

III. ONDAS SÍSMICAS

VIMOS ANTES que un terremoto afecta áreas muy grandes comparadas con la extensión de la fuente sísmica. Esto nos indica que existe energía, liberada en la fuente, que es transmitida a través del terreno; esta energía se propaga en forma de ondas sísmicas. A continuación presentaremos los conceptos de onda y de rayo, y hablaremos acerca de los distintos tipos de ondas sísmicas y de su nomenclatura. Estos temas son tratados a fondo, y desde diferentes puntos de vista, en varios libros, algunos de los cuales son los que se presentan en las referencias (1, 2, 3, 4, 5 y 6.)

III.1 ¿QUÉ ES UNA ONDA?

III.1.1 *Ondas elásticas.* Si tomamos una barra de algún material elástico (metal, madera, piedra, etc.) por un extremo y la golpeamos en el otro extremo, sentiremos que 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 jala 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*; y cuando el medio a través del cual se desplaza es la Tierra, se llama *onda sísmica*.

Al conjunto de todos los puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda se le llama *frente de onda*. Un ejemplo familiar es el de las ondas formadas en la superficie de un lago al dejar caer en ella algún objeto (Figura 17); los frentes de onda son los círculos concéntricos que viajan alejándose de la fuente, es decir, del lugar donde se originó el disturbio.

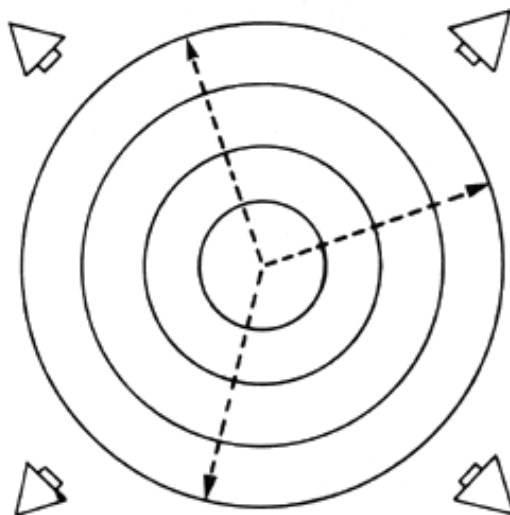


Figura 17. Frentes de onda circulares propagándose hacia afuera. Los rayos, perpendiculares a los frentes de onda, indican la trayectoria de propagación.

Si trazamos líneas (imaginarias) perpendiculares a los frentes de onda (indicadas por líneas punteadas en la figura), veremos que indican la dirección en la que viajan las ondas. Estas líneas son llamadas *rayos*, y 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.

III.1.2 *Ondas senoidales*. Las ondas más sencillas son las senoidales (aquellas 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 18. 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* (qué 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 $\lambda = V \times T$, llamada su *longitud de onda*.

III.1.3 *Representación de Fourier*. Si sumamos las tres ondas senoidales de la figura 18, obtenemos la traza situada bajo ellas, la cual es menos regular que éstas y presenta un máximo donde los valores de las trazas componentes se suman (*interferencia constructiva*) y valores menores donde se anulan (*interferencia destructiva*).

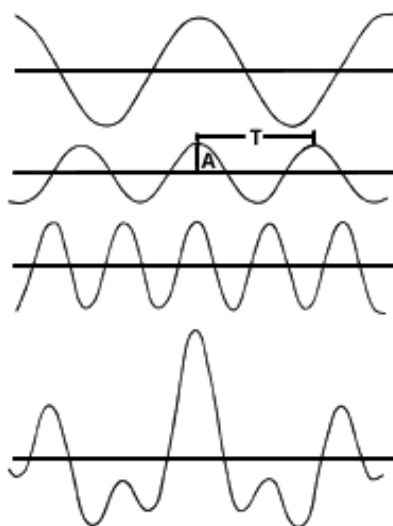


Figura 18. Ondas senoidales sumadas para obtener un pulso.

De esta manera podemos construir una onda de cualquier forma, mediante la suma (a veces infinita) de ondas senoidales con diferentes amplitudes y frecuencias (teorema de Fourier) (7). La amplitud de cada onda senoidal componente nos indica qué tanto de ella contiene la onda sísmica en cuestión. 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.

III.2 ONDAS DE CUERPO

La teoría de la elasticidad nos dice que son posibles dos tipos de ondas elásticas que viajan a través de la Tierra, y que son conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas, las cuales pueden ser compresionales o de cizalla.

III.2.1 *Ondas P*. Las ondas *compresionales* son las 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 pensamos en un resorte como el mostrado en la

figura 19. Si comprimimos un extremo del resorte (a) y luego lo soltamos, el material comprimido se extiende en la dirección indicada por la flecha pequeña, comprimiendo al material que está junto a él (b). Esa compresión y la dilatación (extensión) correspondiente viajan en la dirección indicada por las flechas gruesas, que es la misma (aunque puede variar el sentido) del desplazamiento de las partículas.

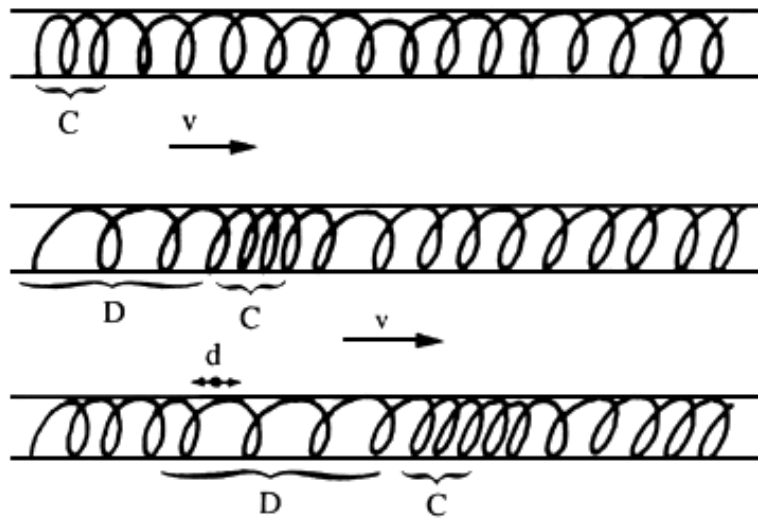


Figura 19. Onda compresional propagándose a lo largo de un resorte con velocidad v . C indica compresión y D indica dilatación. El desplazamiento de las partículas del resorte se produce en las direcciones indicadas por d .

Ésta 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).

III.2.2 *Ondas S*. Las ondas de *corte* o de *cizalla*, llamadas *ondas S*, 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. Podemos visualizarlas si pensamos en las ondas que viajan por una cuerda tensa (Figura 20) y movemos uno de sus extremos perpendicularmente a ella (a). Cada partícula de la cuerda se mueve, hacia arriba o hacia abajo en la dirección indicada por las flechas pequeñas, jalando a sus vecinas; de manera que la onda viaja en la dirección de la cuerda (indicada por la flecha grande) perpendicularmente a la dirección del desplazamiento de cada pedazo de cuerda (b-c).

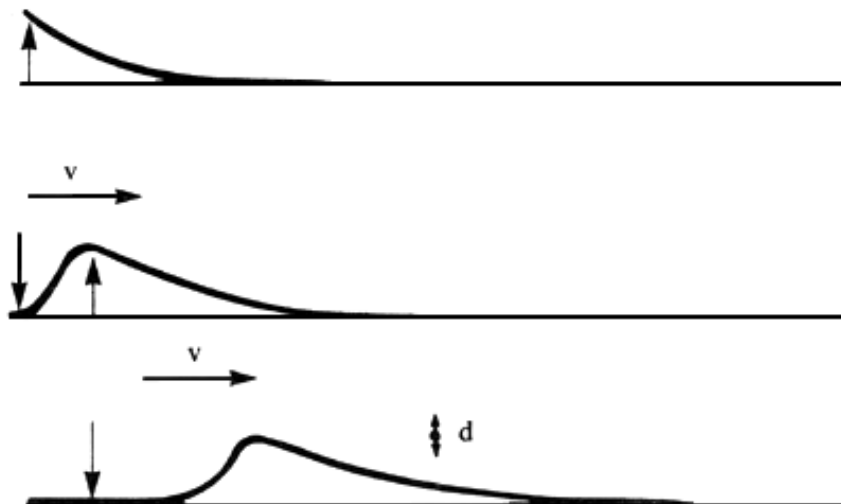


Figura 20. Onda de cizalla propagándose con velocidad v a lo largo de una cuerda. El desplazamiento de las partículas de la cuerda se da en las direcciones indicadas por d .

La onda S es más lenta que la onda P. En una amplia gama de rocas su velocidad, V_s , es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P, V_p , dividida entre $\sqrt{3}$ (esto es conocido como *condición de Poisson*). Como 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 SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH (Figura 21).

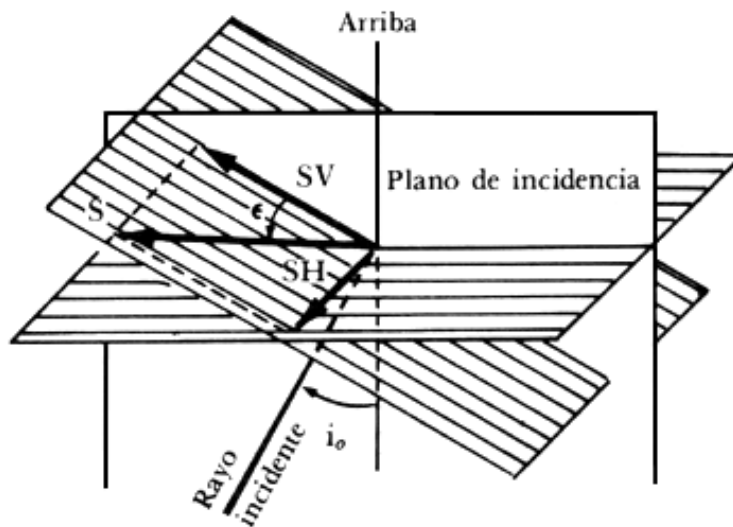


Figura 21. La onda S y sus componentes SV y SH.

Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la onda P, y se siente más fuerte que ésta.

III.2.3 Ondas convertidas. Cuando una onda de cuerpo que viaja a través de un medio incide sobre una interfase (una superficie) que lo separa de otro medio con distintas propiedades elásticas, como se indica en la figura 22, en general parte de la energía es transmitida al segundo medio y parte es reflejada.

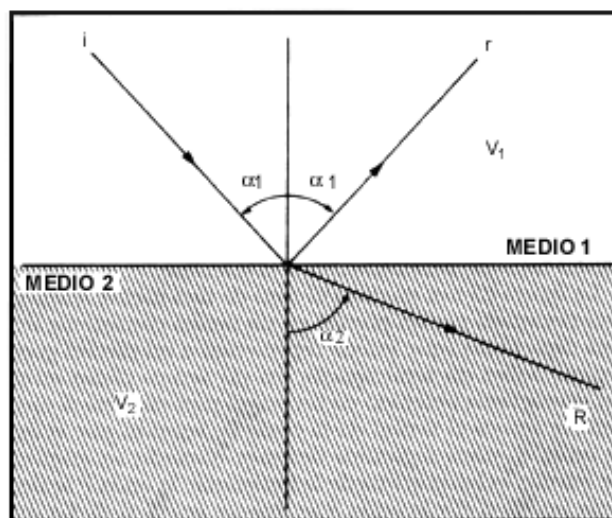


Figura 22. *i* rayo incidente, *r* rayo reflejado, *R* rayo refractado.

Si pensamos en una línea perpendicular a la interfase (la *normal*), y medimos los ángulos α_1 y α_2 que forman los distintos rayos con ella, podemos ver que están relacionados según la siguiente fórmula, conocida como *ley de Snell*:

$$\text{sen } \alpha_1 / \text{sen } \alpha_2 = V_1 / V_2$$

donde V_1 es la velocidad (P o S) del rayo en el primer medio y V_2 su velocidad en el segundo medio. La aplicación de la ley de Snell nos permite saber cómo se comportan los rayos sísmicos cuando encuentran alguna de las discontinuidades que presenta la Tierra y que serán vistas someramente más adelante; veremos los nombres que se aplican a las ondas de cuerpo según la trayectoria que hayan recorrido.

La ley de Snell nos dice que si un rayo pasa de un medio de menor velocidad a otro de mayor velocidad se aleja de la normal, mientras que si pasa de un medio de mayor a otro de menor velocidad se acercará a ella. En particular, cuando $\text{sen } \alpha_2 = 1$ el ángulo de refracción es de 90° , y el rayo, llamado *críticamente refractado* viaja por el medio inferior, paralelamente a la interfase.

La figura 23 nos muestra el caso de una fuente sísmica (representada por un punto) en un medio consistente de una capa plana (que puede representar a un estrato geológico) sobre un semiespacio. En (a) vemos cómo sería un sismograma obtenido en un punto muy cercano al epicentro: vemos el arribo de la onda P_ξ , seguido por el de la onda S_ξ unos segundos después (cuando su ángulo de partida es hacia arriba de la horizontal, la onda P se denota por P_ξ o P, y la onda S se denota por S_ξ o S. La diferencia de tiempo entre estos arribos es llamado a veces *prefase*, se indica generalmente por t_{sp} y está relacionado con la distancia D a la fuente como:

$$D = t_{sp} V_p V_s / (V_p - V_s)$$

Por lo tanto, para una gran cantidad de lugares en la Tierra (donde se cumple la condición de Poisson y V_p es aproximadamente igual a 6 km/s), si contamos el número de segundos entre las llegadas de P y S, y los multiplicamos por 8.2, obtendremos la distancia a la fuente en kilómetros.

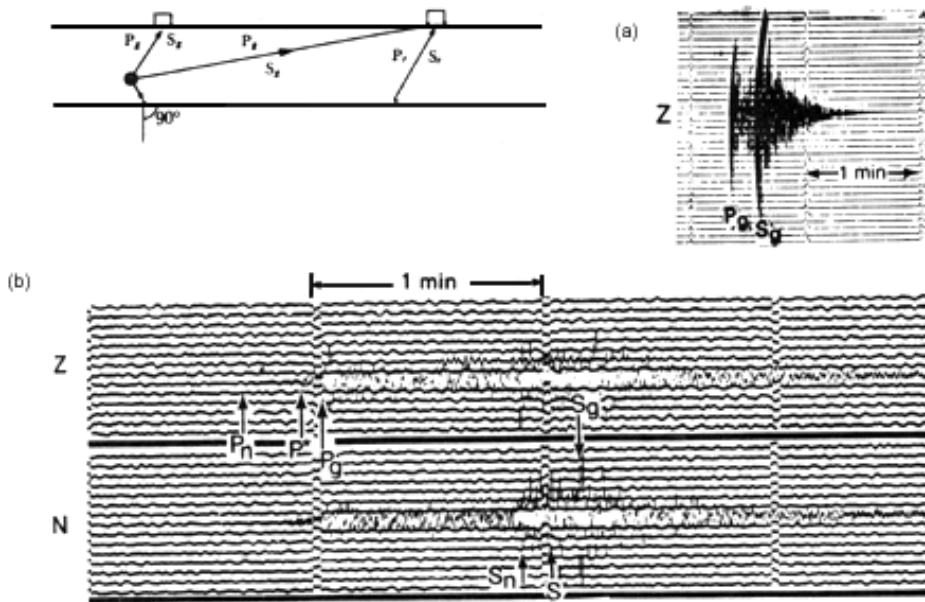


Figura 23

Además de P_{ξ} y S_{ξ} , llegarán rayos reflejados en la interfase. Éstos son rayos P reflejados como P o como S y rayos S reflejados como S o como P. Siempre llegarán después de P_{ξ} , pues tienen que recorrer un camino mayor, y parte de ese camino puede ser recorrido, en calidad de S.

En la figura 23 (b) vemos el sismograma correspondiente a un punto más lejano del epicentro, donde se ve que la onda P críticamente refractada en alguna interfase, llamada a veces P_r , llega antes que P_{ξ} . Esto sucede porque el camino de P_r es más largo pero más rápido. A partir de este punto, el *primer arribo*, llamado a veces *FA*, será el correspondiente a P_r . Si existe otro medio aún más rápido bajo la capa en que viaja esta P_r , puede dar lugar a otra P_r que, para distancias más lejanas llegue aún más temprano. Como las ondas críticamente refractadas llegan a menudo a la cabeza del sismograma, son llamadas a veces *ondas de cabeza*.

Las ondas de cabeza asociadas con la discontinuidad de Conrad (véase capítulo siguiente) se denotan por P^* y S^* ; la velocidad de P es del orden de 6.5 a 6.8 km/s. Las ondas de cabeza refractadas por la discontinuidad de Mohorovičić (véase capítulo siguiente) se denotan por P_n y S_n y S_n ; la velocidad de P_n va de 7.8 a 8.3 km/s.

III.2.4 *Coda*. Después de la llegada de las ondas P y S, vemos que la señal en el sismograma decae poco a poco como lo indican las líneas punteadas en la figura 23. Esta parte de la "cola" de la señal se llama *coda*, y se debe a energía sísmica "dispersa" que llega hasta el sensor después de haber sido reflejada por las heterogeneidades propias del terreno. La forma como decae la coda nos sirve para estimar qué tan grande es la atenuación del terreno. También, como veremos más adelante, es útil para la determinación de la magnitud de los sismos, sobre todo de los locales.

III.3 ONDAS SUPERFICIALES

Además de las ondas que viajan a través del terreno, existen otras que lo hacen por la superficie, esto es, su amplitud es máxima en ésta y nula en las grandes profundidades.

Estas ondas pueden explicarse como causadas por la interferencia de las ondas de cuerpo (interacción de muchas de estas ondas que viajan en diferentes direcciones), y son más lentas que éstas. En el caso de los *telesismos* (los que ocurren a más de 1000 km de distancia del

observador), como el mostrado en la figura 24, las ondas superficiales llegan mucho después que las de cuerpo, y podemos apreciar que presentan *dispersión*; esto es, las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades.

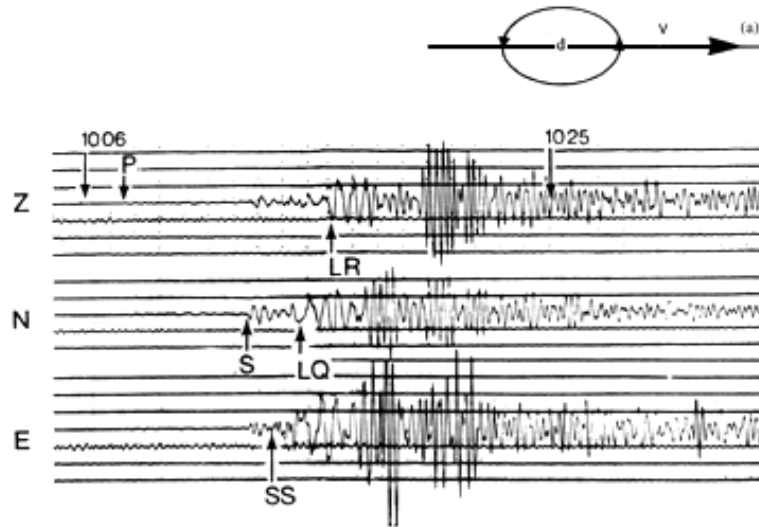


Figura 24. Telesismo registrado en sismómetros vertical (Z) y horizontal en dirección Norte-Sur (N) y Este-Oeste (E). En (a) d indica cómo es el desplazamiento de una partícula de la superficie de la Tierra al paso de una onda Rayleigh con velocidad v .

A continuación veremos los dos tipos principales de ondas superficiales y explicaremos algunas de sus propiedades.

III.3.1 Ondas de Rayleigh. Éstas, denotadas usualmente por R , o LR cuando son de periodo muy largo (Figura 24), se deben a la interacción entre las ondas P y las SV, y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de la onda se da en forma de elipse retrógrada, según se muestra en la figura 24 (a).

Son las ondas más lentas con *velocidades de grupo* (la velocidad con que viaja la energía) que van de 1 a 4 km/s, según se muestra en la figura 25 (a), que muestra varias curvas que corresponden a diversos *modos* de propagación de la onda de Rayleigh; donde cada *modo propio*, *modo fundamental* o *eigenmodo* es una forma en la cual puede vibrar el terreno de manera que se logre la interferencia constructiva que da lugar a las ondas superficiales. El modo cuya amplitud no cambia de signo con la profundidad [Figura 26 (a)] es llamado *modo fundamental*, el que cambia una vez de signo [Figura 26 (b)], *primer modo superior*, el que cambia de signo dos veces [Figura 26 (c)] *segundo modo superior*, etcétera.

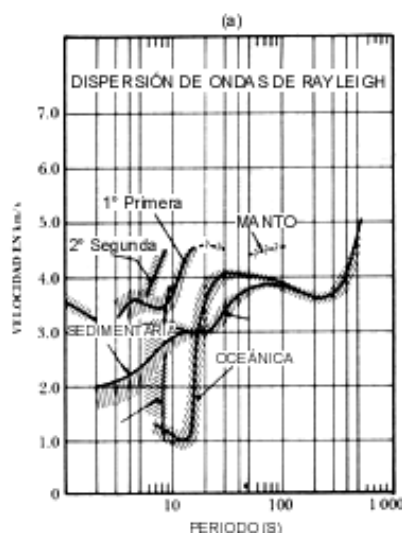


Figura 25. (a) Velocidades de grupo para ondas Rayleigh.

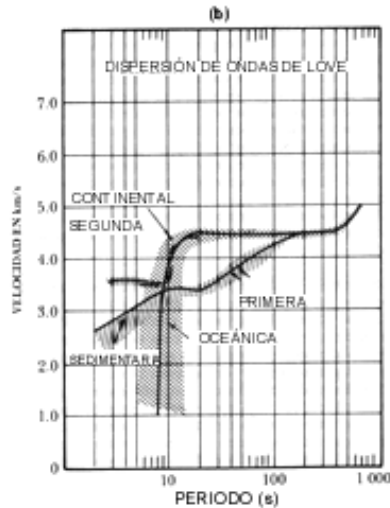


Figura 25. (b) Velocidades de grupo para ondas Love.

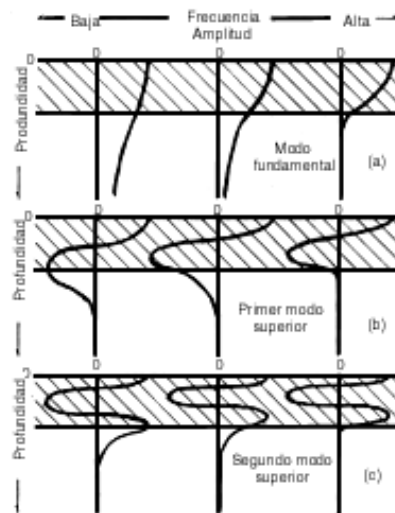


Figura 26. Amplitudes de los modos propios de vibración para el modo fundamental y los dos primeros superiores de una onda de Rayleigh.

Vemos que los modos de alta frecuencia tienen grandes amplitudes solamente cerca de la superficie del terreno, por lo que las propiedades del material profundo casi no influyen en ellos. En cambio, los modos de baja frecuencia tienen amplitudes considerables en profundidades mayores, por lo que su velocidad depende de las profundidades del medio cerca de la superficie y lejos de ella. La velocidad del terreno aumenta, usualmente, con la profundidad, lo que explica por qué, como se muestra en la figura 25, las componentes de más baja frecuencia son usualmente las más rápidas. Sin embargo, la velocidad de grupo no disminuye siempre al aumentar la frecuencia, pues la transmisión de energía requiere de interferencia constructiva de los modos.

Otro efecto de la dependencia de los modos en la profundidad es que si la fuente sísmica ocurre a cierta profundidad, excitará más a aquellos modos cuyas amplitudes sean grandes y menos a aquellos cuyas amplitudes sean pequeñas (o, posiblemente, nulas) a dicha profundidad. Esto permite determinar la profundidad del foco de un terremoto (8), y, si es profundo, distinguirlo de una explosión nuclear que siempre es somera. En general, los sismos

más someros generan mayores ondas superficiales que los profundos (para iguales momentos y áreas de ruptura).

III.3.2 *Ondas de Love* (en inglés *Love waves*, lo que se presta a infinidad de chistes) 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 de Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas SH 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 SH) y, por lo tanto, no se registran en los sensores verticales, como se muestra en la figura 24 (c).

Aunque más lentas que las ondas de cuerpo, las ondas de Love tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s son más veloces que las de Rayleigh, como se muestra en la figura 24. La figura 25 (b) muestra las curvas de dispersión de grupo para varios modos propios de las ondas de Love. Podemos ver que, igual que con las ondas de Rayleigh, cada modo tiene una velocidad tope, y también existe una frecuencia tope por debajo de la cual no puede vibrar cada uno de los modos superiores.

III.4 ONDAS GUIADAS

Cuando una capa o nivel de roca se encuentra rodeada de otras rocas con velocidades sísmicas superiores, algunas de las ondas que se encuentren dentro de ella no podrán escapar a los medios circundantes y serán transmitidas a lo largo de la capa con muy poca pérdida de energía. Este tipo de estructura es conocido como *guía de ondas*. Existen varios tipos de guías de ondas; podemos considerar que la superficie de la Tierra es una guía de ondas para las ondas de Rayleigh y de Love. En el océano existe una capa de agua de baja velocidad, conocida como canal *SOFAR*, que transmite ondas hasta grandes distancias; si un sismo genera ondas que se transmitan por este canal (a la velocidad del sonido en el agua), al alcanzar la tierra firme serán registradas después de la llegada de las ondas P y S, por lo que son conocidas como ondas *T* (de "Terceras").

Otros tipos de ondas guiadas son las ondas L_g que son ondas de periodo corto (1 a, 6 s), predominantemente transversales, guiadas en la corteza terrestre y observadas solamente en trayectorias puramente continentales; y las *ondas de placa*, que son ondas que viajan a lo largo de las placas subducidas que estudiaremos más abajo.

III.5 MODOS PROPIOS DE LA TIERRA

Cuando golpeamos un objeto de tamaño finito, como, por ejemplo, una campana, ésta comenzará a vibrar; pero no puede vibrar de cualquier manera, sólo puede vibrar en formas que sean combinaciones de ciertas formas de vibrar llamadas *modos propios*. Una campana o un diapason tienen un modo que domina la vibración, y es lo que les da sus tonos característicos; sin embargo, no vibran de un solo modo, su vibración total es la suma del total de sus modos, excitados cada uno en mayor o menor proporción.

La Tierra se comporta de manera similar, puede vibrar sólo de modos determinados, y toda vibración será una combinación de éstos. La figura 27 muestra algunos de los modos de la Tierra. Cuando ocurre un sismo, excita algunos de estos modos (9), y podemos expresar cualquier onda sísmica como una combinación de ellos. Sin embargo, para periodos muy largos podemos distinguir los modos individuales, y su estudio ha sido de gran valor para inferir varios datos acerca de la estructura del interior de la Tierra (10).

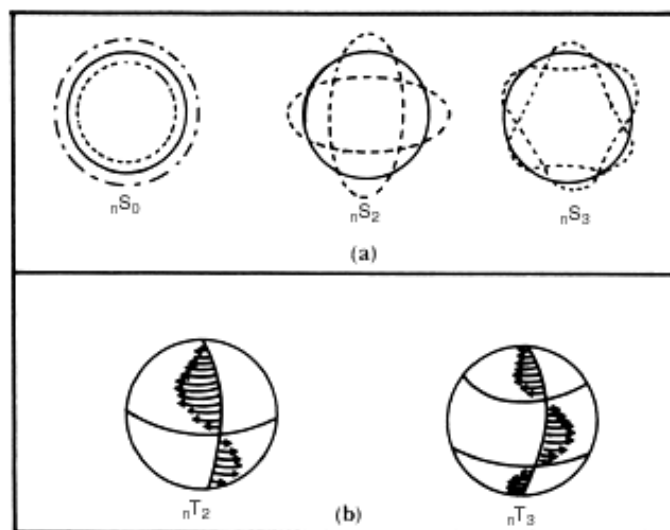


Figura 27. Modos propios de la Tierra. (a) Modos volumétricos: modo fundamental (nS_0) y los dos primeros modos superiores. (b) Primeros dos modos de cizalla.

III.6 TSUNAMIS

Tsunami es una voz japonesa con la que se designa a las olas marinas, generadas por terremotos, que azotan las costas minutos u horas después del sismo. El terremoto de Michoacán, del 19 de septiembre de 1985, generó *tsunamis* de unos 1.5 m de altura que azotaron las costas de Michoacán y Guerrero. De 1732 a 1973 han ocurrido al menos 20 *tsunamis* en México, casi todos causados por sismos ocurridos entre las regiones de Acapulco y Jalisco, dos de los cuales, en 1787 y 1925, alcanzaron alturas de 12 m, en Manzanillo y Zihuatanejo respectivamente (11).

Los grandes *tsunamis*, especialmente en el Pacífico, se originan en alguna de las grandes trincheras oceánicas, como las de Chile, Japón y las Aleutianas. La ola viaja, a través del mar abierto, con velocidades del orden de 300 m/s y amplitudes relativamente pequeñas (del orden de uno a unos cuantos metros). Cuando se acerca a las costas, donde la profundidad del agua disminuye, y a veces la topografía hace efectos de embudo, la ola crece, alcanzando a veces alturas considerables y arrasando ciudades enteras. Podemos anotar *tsunamis* de 14.3 m de altura en África, Chile (1868), de 23 m en Honshu, Japón (1933), de 17 m en Hawai y de 30.5 m en las Aleutianas (1946) (1).

Estas olas son tan dañinas que se ha establecido el Sistema de Alarma Temprana de Tsunamis (TEWA) que, tras sismos grandes en las zonas donde se generan usualmente *tsunamis*, detecta el paso de las olas y da la alarma a los sitios que pueden resultar afectados.

III.7 FASES SÍSMICAS Y ARRIBOS

Cada onda (de cuerpo, superficial, directa, reflejada, de cabeza, etc.) que podemos distinguir en un sismograma, es llamada *fase sísmica* (no confundir estas "fases" con la fase de una onda senoidal).

El punto del sismograma donde comienza, en el que "llega", la fase sísmica es llamado *arribo* y el tiempo correspondiente es llamado *tiempo de arribo* de la fase. Es uso general expresar todos los tiempos de arribo referidos al Tiempo Coordinado Universal (UCT), que es radiado por varias estaciones en el mundo entero y ha venido a remplazar al Tiempo Medio de Greenwich (GMT); aunque éstos son casi exactamente iguales.

Cuando un arribo es súbito, es decir comienza con un movimiento grande y empinado, que permite distinguirlo claramente a pesar del ruido, como se muestra en la figura 23 (a), se llama *impulsivo*. Los arribos impulsivos son típicos de sismos cercanos.

El caso contrario, cuando el arribo es gradual y resulta difícil determinar su comienzo, como el

ejemplo de la figura 24, se llama *emergente*. Estos arribos son típicos de telesismos, o de fases que tengan relativamente poca energía y se pierdan en el ruido.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Richter, C. (1958), *Elementary Seismology*. W. H. Freeman y Co., EUA.
2. Bullen, K. (1963), *An Introduction to the Theory of Seismology*. Tercera edición. Cambridge Univ. Press, G. B.
3. Aki, K, y P. Richards (1980), *Quantitative Seismology*. W. H. Freeman y Co., EUA.
4. Udías, A. (1971), *Introducción a la sismología y estructura interna de la Tierra*. Taller del I. G. y C., Madrid, España.
5. Grant, F., y G. West (1965), *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill Co., EUA.
6. Burridge, R. (1976), *Some Mathematical Topics in Seismology*. Universidad de Nueva York, EUA.
7. Bracewell, R. (1965), *The Fourier Transform and Some of its Applications*. McGraw-Hill Book Co., EUA.
8. Tsai, Y, y K. Aki (1970), "Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface waves". *J. Geophys. Res.*, vol. 75, pp. 5729-5743.
9. Gilbert, F. (1970), "Excitation of normal modes of the Earth by earthquake sources". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 22, pp. 223-226.
10. Gilbert, F., y A. Dziewonski (1975), "An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanism from seismic spectra". *Phil. Trans. Roy. Soc.*, vol. A278, pp. 187-269.
11. Cruz, G., y M. Wyss (1983), "Large earthquakes, mean sea level, and tsunamis along the Pacific coast of Mexico and Central America". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 73, pp. 553-570.

Índice

