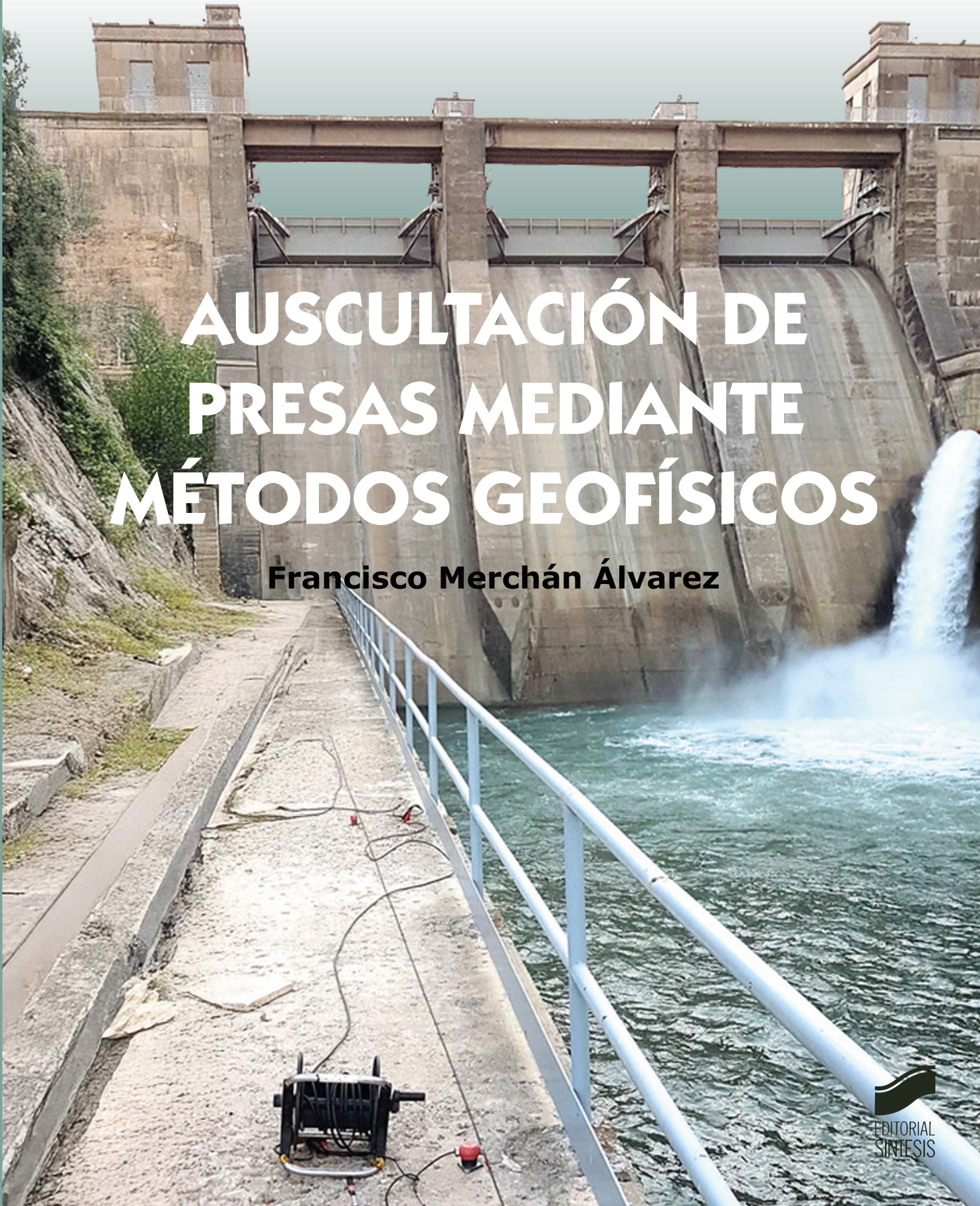




AUSCULTACIÓN DE PRESAS MEDIANTE MÉTODOS GEOFÍSICOS

Francisco Merchán Álvarez

AUSCULTACIÓN DE PRESAS MEDIANTE MÉTODOS GEOFÍSICOS

Consulte nuestra página web: **www.sintesis.com**
En ella encontrará el catálogo completo y comentado

AUSCULTACIÓN DE PRESAS MEDIANTE MÉTODOS GEOFÍSICOS

Francisco Merchán Álvarez

COLABORADORES:



Dirección General de
Infraestructuras del Agua



Reservados todos los derechos. Está prohibido, bajo las sanciones penales y el resarcimiento civil previstos en las leyes, reproducir, registrar o transmitir esta publicación, íntegra o parcialmente: por cualquier sistema de recuperación y por cualquier medio, sea mecánico, electrónico, magnético, electroóptico, por fotocopia o por cualquier otro, sin la autorización previa por escrito de Editorial Síntesis, S. A.

© Francisco Merchán Álvarez

© EDITORIAL SÍNTESIS, S. A.
Vallehermoso, 34. 28015 Madrid
Teléfono: 91 593 20 98
www.sintesis.com

ISBN: 978-84-1357-477-6
Depósito Legal: M-5739-2026

Impreso en España - Printed in Spain

ÍNDICE

PRÓLOGO	9
INTRODUCCIÓN	11
1. MÉTODOS ELÉCTRICOS.....	13
1.1. Introducción	13
1.2. Potencial espontáneo	14
1.2.1. Fundamentos teóricos	16
1.2.2. Instrumental de medida	19
1.2.3. Metodología de campo.....	21
1.2.4. Procesado de datos	27
1.2.5. Ventajas y limitaciones.....	28
1.2.6. Ejemplos de resultados	29
1.3. Tomografía eléctrica.....	50
1.3.1. Fundamentos teóricos	51
1.3.2. Instrumental de medida	54
1.3.3. Metodología de campo.....	58
1.3.4. Procesado de datos	71
1.3.5. Ventajas y limitaciones.....	80
1.3.6. Ejemplos de resultados	82
1.4. Polarización inducida	94
1.4.1. Fundamentos teóricos	96
1.4.2. Instrumental de medida	98
1.4.3. Metodología de campo.....	98
1.4.4. Procesado de datos	99
1.4.5. Ventajas y limitaciones	100
1.4.6. Ejemplos de resultados	101
1.5. Conclusiones generales de los métodos eléctricos.....	109
1.5.1. Terreno natural	110
1.5.2. Perfiles de TE en presas de materiales sueltos	110

1.5.3. Perfiles de TE en presas de hormigón	111
1.5.4. Perfiles de PI en presas	111
2. MÉTODOS SÍSMICOS	113
2.1. Introducción	113
2.1.1. Ondas primarias u ondas P	113
2.1.2. Ondas secundarias u ondas S	114
2.1.3. Ondas superficiales	114
2.2. Teoría general básica	116
2.3. Sísmica de refracción	120
2.3.1. Fundamentos teóricos	121
2.3.2. Instrumental de medida	125
2.3.3. Metodología de campo	128
2.3.4. Procesado de datos	131
2.3.5. Ventajas y limitaciones	138
2.3.6. Ejemplos de resultados	140
2.4. Sísmica de reflexión de alta resolución	149
2.4.1. Fundamentos teóricos	150
2.4.2. Instrumental de medida	153
2.4.3. Metodología de campo	158
2.4.4. Procesado de datos	159
2.4.5. Ventajas y limitaciones	168
2.4.6. Ejemplos de resultados	170
2.5. Sísmica de ondas superficiales	175
2.5.1. Técnicas de medida de ondas superficiales	176
2.5.2. Instrumental de medida	178
2.5.3. Metodología de campo	180
2.5.4. Procesado de datos	182
2.5.5. Ventajas y limitaciones	190
2.5.6. Ejemplos de resultados	191
2.6. Conclusiones generales de los métodos sísmicos.....	197
3. MÉTODOS SÍSMICOS EN SONDEOS	205
3.1. Introducción	205
3.2. Ensayos <i>down-hole</i>	207
3.2.1. Esquema fundamental del ensayo	207
3.2.2. Instrumental de medida	208
3.2.3. Metodología de campo	210
3.2.4. Procesado de datos	211
3.2.5. Ventajas y limitaciones	211
3.2.6. Ejemplos de resultados	211
3.3. Ensayos <i>cross-hole</i>	217
3.3.1. Esquema fundamental del ensayo	217
3.3.2. Instrumental de medida	217

3.3.3. Metodología de campo	220
3.3.4. Procesado de datos	221
3.3.5. Ventajas y limitaciones	222
3.3.6. Ejemplos de resultados	222
3.4. Tomografía sísmica entre sondeos	224
3.4.1. Fundamentos teóricos	224
3.4.2. Instrumental de medida	226
3.4.3. Metodología de campo	228
3.4.4. Procesado de datos	229
3.4.5. Ventajas y limitaciones	229
3.4.6. Ejemplos de resultados	231
4. TÉCNICAS PARA EL ESTUDIO DE ZONAS ACUÁTICAS	245
4.1. Introducción	245
4.2. Batimetría multihaz	247
4.3. Sísmica de reflexión monocanal	255
5. EJEMPLOS DE RESULTADOS DE AUSCULTACIÓN DE PRESAS	267
5.1. Presa de materiales sueltos	267
5.1.1. Fase año 2018	269
5.1.2. Fase años 2019-2020	273
5.1.3. Problemática de la presa del Piedras	283
5.1.4. Actuaciones de urgencia y planteamientos a futuro	285
5.1.5. Estudios complementarios	286
5.2. Escollera de una presa de materiales sueltos	288
5.3. Presa de arco-gravedad	296
BIBLIOGRAFÍA	319

2

MÉTODOS SÍSMICOS

2.1. Introducción

Los métodos sísmicos de prospección geofísica son aquellos que determinan las características geotécnicas (fundamentalmente) de los materiales que constituyen el terreno, a partir del estudio de las ondas sísmicas que se propagan en ellos. Su objetivo principal es la medida de la velocidad de propagación de las ondas elásticas que se transmiten en ellos y que son provocadas artificialmente.

Las ondas elásticas que se transmiten en el terreno cuando en su superficie se genera una señal sísmica mediante la aplicación de una fuerza son: las ondas primarias (P), secundarias (S) y superficiales.

2.1.1. Ondas primarias u ondas P

También denominadas *ondas longitudinales* o *compresionales*. Son aquellas que comprimen y dilatan el medio por el que se transmiten en la misma dirección en la que se propagan (figura 2.1).

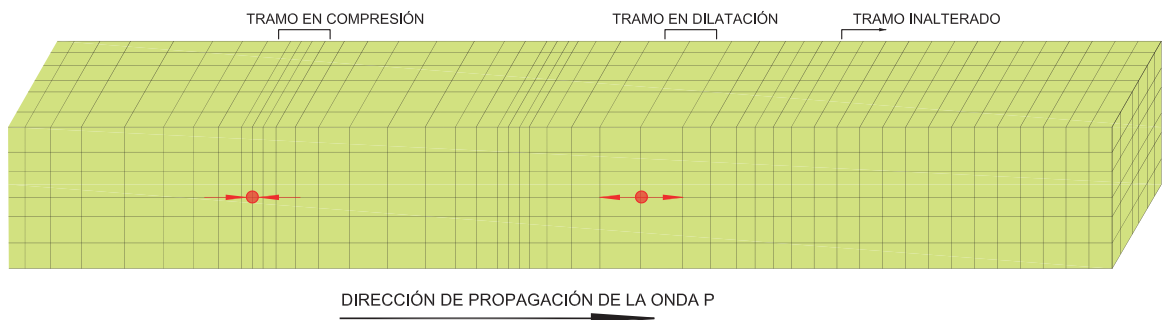


FIGURA 2.1. Esquema del movimiento de las partículas al paso de las ondas P.

Se denominan *primarias* porque son las que se transmiten a mayor velocidad y, por tanto, son las primeras que llegan a un detector una vez generada una vibración. Se propagan en cualquier tipo de material, ya sea sólido o fluido (el término *fluido* incluye los líquidos).

2.1.2. Ondas secundarias u ondas S

También denominadas *ondas de cizalla* o *de corte*. Estas ondas se desplazan de manera que la deformación que producen en el medio por el que se propagan es perpendicular a la dirección de propagación de la onda.

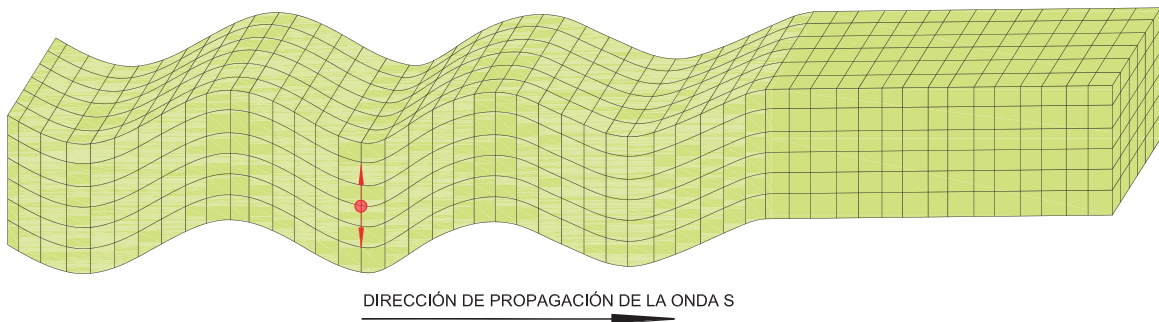


FIGURA 2.2. Esquema del movimiento de las partículas al paso de las ondas S.

Se denominan *secundarias* porque se propagan a menor velocidad que las ondas P y, por tanto, son las segundas en llegar a un detector una vez generada una vibración. No se propagan en los fluidos.

La denominación de primarias y secundarias se debe a ser las primeras o las segundas ondas sísmicas que se observaban en los registros sísmicos, o sismogramas, de un terremoto. Fue Andrija Mohorovicic quien en 1910 identificó y diferenció entre las ondas P y S relacionándolas con la base de la corteza (discontinuidad de Mohorovicic).

2.1.3. Ondas superficiales

Estas ondas elásticas se transmiten a una velocidad inferior a la de las ondas S. Las ondas superficiales, como su propio nombre indica, son ondas que se transmiten cerca de una superficie libre (por ejemplo, aire-terreno o agua-terreno). Hay dos tipos principales de ondas superficiales: las ondas Rayleigh y las ondas Love. Las primeras presentan un desplazamiento de las partículas del terreno que produce un movimiento elíptico retrógrado dentro del plano vertical de desplazamiento. Por el contrario, las ondas Love producen un movimiento elíptico del medio en un plano horizontal.

Estas ondas resultan de la interferencia entre las ondas P y las ondas S. Ambas ondas deben sus nombres a los físicos John William Strutt (Lord Rayleigh), que previó su existencia en 1885, y Augustus Edward Hough Love, que desarrolló su modelo matemático en 1991.

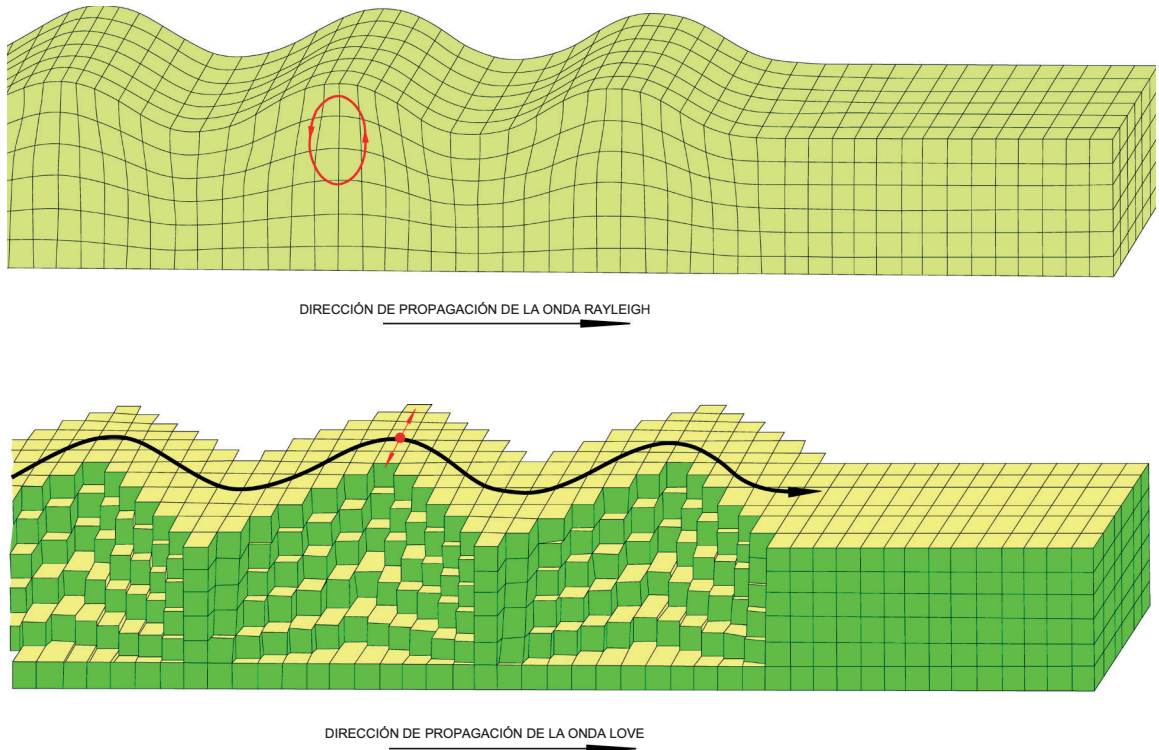


FIGURA 2.3. Esquema del movimiento de las partículas al paso de las ondas superficiales.

En definitiva, la prospección sísmica se basa en el mismo principio que la sismología. Mientras que en la sismología la fuente de energía corresponde con la energía sísmica liberada en un terremoto, en la prospección sísmica se generan las ondas sísmicas mediante una fuente emisora artificial.

En ambos casos, la energía sísmica se registra en una serie de sensores, estaciones sísmicas (sismología) y geófonos (prospección sísmica), distribuidas sobre el terreno y existiendo diferencias entre ellas, tanto en la frecuencia y rango de tiempo de registro como en su disposición en el terreno, etc. A partir del estudio de las distintas ondas P, S y ondas superficiales, de los trayectos recorridos entre la fuente de energía y el receptor y de los tiempos empleados en recorrerlos, se consigue obtener imágenes del subsuelo que luego se relacionan con las capas geológicas y con los materiales investigados (secciones sísmicas, campos de velocidades, etc.) obteniéndose algunas de sus propiedades físicas.

2.2. Teoría general básica

Todas las técnicas de la prospección sísmica se basan en los mismos conceptos físicos fundamentales. Todas tienen el mismo origen, pero cada una se focaliza en un aspecto determinado del movimiento de las ondas o en el estudio de unos tipos de ondas determinadas.

Podemos considerar que el desarrollo de la teoría sísmica comienza en 1678, con el enunciado de la ley de la elasticidad de Hooke, es decir, mucho antes de la existencia de una instrumentación capaz de realizar este tipo de medidas. No fue hasta 1842 cuando el físico James David Forbes desarrolló un sismógrafo capaz de representar de manera realista el movimiento del suelo durante un terremoto y en 1906 cuando el físico Borís Borísovich Golitsyn inventó el primer sismógrafo electromagnético.

El método sísmico utiliza la propagación de ondas, en tres dimensiones, a través del terreno. Es decir, la transmisión a través del terreno del movimiento ondulatorio que produce una fuente de energía aplicada en un punto y que se registra en una serie de sensores alineados con la misma.

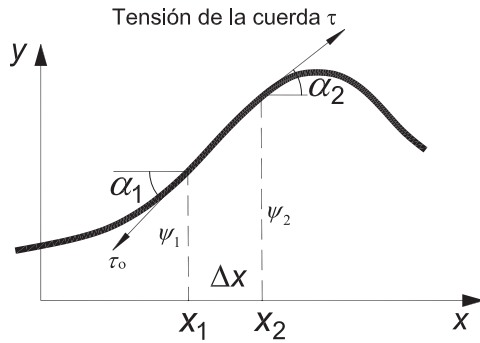


FIGURA 2.4. Onda monodimensional.

Para introducir la teoría del movimiento ondulatorio, comencemos con el estudio de la onda monodimensional (figura 2.4) producida, por ejemplo, al sacudir verticalmente una cuerda tensa. Supongamos que su masa, μ , por unidad de longitud es despreciable respecto de la tensión τ de la cuerda. Supongamos que la cuerda en reposo coincide con el eje x , que los desplazamientos, representados por ψ , son paralelos al eje y , siendo muy pequeños respecto a la longitud de la cuerda, de modo que los ángulos α_1 y α_2 también son pequeños. Debido a que estos ángulos no son iguales, la tensión produce una fuerza neta en la dirección y (la fuerza neta en la dirección x es despreciable) sobre un elemento de la cuerda, Δx , que viene representada por:

$$\Delta x = \tau(\sin \alpha_2 - \sin \alpha_1) \quad [2.1]$$

Si unimos estas consideraciones a la segunda ley de Newton (la fuerza es proporcional al producto de la masa por la aceleración), obtenemos la ecuación de ondas monodimensional:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = v^2 \left(\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \right) \quad [2.2]$$

Donde:

Ψ : el desplazamiento de la cuerda.

x : la distancia en el eje X .

t : el tiempo.

v : velocidad, que cumple:

$$v = \sqrt{\frac{\tau}{\mu}} \quad [2.3]$$

La solución general de esta ecuación (también llamada solución de d'Alembert) es:

$$\Psi(x, t) = \Psi_1(x - v_t) + \Psi_2(x + v_t) \quad [2.4]$$

Si consideramos para la ecuación [2.1] una solución armónica (el análisis de Fourier muestra que cualquier forma de onda, dentro de lo razonable, puede representarse mediante una superposición de ondas armónicas o sinusoidales), obtendremos que:

$$\Psi = A \cdot \cos\left[\left(\frac{2\pi}{\lambda}\right) \cdot (x - vt)\right] \quad [2.5]$$

Es decir, una onda armónica cuya amplitud A variaría entre $+A$ y $-A$.

Pero la propagación que nos interesa es la propagación de un movimiento ondulatorio en el terreno. Esta propagación depende de las propiedades elásticas del terreno (suelos y rocas) y se produce en las tres dimensiones (x, y, z).

La teoría de la elasticidad relaciona las fuerzas que se aplican a la superficie externa de un cuerpo con los cambios resultantes en tamaño y forma. Las relaciones entre las fuerzas aplicadas y las deformaciones se expresan en términos de esfuerzo y deformación (fuerzas por unidad de área). Así, el tamaño y la forma de un sólido se pueden cambiar aplicando una fuerza en su superficie exterior. A esta fuerza se oponen fuerzas internas que tienden a resistir los cambios de tamaño y forma, con lo cual el sólido tiende a recobrar sus características iniciales cuando las fuerzas exteriores cesan (ley de Hooke).

Consideremos un elemento de volumen infinitesimal y supongamos que lo podemos representar por un poliedro de seis caras. Si la fuerza es perpendicular a las caras del área que lo definen, se dice que la tensión es una tensión normal (o presión) y cuando la fuerza es tangente a las caras del área que definen el elemento infinitesimal, la tensión es cortante (o de cizalla). Cuando la fuerza ni es paralela ni perpendicular al elemento de área infinitesimal (a sus caras), esta se puede descomponer en componentes paralelas y perpendiculares al mismo, por lo tanto, cualquier tensión se puede descomponer en componentes de tensión normal y cortante.

En la figura 2.5 se muestra la distribución de las componentes de una tensión en las caras perpendiculares al eje x . En dicha figura vemos que las tres tensiones σ_{xx} , σ_{yx} y σ_{zx} que actúan

sobre la cara OABC deben ser iguales y opuestas a las tensiones que actúan en la cara DEFG. De igual manera ocurrirá en las caras restantes.

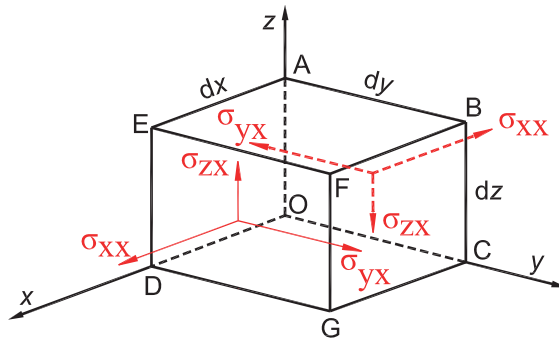


FIGURA 2.5. Componentes de la tensión en las caras perpendiculares al eje X sin deformación.

Cuando un cuerpo elástico se somete a tensiones, se producen cambios en la forma y las dimensiones. Estos cambios se denominan *deformaciones*.

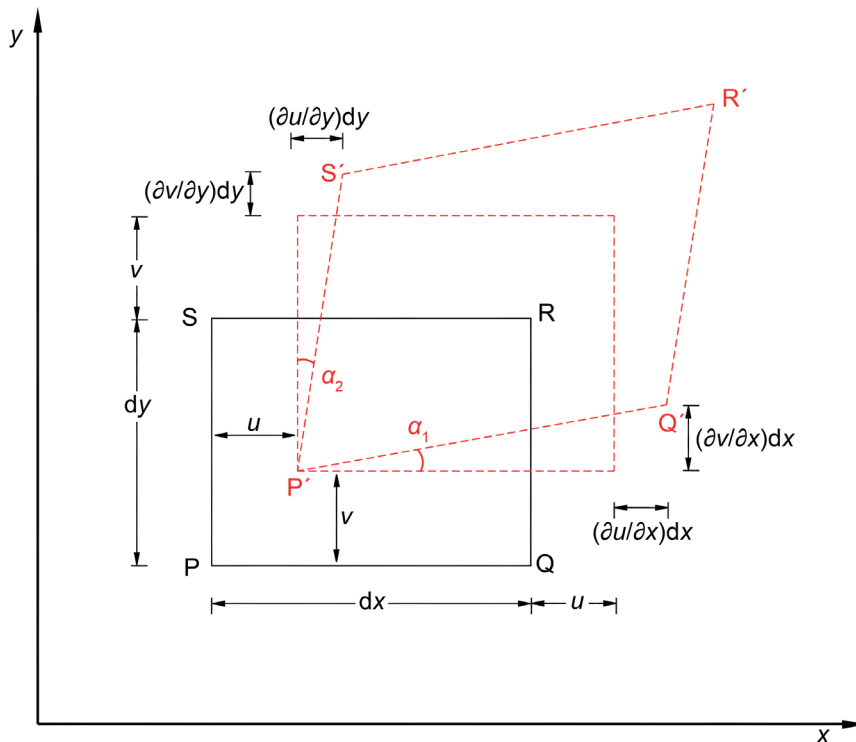


FIGURA 2.6. Análisis de la tensión, en dos dimensiones, cuando existe deformación.

Observemos la figura 2.6. Consideremos el rectángulo PQRS en el plano xy . Cuando se aplica una tensión el punto P se mueve a la posición P'; así el segmento PP' tendrá como componentes u y v . Si los otros vértices Q, R y S tienen el mismo desplazamiento que P, el rectángulo simplemente se desplaza en su conjunto por las cantidades u y v ; en este caso, no hay cambio de tamaño ni de forma, y no existe deformación. Sin embargo, si u y v son diferentes para los distintos vértices, el rectángulo experimentará cambios de tamaño y forma, y existirán deformaciones. Siempre supondremos que los cambios en u y v son mucho menores que las cantidades dx y dy (dimensiones que definen el rectángulo PQRS).

Consideremos entonces un medio homogéneo, isótropo y en equilibrio estático. Si consideramos un elemento de volumen infinitesimal sobre el que actúa una fuerza de dirección oblicua a su superficie, esta producirá cambios de forma y tamaño y puede ser descompuesta en dos componentes. Una perpendicular a la cara, que recibe el nombre de carga normal o de presión y tiende a aumentar la longitud en las direcciones de los ejes y por tanto cambios de volumen (dilatación). Y otra tangencial a ella, que tiende a deformar y hacer girar el elemento alrededor de los ejes sin modificación del volumen, recibiendo el nombre de tensión de cizalla.

Muchos materiales incluyendo las rocas, pueden considerarse perfectamente elásticos sin error apreciable, tanto en cuando las deformaciones sean pequeñas.

Esta circunstancia podemos estimar que ocurre en la prospección sísmica ya que las deformaciones implicadas en las ondas sísmicas (sin considerar las producidas por terremotos) suelen ser menores que 10^{-8} m; salvo en el punto de aplicación de la fuente de energía, dado que esta actúa siempre como una fuerza externa no elástica.

Cuando todas estas deformaciones son pequeñas, la relación entre la carga y la deformación viene dada por la ley de Hooke, donde una deformación dada es proporcional a la carga que la produce. Por tanto, las deformaciones implicadas en las ondas sísmicas, en primera aproximación, cumplen la ley de Hooke (deformaciones inferiores a 10^{-8} m). De aquí que las constantes elásticas estén relacionadas con las velocidades de propagación de las ondas sísmicas; y de hecho el valor de la velocidad sísmica viene expresado en función de dichas constantes:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad [2.6]$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [2.7]$$

Donde ρ es la densidad y los coeficientes λ y μ corresponden con los parámetros de Lamé.

Así, cualquier medio puede ser descrito por sus parámetros o módulos de elasticidad, cuyas expresiones más usuales son:

a) *Módulo de Poisson* (adimensional):

$$\sigma = \nu = \frac{0,5 \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 1} \quad [2.8]$$

b) *Módulo de rigidez o cizalla:*

$$\mu = v_s^2 \quad [2.9]$$

c) *Módulo de Young:*

$$E = 2v_s^2 \rho (1 + \sigma) \quad [2.10]$$

d) *Módulo de compresibilidad:*

$$k = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)} \quad [2.11]$$

Donde ρ es la densidad volumétrica en (kg/m^3) y dichos módulos vienen expresados en gigapascuales (GPa). Estos módulos de elasticidad presentan varias formas de expresión, las cuales pueden ser consultadas en las publicaciones existentes, por ejemplo, Sheriff, R. E. (1994).

Así la ecuación de ondas en un medio tridimensional, homogéneo e isótropo, para una perturbación (Ψ) producida por una fuente de energía, que se propaga a su través, en forma de movimiento ondulatorio, con una velocidad v responde a la expresión:

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = v^2 \nabla^2 \Psi \quad [2.12]$$

Esta perturbación (Ψ) produce en dicho medio deformaciones de volumen (dilatación) y de forma (giro), pudiendo, por consiguiente, propagarse dos tipos de ondas, una que corresponde a cambios en la dilatación, y otra a una o más componentes de la rotación. El primer tipo de onda, al producir un cambio de volumen, se denomina dilatacional, longitudinal, irrotacional, compresional u onda P (primaria). El segundo tipo de onda, que no altera el volumen (por esta razón no se transmiten en los líquidos), sino que produce un par de cizalla, se llama transversal, de cizalla, rotacional u onda S (secundaria). En las figuras 2.1 y 2.2 se refleja el movimiento de las partículas durante el paso de estas ondas.

Debido a esto, la prospección sísmica es la única técnica que permite obtener información del estado de compactación y fracturación de los materiales que conforman el subsuelo y permite realizar la medición de parámetros relacionados con sus propiedades elásticas. Dichas propiedades se aplican en campos como la geotecnia, la ingeniería y la construcción.

En los párrafos que siguen vamos a exponer los distintos métodos de investigación que se utilizan en la prospección sísmica.

2.3. Sísmica de refracción

Hay que esperar hasta 1845 para que Robert Mallet realice los primeros intentos de medición de las velocidades sísmicas empleando como fuente de energía pólvora negra y recipientes de mer-

curio como receptores sísmicos. Fue C. Gilston Knott, en 1899, quien desarrolla la teoría sísmica de la reflexión y la refracción (ecuaciones de Knott).

Ludger Mintrop (1880-1956), en 1919, utilizó una patente sobre el método sísmico de refracción para la exploración de minerales e hidrocarburos a través de la empresa Seismos fundada en 1921. Entre 1921 y 1930 se descubrieron, con esta técnica, un total de 22 domos salinos superficiales en EE. UU. (entre ellos el yacimiento petrolífero del domo salino de East Hackberry).

En 1939, Frank Rieber (1891-1948) introduce la idea del procesamiento de datos sísmicos usando una grabación de densidad variable y foto celdas para la reproducción de las trazas sísmicas y es en 1953 (las cintas magnéticas se hicieron comercialmente disponibles) cuando se inició el procesamiento de datos sísmicos.

A finales de los años setenta, debido al auge informático y al desarrollo tecnológico, se produjo un tremendo cambio en la instrumentación sísmica y en los nuevos soportes digitales para almacenar la información proporcionada por los nuevos sismógrafos. Desde entonces, la mejora en el desarrollo tecnológico para la adquisición de los datos sísmicos y en su procesamiento ha sido continua. El tratamiento en formato digital de la señal sísmica y su procesamiento informático es algo cotidiano en las fechas actuales. En la figura 2.7 se muestran dos tipos de sismógrafos que muestran la evolución de la instrumentación en los últimos treinta años.



FIGURA 2.7. Sismógrafo analógico de dos canales Nimbus ES-125 (de la empresa geoMetrics); la determinación del tiempo de llegada de las ondas P o S se hacía sobre la señal sísmica registrada con forma sinusoidal y analizada en campo (izquierda) y unidad sísmica digital de dos canales Summit II Plus System (de la empresa DMT); las señales sísmicas son transmitidas a un ordenador a través de un cable junto con las restantes colocadas en campo formado un perfil (46, 92, 120, etc.) (derecha).

La sísmica de refracción es, posiblemente, la técnica geofísica más utilizada para el estudio de las capas más superficiales del subsuelo. Los métodos convencionales de refracción sísmica tienen como objetivo determinar la distribución espacial de la velocidad de las ondas P en el subsuelo ya que esta puede relacionarse con parámetros geológicos como el grado de meteorización y alteración de la roca, estado de las juntas, y, en determinadas circunstancias, con la porosidad, la saturación de agua, la elasticidad, etc.

La sismica de refracción utiliza la energía sísmica que regresa a la superficie después de haber atravesado el subsuelo a lo largo de trayectorias de rayos refractados. La primera llegada de energía sísmica a un detector situado en la superficie del terreno, a una distancia de una fuente de energía, siempre representa un rayo directo o un rayo refractado. Este hecho permite realizar estudios en los que la atención se centra únicamente en la primera llegada de la energía sísmica, y los gráficos tiempo-distancia de estas primeras llegadas se interpretan para obtener información sobre la profundidad de las interfaces sísmicas. Estos gráficos tiempo-distancia se denominan dromocrónicas.

2.3.1. Fundamentos teóricos

Para ver los aspectos geométricos de la propagación de ondas, consideremos un medio elástico que se perturba puntualmente por un pulso muy breve, instantáneo (un pulso de Dirac), en un tiempo t_0 . A partir de este punto, denominado *punto de tiro*, se propagarán ondas P, S y ondas superficiales.

Cuando la energía emitida en el punto de tiro alcanza un lugar donde se produce un cambio en las propiedades elásticas del medio, según la ley de Snell (figura 2.8) tendremos:

$$\frac{\text{sen}(i)}{\text{sen}(r)} = \frac{v_1}{v_2} \quad [2.13]$$

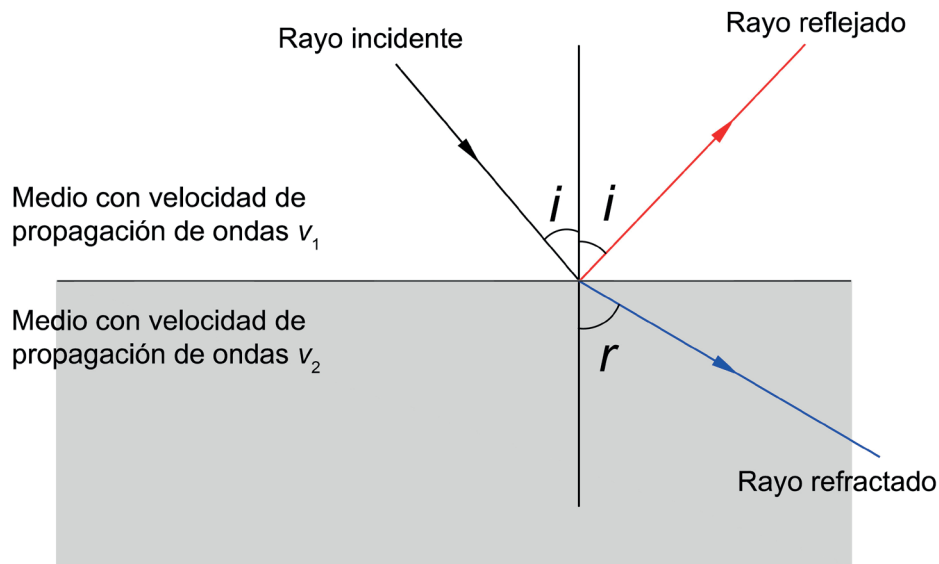


FIGURA 2.8. Ley de Snell.

Un rayo que incide en una discontinuidad con un ángulo i da lugar a un rayo reflejado, simétrico respecto a la normal, y un rayo refractado con un ángulo de emergencia r .

Para una incidencia normal donde $i = 0$, no existen cargas ni desplazamientos tangenciales, se denomina coeficiente de reflexión, R , al cociente entre la amplitud de la onda reflejada, A_1 , y la amplitud de la onda incidente, A_0 [2.14]. Si la amplitud de la onda incidente es igual a 1, la amplitud de la onda reflejada será:

$$\frac{A_1}{A_0} = R = \frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} = A_1 \quad [2.14]$$

El coeficiente de transmisión T [2.15], es el cociente entre la amplitud de la onda refractada transmitida, A_2 , y la amplitud de la onda incidente, A_0 . Si suponemos como antes $A_0 = 1$, la amplitud de la onda refractada transmitida, A_2 , es la siguiente, ya que $A_0 = A_1 + A_2$.

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} = 1 - R \quad [2.15]$$

Estas relaciones siguen siendo válidas para ángulos de incidencia i pequeños ($< 15^\circ$).

Si v es la velocidad de un medio y ρ su densidad, el producto $v \cdot \rho$ se denomina *impedancia mecánica o acústica del medio* (siempre que hay un cambio de impedancia se producirá el efecto representado en la figura 2.8). Si $v_2 > v_1$, según la ecuación [2.13], cuando r vale 90° , existe para el ángulo de incidencia i una limitación, que viene representada por:

$$i_c = \arcsen\left(\frac{v_1}{v_2}\right) \quad [2.16]$$

Para este ángulo hay refracción total a lo largo de la discontinuidad (a lo largo del medio 2) y para ángulos superiores hay reflexión total.

Los trayectos de refracción total de las ondas P son los que se utilizan cuando se trabaja en sísmica de refracción (figura 2.9).

Si en la superficie del terreno colocamos un perfil sísmico (alineación de una serie de sensores denominados *geófonos* con una fuente sísmica), y en un extremo de este perfil provocamos una vibración puntual (por ejemplo, el impacto de un martillo sobre una placa metálica colocada en el suelo) y medimos el tiempo que tarda esa vibración en llegar a cada uno de los geófonos colocados en la superficie a lo largo del perfil, obtenemos una curva tiempo-distancia, denominada dromocrónica. Del análisis de esta curva se pueden definir las capas que componen el subsuelo y las velocidades sísmicas de onda P de cada una de ellas. Este proceso queda claramente reflejado en la figura 2.10.

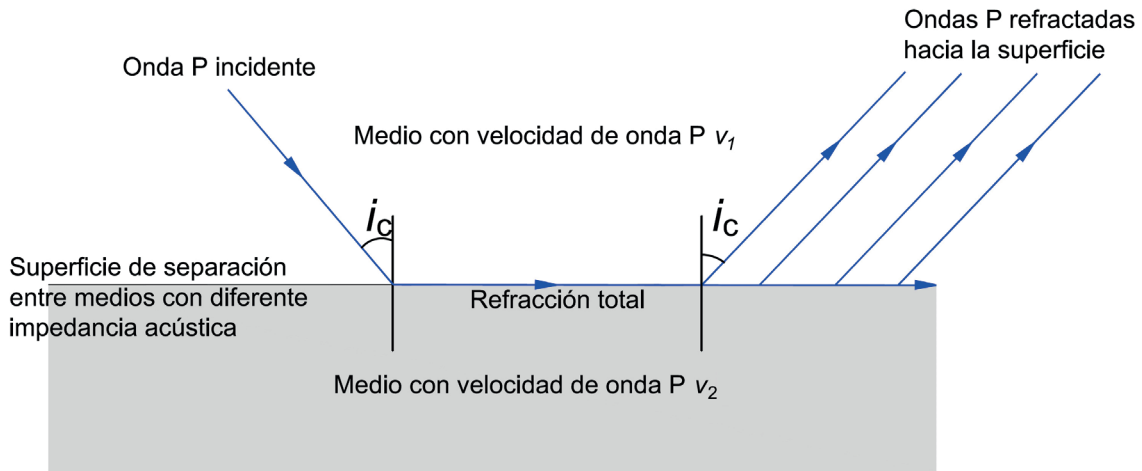


FIGURA 2.9. Trayectos de ondas refractadas.

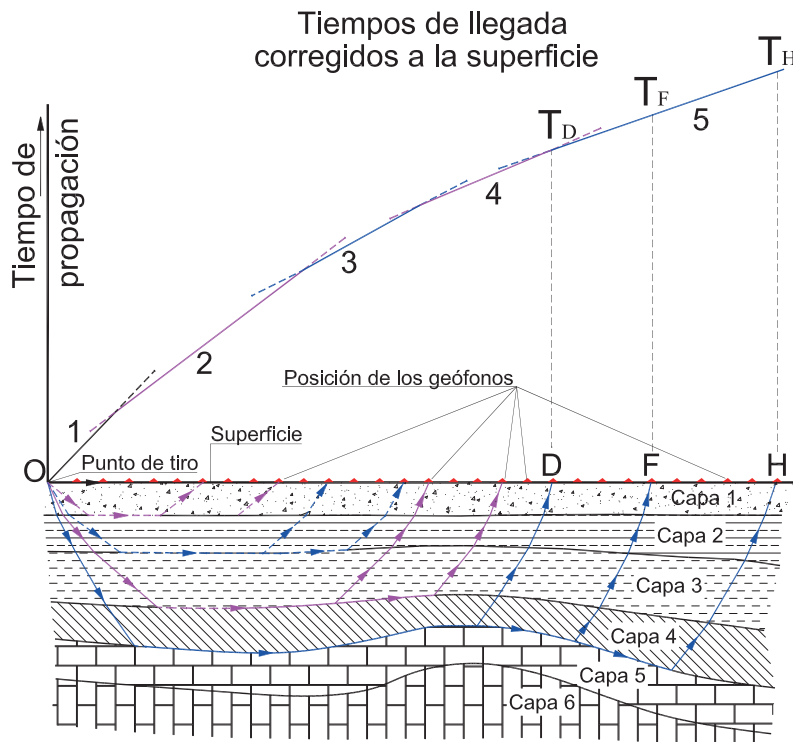


FIGURA 2.10. Rama de dromocrónica y correspondencia con capas del subsuelo.

2.3.2. Instrumental de medida

El equipo básico general de los métodos sísmicos se compone de un sismógrafo, una fuente de energía y sensores de registro (normalmente geófonos).

A) Sismógrafo

El registro de las ondas sísmicas en refracción se realiza, en la actualidad, mediante sismógrafos digitales multicanal (figura 2.11). Algunas de las características fundamentales de los sismógrafos deben ser:

- Capacidad para realizar apilamiento de señales.
- Capacidad de aplicar filtros en la señal sísmica recibida, tales como: filtro antisolape (que suele ser automático), filtros de corte bajo en la frecuencia de la señal, filtros Notch y filtros de corte alto en la frecuencia de la señal sísmica.
- Control automático de ganancia.
- Amplificador IFP (*instantaneous floating point*).
- Amplificador de ganancia de 0 a 96 dB o mayor.
- Distintos intervalos de muestreo de la señal sísmica.
- Almacenamiento de registros sísmicos en formato digital.



FIGURA 2.11. Sismógrafos de la marca Geometrics: SmartSeis S-24 (izquierda) y Geode, Geometrycal® (derecha). Este sismógrafo necesita de su conexión a un PC para su funcionamiento.

B) Fuente de energía

Para la realización de perfiles sísmicos de refracción, se suele utilizar un martillo de unos 8-9 kg, con el cual se golpea sobre una placa de duraluminio (figura 2.12).