



20/03/2020

Generalidades de Exploración Geofísica.

Asignatura: EXPLORACIÓN PETROLERA

Carrera Ingeniería de Petróleos

Alumnos 4to año – 1er semestre

Autora: Mgtr.Lic. Bibiana Castiglione

Generalidades de Exploración Geofísica.

Asignatura: EXPLORACIÓN PETROLERA

En la presente unidad se realiza una introducción a las distintas metodologías geofísicas con aplicación en la Exploración de hidrocarburo y gas. Se realiza un resumen de diferentes parámetros físicos, algunos ya vistos en distintas asignaturas de la carrera, los cuales constituyen la base de las diferentes técnicas geofísicas que se verán en las siguientes unidades del programa de la asignatura.

1. Introducción Exploración Geofísica

1.1. Geofísica

La geofísica es la ciencia que estudia la Tierra desde el punto de vista de la física y abarca el estudio de todos los fenómenos relacionados con la estructura, condiciones físicas e historia evolutiva de la Tierra. Es decir, es la aplicación de los principios y prácticas de la física para la resolución de los problemas relacionados con la tierra, midiendo de modo indirecto las variaciones de las magnitudes físicas en el espacio y el tiempo. Como ocurre en otras ciencias, la geofísica se divide en dos ramas: *Geofísica Pura* y *Geofísica Aplicada*.

Geofísica Pura: es la investigación del planeta Tierra con fines de conocimiento científico.

Geofísica Aplicada: también denominada “*Geofísica de Exploración*” es el estudio de prospectos de interés económico, buscando anomalías de los campos físicos terrestre (gravimetría y magnetometría) y/o la propagación de ondas sísmicas y electromagnéticas, estudiando en forma indirecta diferentes propiedades físicas de la corteza y el manto terrestre con el fin de caracterizar y comprender los procesos que allí se desarrollan.

1.2. Exploración Geofísica

“*Exploración*” es el término utilizado en la industria petrolera para designar la búsqueda de petróleo o gas. Desde sus inicios hasta la actualidad se han ido desarrollando nuevas y complejas tecnologías. Sin embargo, este avance, que ha permitido reducir algunos factores de riesgo, no ha logrado hallar un método que permita de manera indirecta definir la presencia de hidrocarburos. Es por ello que para comprobar la existencia de hidrocarburos se debe recurrir a la perforación de pozos exploratorios. Los métodos empleados son muy variados: desde el estudio geológico de las formaciones rocosas, que están aflorando en superficie hasta la observación indirecta, a través de diversos instrumentos y técnicas de exploración.

Una de las herramientas, más utilizadas en esta etapa son los mapas. Hay mapas de afloramientos (que muestran las rocas que hay en la superficie), mapas topográficos y los mapas que evidencian la variación de propiedades físicas de las distintas formaciones del subsuelo. Estos últimos quizás sean los más importantes porque muestran la geometría y posición de un estrato en el subsuelo, y se generan con la ayuda de diferentes técnicas de geofísica de exploración o también denominada exploración geofísica.

Todos los métodos geofísicos de exploración estudian la distribución en profundidad de alguna determinada propiedad físico-química de las capas del subsuelo, o de alguna característica relacionada con dichas propiedades. El producto final es una representación del subsuelo, ya sea en dos dimensiones (2D) o en tres dimensiones (3D).

Un poco de Historia de la Exploración Geofísica en la Argentina

Los primeros esfuerzos en exploración en Argentina, a comienzo del siglo XIX, estuvieron orientados a la localización de lugares apropiados para la búsqueda de Hidrocarburos, siendo la localización de manaderos de petróleo, la evidencia más contundente para reforzar en sus inmediaciones las primeras investigaciones. En las primeras décadas del siglo XX, la herramienta clásica de exploración fue la geología de superficie; uno de los elementos en la búsqueda de zonas provisorias fue la existencia de estructuras de anticlinales (reconocibles en superficie) aptas para producir entrapamientos.

La información aportada por los sondeos estratigráficos, se comienza a sumar lentamente durante los años treinta y cuarenta a los registros geofísicos y a los perfiles eléctricos. En el campo de la geofísica, por los años sesenta comenzaron las campañas gravimétricas y magnéticas primero y después ya con métodos sísmicos. La introducción de los mismos significó un avance importantísimo para la búsqueda de nuevos yacimientos. Otra tecnología destacable fue la incorporación del perfil eléctrico de pozos, que para los años cuarenta ya se encontraban entre las herramientas de la industria.

La aplicación de métodos sísmicos permitió obtener evidencias de la configuración estructural del subsuelo y detectar zonas con potencial mediante esta tecnología. Es más, el uso de la misma permitió una agresiva exploración a la empresa estatal en los años sesenta y setenta, no obstante, la idea predominante estaba gobernada, en esa época, por el paradigma estructural. Una década posterior, ya en los ochenta es que los geólogos de YPF, a través de una serie de descubrimientos, observaron que existían regiones que poseían condiciones para que se produjesen múltiples entrapamientos estratigráficos, en unidades que no habían sido detectadas con anterioridad, debido a su “inadecuada” posición estructural. Teniendo en cuenta esta nueva perspectiva geológica, en cuanto a los entrapamientos, como así también nuevas y mejoradas técnicas de perforación, la confección de mapas de atributos (patrón sísmico) correlacionables con los mapas isopáquicos realizados y con los pozos ya perforados, permitieron afirmar que se estaba en presencia de un método válido de prospección, en posiciones pocos tradicionales.

En la actualidad la importancia del avance tecnológico, nuevos software, equipamientos, técnicas de perforación, estimulación, técnicas de recuperación mejorada, como así también nuevos criterios de evaluación de riesgo, herramientas de perfiles eléctricos de alta resolución, sísmica 3D, gravimetría 3D y la aplicación en la exploración petrolera de otras metodologías geofísicas, como la magnetotelúrica, etc., permiten encarar nuevos desafíos, que en otras épocas eran prácticamente imposibles.

Si bien, tradicionalmente el método sísmico de reflexión ocupa el liderazgo en el campo de la exploración geofísica por la información que proporciona en la exploración de hidrocarburos, últimamente debido al aparente agotamiento progresivo que están experimentando las reservas mundiales de petróleo, se abordan la combinación de diferentes metodologías geofísicas con el objetivo de explorar profundidades cada vez mayores en condiciones de aguas profundas, áreas selváticas, desérticas, de congelación perpetua y otros ambientes considerados hasta hace unos años como inaccesibles.

Por otra parte, es importante considerar que la aplicación de la sísmicas en ciertas zonas deja grandes interrogantes donde la complejidad tectónica es alta, así como en zonas cubierta por potentes coladas basálticas, zonas sobrecorridas, intercalación de espesas capas de alta velocidad, domos salinos, entre otros, por lo cual es necesaria la aplicación de otras metodologías geofísicas diferentes a la sísmica. Para la elección adecuada de la metodología a emplear es importante tener bien en claro el objetivo de la investigación, el que dará la información necesaria sobre la propiedad física más adecuada a explorar.

Toda la información obtenida a lo largo del proceso exploratorio, se interpretan en los centros geológicos y geofísicos de las empresas petroleras. Allí es donde, luego de un exhaustivo análisis e interpretación integral de toda la información obtenida, se establecen las áreas que presentan posibilidades de contener mantos con depósitos de hidrocarburos, cuál es su potencial contenido de hidrocarburos y dónde se deben perforar los pozos exploratorios para confirmarlo. De aquí sale lo que se llama "prospectos" petroleros.

2. Objetivos y Generalidades de Metodologías Geofísicas

Los métodos de exploración geofísica se dividen en dos, los de: a) geofísica de superficie y b) geofísica de pozo.

2.1. Geofísica de Superficie

La geofísica de superficie se trata de aquellos métodos geofísicos que realizan mediciones de diferentes propiedades físicas del subsuelo sobre la superficie. En la Figura N° 1 se muestra la relación entre la zona de interés (interpretación), la de adquisición de datos y la de procesamiento.

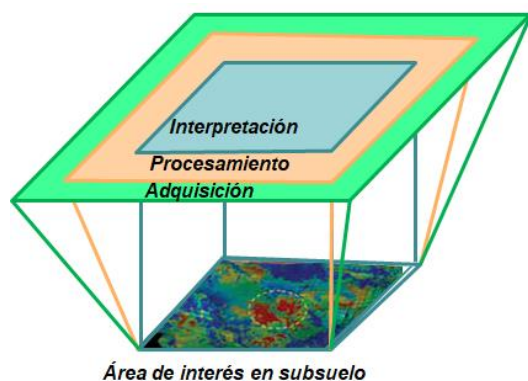


Figura N° 1: Esquema de relación entre las áreas de adquisición de datos sísmicos, procesamiento e interpretación.

Entre los distintos métodos geofísicos de superficie (on shore y off shore), los que representan utilidad en la exploración petrolera, se encuentran los siguientes:

(a) **Métodos Sísmicos:** Sísmica de Refracción y Sísmica de Reflexión 2D / 3D.

Objetivo: Estudiar la morfología y espesor de cada estrato del subsuelo, detección de horizontes reflectores del subsuelo, cortes 2D y geometría 3D del subsuelo, etc. mediante la generación del Cubo de Impedancia sísmica, registros sísmicos. Imagen sísmica y mapas isócronos y de profundidad, etc.

(b) **Métodos Electromagnéticos:** Magnetotelúrico (MT), Magnetotelúrico con fuente controlada (CSMT).

Objetivo: Estudiar la morfología y espesor del paquete sedimentario, detección de fallas, pliegues, corrimientos, buzamientos y espesores de los diferentes estratos del subsuelo caracterizados por su resistividad eléctrica, espesores de cubierta basálticas, etc. a través de

la obtención de: Perfiles 2D del subsuelo, geometría 3D del subsuelo, Mapa de Base de basamento, mapas isopáquicos, mapas de espesores de cubierta basáltica

(c) **Métodos Potenciales:** Gravimétrico y Magnético

Objetivo del Gravimétrico: Estudiar la morfología y espesor del paquete sedimentario, densidad de los diferentes estratos, etc. a través de la obtención de Perfiles y Mapas de Anomalías Gravimétricas.

Objetivo del Magnético: Estudiar la Morfología y espesor del paquete sedimentario, contraste de susceptibilidad magnética de los estratos, etc. a través de la obtención de Perfiles y Mapas de Anomalías Magnéticas.

2.1. Geofísica de Pozo

De los diferentes métodos que se utilizan en el proceso de evaluación de formaciones petrolíferas, la evaluación mediante geofísica de pozo o como usualmente se lo llama “perfilaje de pozo”, es la única que provee registro continuo versus profundidad, de las diferentes propiedades de las formaciones atravesadas en un pozo.

Cuando se termina la perforación de un pozo exploratorio, se recurre al perfilaje para cumplir con el objetivo del pozo, el cual es verificar la existencia del hidrocarburo y cuantificar su cantidad presente en los poros de las rocas reservorios.

El perfilaje de pozo consiste en bajar al fondo del pozo una serie de herramientas suspendidas de un cable conductor, que las mantiene conectadas a un equipo de cómputo en superficie, el cual procesa la información registrada por los sensores de las herramientas y genera en tiempo real el perfil de las propiedades petrofísicas y geológicas medidas a lo largo del pozo.

La importancia de los perfiles de pozo abierto radica en que la información que se obtiene de su análisis e interpretación, responde a muchas preguntas que se plantean especialistas de diferentes disciplinas que participan en la exploración y desarrollo de los yacimientos de petróleo y gas.

Dentro de la asignatura se desarrollará el Perfil Sísmico Vertical (VSP), el cual tiene como objetivo aportar la información necesaria para la obtención de una ley de velocidad, que permita la conversión de tiempo a profundidad de los registros sísmicos superficiales y la correlación entre estos últimos y la información de pozo.

3. Nociones Útiles en Geofísica

Un estudio geofísico está definido de un espacio que depende del objeto estudiado. A veces las mediciones de campo se realizan a lo largo de un perfil o en un área, pero generalmente están adquiridas de manera puntual dentro de una malla (cuadrícula) con un espacio entre medidas, específico y función de la precisión deseada, dependiendo de la metodología de que se trate.

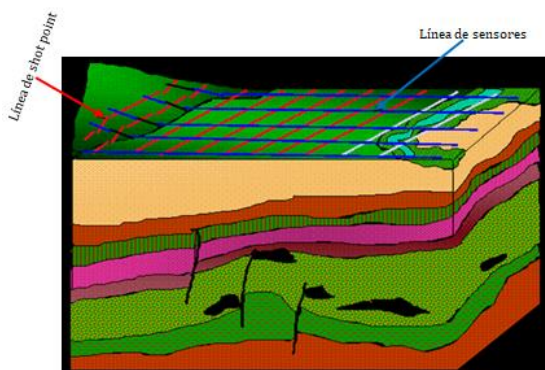


Figura N° 2: cuadrícula o malla para un estudio sísmico 3D. Fuente de imagen página web del Sr. Mauricio Trujillo, 2012. <http://exploracionsismica.blogspot.com>.

3.1. Medidas y Precisión

Una medida tiene interés solamente si se conoce el margen de error que puede tener la misma, lo que interesa es la señal dentro del ruido y lo que se interpreta es una colección de datos. El muestreo de datos estará en todo de acuerdo con la dimensión del objetivo a alcanzar.

Tipos de errores:

- error de los aparatos de medición.
- error de los operadores.
- error efectuado dentro de las correcciones de las medidas (como la corrección de posición o topográfica).
- error aleatorio.
- error sistemático como un ruido ambiental (electrónico, meteorológico, carretera, entre otros).
- error de muestreo.

La precisión sobre la medida representa un factor importante para poder interpretar cualquier señal dentro de un ruido y dependen del objetivo a alcanzar. El geofísico siempre busca el mejor cociente señal/ruido a través del procesamiento. La precisión sobre la medida es diferente de la resolución de los aparatos. La precisión incluye también todos los parámetros antes mencionados.

Es muy importante que quien lleve a cabo el procesamiento de dato, conozca las curvas de calibraciones de los sensores y equipamientos de medición utilizados, para que a través de los distintos algoritmos de procesamiento e interpretación se tomen las acciones correctas.

Noción de modelo

A partir de las medidas de superficie, el geofísico va a establecer una estructura teórica que podrá ajustar a los datos registrados. Tal estructura se llama “un modelo”. Se debe tener en cuenta que:

- (a). Si aumentan los datos (un mallado más fino o complemento de datos de otro método), se puede afinar el modelo y mejorarlo.
- (b). El mallado para el modelado debe tener en cuenta la profundidad de investigación que se desea cubrir y la dimensión del o los objetivos.
- (c). Nunca el modelo es único. En teoría, siempre va a existir una infinidad de modelos que puedan explicar una serie de datos. En realidad, el número de modelo va a ser limitado para que sea aceptable de un punto de vista geológico.
- (d). Es importante definir la escala del modelo.
- (e). Se debe tener en cuenta el contexto geológico del mismo.

Noción de anomalía-

Por definición, la anomalía representa la diferencia entre el valor medido en un punto de un parámetro y el valor teórico de este mismo parámetro en el mismo punto. El cálculo del valor teórico se hace mediante un modelo teórico. Se habla también de anomalía del subsuelo cuando un cuerpo ajeno se encuentra empotrado dentro de un medio, por ejemplo: una intrusión magmática o salina.

La interpretación de las anomalías se hace mediante el proceso de modelado, existen 2 métodos para hacer este modelado:

- **método directo:** parte de un modelo inicial del subsuelo elaborado según información pre-existente o creado según el expertiz del interpretador– se calculan, a partir de los datos teóricos de este modelo y se los compara con los datos reales, obteniendo así los residuos, los que permiten realizar las correcciones pertinentes al modelo y volver a comenzar el

proceso de modelado hasta que dichos residuos se consideren aceptables u óptimos, entonces el modelo estará ajustado.

- método inverso o inversión: parte de los datos reales – se calcula un modelo teórico a partir de estos datos reales – se calculan los datos teóricos a partir de este modelo y se comparan con los datos reales, obteniendo así los residuos, los que permiten realizar las correcciones pertinentes al modelo y volver a comenzar el proceso de modelado hasta que dichos residuos se consideren aceptables u óptimos, entonces el modelo estará ajustado.

4. Introducción a la Exploración Sísmica

Hoy más que nunca los procesos de exploración y explotación involucran múltiples disciplinas y es cada vez más frecuente que profesionales de áreas diferentes a la geofísica, como geólogos, ingenieros de yacimientos, analistas comerciales e ingenieros de perforación, deban interactuar entre sí y tomar decisiones que requieren unos conocimientos mínimos de lo que representa un set de datos sísmicos. De igual manera, la interpretación de datos sísmicos enfrenta cada vez retos mayores, como la prospección en fajas plegadas o la obtención de propiedades petrofísicas y el monitoreo del movimiento de los fluidos dentro de un yacimiento, a partir del análisis de las amplitudes sísmicas. En cualquier caso, se reconoce ampliamente que un entendimiento sólido de los fundamentos del método, es la clave para la aplicación efectiva de las técnicas modernas de prospección sísmica (Jaime Checa Jiménez, 2009).

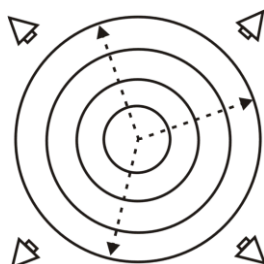
La exploración sísmica se basa en el principio de propagación de ondas elásticas en el subsuelo a partir de la energización de puntos en la superficie y la recepción de las mismas en otros puntos del terreno. La forma y características de estas señales recibidas (ondas) dependerán de las propiedades del subsuelo donde se han propagado.

4.1. Ondas Elásticas

Si se toma una barra de algún material elástico (metal, madera, piedra, etc.) por un extremo y se golpea en el otro extremo, se sentirá la energía del golpe se transmite a través de la barra y llega a nuestra mano. Esto sucede porque cada parte de la barra se deforma y luego vuelve a su forma original; al deformarse tira o empuja a las partes vecinas, las cuales, a su vez, mueven a sus propias partes vecinas, etc., lo que hace que la deformación *viaje* a lo largo de la barra. Nótese que es la deformación la que viaja y no las partículas o pedazos de la barra, los cuales sólo se *desplazan* un poco de su posición original y luego vuelven a ella. Una deformación que viaja a través de un medio elástico se llama *onda elástica*.

4.1.1. Frente de Onda

Al conjunto de todos los puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda se le llama *frente de onda*. Un ejemplo es el de las ondas formadas en la superficie de un lago al dejar caer en ella algún objeto (Figura 3); los frentes de onda son círculos concéntricos que viajan alejándose de la fuente, es decir, del lugar donde se originó el disturbio.



Si Se trazan líneas (imaginarias) perpendiculares a los frentes de onda (indicadas por líneas punteadas en la figura), estas indicarán la dirección en la que viajan las ondas y se las denominan *rayos*.

Figura N° 3: Frentes de onda circulares propagándose hacia afuera. Los rayos, perpendiculares a los frentes de onda, indican la trayectoria de propagación.

4.1.2. Ondas Senoidales

Las ondas más sencillas son las senoidales (aquéllas cuyos valores varían en el tiempo y/o en el espacio como senos o cosenos trigonométricos), como las que se muestran en las tres primeras trazas de la figura 2. Cada una se caracteriza por su *frecuencia* f (el número de veces que el movimiento se repite en cierto tiempo), expresada en Hertz (ciclos/segundo, abreviado Hz), o por su *periodo* $T = 1/f$ (el tiempo que tarda en repetirse), expresado en segundos, su *amplitud* A (el máximo valor que puede tomar), expresada en unidades de longitud (usualmente micras o centímetros) y su *fase* (que valor tiene la onda, es decir, en qué punto de su ciclo está, para un tiempo o lugar de referencia). Si una onda senoidal viaja con una velocidad V , al cabo de un periodo habrá recorrido una distancia $\lambda = V.T$ llamada su *longitud de onda*.

4.1.3. Representación de Fourier

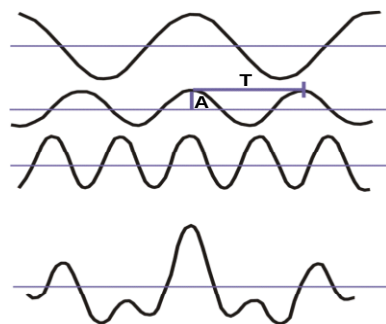


Figura N° 4. Ondas senoidales sumadas para obtener un pulso.

Si se suma, por ejemplo las tres ondas senoidales de la figura 4, se obtiene la traza situada bajo ellas, la cual es menos regular que cada una de éstas y presenta un máximo donde los valores de las trazas componentes se suman (*interferencia constructiva*) y valores menores donde se anulan (*interferencia destructiva*).

De esta manera se puede construir una onda de cualquier forma, mediante la suma finita (a veces infinita) de ondas senoidales con diferentes amplitudes y frecuencias (teorema de Fourier). La amplitud de cada onda senoidal componente indicará, que tanto de ella contiene la onda elástica en cuestión.

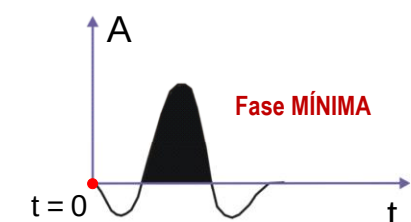
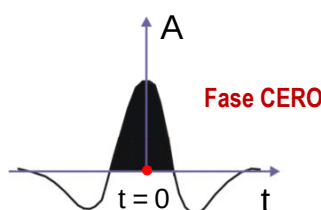
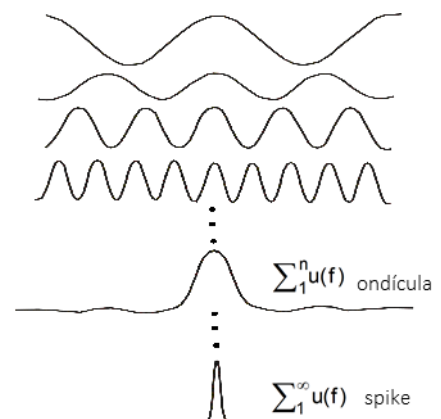
4.1.4. Ondícula y Spike

La suma de “n” ondas senoidales de distintas frecuencias, dará como resultado una onda multiespectral en frecuencia, denominada “ondícula”.

La suma de infinitas ondas senoidales de distintas frecuencias, dará como resultado una onda multiespectral en frecuencia, denominada “spike”. Siendo su espectro de frecuencia mayor que el de la ondícula.

Ondícula Fase CERO: las componentes son simétricas con respecto a $t=0$, es decir las componentes son de fase cero y su la máxima energía está en $t=0$.

Ondícula Fase MÍNIMA: las componentes son asimétricas con respecto al $t=0$, es resumen lo que sucede con el spike, onda que inyectamos. La tierra es un filtro natural pasa bajo, la cual nos da una ondícula fase mínima.



4.2. Ondas Sísmicas

Cuando una deformación viaja a través del medio elástico “Tierra” se denomina *onda sísmica*. Las líneas perpendiculares al frente de onda llamadas *rayos*, son muy útiles para describir las trayectorias de la energía sísmica.

La onda sísmica deforma el terreno a través del cual pasa, lo cual indica que puede hacer trabajo, y, por lo tanto, corresponde a energía elástica que se desplaza. En el caso de ondas generadas por explosiones, la energía es producto de las reacciones químicas o nucleares que causaron la explosión; en el caso de ondas generadas por sismos, es la que estaba almacenada como energía de deformación en las rocas.

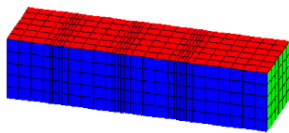
Al realizar el registro de ondas sísmicas (mediciones sísmicas) en un estudio de exploración, a través de sensores colocados en la superficie, se reciben ondas (en cada uno de ellos), denominadas señales sísmicas, resultantes de la suma de ondas senoidales que se propagan en el terreno.

Se llama *espectro* de la señal sísmica al conjunto de sus componentes senoidales. Se dice que una onda sísmica es de alta o baja frecuencia (o de periodo corto o largo) según predominen en su espectro unas u otras componentes.

4.2.1. Ondas de Cuerpo

La teoría de la elasticidad expresa que es posible que, dentro de la Tierra, viajen (se propaguen) dos tipos de ondas elásticas, conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas, las cuales pueden ser de compresión “ondas P” o de cizalla “ondas S”.

4.2.1.1. Ondas P



Estas ondas son longitudinales, *compresionales* que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio.

Esto es fácil de visualizar si se piensa en un resorte como el mostrado en la figura N° 5. Si se comprime un extremo del resorte y luego se suelta, el material comprimido se extiende en la dirección indicada por la flecha pequeña, comprimiendo al material que está junto a él. Esa compresión y la dilatación (extensión) correspondiente viajan en la dirección indicada por las flechas grandes, que es la misma (aunque puede variar el sentido) del desplazamiento de las partículas.

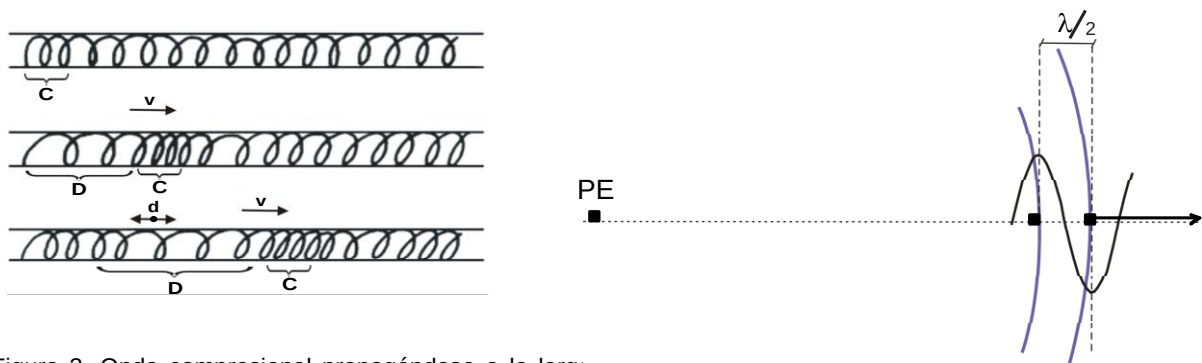


Figura 3. Onda compresional propagándose a lo largo de un resorte con velocidad v . C indica compresión y D indica dilatación. El desplazamiento de las partículas del resorte se produce en las direcciones indicadas por d .

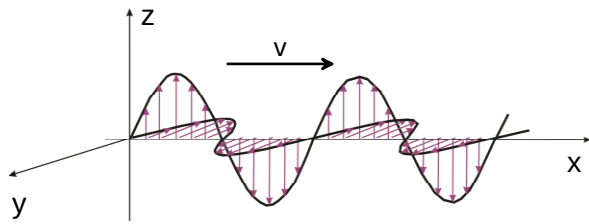


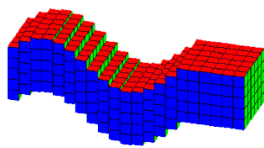
Figura N° 4. Onda de cisalla propagándose con velocidad v a lo largo del eje x , por lo cual el desplazamiento de las partículas se efectuará en las direcciones perpendiculares a x .

La onda P es la más veloz de todas las ondas sísmicas (más de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanza más de 11 km/s en el interior de la Tierra) y, por lo tanto, es la primera en llegar a cualquier punto, en ser sentida y en ser registrada en los sismogramas, por lo que se llamó onda *Primera* o *Primaria* y de allí el nombre de P (en inglés se asocia también con *push* que significa empujón o empujar).

Cuando la longitud de onda λ , de esta onda (o de cualquier otra) es en dimensiones

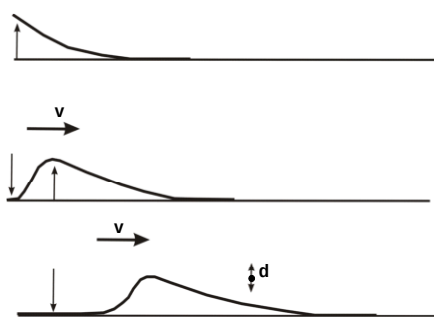
muy pequeña, comparada con la distancia entre el punto de origen y frente de onda, ese frente de ondas se considera *Plano*. Si trazamos la perpendicular a ese frente de onda y consideramos los P_{ies} de ese frente, queda definido el rayo sísmico, que es un elemento matemático teórico (no tiene existencia real). Donde PE es el punto de emisión de ondas.

4.2.1.2. Ondas S



Las ondas de *corte* o de *cizalla*, llamadas *ondas S* (transversales), son aquéllas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla

Puede visualizarse, si se piensa en las ondas que viajan por una cuerda tensa (Figura N° 5) al mover uno de sus extremos perpendicularmente a ella.



Cada partícula de la cuerda se mueve, hacia arriba o hacia abajo en la dirección indicada por las flechas rojas, jalando a sus vecinas; de manera que la onda viaja en la dirección de la cuerda (indicada por la flecha negra) perpendicularmente a la dirección del desplazamiento de cada sección de cuerda

Figura 5. Onda de cisalla propagándose con velocidad v a lo largo de una cuerda. El desplazamiento de las partículas de la cuerda se da en las direcciones indicadas por d .

La onda S es más lenta y de mayor amplitud que la onda P. En una amplia gama de rocas su velocidad, V_s , es aproximadamente igual a $V_p/\sqrt{3}$ (donde V_p , es la velocidad de la onda P), esto es conocido como *condición de Poisson*. A partir de las ecuaciones de ondas se llega a que la relación

$V_p/V_s = \sqrt{3} = 1.732$ Lo que estaría indicando que la onda P es 58% más rápida que la onda S.

Debido a que la onda S es la segunda en llegar, se le llamó *Secundaria*, y de allí su nombre (en inglés se asocia con *shake*, que significa sacudir). Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos.

El desplazamiento de las partículas en el terreno durante el paso de la onda puede ser en cualquier dirección perpendicular a la de propagación, pero a veces, pueden desplazarse en una sola dirección, en cuyo caso se dice que las ondas están *polarizadas*. La componente vertical de la onda S se denota a menudo por S_v , mientras que la componente horizontal se denota por S_H (Figura N°6).

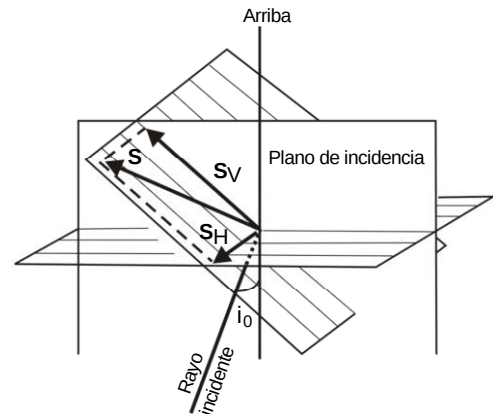


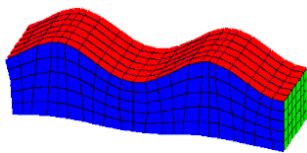
Figura 6. La onda S y sus componentes S_v y S_H .

4.2.2. Ondas Superficiales

Además de las ondas que viajan a través del terreno, existen otras que lo hacen por la superficie, siendo su amplitud es máxima en ésta y nula en las grandes profundidades. Estas ondas pueden explicarse como causadas por la interferencia de gran cantidad de ondas de cuerpo, que viajan en diferentes direcciones. Estas ondas superficiales son ondas más lentas que las ondas P y S.

A continuación, veremos los dos tipos principales de ondas: ondas Rayleigh y ondas Love.

4.2.2.1. Ondas Rayleigh



Son las ondas más lentas con *velocidades de grupo* (la velocidad con que viaja la energía) que van de 1 a 4 km/s

Estas, denotadas usualmente por *R*, o *LR* cuando son de periodo muy largo, se deben a la interacción entre las ondas P y las S_v , son ondas del tipo transversal, pero de forma elíptica, retrograda, de forma que el eje mayor es perpendicular a la dirección de propagación y el eje menor paralelo a dicha dirección.

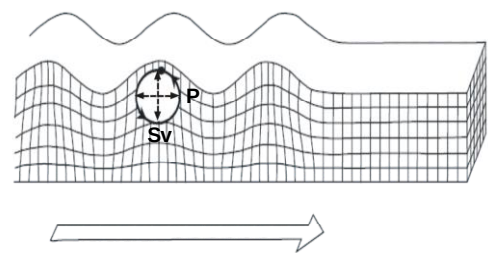
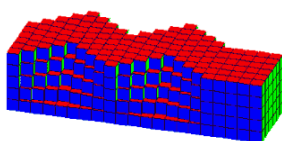


Figura 7. Ondas Rayleigh

4.2.2.1. Ondas Love



Aunque más lentas que las ondas de cuerpo, las ondas Love tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s son más veloces que las Rayleigh.

Son las denotadas usualmente por *L*, o *G* o *LQ* si son de periodo muy largo. Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas S_H solamente, por lo que no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos

una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Son polarizadas horizontalmente (como las S_H) y, por lo tanto, no se registran en los sensores verticales, como se muestra en la figura

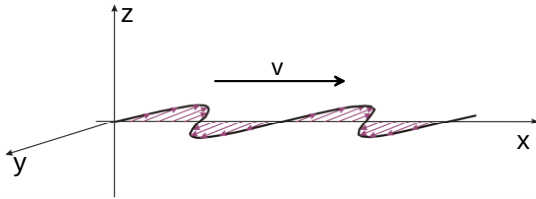


Figura 8. Las ondas Love (L) se propagan con velocidad v a lo largo del eje x y la vibración de las partículas es en dirección perpendicular.

En resumen, en estas ondas las partículas se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, pero de manera horizontal (transversales), el plano de vibración de las partículas es paralelo a la superficie de la tierra.

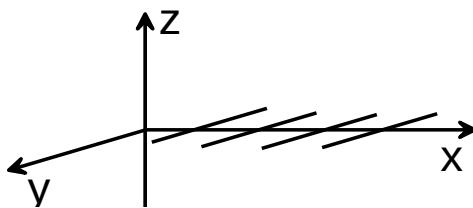


Figura 9. Las ondas Love (L) son ondas transversales horizontales.

4.3. Propiedades de las Rocas

A diario, la Tierra demuestra su condición de medio "elástico". Los terremotos son un ejemplo de la capacidad de nuestro planeta para propagar ondas elásticas (ondas sísmicas). La Teoría de la Elasticidad es fundamental en sismología, ya que son las propiedades elásticas de las rocas la que permiten la propagación de ondas en La Tierra.

Por lo general, cuando a un cuerpo sólido se le aplican fuerzas externas, éstas pueden cambiar el tamaño y forma de dicho cuerpo, al tiempo que se generan fuerzas internas que tratan de resistir. Consideremos un punto A (cualquiera de un cuerpo) al cual llega una onda, dicho punto sufre una deformación por efecto de $\vec{D}$. Debido a esta deformación se originan distintos esfuerzos: σ y τ que son esfuerzos internos (normales y tangenciales).

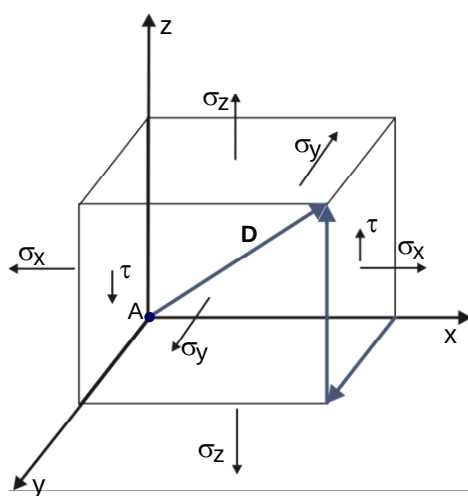


Figura 10. Vector de deformación $\vec{D}$ y esfuerzos

Donde $\vec{D}$: vector deformación que actúa sobre la partícula A.

$$\text{esfuerzo} = \frac{F}{\text{Sup.}} \quad \left. \begin{array}{l} \sigma : \text{Esfuerzo normal} \\ \tau : \text{Esfuerzo de corte} \end{array} \right\}$$

El esfuerzo es un vector con dimensiones de Fuerza por unidad de área. Puede interpretarse como la reacción de cada punto dentro del cuerpo a la influencia de las fuerzas externas. Como resultado de este proceso, el cuerpo sólido tiende a regresar a su estado original, una vez que las fuerzas externas han sido removidas, esto es lo que se denomina *medio elástico* y cumple con la *Ley de Hooke*.

4.3.1. Ley de Hooke

Esta ley establece que si la tensión normal σ se mantiene por debajo de un cierto valor σ_p , llamado tensión de proporcionalidad, las deformaciones específicas y las tensiones son directamente proporcionales.

$$\sigma = E \cdot \varepsilon \quad \text{siendo: } E \text{ el módulo de Young}$$

El coeficiente de alargamiento ε es la relación entre el alargamiento " ΔL " (o acortamiento) producido por un esfuerzo y la longitud inicial " L ".

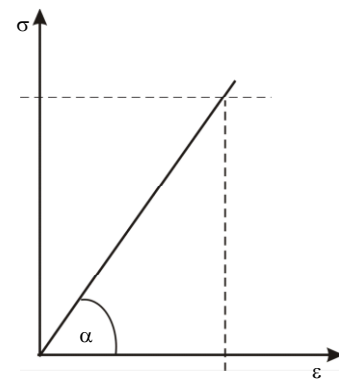
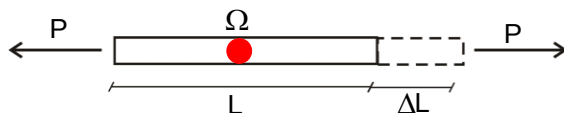
$$\varepsilon = \frac{\Delta L}{L}$$

4.3.2. Módulos de Elasticidad

4.3.2.1. Módulo de Young (E)

"E" Recibe el nombre de Módulo de Elasticidad Longitudinal, ó módulo de Young. El valor de E es una característica de cada material. Este módulo es el más importante de todos los módulos elásticos.

Si se considera una barra de longitud inicial L sometida a la acción de fuerzas axiales. Esta pieza por acción de la fuerza sufre un alargamiento ΔL .

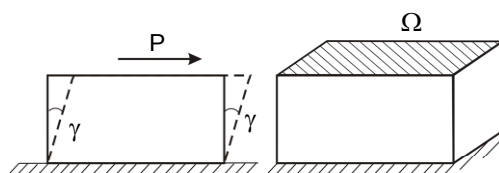


La relación $\Delta L/L$, deformación específica unitaria, la identificamos con ε . Admitiendo para el material el cumplimiento de la ley de Hooke, la tensión $P = \sigma$, será proporcional a la deformación ε .

$$\sigma = E \cdot \varepsilon \quad \rightarrow \quad \operatorname{tg}(\alpha) = \frac{\sigma}{\varepsilon} = E$$

4.3.2.2. Módulo Transversal (G)

Sea un paralelepípedo fijo en su parte inferior y de baja altura, el cual es sometido a una fuerza P en su cara superior.



La deformación que se produce, muy pequeña, es una distorsión (deformación angular); al ángulo lo llamamos γ . La tensión (coincidente con el plano de la sección) la designamos como τ y es la tensión tangencial ó de corte.

$$\tau = \frac{P}{\Omega}$$

$$\tau = G \cdot \gamma \quad \rightarrow \quad \operatorname{tg}(\beta) = \frac{\tau}{\gamma} = G$$

El módulo de elasticidad transversal (G) es la constante que vincula la tensión tangencial con la deformación angular ó de corte γ (dada en radianes)

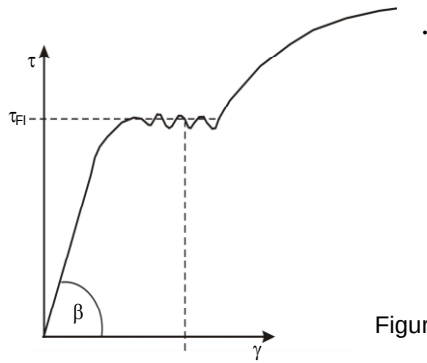
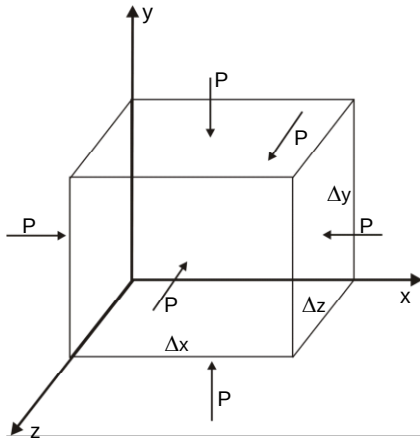


Figura N° 11. Diagrama Tensión-Distorsión angular

4.3.2.3. Módulo Incompresibilidad (K)

Se define como módulo de incompresibilidad (K) ó módulo de elasticidad de volumen, a la constante que permite obtener la deformación cúbica específica de un paralelepípedo elemental sometido a presión uniforme.



Sea un paralelepípedo inicialmente de lados Δx , Δy , Δz , sometidos a una presión hidrostática P ; cada una de las aristas experimentará un acortamiento, lo cual se traduce en una variación de volumen $\Delta V = V_f - V_i$

La deformación específica volumétrica está dada por:

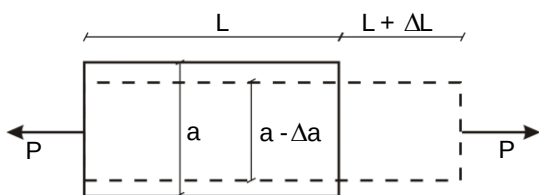
$$\varepsilon_v = \frac{V_f - V_i}{V_i}$$

Esta deformación se vincula a la presión actuante mediante una constante de proporcionalidad, el módulo K .

$P = K \cdot \varepsilon_v$ siendo ε_v adimensional, la unidad de K será (Kg/cm^2). Este módulo de elasticidad volumétrica no es independiente de los dos vistos anteriormente.

4.3.2.4. Módulo Incompresibilidad (K)

Al someter a una barra a un esfuerzo axial, además de experimentar deformación según la dirección de la fuerza, el cuerpo también deforma en las direcciones normales a ella.



$$\varepsilon_L = \frac{\Delta L}{L} ; \quad \varepsilon_t = \frac{\Delta a}{a}$$

Llamando con ε_L el alargamiento específico en dirección de la fuerza y ε_t la deformación específica transversal, se define como coeficiente de Poisson (o módulo de Poisson) a la relación entre:

$$\nu = -\frac{\varepsilon_t}{\varepsilon_L}$$

Esta ecuación también puede escribirse como: $m = \frac{1}{\nu} = -\frac{\varepsilon_L}{\varepsilon_t}$

El valor de m es función del material, aunque su variación es pequeña. En general para materiales isótropos, m varía entre 0,25 y 0,33. En cualquier caso $m < 0,50$.

Todos estos módulos (coeficientes) se relacionan entre sí a través de los denominados *coeficientes de Lamé*, λ y μ , los cuales se encuentran en las expresiones matemáticas de las ecuaciones de la velocidad de ondas Longitudinales (P) y de Transversales (S).

$$\lambda = \frac{E \cdot m}{(1-2m) \cdot (1+m)}; \quad \mu = \frac{E}{2 \cdot (1+m)} \quad \Rightarrow \quad v_L = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad v_T = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

4.4. Propagación de Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas se propagarán en el terreno según las leyes y principios de propagación de ondas elásticas.

4.4.1. Principio de Huygens

Cada punto de un frente de ondas primarias se convierte en un nuevo foco de ondas elementales que avanza con la velocidad de la onda primaria y tienen la misma frecuencia. El frente de ondas primario al cabo de un cierto tiempo es la envolvente de las ondas elementales.

Es decir que cada punto del medio, que es alcanzado por un frente de ondas primario, se convierte en un nuevo emisor de energía (emisor secundario), la envolvente a estos nuevos frentes de ondas generados en cada nuevo emisor secundario, luego de un tiempo ΔT , corresponde a un nuevo frente de ondas primario.

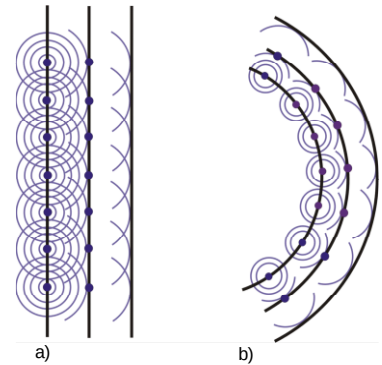


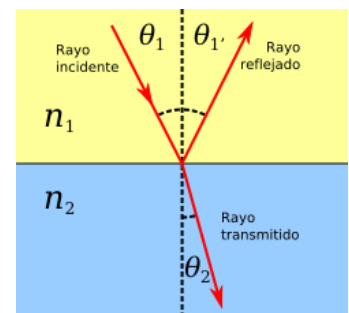
Figura 12. a) frente de ondas planos. b) frentes de onda circulares.

4.4.2. Principio de Fermat

Dado un punto emisor y otro receptor, todo acontecimiento que exista entre los mismos, por ejemplo: la propagación de un rayo sísmico, siempre lo hará en una trayectoria de tiempo mínimo. Consecuencia de este principio son las Leyes de Snell que se ven a continuación.

4.4.3. Leyes de Snell

Si se consideran dos medios homogéneos e isótropos (n_1 y n_2), con velocidades de propagación V_1 y V_2 , respectivamente, al energizar un punto en la superficie con ondas elásticas, estas se propagarán por el subsuelo en el medio n_1 hasta incidir en el medio n_2 , donde parte de la onda se reflejará (reflexión de onda), volviendo a propagarse por el primer medio y parte se transmitirá por el segundo medio (refracción de la onda).



Ley de Snell para la Reflexión: Como consecuencia del Principio de Fermat y según la primera Ley de Snell, el $\text{sen}(\theta_1) = \text{sen}(\theta_1')$, la onda se reflejará con un ángulo θ_1' igual al valor del ángulo de incidencia θ_1 . **$\theta_1 = \theta_1'$**

Ley de Snell para la Refracción: Como consecuencia del Principio de Fermat y según la Ley de Snell, la multiplicación de la velocidad de la onda incidente en el primer medio y el seno trigonométrico del ángulo transmitido, será igual a la multiplicación de la velocidad de la onda transmitida en el segundo medio y el seno trigonométrico del ángulo de incidencia. **$V_2 \cdot \text{sen}(\theta_1) = V_1 \cdot \text{sen}(\theta_2)$**

Lo cual puede ser expresado como:

$$\frac{\text{sen}(\theta_1)}{\text{sen}(\theta_2)} = \frac{V_1}{V_2}$$

Generalización Ley de Snell para la Refracción: En el caso de tener una sucesión de n capas horizontales y paralelas, la Ley de Snell aplicada en cada interfase expresa que:

$$\frac{\sin(\theta_1)}{V_1} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_2} = \frac{\sin(\theta_3)}{V_3} = \dots = \frac{\sin(\theta_n)}{V_n} = p$$

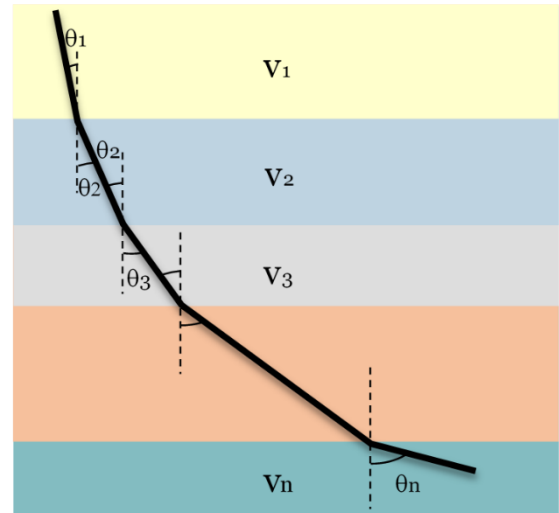
Donde p es una constante y representa el parámetro de onda, por lo cual por Snell se tiene:

$$\frac{\sin(\theta_1)}{V_1} = \frac{\sin(\theta_n)}{V_n}$$

Expresado de otra manera:

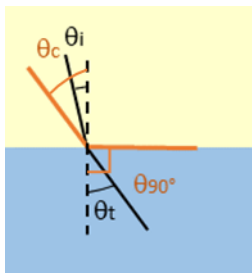
$$\frac{\sin(\theta_1)}{\sin(\theta_n)} = \frac{V_1}{V_n}$$

Esta expresión muestra que sólo interesa la primera y última velocidad, sin importar las intermedias.



Si $V_1 > V_2$ el ángulo $\theta_1 > \theta_2$, el rayo refractado se acerca a la normal.

Si $V_1 < V_n$ el ángulo $\theta_1 < \theta_n$, el rayo refractado se aleja de la normal, acercándose a la interfase de ambos medios.



De esto último, cuando se tienen dos medios homogéneos e isotrópicos, con velocidad $V_1 < V_2$, a medida que aumenta el ángulo de incidencia θ_i , aumentará el ángulo del rayo transmitido θ_t , tal como se observa en la figura de la izquierda.

Cuando el ángulo de incidencia alcance un valor tal que el ángulo transmitido sea de 90° , se ha alcanzado el ángulo crítico de incidencia (θ_c) donde la refracción ha sido total.

Si se tienen n medios (n capas del subsuelo) con velocidades crecientes, a medida que el ángulo de incidencia sea menor, mayor será la penetración del rayo hacia los medios más profundos.

5. Conceptos Útiles en Exploración Sísmica

Al producirse una perturbación en un medio elástico uniforme (homogéneo e isotrópico) esta se propagará en el medio y no habrá reflexión.

Si el medio elástico es el subsuelo, este es heterogéneo, sin embargo si se considera que cada capa del subsuelo es homogénea e isotrópica, cada una de ellas estará caracterizada por distintos parámetros físicos como su densidad (ρ), velocidad de propagación de la onda, coeficientes de Lamé (λ, μ) los cuales, como se vio anteriormente, son dependientes de los módulos de elasticidad propios del medio que se trate.

En el caso de exploración sísmica, donde se consideran que cada capa del subsuelo está caracterizada por sus distintos parámetros físicos, si se produce una perturbación en una de ellas, dicha perturbación se reflejará y se transmitirá (refractará) a las demás.

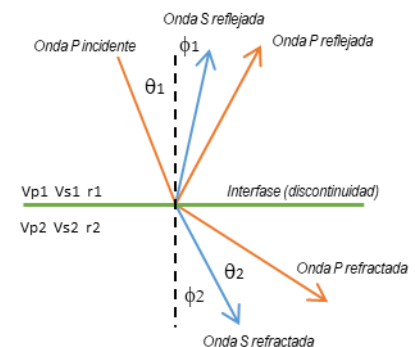
5.1. Impedancia Acústica

La impedancia acústica (Z) se define como la resistencia que pone el medio a la propagación de la perturbación, en el caso de la exploración sísmica será la resistencia del medio a la propagación de la onda sísmica.

- 1- Si el ángulo de incidencia del rayo sísmico en una interfase posee un valor menor o igual a 30° , y por ejemplo incide una onda P, se reflejará y refractará una onda P. La expresión matemática de la Impedancia acústica estará definida por el producto entre la densidad y velocidad de propagación de la onda del medio que corresponda, es decir: $Z = \rho \cdot V$
- 2- Si el ángulo de incidencia es mayor a 30° , si incide por ejemplo una onda P se reflejarán y se refractarán ondas P y S. En este caso la Impedancia acústica estará definida por otra expresión matemática la cual dependerá de tanto de la velocidad de la onda P, sino también de la onda S, de la densidad del medio y del ángulo de incidencia.

$$Z = V_p^{(1+\tan^2\theta)} V_s^{(-8K\sin^2\theta)} \rho^{(1-4K\sin^2\theta)}$$

$$\text{donde } K = \frac{1}{2} \left(\frac{V_{s1}^2}{V_{p1}^2} + \frac{V_{s2}^2}{V_{p2}^2} \right)$$



- 3- Actualmente, diferentes autores han estudiado la expresión matemática de la Impedancia acústica que contemple la anisotropía sísmica, es decir la variación de las propiedades elásticas y los modos de propagación en cada capa del subsuelo (estrato) de acuerdo con la dirección en que se lo mida. Los modelos matemáticos necesario para ello son modelos robustos, los que necesitan de un procesamiento sísmicos con características computacionales y tecnologías adecuadas.

La incorporación de estos parámetros en los análisis de Impedancia acústica tiene como objeto obtener imágenes del subsuelo más precisas y acordes con su verdadera estructura. Sin embargo, es indiscutible que el procesamiento bajo la premisa de condiciones idealizadas, como en el caso (1) ha sido utilizado, hasta la actualidad con un gran éxito.

5.2. Coeficiente de Reflexión

Considerando dos medios elásticos, homogéneos e isótropos, donde se produce una incidencia de onda normal o de bajo ángulo ($<30^\circ$), el coeficiente de reflexión establece la proporción de energía incidente que se refleja y su expresión matemática está dada por:

$$C_R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

5.3. Coeficiente de Transmisión

Considerando dos medios elásticos, homogéneos e isótropos, donde se produce una incidencia de onda normal o de bajo ángulo ($<30^\circ$), el coeficiente de transmisión (refracción) establece la proporción de energía incidente que se refracta y su expresión matemática está dada por:

$$C_T = \frac{2 \cdot Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

5.4. Atenuación de Energía

A partir de la emisión de la onda, la energía transmitida en su recorrido va disminuyendo, esto se traduce en una atenuación de las amplitudes de ondas de la señal recibida.

Las ondas sísmicas al propagarse en la Tierra son atenuadas debido a procesos relacionados con las heterogeneidades del subsuelo que actúan como elementos dispersores y son causantes de procesos tales como divergencia geométrica, dispersión y la atenuación intrínseca.

- (a) El conocimiento de las contribuciones a la energía de la señal sísmica debido a factores relacionados a la dispersión y la absorción son importantes para la apropiada identificación de materiales, interpretación tectónica, análisis de propiedades de fluidos e investigaciones sobre propiedades físicas de las rocas.
- (b) Los procesos principales de atenuación están relacionados a difusión o divergencia geométrica (geometric spreading), donde usualmente el frente de onda se expande y la energía se extiende sobre una área más grande y la amplitud de la onda se disminuye.
- (c) Finalmente, la atenuación intrínseca (intrinsic attenuation) es donde el movimiento de la onda activa procesos que convierten la energía de la onda a otras formas de energía. La atenuación intrínseca es asociada con procesos de fricción entre capas de rocas y movimiento de partículas y de fluidos.

Al energizar un sitio de la superficie del terreno con ondas multiespectrales, el spike (energía) sufrirá modificaciones al llegar a cada interfase, debido a las diferentes propiedades físicas del terreno que atraviesa (distintas densidades y velocidades), lo que se materializa en el coeficiente de reflexión y transmisión, estos cambios de propiedades serán recibidos por los receptores puestos en superficie para ello:

Las ΔV , variación de velocidades se registrarán en geófonos, para exploración sísmica on shore.
Las ΔP , variación de presiones se registrarán en hidrófonos, para exploración sísmica off shore.

Al suponer conservación de la energía y por continuidad de la interfase se tiene que:

$E_r + E_t = E_i$ para la energía

$P_r + P_t = P_i$ para las presiones

$A_r + A_t = A_i$ para las amplitudes

En los registros sísmicos, cuando se realiza una exploración sísmica es importante calcular la atenuación de la Amplitud de la onda, a fin de encontrar operadores matemáticos que permitan recuperar la amplitud incidente. Por ello, es de interés expresar las Amplitudes en función de los coeficientes de Reflexión y de Transmisión.

$$C_R = \frac{A_r}{A_i}; \quad C_T = \frac{A_t}{A_i} \quad \therefore \quad \begin{aligned} A_r &= A_i \cdot C_R \\ A_t &= A_i \cdot C_T \end{aligned}$$

Conociendo las velocidades (por medio de pozo profundo, sónico) y densidades puede determinarse los C_R y C_T , que afectarán a las ondas y modificarán sus amplitudes.

5.4. Teorema del Muestreo

También llamado “Teorema del Muestreo de Nyquist-Shannon”, establece la frecuencia de muestreo necesaria para digitalizar la señal analógica, sin que ello evite su reconstrucción correcta. Este Teorema establece que la frecuencia mínima capaz de muestrear con exactitud una señal analógica es el doble de la máxima frecuencia de la señal que se muestrea, denominada frecuencia de Nyquist (Figura N° 13):

$$f_N = 2.f_{\max} = \frac{1}{2.\Delta T}$$

Si esta frecuencia no se respeta podemos encontrar los siguientes casos:

- Que la frecuencia de muestreo sea menor que la frecuencia de Nyquist, $f < f_N$: en este caso al querer reconstruirla se produciría lo que se denomina “aliasing”, que es una señal con frecuencia menor que la verdadera de la señal, como se observa en la gráfica inferior de la Figura N° 14.
- Que la frecuencia de muestreo sea mayor que la frecuencia de Nyquist, $f > f_N$: mientras mayor sea la frecuencia de muestreo, mejor es la reconstrucción, puesto que se acerca más a la analógica.

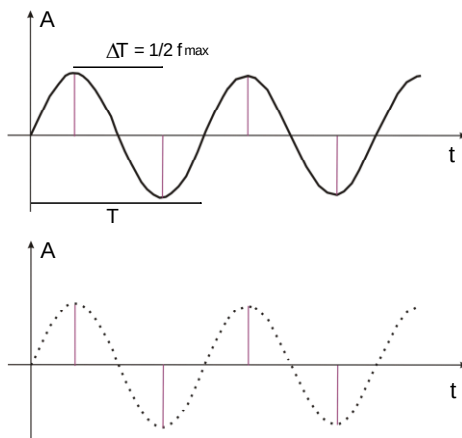


Figura 13: línea continua señal analógica, línea punteada reconstrucción de la señal a partir del muestreo ó digitalización, aplicando f_N

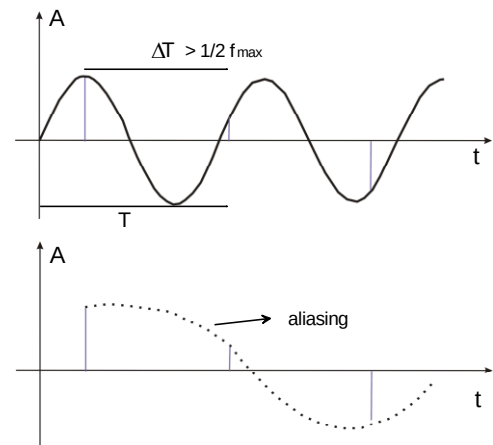


Figura 14: línea continua señal analógica, línea punteada reconstrucción de la señal a partir del muestreo ó digitalización, aplicando $f < f_N$

Índice

1. Introducción Exploración Geofísica	2
1.1. Geofísica	2
1.2. Exploración Geofísica	2
2. Objetivos y Generalidades de Metodologías Geofísicas.....	4
2.1. Geofísica de Pozo.....	5
2.1. Geofísica de Superficie	4
3. Nociones Útiles en Geofísica	5
3.1. Medidas y Precisión	6
4. Introducción a la Exploración Sísmica	7
4.1. Ondas Elásticas	7
4.1.1. Frente de Onda	7
4.1.2. Ondas Senoidales	8
4.1.3. Representación de Fourier	8
4.1.4. Ondícula y Spike.....	8
4.2. Ondas Sísmicas	9
4.2.1. Ondas de Cuerpo	9
4.2.1.1. Ondas P	9
4.2.1.2. Ondas S	10
4.2.2. Ondas Superficiales	11
4.2.2.1. Ondas Love.....	11
4.2.2.1. Ondas Rayleigh	11
4.3. Propiedades de las Rocas	12
4.3.1. Ley de Hooke	13
4.3.2. Módulos de Elasticidad	13
4.3.2.1. Módulo de Young (E).....	13
4.3.2.2. Módulo Transversal (G)	13
4.3.2.3. Módulo Incompresibilidad (K)	14
4.3.2.4. Módulo Incompresibilidad (K)	14
4.4. Propagación de Ondas Sísmicas	15
4.4.1. Principio de Huygens.....	15
4.4.2. Principio de Fermat	15
4.4.3. Leyes de Snell.....	15
5. Conceptos Útiles en Exploración Sísmica.....	16
5.1. Impedancia Acústica	17
5.2. Coeficiente de Reflexión	17
5.3. Coeficiente de Transmisión	17
5.4. Atenuación de Energía.....	18