

- Detección de ondas de Rayleigh:

o Son ondas de períodos bajos, las arcas asociadas son más largas que las arcas de las ondas del cuerpo. También son de mayor amplitud.

o Si el terremoto tiene suficiente energía, la onda de superficie puede pasar varias veces en la estación: pueden aparecer paquetes de señal de período más largo en la señal.

- Distancia al epicentro de los tiempos de llegada de las ondas de Rayleigh (Fig. 1)



$$distance_{(source/station)} = \frac{t_3 - t_2}{2} \cdot \frac{2\pi R}{t_3 - t_1}$$

Figura 1. Aproximación teórica para estimar una distancia al epicentro de las ondas de Rayleigh. Blanco: iniciar fuente sísmica. Negro: triángulo invertido: Estación sísmica. d1: distancia más corta entre la fuente y la estación. d2: distancia más larga entre la fuente y la estación. d3: viaje a lo largo de la distancia d1 más una rotación completa alrededor del planeta. t1: hora de llegada de las ondas Raleigh después de la propagación a lo largo de d1. d2: hora de llegada de las ondas Raleigh después de la propagación a lo largo de d2. T3: hora de llegada de las ondas de Raleigh después de la propagación a lo largo de d3. R: radio del planeta.

10. Procedimiento

A continuación, se invita a los estudiantes a coger las olas de Rayleigh del terremoto de Tohoku-Oki, registradas en la estación CALF

- **Elegir los tres tiempos de llegada, y calcular la distancia al epicentro.**

Aquí, la herramienta automática proporcionada por SeisGram2k no se utiliza. Los estudiantes leen los tiempos de llegada y calculan manualmente la distancia al epicentro desde la fórmula de la Figura 1.

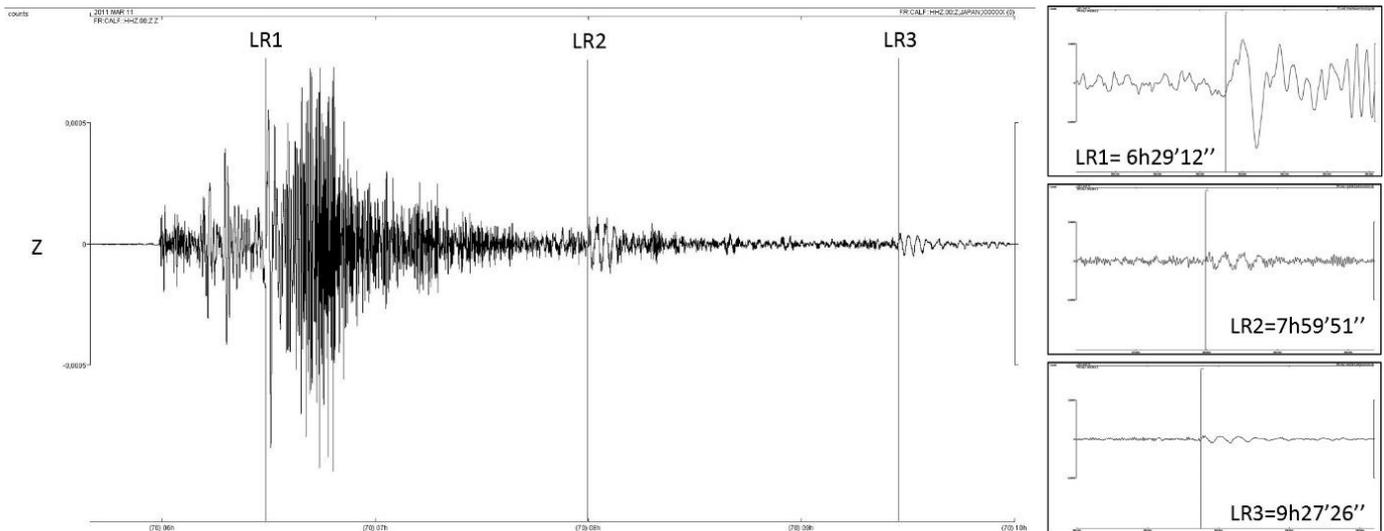


Figura 2. Elección de los tres pasajes de las olas de Rayleigh (terremoto de Tohoku-Oki) en la estación CALF. Columna derecha: zoom de cada selección, con las horas de llegada observadas (UTC).

este caso, la distancia al epicentro calculada es igual a 9841 km.

- **Estimación de azimut inverso (= azimut +/- 180°) .**

La distancia al epicentro calculada previamente indica que el epicentro está en un círculo, cuyo radio es igual a 9841 km. Se necesitan dos parámetros para encontrar la posición correcta en este círculo: el azimut y el azimut inverso. El azimut da la dirección del primer movimiento del suelo en el plano horizontal de la estación, positivo en el sentido de las agujas del reloj. El azimut inverso da la sensación de dónde está el epicentro. Se requiere la polaridad de la onda P desde la componente vertical: i) si la polaridad es positiva, el primer movimiento es hacia arriba, el azimut inverso es igual al azimut más 180°; ii) si la polaridad es negativa, el primer movimiento es hacia abajo, el azimut inverso es igual al azimut.

SeisGram2k permite determinar el valor de azimut, con la herramienta de rotación. Es posible girar virtualmente el marco geográfico y calcular las amplitudes en el nuevo marco. Al girar la trama, la amplitud de la onda P varía entre dos máximos, pasando por un valor nulo, en cada componente. El valor de rotación que permite cancelar la onda P en la componente Este da el azimut: el movimiento es sólo en la dirección Norte del nuevo marco geográfico.

a. Detectar las primeras ondas P en cada componente horizontal.

Utilice la herramienta de zoom del sismograma para seleccionar una ventana de tiempo adaptada para resaltar la primera onda P. Se puede utilizar la herramienta de aumento/disminución de la amplitud.

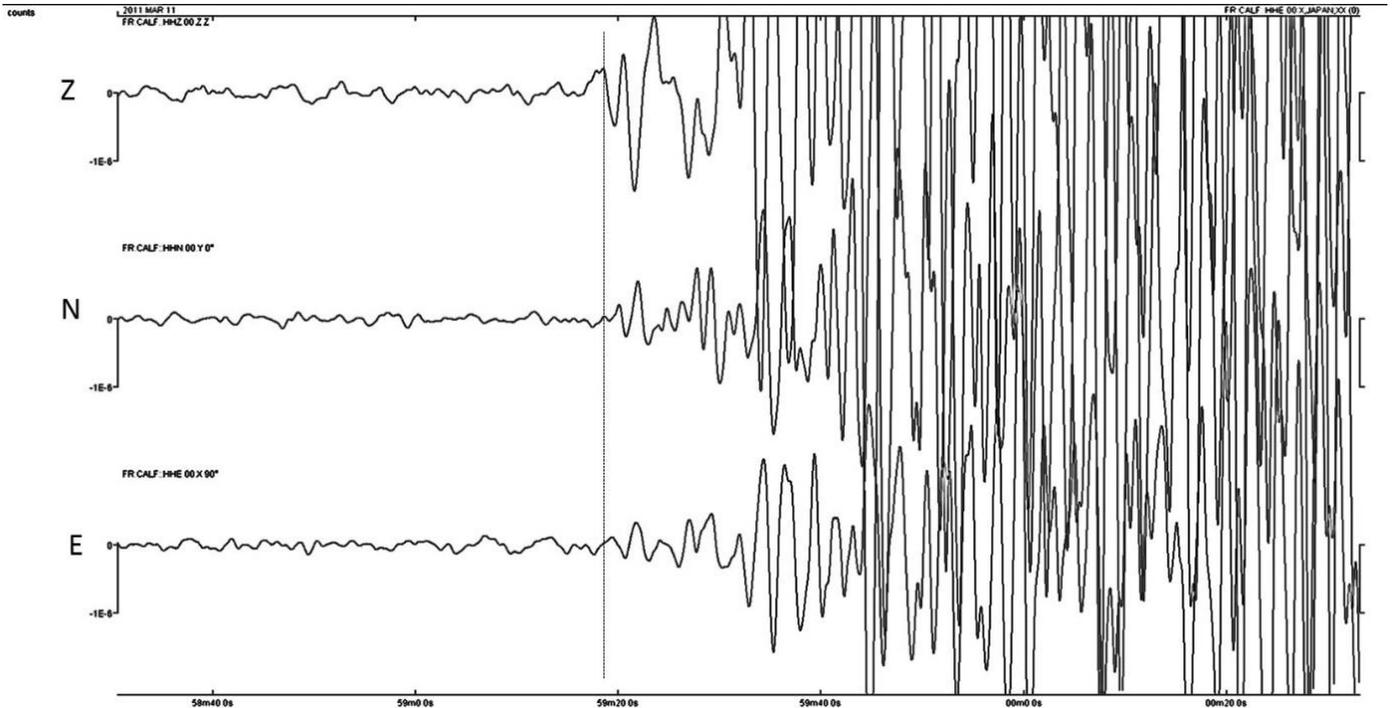


Figura 3. Registros del terremoto de Tohoku-Oki. Línea de puntos negra vertical: selección de la onda P. E: Componente este. N: componente norte. Z: componente vertical.

b. Gire la componente horizontal (en el sentido de las agujas del reloj) para cancelar la onda P en la componente Este.

En este caso, una rotación igual a $+30^\circ$ permite cancelar la amplitud de la onda P en la componente Este. El primer movimiento es en una dirección igual a $+30^\circ$ (en el sentido de las agujas del reloj) desde el Norte en el marco geográfico real: es el valor del azimut.

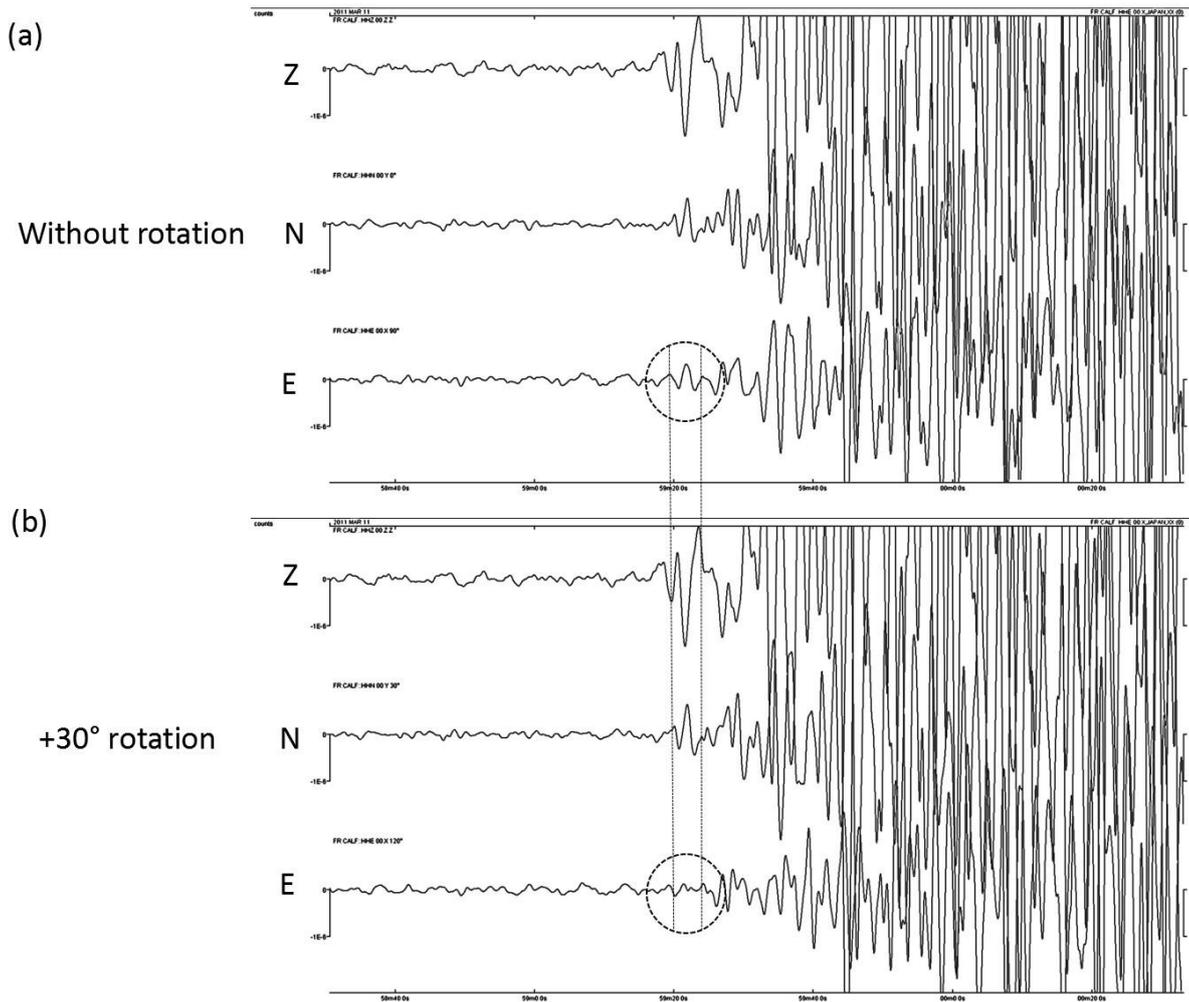


Figura 4. Registros del terremoto de Tohoku-Oki. (a) Sismogramas en bruto. Elipse negra discontinua: identificación de la onda P del componente este. (b) Sismogramas después de una rotación igual a $+30^\circ$: la amplitud de la onda P se cancela. E: Componente este. N: componente norte. Z: componente vertical.

c. Estimar el valor del azimut inverso a partir de la polaridad de la onda P en la componente vertical

En este caso, la onda P es descendente en la componente vertical (Fig. 3): el azimut inverso es igual al azimut.

El archivo de información en el SeisGram2K indica que un azimut es igual a $329,5^\circ$. Este azimut corresponde a la dirección en el epicentro desde el norte geográfico hasta la estación: es igual al ángulo entre el norte geográfico menos el azimut (en sentido contrario a las agujas del reloj).

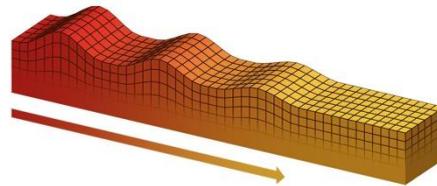
Localice el epicentro de un terremoto marciano con un solo sismómetro

1. Introducción & Pb

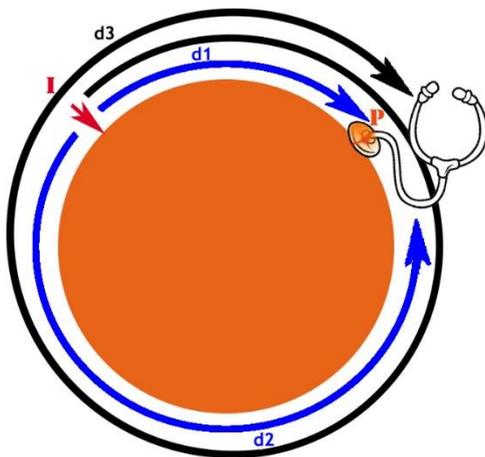
Tratemos de entender cómo, con un solo sismómetro, los científicos de la misión Insight podrán localizar el origen de las ondas sísmicas creadas por un impacto de meteorito o un terremoto.

Teóricamente, dado que Marte tiene un perímetro pequeño, los científicos esperan registrar varios trenes de ondas, desplazados en el tiempo correspondiente al terremoto o impacto.

Las ondas que pueden rodear el planeta varias veces son las ondas superficiales de Rayleigh.



Principio de desplazamiento de una onda de superficie (© IGGP/David Ducros).



I: punto de impacto, origen de la onda sísmica.

P: sismómetro

T1: el tiempo que tardan las ondas sísmicas en recorrer la distancia **d1**

T2: el tiempo que tardan las ondas sísmicas en recorrer la distancia **d2**

T3: el tiempo que tardan las ondas sísmicas en recorrer la distancia **d2+2d1** o **d3**

2. Edad de los estudiantes: 15 – 17 años

3. Objetivos

La misión Insight tiene como objetivo localizar un terremoto en Marte utilizando un solo sismómetro. La distancia entre el epicentro, el hipocentro, el área de origen del terremoto (llamada el foco) y la estación receptora puede calcularse fácilmente midiendo la diferencia entre el tiempo de llegada de las ondas P (que llegan primero al sismómetro) y el tiempo de llegada de las ondas S (que llegan segundo). El error aquí es sólo del 10%.

Para localizar el epicentro, además de la distancia a la estación, también es necesario determinar su dirección, es decir, su azimut. La dirección de llegada de las ondas sísmicas puede determinarse por el hecho de que el sismómetro SEIS mide las señales sísmicas en las tres direcciones del espacio.

Estudiando los datos del plano horizontal proporcionados por los ejes del sismómetro, se puede conocer la dirección con una incertidumbre de aproximadamente 10° . En nuestro experimento utilizaremos un acelerómetro para simular el trabajo del instrumento SEIS.

4. Sujetos primarios

- Ciencias de la Tierra
- Física
- Matemáticas

5. Temas adicionales

Arduino

6. Tiempo requerido: 2h

7. Términos Clave.

Epicentro, ondas de superficie, frecuencia, sismograma

8. Materials

- Un balón de pilates, perímetro 250 cm
- Audacia 1.2.6
- 1 célula piezoeléctrica
- 2 barras de poliestireno
- 1 cinta métrica
- 1 bola de 11,5g y 1,4cm suspendida de un cable de 1m fijado a un transportador.

9. Fundamento

Las nociones de propagación de ondas sísmicas, los orígenes de un terremoto.

10. Procedimiento

Colocar el balón sobre las barras de poliestireno para evitar cualquier contacto con el suelo.

Pegue con cinta adhesiva una célula piezoeléctrica sobre el globo.

Determinar una zona de impacto a 115 cm de la célula piezoeléctrica

Cuelgue el transportador de manera que la pelota quede a nivel con el área de golpeo.

Experimentemos con un modelo para entender mejor la teoría

Detalle del dispositivo experimental

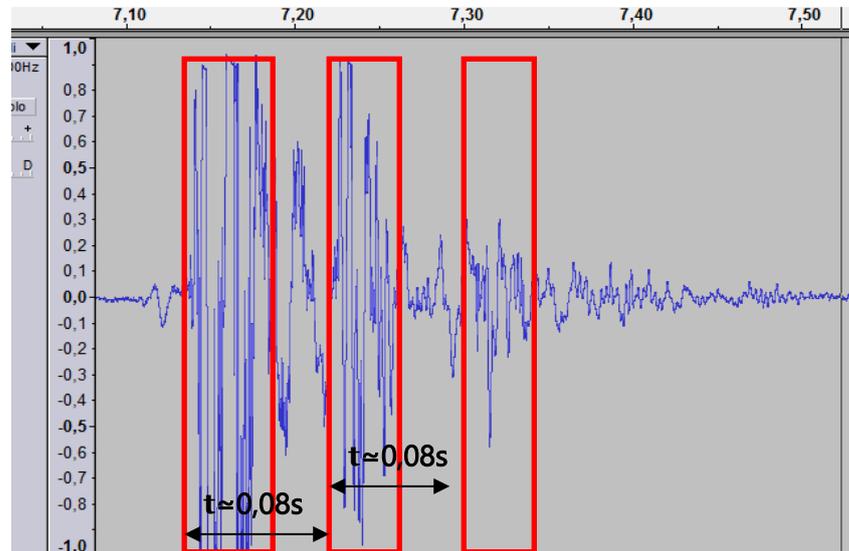


Realizar varias grabaciones sucesivas con impactos de intensidad constante. Para ello, mueva la bola de forma que el alambre mire a un ángulo de 60° con la vertical.

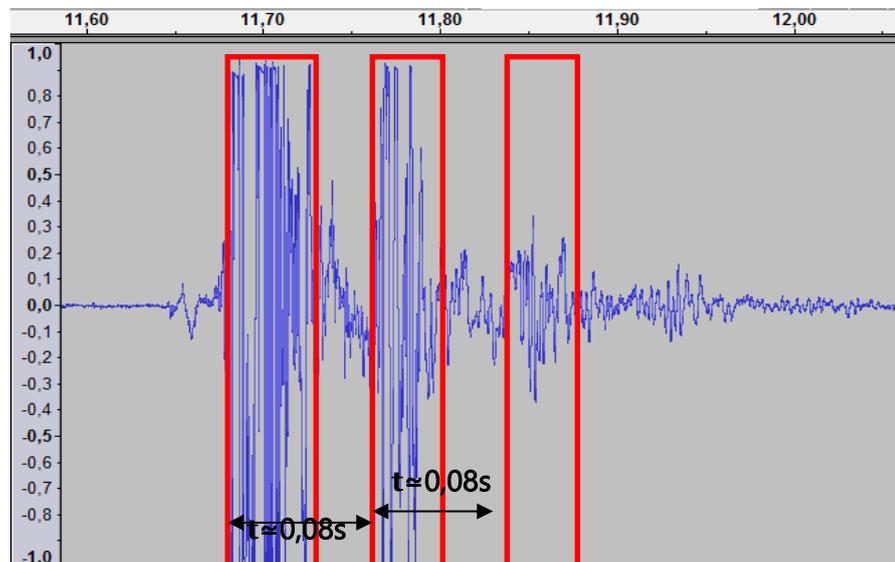
Analizamos los resultados obtenidos:

Se observan varios trenes de ondas, tal y como lo predicen las simulaciones de los científicos. Vamos a determinar el tiempo transcurrido entre los diferentes trenes de olas.

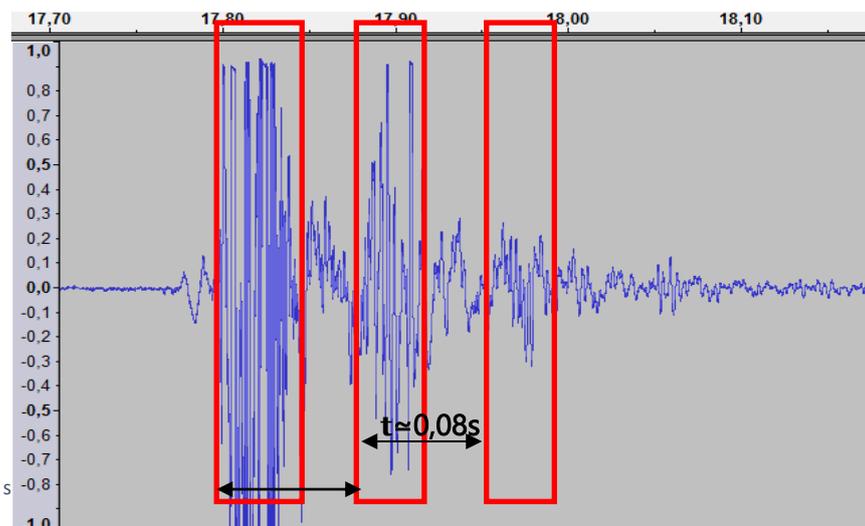
Record 1



Record 2



Record 3



$$t \approx 0,08s$$

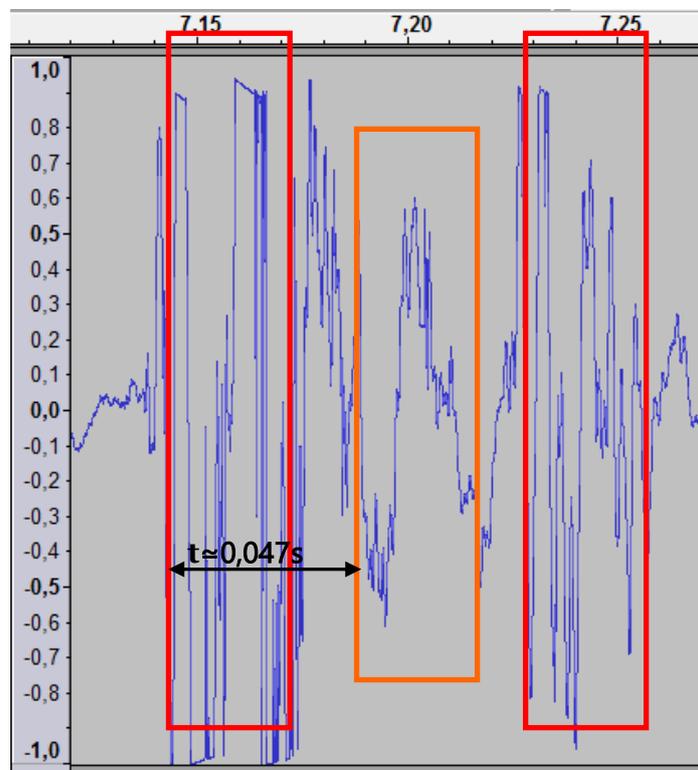
A partir de los resultados obtenidos, asumamos que el tiempo transcurrido entre cada tren de olas corresponde al tiempo que este último tarda en completar una revolución completa del globo $d_2 + d_1$. Por lo tanto, podemos determinar una aproximación de la velocidad de propagación de la onda en la superficie del globo.

$$V = d / t = (d_1 + d_2) / t$$

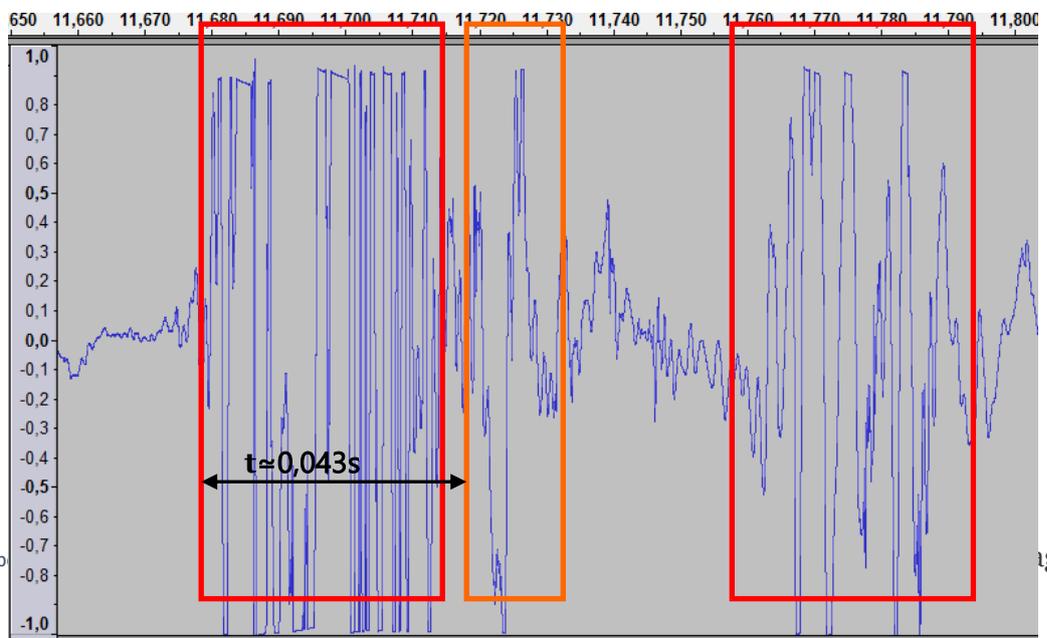
$$= 250 / 0,08 = 3125 \text{ cm.s}^{-1}$$

Echemos un vistazo más de cerca a las señales entre los dos primeros trenes de ondas. Estamos tratando de averiguar si las ondas que viajaron la distancia d_2 fueron detectadas por el piezo.

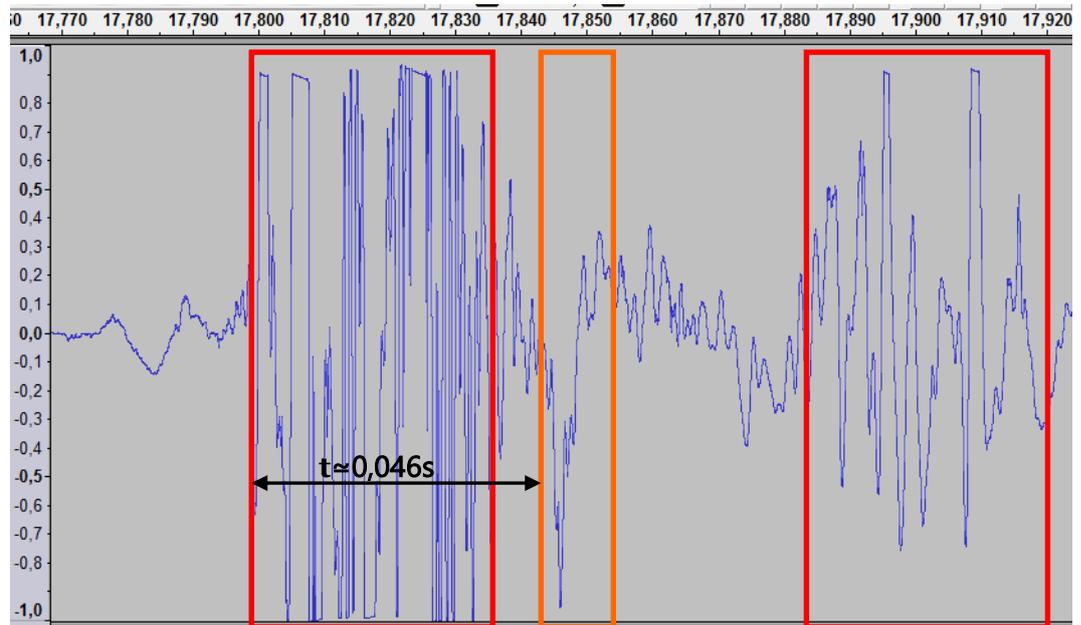
Record 1



Record 2



Record 3



Supongamos que esta señal corresponde a las ondas que recorrieron la distancia d_2 .

Podemos estimar un área de impacto.

$$d_2 = v \times t_2$$

According to the values obtained, we obtain

$$3125 \times 0.043 \leq d_2 \leq 3125 \times 0.047$$

$$134 \text{ cm} \leq d_2 \leq 146 \text{ cm}$$

De acuerdo a los valores obtenidos, obtenemos

$$250 - 146 \leq d_1 \leq 250 - 134$$

$$104 \text{ cm} \leq d_1 \leq 116 \text{ cm}$$

Se obtiene una estimación de d_1 correspondiente a la zona de impacto real (115cm).

11. Discusión de los resultados y conclusiones

La distancia entre el sismómetro y la fuente del terremoto, la hora del terremoto y la velocidad media a la que las olas viajan sobre la superficie del planeta pueden estimarse combinando los tiempos de llegada de las olas R1, R2 y R3. Los terremotos de magnitud 4.5 o mayor son eventos relativamente raros en Marte, pero los geofísicos estiman que durante el transcurso de la misión (un año marciano, o dos años terrestres), debería ser posible observar entre 3 y 5 años.

Es importante señalar que la eficacia de las técnicas que se implementarán para la misión InSight ha sido validada en la Tierra con datos de estaciones únicas. (cf: actividad sobre el estudio de los terremotos en la Tierra desde un solo sismómetro). Esto ha llevado al descubrimiento de uno de los modelos de estructura interna de la Tierra comúnmente utilizado por geofísicos (PREM) con barras de error aceptables.

Sin embargo, existen incógnitas, y la validez de la técnica resumida anteriormente no puede ser confirmada hasta que los científicos reciban y analicen los registros de Marte.

12. Actividades de ampliación

En la Luna los geofísicos se asombraron al descubrir que la corteza lunar causaba una enorme difracción de las ondas sísmicas, impidiendo la existencia de ondas superficiales. Dado que la corteza marciana, al igual que la corteza lunar, estuvo expuesta a un bombardeo masivo de asteroides en las primeras etapas de la formación del sistema solar, su naturaleza pulverizada y sus numerosos cráteres, especialmente en el hemisferio sur del planeta, también podrían causar la difracción de ondas sísmicas, lo que complicaría seriamente el análisis.

13. Explorar más (recursos adicionales para los maestros)

- <https://www.seis-insight.eu/en/public-2/martian-science/seismic-activity>

- The geology of Mars, edited by Mary Chapman

Bolas de plastilina: ¿cómo podemos explorar el interior de Marte?

1. Introducción & Pb

Durante los últimos siglos, muchos geocientíficos han estado trabajando para revelar la estructura interna de la Tierra. Además de observar las rocas de la superficie de la Tierra y analizarlas utilizando diferentes métodos, se ha desarrollado una amplia gama de herramientas con el fin de conocer la estructura interna de la Tierra.

En 1970, el Kola Superdeep Borehole no alcanzó la profundidad para la que había sido diseñado: perforar un agujero de 15 km de profundidad en la península de Kola (antigua URSS). Este agujero, el más profundo perforado en la Tierra, alcanzó una profundidad de 12.262 metros. Así, los geocientíficos no tienen acceso directo a ninguna roca por debajo de esta profundidad.

Una vez comprobados que los métodos directos como la perforación de la Tierra no podían proporcionar información sobre la estructura interna del conjunto de la Tierra (su radio es de unos 6.400 km), los científicos se centraron en perfeccionar los métodos indirectos que ya se habían desarrollado desde el siglo XIX. Refinar estas técnicas y hacerlas más precisas ha sido una contribución importante a nuestro conocimiento actual de la estructura interna de la Tierra, así como a los procesos dinámicos que tienen lugar en las profundidades de nuestro planeta.

Estos métodos incluyen:

- Calcular la densidad media de la Tierra conociendo su masa y volumen.
- Estudiar las ondas sísmicas que viajan a través de sus capas cada vez que se produce un terremoto en cualquier parte de la Tierra.
- Estudiar y analizar los meteoritos que caen sobre la superficie de la Tierra.
- Estudiar el campo magnético general de la Tierra y qué lo causa.
- Estudiar cómo gira la Tierra (su inercia rotacional).

2. Edad de los estudiantes De 14 a 18 año

3. Objetivos

- proponer hipótesis y discutir las con el resto de los estudiantes
- sugerir métodos para probar estas hipótesis
- sugerir cuáles de estos podría ser útil para conocer el interior de la Tierra
- sugerir cuál de estos podría ser utilizado para conocer el interior de Marte con la tecnología disponible

4. Sujetos primarios

- Ciencias de la Tierra – Física - Matemáticas

5. Temas adicionales

Tecnología

6. Tiempo requerido 30 minutos

7. Términos clave.

Estructura interna, Tierra, Marte, hipótesis científica, pruebas, sondeos, densidad, ondas sísmicas, magnetismo, esferas, meteoritos.

8. Materiales

- plastilina™ de dos colores
- cojinetes pequeños
- varios palillos de dientes
- un Magnaprobe™
- balanza (opcional)
- pie de rey (opcional)

9. Fundamento

Los estudiantes tienen que enfrentarse a un problema cuando se les dan dos bolas de arcilla del mismo tamaño pero de diferente peso. Se les pide que proporcionen hipótesis que puedan explicar el hecho de que dos esferas de igual apariencia externa (aparte de su color) tienen propiedades físicas muy diferentes (su masa y, por lo tanto, su densidad).

Luego se les pide que sugieran métodos para probar cuál es la estructura interna de ambas esferas y para decidir cuál de ellos podría ser útil para estudiar la estructura interna de un planeta como la Tierra o Marte.

10. Procedimiento

De a cada grupo de tres estudiantes dos bolas de plastilina de diferentes colores, pero del mismo tamaño y pregúntales si sienten diferencias entre las dos bolas. Se darán cuenta fácilmente de que el peso, y por lo tanto, la densidad son diferentes.



Figura 1: Dos bolas: del mismo tamaño, diferente peso. Verde más ligero, rojo más pesado. Pídale que sugieran hipótesis que puedan explicar las diferencias entre las dos esferas. Pueden proporcionar cinco soluciones diferentes:

- las dos bolas están hechas de dos tipos de plastilina con diferentes densidades
- una de las bolas tiene algo más pesado en el interior
- una de las bolas tiene algo más ligero en el interior
- la densidad de una de las bolas aumenta gradualmente hacia su interior
- la densidad de una de las bolas disminuye gradualmente hacia su interior

(La respuesta correcta es que la más pesada contiene un cojinete en su interior)



Figura 2: Las dos bolas cortadas para mostrar su estructura interna: verde, Plasticine™ pura; la roja con un cojinete en su interior .

Ahora pregúnteles cómo, con todos los aparatos y tecnologías disponibles en la Tierra, podrían probar cuál es la diferencia entre las dos bolas.

Posibles respuestas:

- ponderando las dos bolas (con una escala) y calculando su densidad
- perforarlos (con palillos de dientes, por ejemplo)
- probando su magnetismo (con una pequeña brújula)
- usando rayos X
- ultrasonidos (como el utilizado para ver embriones dentro del útero)
- resonancia electromagnética (REM) como las utilizadas en muchos hospitales
- radiación ionizadora (radiación alfa, beta o gamma)
- cómo gira la Tierra

Luego, pregunte a los estudiantes cuáles de estos métodos son adecuados para estudiar la estructura interna de la Tierra.

Posibles respuestas:

- pesando las dos bolas (con una balanza) y calculando su densidad. *Sí, los cálculos astronómicos permiten a los científicos conocer la masa de la Tierra y, conociendo el radio de la Tierra, es posible calcular el volumen y, por lo tanto, la densidad de la Tierra.*
- perforarlos (con palillos de dientes, por ejemplo). *No mucho, ya que no hemos sido capaces de perforar más de 13 km de profundidad .*
- prueba de su magnetismo (con una pequeña brújula). *Sí, hay un campo magnético general en la Tierra, relacionado con su núcleo de hierro externo (líquido) e interno (líquido). Se puede detectar con una brújula.*
- usando rayos X. *No, no pueden penetrar en la Tierra. .*
- ultrasonidos (como el utilizado para ver embriones dentro del útero). *No, no pueden penetrar en la Tierra. Sin embargo, los infrasonidos u ondas sísmicas pueden penetrar en la Tierra y proporcionar una información muy útil sobre sus capas, así como su estado físico (sólido o fluido).*
- resonancia electromagnética (RME) como las utilizadas en muchos hospitales. *No, no pueden penetrar en la Tierra.*
- radiación ionizadora (radiación alfa, beta o gamma). *No, sólo la radiación gamma puede penetrar unos metros en el hormigón.*
- cómo gira la Tierra. *Sí, la forma en que la Tierra gira sugiere un núcleo más denso dentro de ella.*

Ahora proporcione a los estudiantes dos bolas de arcilla más de diferentes colores: una más ligera que la más ligera que ya tienen (con una bola de poliestireno expandido, EPS, en su interior) y otra del mismo peso que la más pesada que ya tienen (con una barra de imán en el interior).

Pídales que los ordenen aumentando la densidad; los resultados deben ser:

1. Núcleo de EPS
2. Núcleo de Plastilina™
3. Núcleos con cojinetes de bolas e imanes (aproximadamente la misma densidad)

Ahora, pregúnteles cuál de estos cuatro debería ser el menos adecuado para servir como modelo la estructura interna de un planeta. (*Respuesta: 1 y 2, ya que generalmente, la gravedad empuja a los materiales más pesado a "hundirse" profundamente en el núcleo de los planetas.*)

Proporcioneles una pequeña brújula y pregúnteles cuál de las bolas 3 o 4 se ajusta mejor a la estructura interna de la Tierra y cuál encaja mejor con Marte. (*Respuesta: la que tiene el imán en el interior encaja mejor con el modelo de la Tierra ya que nuestro planeta tiene un campo magnético general relacionado con un núcleo exterior de hierro líquido, mientras que Marte parece tener un núcleo de hierro pero completamente sólido y, por lo tanto, no tiene campo magnético general*)

11. Discusión de los resultados y conclusiones

Los estudiantes pueden comparar las propiedades físicas tanto de la Tierra como de Marte, discutir qué métodos son los mejores para estudiarlos, cuáles están disponibles en cada planeta y comparar el grado de conocimiento sobre la estructura interna de la Tierra y Marte.

13. Actividades de ampliación

Los estudiantes pueden utilizar un buscador de Internet para investigar sobre el equipamiento de la sonda Insight que aterrizó en Marte. A partir de esta información, pueden discutir sobre cuál de los métodos sugeridos para estudiar la estructura interna de la Tierra podría aplicarse en Marte de acuerdo con este equipo.

También pueden, utilizando una balanza y un pie de rey, calcular la densidad de las cuatro esferas sabiendo que la fórmula para calcular el volumen de una esfera es:

$$V = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot r^3$$

... y que la densidad (D) es:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

14. Explorar más (recursos adicionales para los maestros)

- Esta actividad se ha desarrollado a partir de la Earthlearningidea "Desde las bolas de arcilla hasta la estructura de la Tierra" en www.earthlearningidea.com.
- <https://www.nasa.gov/>. Sitio web oficial de la Administración Espacial Nacional y Aeronáutica (NASA)
- Toda la información relevante sobre InSight Mission en <https://www.nasa.gov/feature/jpl/for-insight-dust-cleanings-will-yield-new-science> .

Planetología comparativa

1. Introducción y Pb

Esta actividad es una continuación de la "Actividad: Cómo podemos explorar dentro de Marte" donde los estudiantes han aprendido los diferentes métodos de estudio de la estructura interna de un planeta. Sin embargo, también puede ser independiente.

Durante esta actividad se desarrollaron dos aspectos del estudio de la estructura interna de un planeta: la distribución de las masas en su interior y la presencia o ausencia de magnetismo general.

2. Edad de los estudiantes de 14 a 18 años

3. Objetivos

- - Formular hipótesis y seleccionar sólo las más relevantes
- - Sugerir métodos para probar las supuestas hipótesis
- - Comprender cómo estas características hacen posible distinguir los planetas Tierra-Marte
- - Calcular la densidad de las bolas de arcilla y compararlas
- - Decidir qué bola es la que mejor modela la Tierra y Marte

4. Sujetos primarios

Ciencias de la Tierra - Física – Matemáticas

5. Temas adicionales

Tecnología

6. Tiempo requerido 20 minutos

7. Términos Clave.

Estructura interna - Marte - Hipótesis científica - densidad - magnetismo - esfera - meteorito

8. Materials

- plasticine™ de diferentes colores
- Bola de acero
- Imán
- Bola de espuma pequeña
- Magnaprobe
- Regla

9. Fundamento

Los estudiantes reciben cuatro bolas de arcilla de diferentes colores y se les informa de la composición de las cuatro bolas.

Deben decidir cuál de los cuatro modelos de bolas se ajusta mejor a las características (distribución de la masa y magnetismo) de los dos planetas, Marte y Tierra.

10. Procedimiento

Dé a sus estudiantes las cuatro bolas, pero no les diga cuál es el color de cada esfera. Las cuatro esferas tienen aproximadamente el mismo tamaño y su respectiva composición es la misma:

- esfera 1: toda ella está hecha de plastilina puraTM
- esfera 2: la bola PlasticineTM contiene una bola de poliestireno expandido (EPS) en su interior
- esfera 3: contiene un cojinete en su interior
- la esfera 4 contiene un imán que pesa aproximadamente igual que el rodamiento de bolas de la esfera 3

	
<p>Bolas 1 y 3 (verdes y rojas) tal como se usan en la Actividad 3</p>	
	
<p>Bola 3 mostrando la bola EPS dentro Bola 3 mostrando el imán dentro</p>	<p>Pelota 4 conteniendo un aimant</p>

Ahora, pregúntales cuál de las cuatro bolas encaja mejor con lo que se espera sobre la distribución de las capas en cualquier planeta y cuál de las cuatro encaja mejor con la estructura interna de la Tierra y de Marte respectivamente.

(La respuesta correcta es que el más pesado contiene un cojinete de barra en su interior)

Ahora pregúntales cómo, todos los aparatos y tecnologías disponibles en la Tierra, pueden probar cuál es la diferencia entre las dos bolas.

Posibles respuestas:

- pesando las dos bolas (con una balanza) y calculando su densidad
- taladrarlas (con palillos de dientes, por ejemplo)
- probar su magnetismo (con una pequeña brújula)
- usando rayos X
- Ecografías (como la que se utiliza para ver los embriones dentro del útero).
- resonancia electromagnética (EMR) como las que se utilizan en muchos hospitales
- radiación ionizante (radiación alfa, beta o gamma)
- Cómo gira la Tierra

Luego, pregunte a los estudiantes cuáles de estos métodos son adecuados para estudiar la estructura interna de la Tierra.

Posibles respuestas:

- *pesando las dos bolas (con una balanza) y calculando su densidad. Sí, los cálculos astronómicos permiten al científico conocer la masa de la Tierra y, conociendo el radio de la Tierra, es posible calcular el volumen, y por lo tanto, la densidad de la Tierra.*
- *taladrarlas (con palillos de dientes, por ejemplo). No mucho, ya que no hemos podido perforar más de 13 km de profundidad.*
- *probando su magnetismo (con una pequeña brújula). Sí, hay un campo magnético general en la Tierra, relacionado con su núcleo de hierro exterior (líquido) e interior (líquido). Se puede detectar con una brújula.*
- *usando rayos X. No, no pueden penetrar la Tierra.*
- *Ecografías (como la que se utiliza para ver los embriones dentro del útero). No, no pueden penetrar la Tierra. Sin embargo, los infrasonidos o las ondas sísmicas pueden penetrar en la Tierra y proporcionar una información muy útil sobre sus capas, así como sobre su estado físico (sólido o fluido).*
- *resonancia electromagnética (EMR) como las que se utilizan en muchos hospitales. No, no pueden penetrar la Tierra.*
- *las radiaciones ionizantes (radiaciones alfa, beta o gamma). No, sólo la radiación gamma puede penetrar unos metros en el hormigón.*
- *Cómo gira la Tierra. Sí, la forma en que gira la Tierra sugiere un núcleo más denso dentro de ella.*

Ahora proporciona a los alumnos dos bolas más de arcilla de diferentes colores: una más ligera que la que ya tienen (con una bola de poliestireno expandido, EPS, en el interior) y otra del mismo peso que la más pesada que ya tienen (con una barra magnética en el interior).

Pídales que los ordenen aumentando la densidad; los resultados deben ser:

1. núcleo EPS
2. Núcleo Plasticine™
3. Cojinete y núcleos magnéticos (aproximadamente la misma densidad)

Ahora, pregúntales cuál de estos cuatro debería ser el más adecuado para modelar la estructura interna de un planeta. (Respuesta: 1 y 2, como de costumbre, la gravedad empuja al material más pesado a "hundirse" profundamente en el núcleo de los planetas).

Proporcionarles una pequeña brújula y preguntarles con las bolas 3 y 4 se ajusta mejor a la estructura interna de la Tierra y que se ajusta mejor a Marte. (Respuesta: el que tiene el imán dentro encaja mejor con el modelo de la Tierra ya que nuestro planeta tiene un campo magnético general relacionado con un núcleo externo de hierro líquido, mientras que Marte parece tener un núcleo de hierro pero completamente sólido y, por lo tanto, no tiene un campo magnético general).

11. Discusión de los resultados y conclusiones

Los estudiantes pueden comparar otras propiedades físicas tanto de la Tierra como de Marte, discutir qué métodos son los mejores para estudiarlos, cuáles están disponibles en cada planeta y comparar el grado de conocimiento sobre la estructura interna de la Tierra y Marte.

12. Actividades de ampliación

Los estudiantes también pueden, usando una escala y un medidor de diapositivas, calcular la densidad de las cuatro esferas sabiendo que la fórmula para calcular el volumen de una esfera es:

$$V = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot r^3$$

... y esa de densidad (D) es:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

13. Explorar más (recursos adicionales para los maestros)

- - Esta actividad se ha desarrollado a partir de la idea Earthlearningidea "De las bolas de arcilla a la estructura de la Tierra" en www.earthlearningidea.com
- - <https://www.nasa.gov/> Sitio web oficial de la Administración Nacional del Espacio Aeronáutico (NASA)
- - Toda la información relevante sobre InSight Mission en <https://www.nasa.gov/feature/jpl/for-insight-dust-cleanings-will-yield-new-science> .

El sismograma: una señal compleja

1. Introducción & Pb

El movimiento del suelo es el resultado de la llegada de muchas ondas, que tienen su propia frecuencia. Los sismómetros registran continuamente el movimiento del terreno y esta señal continua, sin la llegada de ondas sísmicas, se considera ruido sísmico ambiental.

Cuando un terremoto está bien registrado, las ondas sísmicas se identifican claramente en relación con el ruido sísmico continuo. Pero a veces estas ondas han sido registradas, pero no son perceptibles. Conociendo los rangos de frecuencia de las ondas sísmicas, es posible encontrar un terremoto escondido en el ruido sísmico.

2. Edad de los estudiantes 15 – 17 ans

3. Objetivos

Filtrar un sismograma con un ancho de banda adaptado para observar las ondas sísmicas..

4. Sujetos primarios

Ciencias de la Tierra - Física

5. Temas adicionales

Informática: Introducción al software Audacity

6. Tiempo requerido 2h

7. Términos clave.

Sismograma - Frecuencia - Ondas sísmicas

8. Materiales

Soporte de software

- Datos de la red RESIF
- SeisGram2K8o_ECOLE© : <http://edumed.unice.fr/fr/tools-lab>

Datos :

- El terremoto de Mw 4,8 del 1 de enero de 2019 (Grecia), registrado en la estación del CALF (Observatoire de la Côte d'Azur, Calern, Francia).
- El terremoto Mw 6,3 de diciembre de 2018 (Indonesia), registrado en la estación CALF.

9. Fundamento

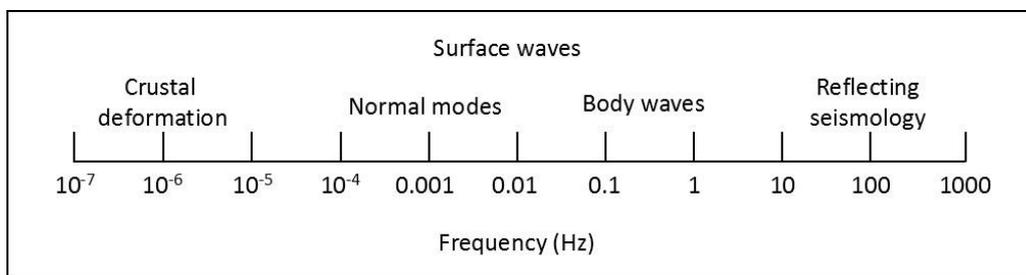
Introducción a Seismogram2K - -

10. Procedimiento

Primer paso: procesamiento del terremoto griego para mostrar las ondas P

Los sismogramas sin procesar son extracciones de señales sísmicas continuas donde las ondas sísmicas deben ser perceptibles. En cada componente, no se observan ondas sísmicas. Relacionado con la magnitud ($M_w 4.8$) y la distancia del epicentro (15.87°). Considerando una velocidad media de onda P de 8 km/s (con respecto a la distancia del epicentro), la primera onda P debe llegar a las 11:45:43.

Al proporcionar a los estudiantes la siguiente escala de frecuencias, pueden estimar un rango de frecuencias específico para las ondas corporales.

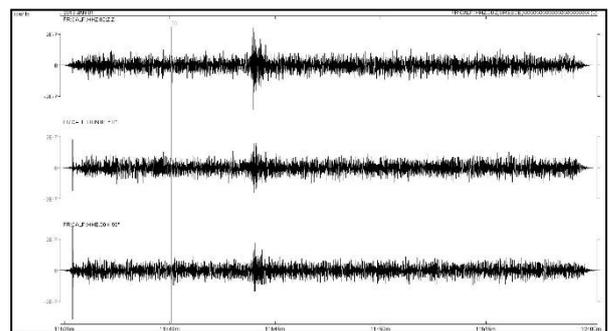
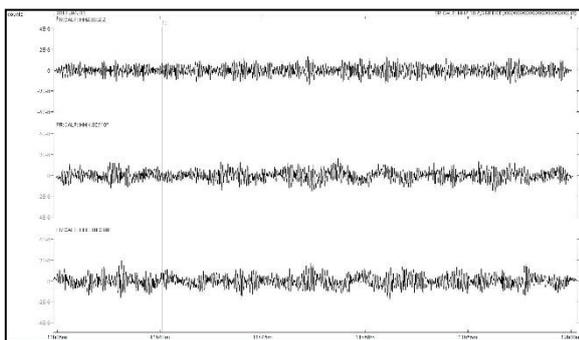


Esta escala (tomada de Stein y Wysession, 2013) es una escala indicativa. El estudiante puede observar que las frecuencias de las ondas de volumen varían desde valores por debajo de 0,01 Hz hasta por encima de 1 Hz.

Ejercicio: Probar diferentes valores límite para el filtrado de paso de banda para resaltar las ondas sísmicas.

En este caso, el valor más bajo para el filtrado de paso de banda debe ser mayor o igual a 1 Hz. El valor más alto no influye en las ondas sísmicas.

Resultado:



Paso 2: Procesamiento del terremoto de Indonesia para mostrar las ondas P

Como antes, no se observan ondas sísmicas en los datos brutos.

11. Discusión de los resultados y conclusiones

Los sismogramas contienen una gran cantidad de frecuencias, y las ondas sísmicas podrían estar ocultas en el ruido sísmico, tanto en la Tierra como en Marte. Los científicos tendrán que procesar los datos futuros con precisión para detectar olas de futuros impactos y terremotos.

Los sismogramas tienen un gran número de frecuencias, y las ondas sísmicas podrían estar ocultas en el ruido sísmico, tanto en la Tierra como en Marte. Los científicos tendrán que procesar los datos futuros con precisión para detectar ondas de futuros impactos y terremotos.