

EL RECONOCIMIENTO DE LAS CAPAS INTERNAS DE LA TIERRA

Francisco Chacón-Hernández

Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla 3001, Juriquilla La Mesa, Querétaro, México. C.P. 76230. chacon@geociencias.unam.mx

RESUMEN

La existencia de diferentes capas en el interior de la Tierra fue algo desconocido todavía hacia finales del siglo XIX. Su conformación y desarrollo actual conllevó todo un proceso evolutivo de millones de años por el que tuvo que pasar el planeta entero, el cual sigue siendo objeto de estudio. En este escrito, se describe y explica cómo, a partir de la Sismología como área de estudio, se pudo reconocer la existencia de diferentes capas en el interior de la Tierra. Así mismo, se explica de manera concisa cómo a partir de este reconocimiento, se propusieron las bases para el establecimiento de los procesos y mecanismos dinámicos que hasta el día de hoy han permitido sustentar la formación y evolución de las capas internas y del planeta mismo.

Palabras clave: Capas internas de la Tierra, sismología, ondas sísmicas.

ABSTRACT

The existence of different layers inside the Earth was still unknown towards the end of the XIX century. The conformation and delimitation that can be observed today involved an evolutionary process of millions of years that the entire planet had to go through, which is still under study. In this writing, it is described and explained thanks to Seismology as a study area, it was possible to recognize the existence of different types of layers inside the Earth. Likewise, it is concisely explained how from this discovery, the bases were proposed for the establishment of the dynamic processes that until today have allowed to support the formation and evolution of the internal layers and of the planet itself.

Keywords: Inner layers of the Earth, seismology, seismic waves.

INTRODUCCIÓN

La Sismología y el fenómeno sísmico

La Sismología es la disciplina encargada del estudio de las ondas sísmicas que se generan y propagan en el interior de la Tierra. Cuando estas ondas alcanzan la superficie de la Tierra, generan el movimiento del suelo, el cual puede ser perceptible en el momento de su propagación. Pero ¿qué son estas ondas sísmicas? o ¿cómo se generan? Generalmente, debido a que el interior de la Tierra no se encuentra en un estado de equilibrio o reposo sino sometido a diferentes niveles de esfuerzos, los cambios de éstos en las masas de rocas desencadenan perturbaciones que son conocidas como sismos o terremotos. La energía liberada por estos sismos genera el movimiento de las masas de rocas, siendo esto conocido como ondas sísmicas.

El fenómeno sísmico se remonta hasta los primeros días de la formación de la Tierra y los mecanismos o circunstancias que lo provocan han ido cambiando con el paso del tiempo. Por ejemplo, dentro de los primeros 500 Ma (millones de años) desde su formación (hace aproximadamente unos 4,000 Ma), en la Tierra imperaban condiciones propias de un planeta en constante formación y crecimiento, sin la existencia de continentes y cubierto por material incandescente, siendo continuamente impactado por cuerpos de roca llamados planetesimales que hacían vibrar el planeta entero (de acuerdo con la teoría de la Nebulosa solar que postula la formación del sistema solar; Larimer, 1967; Grossman, 1972). Más de 1,000 Ma después, con la formación de los primeros bloques de rocas que culminarían con la formación del primer gran supercontinente llamado Ur (hace aproximadamente unos 3,000 Ma, Rogers y Santosh, 2003), los sismos comenzarían a generarse bajo los mismos mecanismos que en la actualidad se pueden observar (p.ej., los relacionados a fenómenos volcánicos o tectónicos).

La Sismología, cuyo término fue acuñado por el geofísico irlandés Robert Mallet (1810-1881), no fue considerada como disciplina de estudio hasta bien entrado el siglo XVIII, cuando el filósofo y naturalista inglés John Michell (1724-1793) dedujo en 1760, a partir del gran sismo de Lisboa en 1755, que los sismos eran ondas causadas por el movimiento de las masas de roca debajo de la superficie. No obstante,

la curiosidad por encontrar la verdadera causa sobre el movimiento del suelo ya había surgido en algunas civilizaciones antiguas que intentaron descifrar sus posibles causas. Por ejemplo, el erudito chino Zhang Heng (78-139), fue el primero en obtener las direcciones en las que se movía el suelo, gracias a un sismoscopio primitivo que inventó; no obstante, él atribuía los movimientos del suelo a cambios del viento y de la presión atmosférica. El erudito griego Tales de Mileto (ca. 624 a.e.c.- 546 a.e.c.), observó que los sismos generaban movimientos similares a los de un barco sobre el oleaje, por lo que consideró que la superficie de la Tierra debía flotar sobre agua. Si bien estos eruditos proponían diferentes razonamientos, la mayoría de la gente de aquellos días atribuía estos fenómenos sísmicos a fuerzas divinas bajo diferentes enfoques mitológicos. Fue con el devenir de los siglos, hasta alcanzar la llamada edad moderna (en el año de 1492), que el aporte de conocimiento por parte de diferentes personajes (por ejemplo, Galileo Galilei (1564-1642), Isaac Newton (1643-1727), Edmond Halley (1656-1742), Rene Descartes (1596-1650), Immanuel Kant (1724-1804), Pierre Simon Laplace (1749-1827), o Robert Mallet (1810-1881)) permitió el desarrollo de una mejor instrumentación, así como de las bases físico-matemáticas que permitieron forjar los pilares para el análisis del fenómeno sísmico.

Hacia mediados del siglo XIX, Europa comenzó a vivir un auge científico que favoreció el desarrollo del primer sismómetro moderno (también llamado receptor sísmico) en 1842, gracias al físico inglés James David Forbes (1809-1868). Esto permitió estudiar de manera más eficiente el movimiento del suelo. Fue hacia finales del siglo XIX y principios del XX que el mejoramiento técnico en los sismómetros y el aporte de diversas técnicas y metodologías permitió tener una mejor comprensión de los movimientos del suelo, impulsando con ello el desarrollo matemático de las ondas sísmicas y la obtención aproximada de los hipocentros sísmicos (ubicación o foco del sismo).

Evidencias de las capas internas

La primera persona en deducir la existencia de las capas internas de la Tierra fue el geofísico alemán Emil Wiechert (1861-1928). Él concluyó en 1896, que el hecho de que hubiera rocas con diferentes densidades en la superficie terrestre, es decir, algunas rocas que pesaran más que otras, significaba que la Tierra debía estar compuesta por diferentes tipos de rocas en su interior, por lo que propuso un modelo conformado por diversas capas. No obstante, la primera evidencia de la existencia de alguna capa interna la obtuvo el sismólogo inglés Richard Dixon Oldham (1858-1936) en 1906, a la cual denominó como núcleo. En 1926, el geofísico inglés Harold Jeffreys (1891-1989), consideró la existencia de un núcleo más líquido en la parte más externa del núcleo que había propuesto Oldham. En

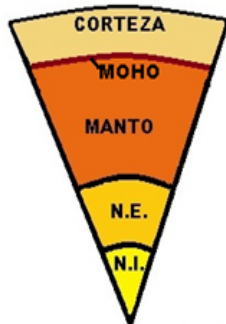


Figura 1. Bosquejo del modelo geoquímico, basado en los componentes químicos de cada capa interna de la Tierra. Las capas internas del modelo no se encuentran a escala. N.E.: Núcleo externo; N.I.: Núcleo interno; MOHO: Discontinuidad de Mohorovičić. Figura original del autor.

1936, la sismóloga danesa Inge Lehmann (1888-1993) igualmente observó la existencia de un núcleo sólido en la parte más interna del núcleo que había propuesto Oldham. Hacia principios del siglo XX, el sismólogo austriaco Andrija Mohorovičić (1857-1936) y el sismólogo alemán Beno Gutenberg (1889-1960), reconocieron por primera vez la existencia de la corteza, el manto y el núcleo, lo que les llevó a proponer la división del interior de la Tierra en diferentes capas.

Estudios posteriores sobre la delimitación de las capas internas de la Tierra fueron llevados a cabo por los geofísicos Keith Edward Bullen (1906-1976), Francis Birch (1903-1992), Edward Bullars (1907-1980), entre otros. Ellos propusieron algunos de los primeros modelos que intentaron delimitar las capas internas de la Tierra a partir de la densidad y composición química de sus componentes (Bullen, 1950; Birch 1952, 1954; Bullard, 1957). No obstante, el estudio de la delimitación de las capas internas ha continuado hasta nuestros días.

En la Figura 1 se presenta un bosquejo, sin escala, de las capas internas de la Tierra bajo un enfoque químico, también llamado 'modelo geoquímico'. En este modelo se ha propuesto que el núcleo interno está conformado por hierro y níquel sólidos, con un espesor que podría alcanzar hasta los 1,275 km. El núcleo externo también se compone de hierro y níquel, pero en un estado líquido, cuyo espesor podría alcanzar hasta los 2,225 km. El manto es la capa interna que presenta un mayor espesor, la cual está compuesta principalmente por un grupo de minerales como son el olivino y piroxeno, así como de óxidos de calcio y aluminio, cuyo espesor podría alcanzar los 2,900 km. La capa más superficial es la corteza, la cual está compuesta principalmente por silicatos sólidos que conforman las rocas y cuyo espesor promedio ronda los 35 km. Este espesor puede variar entre los 8 y 70 km, dependiendo de la región de la Tierra sobre la que se esté analizando. Entre el manto y la corteza se localiza el llamado Moho o discontinuidad de Mohorovičić, en honor a Andrija Mohorovičić, que es una zona de transición que divide a ambas capas y que marca un cambio significativo en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

La conformación y delimitación de las capas del modelo geoquímico llevó al cuestionamiento sobre cómo se pudieron formar tales capas. Básicamente se ha considerado que desde que la Tierra comenzó su proceso de formación, siendo una gran bola de fuego en crecimiento, los diferentes tipos de compuestos y materiales incandescentes se fueron acomodando en el interior de la Tierra dependiendo de su peso. Esto delimitó composicionalmente el interior, depositando los compuestos y materiales más pesados al fondo. No obstante, con la proposición de la teoría de la Deriva Continental, hecha en 1915 por el científico alemán Alfred Wegener (1880-1930) en su libro "El origen de los continentes y océanos" (Wegener, 1915), se tuvo la interrogante durante las siguientes décadas de si los continentes que actualmente conocemos estuvieron unidos en el pasado y si el interior de la Tierra presenta movimientos dinámicos. Esto trajo, por consiguiente, la búsqueda de un proceso que conceptualizara la movilidad de los continentes. En 1929, Holmes propuso el llamado proceso de convección en el manto, con el que intentó explicar el movimiento de los continentes en la teoría de deriva continental (Holmes, 1931). No obstante, la conceptualización de este proceso tuvo que esperar hasta el año de 1962 con el aporte del geólogo estadounidense Harry Hess (1906-1969). Él pudo refinar la idea de Wegener y Holmes, lo que permitió, a principios de los años 1970, la postulación de la llamada teoría de tectónica de placas.

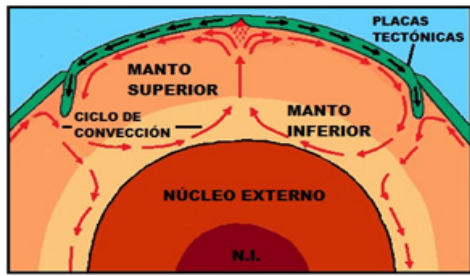


Figura 2. Movimiento de las placas tectónicas (flechas en color negro) a partir de la idealización del proceso de convección en el manto, observándose las corrientes de convección que suben y bajan (flechas en color rojo) junto con el movimiento de las placas tectónicas. N.I.: Núcleo interno. (Modificado de Davies y Richards, 1992).

La teoría de tectónica de placas dio por sentado, no sólo el movimiento de los continentes, sino también del suelo marino, sobre grandes bloques de masa de rocas denominados “placas tectónicas” (Figura 2). Para esta teoría, el proceso de convección resulta vital, ya que no sólo es el motor que permite llevar a cabo la movilidad de las placas tectónicas a partir de un movimiento cíclico, sino que también considera la separación de los materiales más densos de los menos densos. Ello genera que los materiales más densos sean colocados en las partes más profundas del interior de la Tierra para continuar dando forma al núcleo, mientras que los menos densos son colocados en partes menos profundas, para continuar dando forma al resto de capas internas (Figura 2). Por lo tanto, a partir de estas consideraciones y tomando en cuenta la evidencia de que grandes cantidades de volcanes y sismos eran generados en ciertas zonas conocidas como límites de placas (márgenes que delimitan el movimiento horizontal de las placas tectónicas, Davies y Richards, 1992), fue que se propuso la existencia de otro tipo de capas internas, pero no bajo una denominación química sino dinámica.

Desde la perspectiva del modelo geoquímico, sus distintas capas brindan una inmejorable visualización de cómo se conforma el interior de la Tierra. Sin embargo, estas no son apropiadas para representar los procesos dinámicos que ocurren tanto en el interior de la Tierra como en la superficie (por ejemplo, el surgimiento de volcanes y sismos) o en la atmósfera (por ejemplo, las auroras boreales). Por lo tanto, partiendo de la idea de convección de Holmes, fue que se propuso un modelo geodinámico. Este modelo, mostrado en la Figura 3, plantea la existencia de siete capas dinámicas bajo características particulares. La capa dinámica más superficial, denominada litosfera, está conformada por al menos trece gigantescas placas tectónicas que constantemente se mueven y que pueden extenderse desde la corteza hasta la parte superior del manto. La astenósfera está por debajo de la litosfera, abarcando la parte superior del manto



Figura 3. Bosquejo del modelo geodinámico, el cual está basado en los procesos dinámicos que ocurren en el interior de la Tierra. Las capas del modelo no se encuentran a escala. N.E.: Núcleo externo; N.I.: Núcleo interno; D: Estrato ‘D’. Figura original del autor.

a una profundidad de aproximadamente 30 y 130 km y hasta los 660 km, la cual está conformada por materiales de silicio en estado sólido semifundido. Sobre esta capa se lleva a cabo el movimiento de las placas tectónicas. Los términos litosfera y astenósfera fueron primeramente acuñados hacia principios del siglo XX para analizar la densidad y el equilibrio de gravedad de grandes masas de roca (Barrel, 1914). La capa denominada como mesosfera o zona de transición, primeramente propuesta por Birch (1954), se ubica por debajo de la astenósfera abarcando gran parte del manto, principalmente en su parte superior, y siendo la principal fuente de magma (denominación dada a la masa de roca incandescente o fundida que proviene del interior de la Tierra). Por debajo de la mesosfera se localiza la parte inferior del manto, siendo esta una zona de transición de materiales y de flujo de calor debido tanto al proceso de convección como al ascenso de calor proveniente del núcleo externo. Entre la parte más profunda del manto y el núcleo externo se localiza el llamado estrato ‘D’ (identificado por Stacey y Loper, 1983), con un espesor aproximado de 300 km. Al estrato ‘D’ se le considera el lugar donde surgen las llamadas plumas del manto o penachos, los cuales consisten en segregaciones de magma capaces de ascender hasta la superficie terrestre y generar fenómenos volcánicos. En la parte más profunda del modelo geodinámico se encuentra el núcleo, siendo el núcleo externo de donde migra energía en forma de calor y materiales hacia la parte inferior del manto, influyendo en la transformación del estrato ‘D’ (Bloxham y Gubbins, 1978). Mientras tanto, el núcleo interno actúa como un gran almacenador y principal fuente de calor que amortigua el enfriamiento de todo el planeta (Dobson, 2016).

ESTUDIO Y CONCEPTUALIZACIÓN

De acuerdo con lo mencionado en las secciones anteriores, vemos que el reconocimiento de las capas internas de la Tierra ha necesitado de muchos siglos de análisis y estudio. Sin embargo, ¿cómo fue que se pudo delimitar los espesores de las capas internas de la Tierra y su composición a partir del movimiento de las masas de rocas? Básicamente, la evidencia sobre la existencia de las capas internas provino de observar variaciones tanto de los tiempos de arribo como de las velocidades de las ondas sísmicas. Esto responde la pregunta anterior, aunque para poder describir con mayor claridad estas evidencias es necesario primeramente mencionar algunos conceptos que son fundamentales en la Sismología.

Las ondas sísmicas, que son el resultado del movimiento de las masas de roca por causa de un sismo, son clasificadas en ondas de cuerpo (viajan en el interior de la Tierra) y en ondas superficiales (viajan en la superficie). Para este escrito, solo se conceptualizará y analizará a las ondas de cuerpo, ya que son estas las que permiten caracterizar las estructuras internas de la Tierra. Estas ondas de cuerpo se clasifican a su vez en ondas primarias, también llamadas ondas longitudinales (en los sismogramas se les identifica como fase P), y en ondas secundarias, también llamadas ondas transversales (en los sismogramas se les identifica como fase S) (ver el movimiento de las ondas P y S en Figura 4a). Cuando estas ondas sísmicas se propagan por el interior de la Tierra, presentan un frente de onda sísmica que se va expandiendo en el tiempo como cuando se tira una piedra en un estanque de agua y se generan ondas que se expanden desde el punto donde cayó el objeto (ver frente de onda que va de un tiempo T a un tiempo T1 en la Figura 4b). Para analizar de mejor forma estos frentes de ondas sísmicas, se han utilizado las llamadas

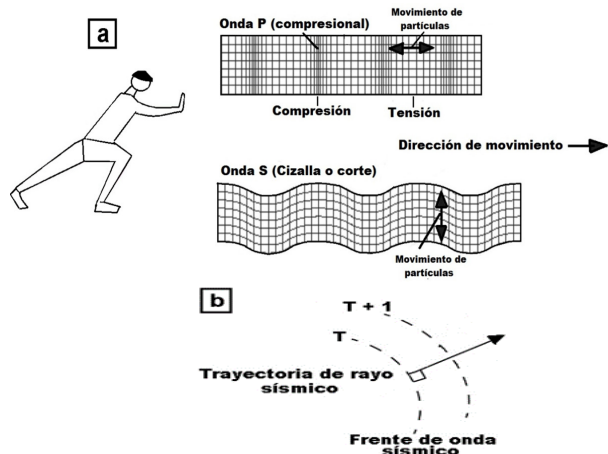


Figura 4. a) Esquema de las ondas sísmicas P y S, mostrando su movimiento a través de un material. Las ondas P comprimen y dilatan (tensan) el material por el que pasan, teniendo una dirección longitudinal y paralela a la dirección de movimiento (ver flechas negras en la onda P y la flecha que señala la dirección de movimiento). Las ondas S, también denominadas como transversales, generan cizalla por el material por el que pasan teniendo una dirección perpendicular a la dirección de movimiento (ver flechas negras en la onda S y compararlo con la flecha que señala la dirección de movimiento). Las ondas P siempre presentan una mayor velocidad que las ondas S. b) Ejemplo de trayectoria de rayo sísmico, señalada con la flecha en dirección perpendicular al frente de ondas (forma un ángulo de 90° con los frentes de ondas). Este frente de ondas se propaga de un tiempo T a un tiempo T+1. Imagen tomada y modificada de Stein y Wyssession, (2009).

trayectorias de rayo sísmico, las cuales consisten en líneas rectas perpendiculares que teóricamente salen del frente de propagación de las ondas sísmicas formando un ángulo de 90° (flecha negra que sale del frente de ondas en la Figura 4b). Esto permite tener una mejor interpretación de las trayectorias de las ondas sísmicas cuando se propagan en el interior de la Tierra.

Cuando las ondas sísmicas P y S se propagan en el interior de la Tierra, estas pueden viajar en una capa formada por un mismo tipo de roca y sin llegar a incidir sobre alguna otra capa formada por otro tipo de roca (diferentes propiedades físicas) (por ejemplo, ver la trayectoria de las ondas P y S en forma de rayo sísmico; número 1 en la Figura 5a).

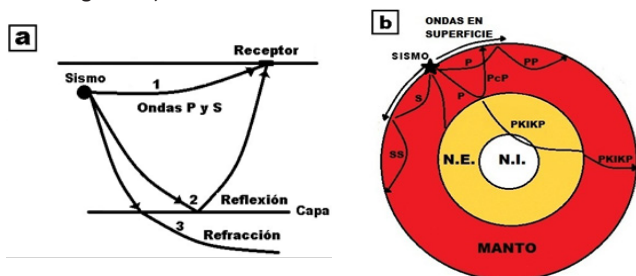


Figura 5. a) Ejemplo de propagación de las ondas P y S en forma de rayo sísmico, desde el lugar de origen del sismo (foco) y sin incidir sobre ninguna capa (1); incidiendo sobre una capa y generando su reflexión (2); incidiendo sobre una capa y generando su refracción (3). b) Ejemplo de las capas internas de la Tierra, analizadas por medio de las trayectorias de rayos sísmicos de las fases sísmicas, las cuales son propagadas a partir de una fuente en la superficie (marcada con una estrella). N.E. = Núcleo externo; N.I.=Núcleo interno. Dado que las velocidades de las ondas P y S se incrementan a mayor profundidad debido a que las masas de rocas son más densas, las trayectorias de los rayos sísmicos tienden a desviarse de la vertical en zonas más profundas y a hacerse más verticales en zonas más someras. Por ello es que las trayectorias suelen apreciarse más verticales cuando están más cerca de la superficie. Las capas del modelo no se encuentran a escala. (Figura 5b tomada y modificada de Shearer, 2001).

No obstante, las ondas P y S también pueden viajar sobre una capa y llegar a incidir sobre otras capas de roca conformadas por diferentes propiedades físicas, haciendo que parte de la energía de estas ondas se vea afectada al ser reflejada (rebotada) o refractada (pasa de un medio a otro cambiando su dirección de propagación), con cambios igualmente en sus velocidades (ver las trayectorias de los rayos sísmicos de las fases P y S, números 2 y 3 en la Figura 5a). Estos cambios de energía en las ondas sísmicas son registrados en los llamados sismogramas, los cuales hacen referencia a que estas ondas sísmicas incidieron o atravesaron tales capas internas (ver el ejemplo de sismograma en la Figura 6a).

Para poder diferenciar los cambios de energía sísmica en las ondas P y S cuando estas inciden sobre las distintas capas del interior de la Tierra, nuevas fases sísmicas son empleadas. Por ejemplo, analizando la Figura 5b, se puede ver que las ondas P y S y sus distintas fases se presentan en forma de rayo sísmico. Si estas ondas viajan desde el lugar donde se genera el sismo (ver estrella en la figura) y se reflejan solo una vez en la superficie terrestre hasta que son registradas en el receptor, sus fases sísmicas se denominan como PP y SS. Cuando las trayectorias de las ondas P y S son reflejadas entre los límites del manto y el núcleo externo para posteriormente ser registradas en el receptor, se les denomina como fases PcP y ScS. Cuando la onda P atraviesa el manto, el núcleo exterior y se refleja en el núcleo interno sin atravesarlo, su fase se denomina como PKP. Mientras que, cuando la onda P atraviesa el manto, el núcleo externo y el núcleo interno, su fase se denomina como PKIKP.

En el caso particular de la onda S, dado que esta onda no puede atravesar materiales líquidos debido a la particularidad de su movimiento de cizalla, tampoco puede atravesar el núcleo exterior ya que este se presenta en un estado líquido. Sin embargo, dado que la onda P sí puede atravesar el núcleo externo, la onda S debe convertirse primeramente en onda P para atravesar esta capa y posteriormente, una vez que la haya atravesado, debe convertirse nuevamente en onda S para continuar su viaje y atravesar el núcleo interno, por lo que su fase se denomina como PKJKP (ver Figura 5a). Este proceso de conversión de energía sísmica ocurre para ambas ondas P y S cuando inciden sobre una capa y son reflejadas o refractadas con un ángulo diferente al que presentaba la trayectoria del rayo sísmico antes de incidir.

Para el ejemplo mostrado en la Figura 6a, la primera fase que se registra en el sismograma es la onda P directa, que es la fase sísmica que viaja desde el lugar de origen del sismo sin incidir sobre ninguna capa terrestre (ver Figura 6b). En seguida arriban otras fases derivadas de la onda P, como son PP y pPP, las cuales inciden una y dos veces sobre la superficie terrestre antes de llegar al receptor sísmico. Dado que la onda P viaja con una mayor velocidad que la onda S, las fases de P se registran unos minutos antes que la fase S directa, que no incide con alguna capa terrestre, mientras que la fase SS, que incide una vez sobre la superficie terrestre, se registra tiempo posterior a la fase S (ver sismograma de la Figura 6a y propagación de las fases en la Figura 6b). También son observadas las fases PcP y ScS, las cuales comienzan en el lugar de origen del sismo como ondas P y S respectivamente, y se propagan a través el manto hasta reflejarse en el límite del mismo manto y del núcleo externo siendo posteriormente registradas en el receptor. En el caso de la fase PcS, es una onda P que viaja en el manto, incide entre el manto y el núcleo externo y se refleja como onda S hasta registrarse en el receptor sísmico.

En los ejemplos previamente analizados, es posible observar las diferentes trayectorias de las fases sísmicas de P y S, cuyas particularidades ahora si permiten responder a la pregunta del inicio de esta sección. Para poder calcular los espesores y la composición de las capas internas, es necesario conocer tres datos fundamentales: 1) distancias angulares, 2) tiempo de arribo de las fases sísmicas y 3) velocidades de las fases sísmicas. 1) La distancia angular que se necesita calcular es aquella entre la ubicación del sismo (hipocentro o foco) y la del receptor en la superficie terrestre. Esta distancia angular se debe a la redondez de la Tierra (por ejemplo, la distancia angular que existe entre el sismo marcado con un círculo negro y el receptor de la Figura 6b). 2) Para obtener los tiempos de arribo de las fases sísmicas, en este caso relacionadas con la capa que se desea analizar, se necesita localizar sus fases en los sismogramas. Por ejemplo, si se desea analizar el espesor del manto, en la Figura 6 se requerirá obtener la información de las fases PcP y ScS, ya que son las que inciden directamente entre los límites del manto y núcleo externo y se reflejan hasta ser registradas en el receptor sísmico. La localización de las fases sísmicas en los sismogramas debe realizarse cuidadosamente para poder obtener sus tiempos de arribo (tal y como se señala en la Figura 6a).

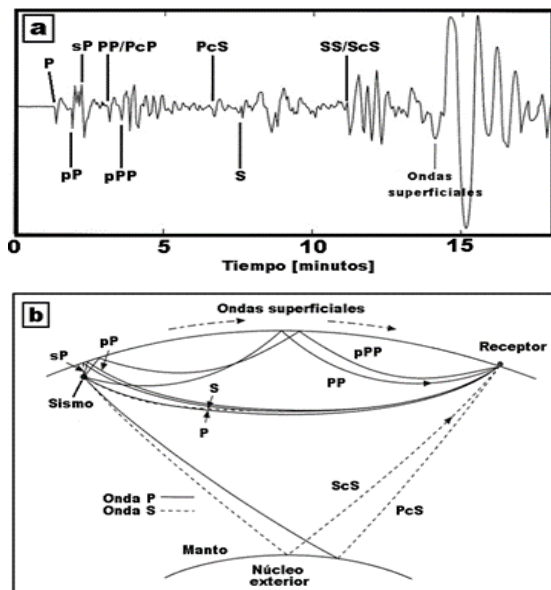


Figura 6. a) Ejemplo de un sismograma mostrando diferentes fases sísmicas de P y S marcadas para un sismo generado en Colombia y registrado en el Colorado, Estados Unidos. b) Trayectorias de rayo sísmico viajando a través de las capas internas de la Tierra. La fase sP consiste en una onda que inicia como S desde el origen del sismo (foco), sube y se refleja en la superficie terrestre pero regresa convertida en onda P hasta que se registra en el receptor; la fase pP es una onda P que comienza en el foco, sube y se refleja en la superficie terrestre; la fase pPP es la onda P que inicia desde el origen del sismo, sube y se refleja en la superficie terrestre, regresa y viaja a través del manto para posteriormente volver a incidir en la superficie terrestre y volver a reflejarse hasta que finalmente es registrada en el receptor. Las fases PP y SS son ondas P y S que inician en el foco propagándose por el manto hasta que inciden solo una vez sobre la superficie terrestre, posteriormente se reflejan y vuelven al manto antes de llegar al receptor sísmico; las fases PcP y ScS inician en el foco como ondas P y S respectivamente, se propagan a través el manto hasta reflejarse en el límite del mismo manto y del núcleo externo para finalmente registrarse en el receptor sísmico. La fase PcS consiste en una onda P que viaja en el manto, incide entre el manto y el núcleo externo y se refleja para continuar su viaje nuevamente en el manto hasta finalmente registrarse como onda S. Imagen tomada y modificada de Stein y Wysession, (2009).

Con esto no sólo se tendrá información acerca de las capas sobre las que han incidido las distintas fases sísmicas P y S, sino que también se tendrán sus tiempos de arribo y se podrán calcular sus velocidades. 3) La obtención de las velocidades aparentes de las fases sísmicas puede aproximarse a través de las llamadas curvas de tiempo de viaje (Figura 7), en las cuales se correlaciona el tiempo de arribo de las fases sísmicas de 2) (eje vertical T) con las distancias angulares de 1) (eje horizontal D). Así por ejemplo, dependiendo de dónde se origine el sismo (foco) y en dónde se ubique el receptor sísmico en la superficie, las mediciones de los tiempos de arribo y las distancias angulares de las fases P y PcP presentarán valores con ciertas tendencias, tal y como lo muestran los diferentes puntos negros en la Figura 7. Estos puntos representan la medición de las fases para cada sismo, por lo que se pueden ajustar mediante rectas o pendientes denominadas como m_1 y m_2 .

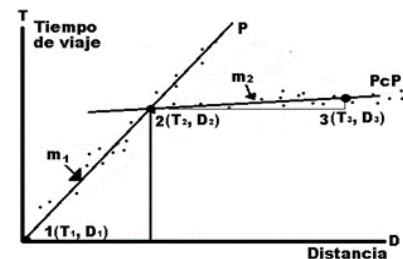


Figura 7. Ejemplo supuesto de las curvas de tiempo de viaje para las fases P y PcP. Los puntos 1 (T_1, D_1), 2 (T_2, D_2) y 3 (T_3, D_3) que pertenecen a las rectas de las fases P y PcP permiten aproximar los valores de las pendientes m_1 y m_2 .

El inverso de estas pendientes permite calcular las velocidades de las fases como:

$$m_1 = \frac{1}{V_{PcP}} = \frac{T_2 - T_1}{D_2 - D_1} \quad \text{y} \quad m_2 = \frac{1}{V_P} = \frac{T_3 - T_2}{D_3 - D_2}$$

en donde T_1, T_2, T_3, D_1, D_2 y D_3 corresponden a los puntos 1, 2 y 3 que forman parte de las rectas m_1 y m_2 que forman parte de las rectas m_1 y m_2 , mientras que V_{PcP} y V_P corresponden a las velocidades de las fases PcP y P

Para aproximarse a los espesores de las capas internas de la Tierra, es necesario el empleo de ciertas expresiones matemáticas en las que se toma en cuenta tanto las velocidades como los tiempos de arribo de las fases sísmicas a la capa analizada, así como el cálculo de las distancias angulares. Esto ha permitido observar, por ejemplo, cómo la corteza de la Tierra presenta variaciones en su espesor dependiendo del lugar de medición. En el caso particular de las velocidades de las fases sísmicas, éstas han permitido obtener información sobre las propiedades físicas de los materiales que componen cada capa. Una forma que ha permitido corroborar la composición de estas capas ha sido promediar las velocidades de las fases sísmicas obtenidas en diferentes partes del planeta, y correlacionarlas con mediciones de velocidad realizadas en laboratorios. Estos procedimientos han permitido observar cómo las fases sísmicas incrementan su velocidad con la profundidad, debido principalmente a que los materiales son más densos. Por lo tanto, desde el punto de vista geoquímico, se ha llegado a la conclusión de que la Tierra está conformada por capas internas cuya diferencia radica en los materiales que las componen.

BENEFICIOS DEL RECONOCIMIENTO DE LAS CAPAS INTERNAS

El conocimiento que la Sismología aporta con información obtenida de los sismos generados en el interior de la Tierra ha permitido reconocer las distintas capas que la conforman, lo cual ha sido de vital importancia al intentar comprender el funcionamiento de nuestro planeta. Este conocimiento no sólo ha permitido esquematizar y caracterizar el interior de la Tierra, sino también ha ayudado a vincular las capas internas con ciertos procesos y fenómenos que ocurren en el interior y que pueden ser observados en la superficie terrestre. Por ejemplo, se ha considerado que las plumas de manto surgen en el estrato 'D' (Figura 3), las cuales pueden ascender hasta la superficie terrestre y formar volcanes. El núcleo externo ha sido considerado como la principal fuerza en la generación del campo magnético de la Tierra, el cual la protege del impacto de partículas solares produciendo las llamadas auroras boreales. Así mismo, el movimiento de las placas tectónicas en la litosfera influye en la generación de sismos.

También es importante mencionar que el reconocimiento de las capas internas ha permitido, por un lado, establecer y al mismo tiempo respaldar el proceso de convección en el manto, vital para la realización de los procesos dinámicos internos que han influido en la transformación del planeta; por otro lado, ha brindado las bases para una mejor percepción sobre el proceso evolutivo al que ha estado sometida la Tierra desde su formación. Diferentes teorías han intentado formular el origen, conformación, desarrollo y futuro de la Tierra siguiendo los estudios y evidencias de las capas internas. No obstante, también ha sido necesario el apoyo de otras disciplinas científicas, que por medio de experimentos de laboratorio han ayudado a reforzar este conocimiento. Esto nos muestra como la historia de la Tierra se sigue construyendo y moldeando día a día, con pequeños pero constantes cambios.

AGRADECIMIENTOS

Quiero dar gracias por sus comentarios en la revisión de este manuscrito a los revisores anónimos, así como a las editoras en jefe.

REFERENCIAS

- Barrell, J. (1914). The strength of the Earth's crust. *The Journal of Geology*, 22(7), 655-683.
- Birch, F. (1952). Elasticity and constitution of the Earth's interior. *Journal of Geophysical Research*, 57(2), 227-286.
- Birch, F. (1954). The Earth's mantle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 35(1), 79-85.
- Bloxham, J., Gubbins, D. (1987). Thermal core-mantle interactions. *Nature*, 325(6104), 511-513.
- Bullard, E. C. (1957). *Verhandel. Nederlandsch Geol.-Mijnbouwkund, Genootschap.*, 18, 23.
- Bullen, K. E. (1950). An Earth model based on a compressibility-pressure hypothesis. *Geophysical Journal International*, 6, 50-59.
- Davies, G. F., Richards, M. A. (1992). Mantle convection. *The Journal of Geology*, 100(2), 151-206.
- Dobson, D. (2016). Earth's core problem. *Nature*, 534(7605), 45-45.
- Grossman, L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36(5), 597-619.
- Holmes, A. (1931). Radioactivity and earth movements: *Geol. Soc. Glasgow Trans.*, v. 18, p. 559-606

- Larimer, J. W. (1967). Chemical fractionations in meteorites—I. Condensation of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(8), 1215-1238.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M. (2003). Supercontinents in Earth History. *Gondwana Research*, 781 6(3), pp.357-368.
- Shearer, P. M. (2019). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press. 3rd Edition. 442 pp.
- Stacey, F. D., Loper, D. E. (1983). The thermal boundary-layer interpretation of "D" and its role as a plume source. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 33(1), 45-55.
- Stein, S., Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Wegener, A. (1915). *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*: Vieweg & Sohr., Braunschweig; 2nd ed., 1920; 3rd ed., 1922, translated into English in 1924; 4th ed., 1924, revised by A. Wegener and translated into English in 1929.

Manuscrito recibido: 31 de agosto de 2022

Manuscrito corregido recibido: 7 de noviembre de 2022

Manuscrito aceptado: 28 de noviembre de 2022.