EL TERCER PLANETA.
Edad, estructura y composición de la tierra

Autor: JUAN MANUEL ESPÍNDOLA

- COMITÉ DE SELECCIÓN
- EDICIONES
- DEDICATORIA
- PRÓLOGO
- I. UN POCO DE HISTORIA
- II. LOS RELOJES GEOLÓGICOS RADIACTIVOS
- III. SIGNIFICADO DEL TIEMPO MEDIDO POR RADIACTIVIDAD
- IV. LA EDAD DE LA TIERRA, LOS METEORITOS Y LA LUNA
- SEGUNDA PARTE
- EPÍLOGO
- APÉNDICE A
- APÉNDICE B
- COLOFÓN
- CONTRAPORTADA

COMITÉ DE SELECCIÓN

Dr. Antonio Alonso

Dr. Gerardo Cabañas

Dr. Juan Ramón de la Fuente

Dr. Jorge Flores Valdés

Dr. Leopoldo García-Colín Scherer

Dr. Tomás Garza

Dr. Gonzalo Halfftet

Dr. Raúl Herrera

Dr. Jaime Martuscelli

Dr. Héctor Nava Jaimes

Dr. Manuel Peimbert

Dr. Juan José Rivaud

Dr. Julio Rubio Oca

Dr. José Sarukhán

Dr. Guillermo Soberón

Coordinadora:

María del Carmen Farías

Inicio

EDICIONES

Primera edición (La ciencia desde México), 1989

Tercera reimpresión, 1995

Segunda edición (La ciencia para Todos), 1997

Se prohíbe la reproducción total o parcial de esta obra —incluido el diseño tipográfico y de portada—, sea cual fuere el medio, electrónico o mecánico, sin el consentimiento por escrito del editor.

La ciencia para Todos es proyecto y propiedad del Fondo de Cultura Económica, al que pertenecen también sus derechos. Se publica con los auspicios de la Secretaría de Educación Pública y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

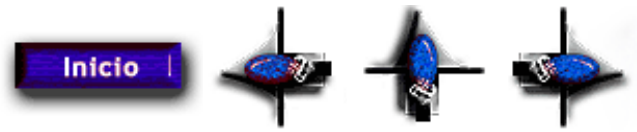
D.R. © 1989 FONDO DE CULTURA ECONÓMICA, SA. DE C.V.

D.R. © 1997 FONDO DE CULTURA ECONÓMICA

Carretera Picacho-Ajusco 227, 14200 México, D.F.

ISBN 968-16- 5237-1

Impreso en México



DEDICATORIA

A mi madre,

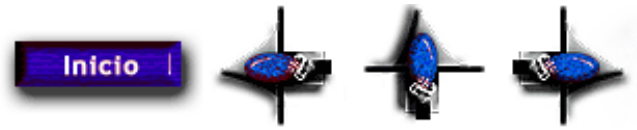
MARGARITA CASTRO REYNOSO DE ESPÍNDOLA

Laudato si, mi Signore per sora nostra matre terra

la quale ne sustenta e governa,

e produce diversi fructi, con coloriti fiori et herba

FRANCISCO DE ASÍS



PRÓLOGO

Nuestro planeta ha sido objeto de innumerables especulaciones y estudios desde las primeras épocas de la humanidad. En la antigüedad, los filósofos de la naturaleza se plantearon los problemas de conocer su forma y dimensión y ya en el siglo III a.C. se obtuvo una cifra estimada para esta última. Andando el tiempo el hombre se cuestionó sobre el origen y edad de la Tierra y en los últimos siglos sobre su composición y estructura interna.

Pero si las preguntas sobre el planeta se plantearon desde tiempos remotos, las respuestas a muchas de ellas no se han dado sino en tiempos muy recientes. En efecto, al igual que en otras áreas del quehacer científico, el avance en las ciencias de la Tierra ha sido desmesurado en el presente siglo. Así, se advierte en este siglo cómo la geología ha adquirido un carácter más cuantitativo de lo que le permitían los métodos del siglo pasado, al tiempo que han surgido y adquirido personalidad propia algunas disciplinas híbridas como la geofísica y la geoquímica. Estas últimas, al aplicar los principios y métodos de las ciencias básicas al estudio de la Tierra, han aportado un punto de vista complementario necesario para resolver los complejos problemas planteados por nuestro planeta.

Por otro lado, la cooperación internacional para el estudio de la Tierra ha permitido llevar a cabo investigaciones que de otra manera habrían sido irrealizables En otro orden de cosas, la introducción de las computadoras, los satélites artificiales y los avances en electrónica permiten obtener información apenas imaginada hace algunas décadas. Este notable desarrollo, a la vez que permite contestar muchas preguntas sobre nuestro planeta, señala la dirección que deberá seguir la investigación para contestar la multitud de nuevas cuestiones que surgen incesantemente. El conocimiento de las propiedades de la Tierra, así como de su conducta física, no sólo es intelectualmente estimulante sino muy práctico. Baste, para demostrar esto último, recordar que tanto los recursos del subsuelo como los desastres naturales tienen su origen en la dinámica del planeta.

En el presente libro se abordan los temas de la edad, estructura y composición de la Tierra. Aunque existen una variedad de temas relacionados con los anteriores que son de gran interés, no han sido tratados en el presente libro por limitaciones de espacio; sin embargo, algunos de esos temas son tratados con detalle en otros libros de esta misma colección, cuyas referencias aparecen al final de la presente obra. De esta manera, temas tales como el origen y causa de los terremotos, la tectónica de placas o el geomagnetismo son sólo brevemente mencionados.

Quiero hacer patente mi agradecimiento al doctor Alejandro Nava por su revisión del texto, así como a Víctor Hugo Espíndola, Juan Pablo Ligorría y Edgar Arturo Muñoz por su trabajo con el procesador de palabras y la revisión del manuscrito.

Desde luego que cualquier error que pudiera haber escapado a la revisión es responsabilidad exclusiva del autor. Gracias también a mis demás amigos, tanto del Instituto de Geofísica como de otras instituciones, por compartir tanto su amistad como sus conocimientos, y a la física Alejandra Jaidar y el Fondo de Cultura Económica por su amable invitación a escribir en esta serie.

Inicio

I. UN POCO DE HISTORIA

DESDE el principio de su historia, el ser humano se ha cuestionado sobre su origen y el del Universo que lo rodea. Su búsqueda de respuesta a estas preguntas ha quedado plasmada en las cosmogonías y mitos de todos los pueblos de la Tierra. Desde el principio también, en su lucha por la existencia, el hombre reconoció la necesidad de caracterizar el mundo a su alrededor y así, muy temprano en su historia, creó unidades de longitud para expresar distancias y empleó la sucesión natural de días y noches para medir el tiempo. Estos conceptos, nacidos de su experiencia directa, tenían aplicación solamente a las situaciones que le eran comprensibles: las distancias entre poblados, la duración de las estaciones, etc. Sin embargo, si al hombre antiguo se le hubiera planteado una pregunta tal como: ¿cuál es la distancia a la Luna?, le habría sido tan incomprensible como preguntarle por la composición del Sol.

El proceso de abstracción de los conceptos de distancia y tiempo requirió, por así decirlo, de un largo tiempo. En muchos aspectos, la evolución del hombre como especie es semejante a la del individuo. En efecto, para un niño pequeño es posible discernir las distancias entre objetos asequibles a su percepción pero le resultan incomprensibles las distancias, por ejemplo, entre ciudades. Su concepto del tiempo es aún más limitado; pareciera a esa edad que en un año transcurriera una cantidad de tiempo indeterminada.

Actualmente la ciencia nos proporciona cifras de distancias extremadamente grandes o infinitesimalmente pequeñas y a pesar de la evolución de nuestros conocimientos nos es difícil lograr una representación mental de longitudes en que abundan los ceros. El concepto de tiempo es quizá más dificil de abstraer puesto que no existe, como en el caso de la distancia, una analogía visual.

Así, no es sorprendente que un intento por cuantificar la edad de la Tierra de una manera científica haya tenido lugar hasta el siglo XVII, mientras que la determinación de sus dimensiones, se realizó desde muy tempranas épocas. La historia del concepto y la determinación de la edad de la Tierra desde aquel siglo hasta nuestra época ilustra de manera clara el proceso de avance de la ciencia, proceso que dista de ser lineal y continuo puesto que tiene frecuentes e imprevistos avances, retrocesos y polémicas. Ilustra también la relación entre diferentes disciplinas científicas y el avance del conocimiento científico como un todo.

Como se señalaba anteriormente, para el hombre antiguo la Tierra y con ella todo su universo habían sido creados por las divinidades en algún momento dado. Estas habían impartido a la Tierra, en el momento de su creación, los atributos que contemplaba a su alrededor: montañas, mares, ríos, etc. Pero a pesar de que la Tierra tuvo un comienzo, las religiones antiguas no parecieron plantearse el problema de calcular el tiempo transcurrido desde la creación. La única religión que conduciría al establecimiento de una edad para la Tierra fue la hebrea, a partir de la narración del Génesis; sin embargo, fue el cristianismo el que dio a esta pregunta un sentido especial, puesto que el nacimiento de Cristo representa un punto de referencia en la historia. Para el cristiano, ésta no podía ser cíclica como vagamente pensaban algunos antiguos, sino lineal y única: antes de Cristo todo tenía sentido en términos de su futuro nacimiento; después de éste, la historia tenía el sentido de espera de la Parusía o su segunda venida. El cristianismo, que pronto cubrió los confines del mundo occidental, en sus primeros siglos de existencia se caracterizó por una firme creencia en la inminencia del retorno del Señor. Estos dos factores fueron de fundamental importancia para el establecimiento de una cronología cristiana. En los primeros siglos del cristianismo se elaboraron varias cronologías basadas en la descripción bíblica de la Creación y en aquellas suposiciones del gusto del autor que le permitieran cuantificar basándose en un documento alegórico. Por ejemplo, Julio el Africano, quien vivió en el siglo III, basaba sus cálculos en la suposición de que toda la historia de la creación duraría una semana cósmica con "días" de 1 000 años de duración. Siguiendo la cronología hebrea, colocaba el nacimiento de Cristo el sexto día de la Creación, de manera que, no habiendo diferencia entre la historia del hombre y la edad de la Tierra, esta última no podía ser mayor de unos 6 000 años. Las numerosas cronologías variaban ligeramente en la fecha de la Creación (algunas daban incluso el día y la hora) pero, en general, las edades oscilaban entre los 4 000 y 6 000 años.

Durante la Edad Media, perdido ya aquel sentido de inminencia del Juicio Final y cimentadas las instituciones eclesiásticas, se abandonó la interpretación literal de la Biblia y la diferencia en las cronologías se tomó irrelevante. Puesta la atención de los teólogos en otros asuntos, se perdió el interés en aquel ejercicio e incluso, con la introducción del aristotelismo, se volvió a una forma vaga de eternalismo en lo concerniente a la edad de la

Tierra.

Durante el siglo XVI el movimiento luterano se caracterizó por una nueva interpretación literal de la Biblia. El mismo Lutero calculó la fecha de la creación en 4 000 años a.C. Durante este siglo y hasta la época de la Ilustración, los cálculos basados en el Génesis fueron generalmente aceptados. En aquellos años la atención de la incipiente ciencia geológica se centró en el análisis de la forma en que los agentes del cambio geológico, el fuego y el agua, habían realizado su trabajo en los cinco milenios posteriores a la Creación. Notemos de paso que estas especulaciones contenían ya razonamientos e inquietudes del tipo que llamamos actualmente científicos; sin embargo, el establecimiento del método científico y la distinción entre conocimiento científico y religión fueron el resultado de un lento proceso en la evolución del entendimiento humano.

Por otra parte, otras áreas de la ciencia y de la geología se desarrollaban paralelamente e influían o influirían posteriormente en el pensamiento geológico. En el siglo XVII Nicolás Steno sentaba las bases de la moderna cristalografía, fundamental para el desarrollo de la petrología, y establecía principios generales para la geología estructural y la estratigrafía. Los principios de superposición y horizontalidad original debidos a él establecen que los estratos de sedimentos se depositan originalmente en capas horizontales con los sedimentos más nuevos cubriendo los más antiguos. Si estos principios nos parecen hoy en día de simple sentido común es porque somos herederos de todo un sistema elaborado de pensamiento y conocimientos; pero para el hombre del siglo XVII, observador de un mundo complejo, incapaz aún de entender los vastos periodos de tiempo que modelan la superficie de la Tierra, aquellos principios eran resultado tanto de una aguda y penetrante observación como de una alta capacidad de abstracción. En este mismo siglo daba a conocer sus investigaciones Issac Newton, y aunque la revolución que causaron sus descubrimientos no tuvo impacto inmediato en la geología, andando el tiempo cambiaría no sólo a la física sino a la ciencia en general.

Pero, regresando a la pregunta directa sobre la edad de la Tierra, las cronologías mosaicas debieron ceder terreno a otras consideraciones durante la época de la Ilustración. A fines del siglo XVIII Pierre Laplace formuló su teoría nebular sobre la formación del Sistema Solar, en la que las fuerzas gravitacionales desempeñaban un papel central. En esta misma época Joseph Louis Leclerq, conde de Buffon, presentó una estimación sobre la edad de la Tierra que rompía con la cronología bíblica y se basaba en un cálculo del tiempo de liberación del calor interno de la Tierra. El conde de Buffon estimaba la edad del planeta en unos 75 000 años. Estas teorías, sin embargo, no ejercieron tanta influencia sobre los geólogos como el desarrollo de otra disciplina geológica: la paleontología. Esta ciencia contaba hacia fines del siglo XVIII con dos grandes exponentes: Georges Cuvier y Jean Baptiste Lamarck. Para ambos, las sucesiones de vida que aparecían registradas en los estratos fosilíferos requerían del transcurso de tiempos muy largos para poder ser explicadas. Aun así, la interpretación literal de la Biblia no dejaba de ejercer su influencia y para Cuvier, por ejemplo, el diluvio narrado por la Biblia era un acontecimiento inobjetable y de alcance global; de manera que para acomodar sus observaciones a este dato era necesario extender hacia atrás el tiempo antediluviano.

El desarrollo de la paleontología tuvo como resultado el extender las estimaciones de la edad de la Tierra, pero varios geólogos extrajeron conclusiones erróneas sobre dos aspectos que sólo habían de aclararse a través del tiempo y luego de inflamadas polémicas. El primero de ellos fue que al observarse la compleja sucesión estratigráfica de formas vivientes extintas y al no comprenderse los enormes periodos de tiempo por los que ha transcurrido la vida en nuestro planeta se invocaron diferentes catástrofes para explicar las extinciones masivas de especies vivientes que yacen en los diferentes sedimentos. El invocar sucesivas catástrofes para explicar el registro fósil fue conocido como catastrofismo. Otra deducción errónea a la que se llegó fue la de considerar el agua como agente universal del cambio geológico. Esta doctrina, llamada neptunismo, postulaba que las rocas de la corteza terrestre se habían formado por cristalización en un mar universal. Como muchos de los estratos sedimentarios se generan por la acción del agua, se generalizó este proceso a todo tipo de rocas, incluyendo aquellas que, como hoy sabemos, provienen de los procesos volcánicos.

El reconsiderar el periodo que hemos descrito es muy útil porque ilustra que la ciencia avanza a través de un proceso de ensayo y error. Conforme se acumulan datos y conocimientos se proponen nuevas teorías que explican mejor las observaciones, y que así llegan a sustituir a las anteriores. Pero su adopción es lenta y se generaliza sólo luego de haber soportado las numerosas pruebas que se les imponen. En el siglo XVIII el representante más conocido del neptunismo era A.G. Werner(1749-1817), profesor de la Academia de Minería de Freiberg, Alemania. Werner era un profesor excelente y de gran autoridad, por lo que ejerció una influencia considerable en Europa: en aquella época el neptunismo era la teoría geológica generalmente aceptada. Por ingenuo que parezca

hoy en día, para la ciencia de su época era una hipótesis con fundamentos razonables, aunque es menester reconocer que, aunque quizás no abiertamente, se apoyaba en argumentos que aún mantenían la creencia a pie juntillas en el relato del diluvio universal.Sin embargo, aun cuando el neptunismo gozaba de amplia aceptación, algunos investigadores comenzaron a encontrar difícil el poder explicar sus cuidadosas observaciones de campo en términos de aquella teoría. Nicolás Desmarest (1725-1815), luego de un largo estudio de la región de la Auvergne, en Francia, concluía que ésta había sufrido, a través de su historia, una sucesión de eventos volcánicos. Para Werner, los procesos volcánicos y de magmatismo no eran sino fenómenos locales que podían explicarse por la combustión subterránea de materiales como el carbón.

Además de Desmarest, otros investigadores comenzaron a refutar con observaciones y datos de campo la teoría neptunista. Finalmente, James Hutton (1726-1797), un escocés de Edimburgo, luego de largos y minuciosos estudios refutó tanto el neptunismo como el catastrofismo y sentó las bases de la moderna geología. Hutton, a través de una minuciosa observación de los detalles geológicos, descubrió dos hechos esenciales para una comprensión de los fenómenos geológicos. En su gran obra *Theory of the Earth*, publicada en 1788, Hutton expuso el significado del tiempo geológico y la fundamental diferencia entre las rocas ígneas o primarias y las rocas sedimentarias. Con el trabajo de Hutton comenzó la muerte del neptunismo y una nueva interpretación del tiempo geológico que habría de ser establecida con firmeza por otro inglés, Charles Lyell (1797-1875). Con Lyell se estableció de forma definitiva la idea de que las fuerzas que vemos operando en la naturaleza son capaces, cuando se dan tiempos suficientemente largos, de producir los cambios geológicos que han esculpido la superficie de la Tierra. En otras palabras, la naturaleza actúa de manera uniforme y aunque algunos hechos de la historia terrestre pueden haber sido producidos por catástrofes, es decir por eventos especiales, en general son las mismas fuerzas que observamos operando actualmente las que determinan su evolución; por lo tanto, para entender el pasado hay que observar los procesos que ocurren hoy en día. Esta teoría, que se conoció como uniformitarismo, tenía como lema: "la clave del pasado es el presente", y en una forma revisada es la filosofía esencial de la geología moderna.

Paradójicamente, por lo que respecta a la edad de la Tierra, el uniformitarismo mal entendido (y no por culpa de los geólogos sino por el estado de la ciencia de la época) condujo a otro error conceptual. Para Lyell, el tiempo geológico era tan grande que resultaba indefinible, y cuantificarlo en forma absoluta era prácticamente imposible y hasta irrelevante. El adjetivo "indefiniblemente-largo" fue adquiriendo poco a poco el significado de "infinito", de manera que la Tierra era, nuevamente, ¡eterna!

Antes de sonreír compasivamente por la conclusión anterior, recordemos que nos encontramos en una época en que la termodinámica básica apenas estaba siendo establecida. De hecho, como veremos, lord Kelvin (William Thomson, 1824-1907), uno de sus fundadores, habría de llamar la atención sobre aquel error conceptual.

Pero volviendo una vez más al uniformitarismo, éste tuvo, por otro lado, el efecto de preparar el terreno para la teoría de la evolución de Charles Darwin (1809-1882). Ésta, al igual que la geología, requería de lapsos muy grandes de tiempo para explicar la evolución de la vida, y cuando Kelvin, el científico más prominente de la segunda mitad del siglo XIX, atacó con argumentos físicos el concepto de tiempos infinitos, e incluso calculó la edad de la Tierra, la polémica no se hizo esperar. En ésta tomaron parte la mayoría de los geólogos, biólogos y físicos más importantes de la época, pero quizá el más famoso fue George Huxley (1825-1895), celoso discípulo de Darwin.

Las polémicas Kelvin-Huxley han quedado registradas como uno de los debates científicos más notables del siglo XIX. La posición de Kelvin era la de considerar a la Tierra como un sistema que no podía escapar de las leyes físicas observables en otras escalas. En particular, la conservación de la energía era una ley a la que ni el planeta ni el Sistema Solar podían sustraerse y así, en vista de que no poseen una cantidad ilimitada de energía, es imposible que ésta estuviese siendo disipada por tiempos indefinidos. En consecuencia, es posible calcular el tiempo transcurrido desde que la Tierra era una esfera incandescente de material fundido hasta el presente, mediante la determinación de la razón de enfriamiento observada actualmente. En cálculos sucesivos, Kelvin estimó la edad de la Tierra en periodos de tiempo que variaban entre unos 20 y 100 millones de años. Sin embargo, aun esta última cifra resultaba extremadamente corta para abarcar la evolución de las especies animales mediante el mecanismo descrito por Darwin. La polémica transcurrió durante el resto del siglo sin lograrse un acuerdo entre ambas partes. La cuestión no fue resuelta sino a fines del siglo XIX, cuando Henry Becquerel (l852-1908) descubrió la radiactividad natural y se encontró que este fenómeno da lugar a la generación de calor. Existe, así, una fuente de calor en el interior de la Tierra que no había sido contemplada en los cálculos de lord

Kelvin. Pero la polémica había dado frutos positivos en todas las ciencias que habían intervenido en ella. Por un lado, se colocó en su debida perspectiva el principio de uniformidad y la geología adquirió un carácter más cuantitativo y, por otro lado, se estimuló poderosamente el estudio de la radiactividad natural entre los físicos. Los principales investigadores de la radiactividad, entre los cuales el más notable fue Ernest Rutherford (1871-1 934), relacionaron sistemáticamente sus descubrimientos con el asunto de la edad de la Tierra.

Y mientras los físicos debatían sobre el alcance de sus descubrimientos, los geólogos trataban de encontrar medios geológicos para estimar la edad del planeta. Pronto se lograron estimaciones basadas en la razón de acumulación de sedimentos y de salinización del océano. En el primer caso, se observó la cantidad promedio de sedimentos que se deposita anualmente en regiones marinas y lacustres y luego se comparó con el espesor máximo de los estratos sedimentarios encontrados en el planeta. El cociente resulta ser de unos 100 millones de años. En el segundo método se observa la cantidad promedio de sales que depositan las vertientes en el océano y se compara con la salinidad actual: el resultado es del mismo orden de magnitud. Una analogía de estos métodos nos la da el reloj de arena, que nos permite medir el tiempo por medio de la razón, prácticamente constante, de la caída de la arena.

El método o "reloj" más exacto para medir tiempos geológicos nos lo proporciona, sin embargo, la radiactividad natural (en adelante designaremos como "reloj" al conjunto de métodos y técnicas que nos permiten determinar o estimar la edad de un sistema físico como la Tierra, la Luna o las rocas). En efecto, ya en 1905 Ernest Rutherford había señalado que la radiactividad no sólo ocurría con liberación de calor, sino que las partículas alfa emitidas por la radiación y atrapadas en las rocas podían utilizarse para determinar su edad. Para hacer de esta sugerencia un método confiable de medición y obtener una escala absoluta de tiempo geológico debieron varias décadas de intensa investigación, a la que se asocian los nombres de un gran número de investigadores, entre quienes descuellan, adepasarmás de Rutherford, los nombres de Robert J. Strutt (hijo del tercer barón Rayleigh, un físico notable) y Arthur Holmes (1890-1965).

Este último, que tenía una formación de físico, hizo profundos estudios de geología y consagró su vida al desarrollo de la geocronología. A él se debe en gran medida el establecimiento de una escala absoluta de tiempo geológico y el desarrollo actual de la geocronología. Su libro *Principles of Physical Geology* es uno de los grandes clásicos de la geología moderna.

Han pasado ocho décadas desde la muerte de lord Kelvin y en este periodo el hombre ha descubierto sobre este tema más de lo que se conoció en toda su historia anterior. En nuestros días los satélites artificiales nos proporcionan valiosa información sobre la Tierra y el Sistema Solar, y la ciencia se ha consolidado en un sistema consistente de métodos y conocimientos. Podemos, con el caudal de información que se nos ha heredado (y un poco de curiosidad por nuestra parte), echar una mirada a nuestro planeta y conocer las respuestas a preguntas que en otros tiempos causaron controversia.

II. LOS RELOJES GEOLÓGICOS RADIACTIVOS

A PESAR de que la radiactividad fue descubierta en 1896, su mecanismo no se entendió sino hasta después de haberse formulado la mecánica cuántica, muchos años más tarde. Esta teoría permitió comprender la estructura atómica de la materia y los cambios que sufre. En nuestro paseo por esta área de estudio consideremos en primer lugar la estructura atómica de la materia.

La materia del Universo está compuesta de átomos. Existen en la naturaleza unos 390 tipos de átomos diferentes y otros 1400 pueden producirse artificialmente. Las combinaciones entre estos átomos forman las moléculas de que está compuesto todo el Universo. los átomos, a su vez, están compuestos por partículas más pequeñas llamadas partículas elementales. Las variaciones entre los átomos que constituyen los diferentes elementos se deben a la diferencia en el número de partículas elementales o subatómicas que los componen. Una manera de visualizar la relación entre el tipo de átomo y sus componentes subatómicos procede del modelo atómico propuesto por Rutherford a principios de siglo. Este consiste en imaginar al átomo como un pequeño sistema solar en cuyo centro se encuentra un núcleo compuesto de partículas cargadas positivamente, llamadas protones, y otras sin carga, llamadas neutrones. A su alrededor, como los planetas alrededor del Sol, giran otras partículas cargadas negativamente, llamadas electrones. En el caso atómico, varios electrones pueden girar en la misma órbita.

La diferencia entre los átomos de los distintos elementos estriba en el número de protones que poseen. Así, el hidrógeno posee uno, el helio dos, el litio tres, etc. Al número de protones en el núcleo de los átomos de un elemento se le llama *número atómico (Z).* Los átomos de un mismo elemento poseen el mismo número atómico; sin embargo pueden poseer un número diferente de neutrones o *número neutrónico (N).* Los átomos de un mismo elemento pero con diferente número neutrónico son llamados isótopos y poseen las mismas propiedades químicas pero masas diferentes. A la suma del número de protones y el número de neutrones se le llama *número de masa (A):*

$$A = Z + N$$

Para designar los elementos se utiliza un símbolo al que suele añadirse en su parte superior el número de masa y en la inferior el número atómico. Por ejemplo, C es el carbono con 7 neutrones, C es el carbono con 6 neutrones. En general, como el número atómico es fijo para un elemento dado, escribir tanto su símbolo como su número atómico es redundante, pero permite saber de un vistazo cuántos protones posee aquel elemento y por substracción con el número de masa, su número neutrónico. De cualquier manera, es usual hablar solamente de carbono 13 o carbono 14, etc. Todos los elementos poseen varios isótopos pero entre éstos, algunos son estables, mientras que otros son inestables, es decir, decaen naturalmente o exhiben radiactividad natural. ¿Qué quiere decir que decaen? Como hemos visto, los átomos se diferencian entre sí por el número de protones en su núcleo, de manera que de un núcleo con número atómico *A* pueden derivarse núcleos de número atómico menor, siempre y cuando la carga total quede sin cambio. En la naturaleza existen átomos que dividen su núcleo espontáneamente para lograr estabilidad interna. Como en el núcleo atómico pueden existir varios protones y éstos tienen la misma carga eléctrica (positiva), tienden a rechazarse, y lo harían de no ser porque existen también fuerzas nucleares que los mantienen unidos. No entraremos en detalle sobre estas fuerzas que desgraciadamente no tienen un paralelo obvio con nuestra experiencia directa. Sin embargo, son reales y sin ellas no podría mantenerse el núcleo unido. Para algunos números de masa muy grandes o ciertas razones de *N* a *Z* estas fuerzas equilibran a las eléctricas de una manera poco estable y el núcleo termina por efectuar cambios que alteran el número *A* o el cociente *N/ Z* hasta lograr estabilidad. Para lograr esto el núcleo atómico puede proceder de varias maneras según el valor de *A*, *Z*y *N*, pero con la sabiduría propia de la naturaleza, el proceso que seguirá será el óptimo en economía de energía y de pasos y, por lo tanto, será el mismo para el mismo tipo de núcleos.

Existen tres maneras en que el núcleo realice su cometido; las mencionaremos aquí sin entrar en las particularidades de cómo se llevan a cabo, ya que no son indispensables para entender la forma en que se utiliza este proceso para medir el tiempo geológico.

Estos tres mecanismos de decaimiento son los siguientes:

a) *Decaimiento alfa (α).* En este mecanismo, el núcleo emite una partícula alfa (que fue como se bautizó

originalmente al núcleo del helio encontrado en la radiactividad natural), que consta de dos protones. Es decir, el núcleo se desembaraza de dos protones unidos y, si nos fijamos en la tabla de los elementos, veremos que el helio tiene un núcleo con dos protones. ¿Por qué dos protones unidos y no un protón o dos separados? Porque la energía requerida para emitirlo es menor que en los otros dos casos.

b) *Decaimiento beta (β).* Esta forma de decaimiento es bastante curiosa. En el decaimiento beta un neutrón se transforma en un protón por emisión de un electrón (para que la carga neutra del neutrón original se conserve, pues la carga negativa del electrón equilibra la positiva del protón). En una variante, un protón se transforma en un neutrón mediante la emisión de una partícula de carga positiva llamada positrón. Estas partículas, ejemplo de "antimateria", tienen vida muy corta, pues en un universo poblado por electrones muy pronto interaccionan con alguno de éstos y se aniquilan produciendo radiación electromagnética que se designa históricamente como radiación gamma. Una última forma de decaimiento beta es la llamada captura electrónica. En algunos átomos de núcleo muy pesado los electrones con las órbitas de radio más pequen o están muy cerca del núcleo, de tal manera que este último captura un electrón y transforma uno de sus protones en un neutrón, logrando de esta manera una transformación estable.

c) *Decaimiento gamma (γ).* Esta forma de decaimiento no cambia ninguno de los números *N* y *Z* sino que ocurre cuando el núcleo se encuentra "excitado" o con un exceso de energía. El núcleo se libera del exceso emitiendo energía electromagnética en paquetes llamados "fotones". Este tipo de decaimiento no lleva a la generación de otros tipos de elementos y ocurre frecuentemente como un paso intermedio.

Existen unos 1 700 núcleos diferentes en su número de masa; de éstos, sólo 260 son estables. Si se examina una tabla de elementos puede observarse que sólo son estables aquellos núcleos con número de masa menor a 83 y con números atómicos y neutrónicos muy parecidos. Es interesante también observar que la gran mayoría de los isótopos estables tienen un número par al menos para uno de los números *Z* y *N*, y más del 50 % tienen un número par en ambos casos (Cuadro1).

CUADRO 1. Número total de núcleos estables catalogados por las características de sus números nucleares

A	Z	*N*	*Núm. de elemnetos*
par	par	par	157
impar	par	impar	53
impar	impar	par	50
par	impar	impar	4
	Número total		264

Fuente: Holden y Walker, 1972.

Vemos así que los núcleos atómicos cambian sus números nucleares por medio de la radiactividad natural para lograr estos tipos de configuraciones. Muchos de los núcleos radiactivos (o radionúcleos) no existen en la naturaleza porque sus vidas medias son muy cortas. Es decir, existen ciertos "grados de inestabilidad" y algunos núcleos cambian su estructura muy rápidamente mientras que otros lo hacen de manera muy lenta. La forma en que decaen los diferentes radionúcleos de un mismo elemento está gobernada por leyes probabilísticas. Esto quiere decir que si tenemos dos radionúcleos de un mismo elemento no decaen ambos al mismo tiempo. Una analogía nos la dan las palomitas o rosetas de maíz cuando son puestas al fuego. Todos los granos individuales están a la misma temperatura pero cada uno revienta a diferentes tiempos. Podemos describir el proceso haciendo una lista del número de palomitas presentes en diferentes lapsos de tiempo. De la misma forma, para un número *Nx* de radionúcleos X podemos medir el tiempo transcurrido para que la mitad de los núcleos *Nx* decaigan en

otros elementos. A este tiempo se le llama vida media y lo denotaremos como *Tm* (Figura 1).

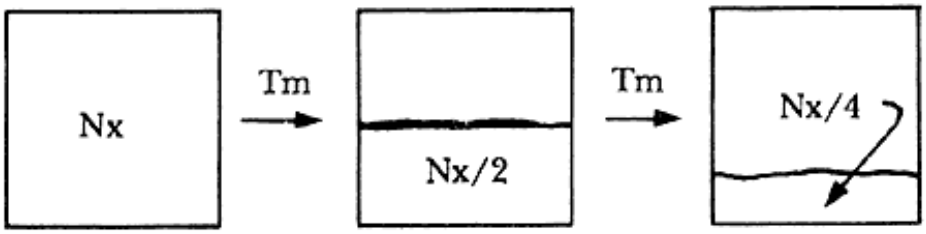


Figura 1. Esquema de decaimiento de un elemento radiactivo. *Nx* es el número inicial de radionúcleos, *Tm* es la vida media.

Para un mismo tipo de radionúcleos la vida media es una constante que no depende ni de la temperatura ni de la presión a que se encuentren los núcleos en cuestión.

Una constante que se suele utilizar frecuentemente en estudios de radiactividad es la llamada constante de decaimiento lambda (λ). Esta constante nos dice qué tan rápidamente decae un número *Nx* de núcleos y por lo tanto está relacionada con la vida media. La relación es la siguiente:

$$\lambda = 0.693 / Tm$$

Para entender esta constante, regresemos al ejemplo de las palomitas de maíz. Al principio de nuestro experimento, que llamaremos tiempo cero, tenemos por ejemplo 100 granos de maíz, luego de algunos minutos tendremos 10 palomitas y 90 granos, luego 30 palomitas y 70 granos y así sucesivamente. Podemos graficar el número de granos que hay en cada momento y tendremos algo parecido a la gráfica de la figura 2.

En el caso de los radionúcleos la gráfica que obtendríamos sería una curva que desciende regularmente (Figura 3).

En esta gráfica podemos ver que para diferentes radionúcleos existen diferentes cantidades sin decaer en un tiempo dado cualquiera. En las diferentes curvas la rapidez con que decaen está dada por las diferentes lambdas. Así, en la figura se tiene que $\lambda 1 > \lambda 2$:

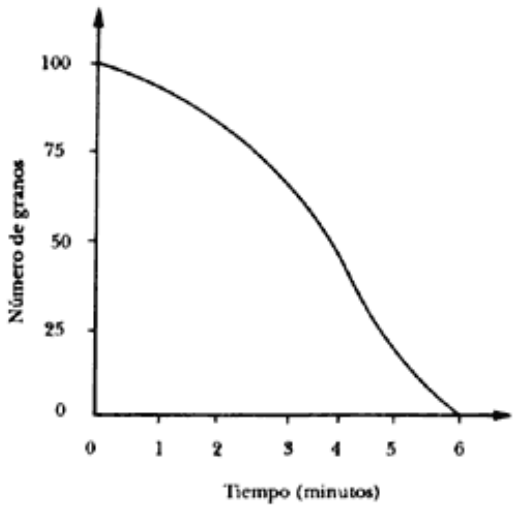


Figura 2. El cambio de granos de maíz en palomitas o rosetas es una analogía del decaimiento radiactivo. La gráfica muestra el número de granos que no han estallado y por substracción, los que ya han "decaído" a un producto diferente.

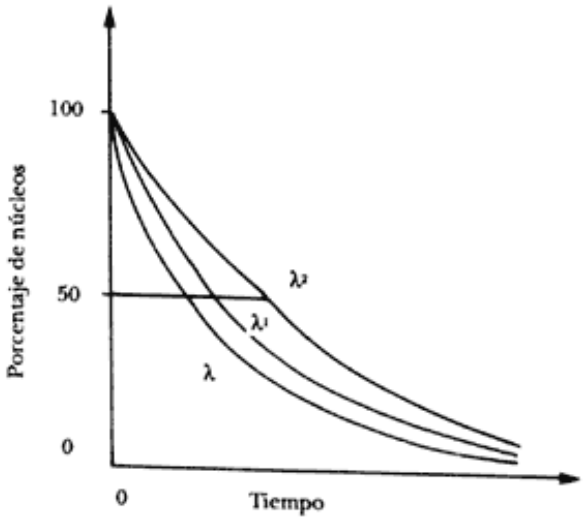


Figura 3. Gráfica de decaimiento de tres elementos radiactivos cuyas constantes de decaimiento son diferentes.

Este tipo de gráficas pude describirse por medio de la ecuación:

$$N = No\ e^{-\lambda t}$$

en donde *No* es el número inicial de átomos, *t* es el tiempo y *e* representa el número 2.718, base de los logaritmos naturales.

En esta fórmula, si queremos obtener el tiempo en que el número de átomos es la mitad del original, sólo tenemos que poner *N = No/*2, y así tendremos

$$No/2 = No\ e^{-\lambda Tm}$$

que es lo mismo que

$$e^{-\lambda Tm} = 2$$

Si sacamos logaritmo en ambos lados tendremos

$$\lambda\ Tm = In\ 2$$

o sea

$$\lambda = ln2 / Tm$$

Pero el logaritmo natural de 2 es 0.693, de manera que

$$\lambda = 0.693 / Tm$$

que es la expresión para la vida media que teníamos originalmente.

Algunos núcleos decaen a otros (productos hijos) que son radiactivos, los cuales a su vez decaen en otros que son radiactivos y así sucesivamente hasta un producto estable. Se establece así una cadena conocida como serie de decaimiento o serie radiactiva. En estos casos las constantes de decaimiento para cada eslabón de la cadena son usualmente diferentes pero puede determinarse una constante para toda la serie. La figura 4 (a) muestra el proceso esquemáticamente.

Una analogía de una serie radiactiva la constituye el agua que se derrama de una serie de recipientes con orificios en sus bases (Figura 4b). En este caso el análogo de la constante de decaimiento lo constituye el diámetro del orificio, puesto que entre más grande sea éste más rápido se vacía el recipiente.

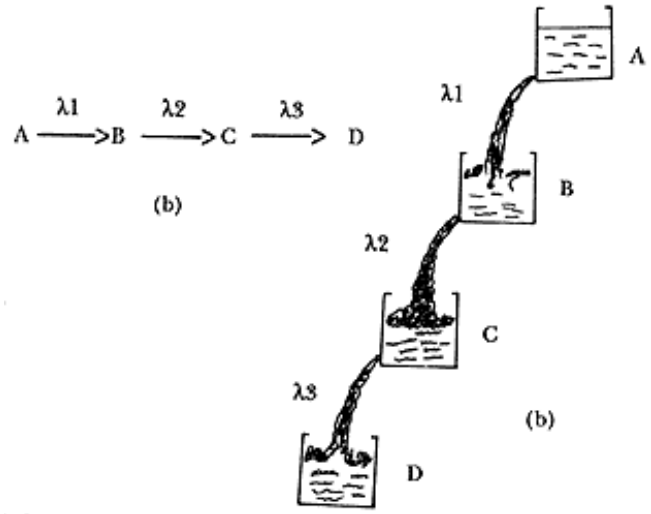


Figura 4. Analogía de una serie radiactiva. El tamaño de los orificios por los que escapa el agua es análogo de la constante de decaimiento. El equilibrio se alcanza si cada orificio es sucesivamente mayor de arriba hacia abajo.

De lo que hemos descrito hasta ahora podemos ver que, dado que se ha encontrado que las constantes de decaimiento son prácticamente constantes, podemos utilizar el decaimiento nuclear para medir el tiempo transcurrido desde que se tuvo una cierta cantidad inicial de núcleos padres. Para aplicar este principio a la determinación de edades de rocas y de la Tierra misma son necesarias varias cosas:

1) Debemos poder medir las concentraciones tanto del producto padre como del producto hijo final.

2) Las constantes de decaimiento requeridas deben ser conocidas.

3) El elemento que se utiliza como base del reloj radiactivo debe ser un radionúcleo natural.

4) El elemento que se utiliza como base del reloj debe existir con abundancia suficiente en las rocas y producir productos finales en la cantidad suficiente para poder ser medidos.

5) Asimismo, dicho elemento debe tener una vida media lo suficientemente larga de acuerdo con los lapsos de tiempo que se intente medir, para que sea posible encontrar cantidades tanto de padre como de hijo que puedan ser determinadas.

6) Si el decaimiento se produce a través de una serie radiactiva, las constantes de decaimiento deberán ser sucesivamente mayores, puesto que de otra manera tendríamos acumulaciones anómalas en los productos intermedios.

Veremos ahora estos requisitos con algún detalle:

En primer lugar, la determinación de las concentraciones de los elementos en rocas y minerales debe ser muy exacta si se han de emplear para la determinación de edades. Esto no puede conseguirse por métodos químicos porque su resolución no es lo suficientemente alta para estos propósitos. Afortunadamente, ya desde 1918 y 1919 dos investigadores, F. W. Aston en Inglaterra y A. J. Dempster en los Estados Unidos habían construido espectrógrafos de masas, aparatos que permiten la determinación de cantidades muy pequeñas de elementos y substancias. Este instrumento es esencial para las determinaciones del tiempo geológico.

¿Qué es y cómo funciona este aparato? El espectrógrafo de masas se basa en el siguiente principio: Toda partícula cargada que se mueve a través de un campo magnético sufre una fuerza perpendicular a ambos, al campo magnético y al vector de velocidad. La figura 5 ilustra este efecto:

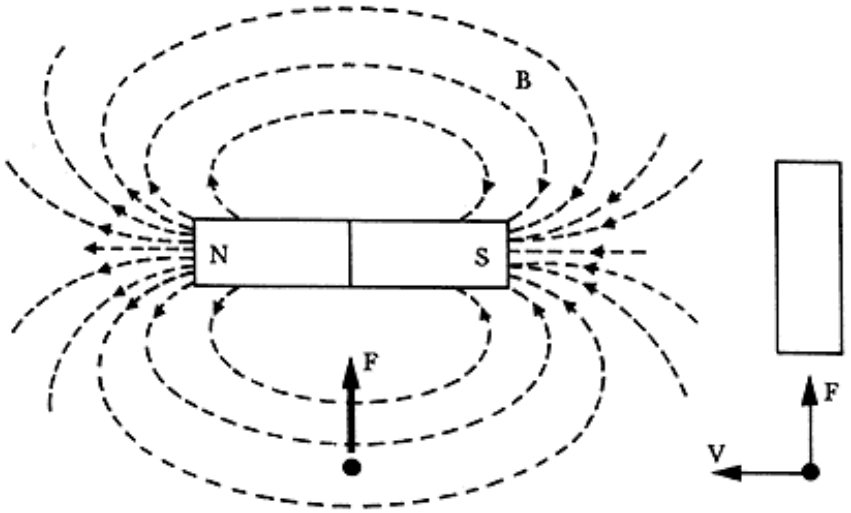


Figura 5. Una partícula cargada sufre una fuerza si se desplaza en presencia de un campo magnético. En la figura, una carga positiva *q* se mueve saliendo del plano del papel. La fuerza de Lorentz la desviará hacia arriba.

En esta figura se representa una partícula de carga *q* que viaja en una dirección perpendicular al plano del papel, saliendo de éste, y atraviesa las líneas de campo magnético *(B)* que genera el imán. La partícula sufre una fuerza *F* que tiende a desviarla.

Esta fuerza, llamada Fuerza de Lorentz, hace que en la presencia de un campo magnético la partícula siga una trayectoria curva, como se muestra en la figura 6.

En esta figura, el radio de curvatura depende de la masa y la carga de la partícula. Mientras mayor sea la masa, mayor es el radio de curvatura y mientras mayor es la carga menor es el radio. Ahora bien, dado un núcleo, su masa y su carga están determinadas por el número de protones y neutrones que lo constituyen, de manera que existe un cociente carga/masa *(q/m)* que caracteriza al núcleo en cuestión. Una vez fijo el campo magnético,

núcleos de diferente cociente *q/m* incidirán sobre la placa detectora en diferentes puntos. Si la placa es de tipo fotográfico se formará una línea cuya intensidad dependerá del número de núcleos que haya incidido en esa región específica de la placa. En muchos de estos instrumentos la detección se hace electrónicamente, en cuyo caso el instrumento se llama espectrómetro de masas. En los instrumentos más modernos se pueden establecer abundancias del orden de partes por millón.

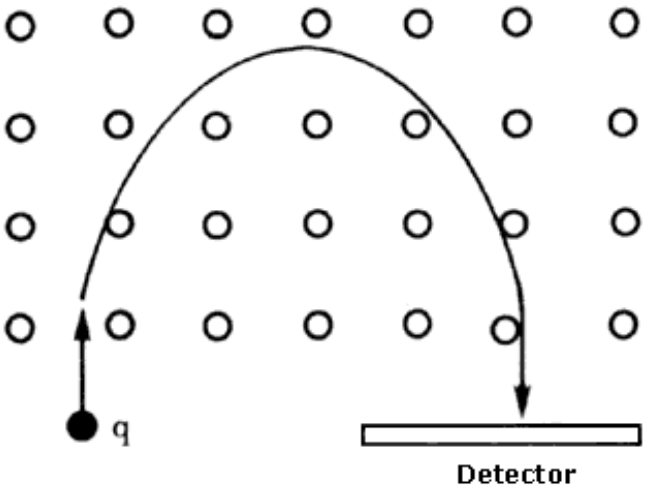


Figura 6. En el espectómetro de masas las partículas cargadas (ionizadas) inciden en un área en la que existe un campo magnético que las desvía hacia el área de detectores. El radio de curvatura depende del cociente entre carga y masa de cada partícula.

En cuanto a la determinación de las constantes de decaimiento o bien de las vidas medias, para núcleos de decaimiento rápido, éstas pueden ser medidas en el laboratorio con bastante exactitud, pero para núcleos que decaen más lentamente los valores deben ser obtenidos por métodos indirectos que ofrecen menos exactitud y por esto son verificados sistemáticamente. En geología, para medir tiempos del orden de la edad de la Tierra o de la formación de ciertas rocas se requieren vidas medias del orden de $\mathbf{10^8}$ a$\mathbf{10^{10}}$ años. Edades más recientes, del orden de 50 000 años, pueden ser determinadas por medio del carbono 14, que tiene una vida media de 5730 años.

Ahora bien, para la determinación de tiempos geológicos es necesario que el isótopo que se utilice exista naturalmente en las rocas o minerales cuya edad se intenta determinar. Existen muchos radionúcleos artificiales que han sido producidos en las explosiones nucleares recientes. Deben además ser de vida media lo suficientemente larga para no haber decaído desde su síntesis y encontrarse en cantidad suficiente en las rocas para poder determinarse con los métodos instrumentales actuales. Los productos hijos deben también encontrarse en cantidades que puedan medirse, pero su abundancia debe ser mucho mayor que la abundancia no radiogénica de esos mismos isótopos; de otra manera pueden contaminarse fácilmente. Un ejemplo de esto lo constituye el decaimiento de potasio-40 (K40). Este elemento decae en dos productos estables: el calcio 40 (CaO) y el argón 40 (Ar40). Ahora bien, el calcio es muy abundante en las rocas, de manera que distinguir entre las diminutas cantidades de Ca40 de origen radiogénico (es decir, que proviene del decaimiento radiactivo) y el muy abundante Ca40 de origen no radiactivo es muy difícil. Por el contrario, el Ar-40 es muy raro en las rocas y prácticamente todo el que se encuentra en ellas es de origen radiogénico. En consecuencia, el reloj de potasio-calcio no se emplea con frecuencia pero el de potasio-argón es muy utilizado.

Por lo que se refiere al uso de las series radiactivas, es necesario que en cada paso de estas series se estén desintegrando núcleos con la misma proporción o, como suelen decir los geocronólogos, que la serie esté en "equilibrio secular". Esto quiere decir que, en la analogía de los recipientes con agua de la figura 4, el diámetro de cada recipiente debe ser consecutivamente mayor o al menos igual al anterior, pues de otra forma en el recipiente en que el orificio es menor se comenzaría a acumular el agua sin que pudiéramos establecer una relación de

tiempo por las cantidades de fluido presentes entre el primer y el último recipientes.

los requisitos que hemos mencionado son satisfechos solamente por unos pocos radionúcleos. Los siguientes son los más importantes en geocronología:

Potasio-40 (K-40) Torio-232 (Th-232)
Rubidio-87 (Rb-87) Uranio-235 (U-235)
Renio-187 (Re-187) Uranio-238 (U-238)

Estos isótopos se encuentran en las rocas de manera natural. Algunos isótopos radiactivos de amplia utilización en geología y arqueología como los del C-14 no se encuentran sino en aquellas rocas que tienen componentes orgánicas, pues el C-14 se produce en la atmósfera al incidir neutrones de la radiación cósmica con el nitrógeno presente en aquélla. El C-14 así producido es incorporado a la estructura de la materia orgánica por los procesos vitales (respiración, fotosíntesis, etc.) y permite de esta manera calcular la edad de estos sistemas por comparación con el C-14 presente en la materia orgánica actual. Desde la aparición de la civilización industrial y las pruebas nucleares, el contenido isotópico de gases en la atmósfera ha variado, de manera que los datos son corregidos por estos efectos. Sin embargo, dicha técnica no proporciona información para el estudio de la edad de la Tierra, de manera que no nos referiremos a ella en lo sucesivo.

III. SIGNIFICADO DEL TIEMPO MEDIDO POR RADIACTIVIDAD

RELOJES GEOLÓGICOS

COMO mencionamos anteriormente, los sistemas de decaimiento más usualmente utilizados en geología son los siguientes:

Potasio - argón

Rubidio - estroncio

Uranio - plomo

Torio - plomo

Éstos, desde luego, no son los únicos, pues siendo la geocronología un área activa de investigación se desarrollan continuamente nuevos métodos. Sin embargo los arriba mencionados son muy utilizados e ilustran con claridad los principios en que se basan los relojes radiactivos.

Reloj de rubidio-estroncio

La primera determinación de una edad geológica con este método fue hecha por O. Hahn y sus colaboradores en 1943. Sin embargo, su uso se generalizó sólo hasta que el espectrómetro de masas y otras técnicas analíticas fueron perfeccionados a principios de los años cincuenta.

El rubidio (Rb) es un metal que por su radio atómico parecido al del potasio (K) tiende a sustituirlo en las redes cristalinas que componen los minerales de las rocas. El potasio, a su vez, es un elemento importante en la composición de algunos minerales abundantes en las rocas de la corteza. Los minerales más importantes por su contenido de potasio son las micas, los feldespatos potásicos y los minerales que forman arcillas. La mica es familiar para nosotros pues se emplea en la fabricación de resistencias eléctricas; en las rocas ígneas aparece como pequeñas laminillas muy brillantes. Los feldespatos también son muy comunes en las rocas ígneas de color claro como el granito. El rubidio tiene dos isótopos naturales, el Rb-85 y el Rb-87, y se ha calculado su abundancia natural como de 72.2 y 27.8% respectivamente.

El estroncio, por otra parte, tiene los siguientes cuatro isótopos estables naturales: Sr-88, Sr-87, Sr-86, y Sr-84, con una abundancia en la naturaleza de 82.5, 7.0, 9.9 y 0.6% respectivamente. Podemos ilustrar su decaimiento con la figura 7. En esta figura, un neutrón del núcleo de rubidio se transforma en protón, emitiendo un electrón o partícula beta negativa y un antineutrino y produciendo algo de calor. En forma simplificada, esto se escribe así:

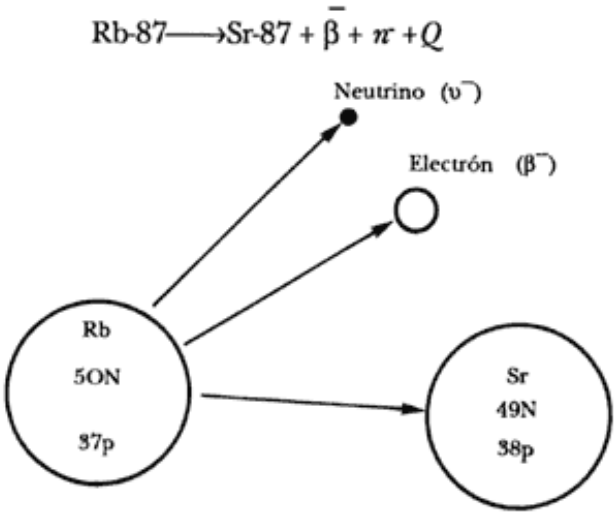


Figura 7. Esquema de decaimiento del rubidio-87.

Para calcular la edad de un mineral en que sólo hubiera rubidio cuando se formó, solamente tendríamos que saber la cantidad de Sr-87 presente y utilizar la ecuación de decaimiento de la siguiente manera:

La cantidad de Sr-87 que hay en un momento determinado proviene del decaimiento de Rb-87, de manera que si restamos a la cantidad de Rb-87 que había al principio, (Rb-87)*o*, la que hay en un momento dado, (Rb-87) *t*, obtenemos la cantidad de Sr-87 presente en ese momento:

$$\textbf{(Sr-87)}\ t = \textbf{(Rb-87)}o - \textbf{(Rb-87)}t$$

En esta ecuación, podemos sustituir el medio de la ecuación de decaimiento:

$$\textbf{(Rb-87)}t = \textbf{(Rb-87)}o\ e^{\lambda t}$$

que es lo mismo que:

$$\textbf{(Rb-87)}o = \textbf{(Rb-87)}t\ e^{\lambda t}$$

Así que la primera ecuación nos da:

$$\textbf{(Sr-87)}t = \textbf{(Rb-87)}t\ (e^{\lambda t}-1)$$

En esta ecuación el tiempo transcurrido puede calcularse directamente si se conocen los valores de la constante de decaimiento y las concentraciones presentes de rubidio y estroncio. Sin embargo, existen dos hechos por los cuales no se emplea directamente. El primero de ellos consiste en que, cuando se formó el mineral y se convirtió en un sistema cerrado, ya había probablemente alguna cantidad de estroncio presente. Esta contribución hay que tomarla en cuenta en nuestros cálculos o de lo contrario obtendríamos valores erróneamente largos del tiempo. El Sr-87 ya presente en un principio, (Sr-87) *o*, puede ser tomado en cuenta añadiéndolo tan sólo a la ecuación:

$$\textbf{(Sr-87)}t = \textbf{(Sr-87)}o + \textbf{(Rb-87)}t\ (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta ecuación podría aplicarse de manera directa para calcular el tiempo si conociéramos la concentración original de estroncio en el mineral. Este dato no puede sino estimarse con cierto grado de incertidumbre; como las cantidades de Rb son sólo de unos cuantos cientos de partes por millón, una pequeña incertidumbre en este valor introduce un error grande en el tiempo calculado. Para evitar esto se recurre a una técnica ingeniosa, que consiste en dividir los términos de la ecuación entre la concentración de Sr original. Este isótopo es estable y no proviene de la descomposición de otro núcleo radiactivo y por lo tanto su abundancia ha permanecido constante. Si hacemos esto tenemos:

$$\left[\frac{\text{Sr-87}}{\text{Sr-86}}\right]_t = \left[\frac{\text{Sr-87}}{\text{Sr-86}}\right]_o + \left[\frac{\text{Sr-87}}{\text{Sr-86}}\right]_t \ (e^{\lambda t} - 1)$$

en donde se ha colocado el Sr-86 dentro de los paréntesis porque, como hemos dicho, suponer que:

$$\textbf{(Sr-86)}\ t = \textbf{(Sr-86)}\ o$$

es razonable y no introduce un error significativo. Por otro lado, al tomarse cocientes el error se minimiza puesto que el Sr-86 existe en cantidades del mismo orden de magnitud que el Sr-87 y el Rb-87.

Ahora bien, si nos fijamos en la ecuación final anterior y hacemos el siguiente cambio:

$$(Sr\text{-}87/Sr\text{-}86)\,t = Y/(Sr\text{-}87/Sr\text{-}86)\,o = Yo$$
$$(Rb\text{-}87/Sr\text{-}86)t = x/(e^{\lambda t}\text{-}1) = m$$

tendremos:

$$Y = Yo + mx$$

es decir, la ecuación de una recta con intersección en *Yo* y pendiente *m*

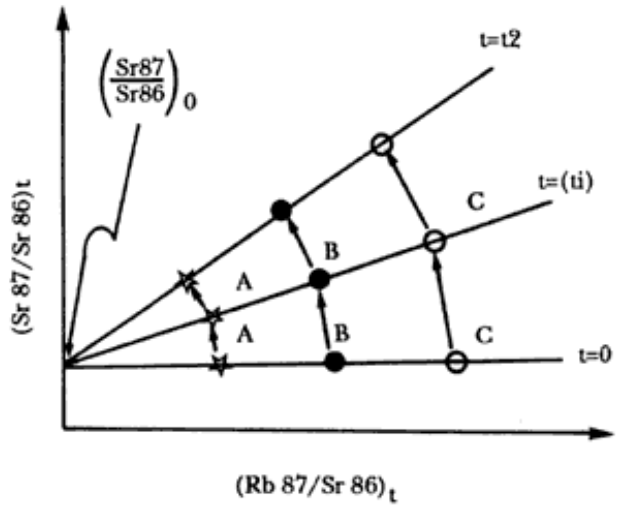


Figura 8. Evolución de las isócronas del estroncio. Los puntos A, B, C son valores dados por diferentes minerales cuyo contenido inicial de rubidio-87 es diferente.

Ahora bien, para un mineral dado, la determinación de las razones de estroncio 87 y rubidio 87 a estroncio 86, fijan un punto sobre la recta, por ejemplo *A* en la figura 8. Si aplicamos este método a varios minerales de una misma roca obtendremos vanos puntos que definen la recta y podemos así determinar tanto su pendiente , y por lo tanto el tiempo, como las razones originales de Sr-87/Sr-86. Para que los diferentes minerales definan una recta es necesario que hayan cristalizado al mismo tiempo. Se dice entonces que tienen edades concordantes; si esto no ocurre las edades son discordantes.

La recta definida por minerales de edad concordante es llamada isócrona y se caracteriza por su pendiente que aumenta con el tiempo.

Con respecto a la constante de decaimiento del rubidio se conoce ahora con la suficiente precisión para estimar tiempos del orden de miles de millones de años. Su valor es de:

$$\lambda = 1.39 \times 10^{11}\ \text{años}^{-1}$$

El tiempo calculado con este procedimiento nos da la edad de una roca desde que ésta se convirtió en un sistema cerrado al intercambio isotópico. Por este motivo, para las rocas ígneas, que provienen de la cristalización de un magma, la edad que se calcula es la que transcurrió desde su cristalización.

Sin embargo, las rocas pueden sufrir transformaciones posteriores por efectos de las altas presiones y temperaturas a que pueden estar sometidas. En estas condiciones, se llevan a cabo reacciones internas que producen cambios en las características físicas y cristalográficas de los minerales o en la cristalización de minerales nuevos. Este proceso, llamado metamorfismo, permite abrir el sistema y cerrarlo nuevamente; esto es,

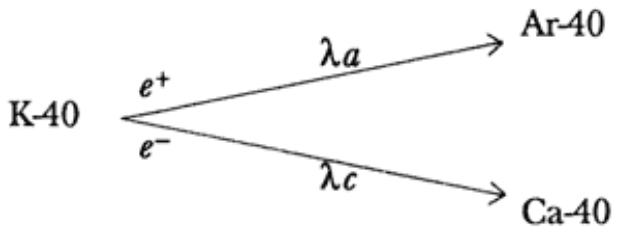
durante el metamorfismo los minerales redistribuyen sus concentraciones de rubidio y estroncio y vuelven a quedar cerrados al intercambio de isótopos al término del mismo. La edad para este tipo de rocas es entonces la transcurrida desde su última metamorfización.

Un proceso semejante al descrito puede seguirse para estudiar la edad de una unidad litológica, por ejemplo un macizo granítico. En este caso se pueden estudiar las razones de rubidio y estroncio no en minerales aislados sino en rocas completas de diferentes zonas del macizo. En este caso nuestro sistema cerrado es toda la formación, y así, estaremos estimando la edad desde que ésta cristalizó. Si se combinan ambos métodos se puede saber la edad de cristalización original, y la edad de cada uno de los procesos metamórficos que la roca ha sufrido.

Por la vida media tan larga que tiene el rubidio y porque es poco abundante en rocas, las edades determinadas con este reloj se vuelven más confiables mientras más vieja es la roca, por ejemplo, si su edad es del orden de varios cientos de millones de años hasta miles de millones de años.

Reloj de potasio-argón

El reloj de potasio-argón se basa en el decaimiento del potasio 40 en el elemento estable argón 40. El potasio 40 no sólo decae hacia este último elemento sino también hacia el calcio 40, como puede verse en el siguiente diagrama:



Podemos escribir, derivándola en forma similar al caso Rb-Sr, la siguiente ecuación:

$$\mathbf{Ar\text{-}40 + Ca\text{-}40 = K\text{-}40\ (e^{\lambda t} - 1)}$$

en donde la constante de decaimiento es la suma de las dos constantes que describen la conversión hacia argón y hacia calcio:

$$\lambda = \lambda a + \lambda c$$

los valores de las constantes son:

$$\lambda a = 0.585 \times 10^{-10}\ (\text{años})^{-1}$$
$$\lambda c = 4.720 \times 10^{-10}\ (\text{años})^{-1}$$

y por lo tanto

$$\lambda = 5.305 \times 10\ (\text{años})^{-1}$$

Ahora bien, dada una cantidad inicial de K-40, la cantidad de átomos que decaen en Ar-40 está dada por:

$$\lambda a\ \text{K-40}/\lambda$$

de manera que podemos escribir la ecuación de decaimiento como:

$$\mathbf{Ar\text{-}40 = (\lambda a/\lambda)\ K\text{-}40\ (e^{\lambda t} - 1)}$$

Si se despeja el tiempo en esta ecuación se tiene:

$$t = \frac{1}{\lambda} 2n \left[\frac{\text{Ar-40}}{\text{K-40}} \left(\frac{\lambda}{\lambda a} \right) + 1 \right]$$

que es el tiempo transcurrido desde que empezó a acumularse el argón de tipo radiogénico.

El argón es un gas noble que no se combina con los átomos de los arreglos cristalinos que forman el mineral. Por esta razón el argón puede perderse fácilmente cuando el mineral sufre metamorfismo. Así, el reloj de potasio-argón nos proporciona la edad del último proceso de cristalización de un mineral. Esto es, la edad de cristalización de una roca ígnea o de metamorfismo en una roca metamórfica.

Dada la vida media del potasio 40, las edades que pueden ser obtenidas con este reloj son del orden de cientos de millones de años.

Relojes de uranio-plomo y torio-plomo

Otros tres elementos cuyo decaimiento es utilizado en la estimación de edades y que generalmente son estudiados en conjunto por ser muy parecidos en su comportamiento son el uranio 238, el uranio 235 y el torio 232 (U-238, U-235, Th-232).

Estos elementos decaen a través de una serie compleja a los productos estables plomo 206, plomo 207 y plomo 208 (Pb-206, P-207, Pb-208) respectivamente. A las series del U-238, U-235, y Th-232 se les llama serie del uranio, del actinio y del torio respectivamente. A las del U-235 y U-238 se les llama así porque uno de los productos en la serie del primero es el U-234 y en la del segundo (U-238) es el actinio.

Como en estas series las constantes de decaimiento son sucesivamente mayores, se alcanza, como ya vimos, el equilibrio secular y podemos entonces representar el decaimiento de la siguiente forma:

$$\text{U-238} \xrightarrow{\lambda_1} \text{Pb-206} + 8 \text{ partículas alfa} + 6 \text{ partículas beta} + \text{energía} = \text{serie del uranio}$$

$$\text{U-235} \xrightarrow{\lambda_2} \text{Pb-207} + 7 \text{ partículas alfa} + 4 \text{ partículas beta} + \text{energía} = \text{serie del actinio}$$

$$\text{Th-232} \xrightarrow{\lambda_3} \text{Pb-208} + 6 \text{ partículas alfa} + 4 \text{ partículas beta} + \text{energía} = \text{serie del torio}$$

Las constantes de decaimiento se han determinado y son las siguientes:

Isótopo	**Constante de decaimiento**
U-238	$\lambda_1 = 1.55 \times 10^{-10}$

U-235	λ_2 **= 9.85 x 10^{-10}**
Th-232	λ_3 **= 4.948 x 10^{-11}**

Ahora bien, existe un cuarto isótopo del plomo, el Pb-204 del que se sabe que decae a Mercurio 200 con una vida media tan larga (1.4 x 10^{17} años) que prácticamente puede tomarse como constante. Así, empleando la misma técnica seguida con el reloj de rubidio-estroncio podemos obtener tres relojes independientes:

$$\left[\frac{\text{Pb-206}}{\text{Pb-204}}\right]_t = \left[\frac{\text{Pb-206}}{\text{Pb-204}}\right]_o + \left[\frac{\text{U-238}}{\text{Pb-204}}\right]\left(e^{\lambda_1 t} - 1\right)$$

$$\left[\frac{\text{Pb-207}}{\text{Pb-204}}\right]_t = \left[\frac{\text{Pb-207}}{\text{Pb-204}}\right]_o + \left[\frac{\text{U-235}}{\text{Pb-204}}\right]\left(e^{\lambda_2 t} - 1\right)$$

$$\left[\frac{\text{Pb-208}}{\text{Pb-204}}\right]_t = \left[\frac{\text{Pb-208}}{\text{Pb-204}}\right]_o + \left[\frac{\text{Th-232}}{\text{Pb-204}}\right]\left(e^{\lambda_3 t} - 1\right)$$

Podemos escribir esto más brevemente si tomamos en cuenta que la diferencia entre (Pb-206) *t* y (Pb-2O6)*o*, es decir entre el plomo actual y el que se encontraba desde que la roca o mineral se volvió un sistema cerrado, es de origen radiactivo y puede denotarse por medio de un asterisco:

$$\textbf{Pb-206 * = (Pb-206)}\boldsymbol{o}\textbf{ - (Pb-206) }\boldsymbol{t}$$

de manera que tendremos ecuaciones como:

$$\left[\frac{\text{Pb-206}}{\text{Pb-204}}\right]^* = \left[\frac{\text{U-238}}{\text{Pb-204}}\right]\left(e^{\lambda_1 t} - 1\right)$$

y similarmente para las otras series:

$$\left[\frac{\text{Pb-207}}{\text{Pb-204}}\right]^* = \left[\frac{\text{U-235}}{\text{Pb-204}}\right]\left(e^{\lambda_2 t} - 1\right)$$

$$\left[\frac{\text{Pb-208}}{\text{Pb-204}}\right]^* = \left[\frac{\text{Th-232}}{\text{Pb-204}}\right]\left(e^{\lambda_3 t} - 1\right)$$

En estas ecuaciones, el tiempo se determina con diferentes elementos, de manera que pueden obtenerse valores independientes del tiempo transcurrido en un mismo mineral. Cuando las edades que dan dos o tres de estos métodos independientes concuerdan dentro de un margen de error experimental, se dice que las edades son concordantes. Las edades pueden ser discordantes, es decir diferentes, si los minerales han sufrido pérdida de plomo. En numerosos análisis los investigadores han encontrado con mucha frecuencia edades discordantes. Esto es debido probablemente a que los átomos de plomo, por sus características físicas y radio atómico, no quedan fijos en las redes cristalinas y se mueven con lentitud fuera del mineral.

Por medio de las relaciones anteriores es posible desarrollar un cuarto método que aunque no es independiente está libre del efecto de pérdida de plomo:

Si tomamos las primeras dos ecuaciones dividimos la segunda entre la primera tendremos:

$$\left[\frac{\text{Pb-207}}{\text{Pb-206}}\right]^{*} = \left[\frac{\text{U-235}}{\text{U-238}}\right]_{t}\left[\frac{e^{\lambda_2 t}-1}{e^{\lambda_1 t}-1}\right]$$

Ésta es una ecuación muy interesante porque relaciona el tiempo con el cociente de los plomos radiogénicos (Pb207/ Pb206), y aun en el caso de que un mineral pierda plomo, perderá tanto de Pb-2O7 como de Pb-206 de tal manera que su cociente cambia muy poco. Además, en la ecuación anterior también interviene el cociente (U-235/U-238), es decir, la cantidad que hay en la Tierra actualmente de U-235 a U-238. Este valor es constante e igual a 1/137.8

Como veremos después, el valor anterior es muy importante, de manera que lo vamos a repetir:

$$\left[\frac{\text{U-235}}{\text{U-238}}\right] = \frac{1}{137.8} \qquad \text{En la Tierra en el presente}$$

En la tierra en el presente

Por lo tanto, la ecuación del tiempo se simplifica a:

$$\left[\frac{\text{Pb-207}}{\text{Pb-206}}\right]^{*} = \frac{1}{137.8}\left(\frac{e^{\lambda_2 t}-1}{e^{\lambda_1 t}-1}\right)$$

en donde sólo tenemos dos variables que son el cociente de plomos (Pb-207/Pb-206) y el tiempo (recordemos que λ1 y λ2 son conocidas). La fórmula anterior parece menos complicada si se grafica tal como se ilustra en la figura 9.

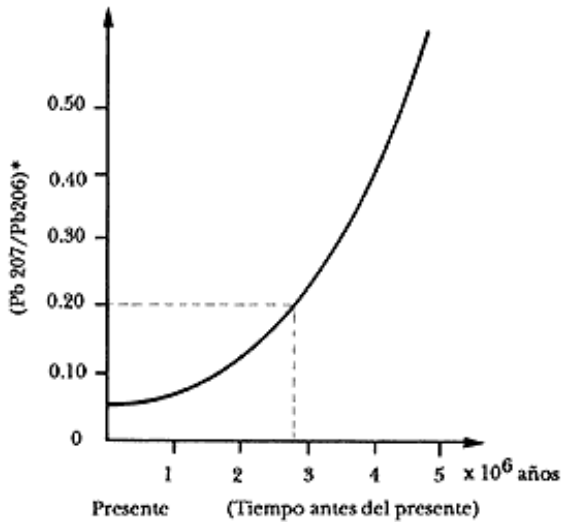


Figura 9. Evolución del plomo de origen radiactivo (radiogénico).

La gráfica anterior es muy clara y permite relacionar rápidamente la concentración de plomo en un mineral con su edad. Por ejemplo, si un mineral tiene una relación de plomo 207 a plomo 206 de 0.2, su edad es de 3 000 millones de años aproximadamente.

Entre los minerales que se suelen emplear muy a menudo para la determinación de edad por el método del plomo se encuentra el zircón, un mineral frecuente en las rocas ígneas y metamórficas y que cuando es de buen tamaño y pureza se utiliza en joyería.

Inicio

IV. LA EDAD DE LA TIERRA, LOS METEORITOS Y LA LUNA

PARA responder a la pregunta sobre de la edad de la Tierra hemos dado un rodeo que quizá el lector piense nos está llevando más allá de nuestra pregunta original: ¿cuál es la edad de la Tierra?

Naturalmente, primero debemos estar de acuerdo en qué queremos decir por "edad de la Tierra". La Tierra, desde luego, no apareció de pronto sino que fue el resultado de un largo proceso del cual se desconocen los detalles y que no sólo dio origen a nuestro planeta sino también a los otros cuerpos del Sistema Solar. Es importante notar que la generación de nuestro sistema planetario comenzó por la síntesis misma de los elementos que se observan en su constitución. En efecto, en nuestro planeta, por ejemplo, observamos que existen elementos muy pesados como el uranio, que es además radiactivo. Entonces, debió existir un evento durante el cual, a partir de átomos livianos, se formaron átomos más pesados.

Este evento debió ocurrir en algún "momento, pues de lo contrario no existirían en el Sistema Solar elementos radiactivos como el uranio: todo el uranio habría decaído en plomo. El tiempo transcurrido entre aquel momento y el presente puede ser determinado puesto que en el Sistema Solar aún existe uranio sin decaer. Esta edad es la llamada edad de la nucleosíntesis o edad de los elementos.

Luego de complicados procesos aún no bien entendidos, nuestro planeta se aisló del resto del Sistema Solar y se convirtió en un cuerpo cerrado. A través de tiempos muy largos adquirió una diferenciación interna y no fue sino mucho después que aparecieron las primeras rocas.

Conociendo la edad de las rocas más antiguas podemos entonces estimar la edad en que la Tierra era ya un planeta con una corteza formada. El siguiente cuadro nos da la edad y procedencia de algunas de las rocas más antiguas que se han encontrado y nos indica la forma en que fueron determinadas sus edades:

CUADRO 2. Edad de algunas de las rocas y minerales más antiguos de la Tierra

Lugar de origen	*Método*	*Muestra*	*Edad (en millones de años)*
Península e Kola, URSS	K-Ar	Mica biotita	3.46
Ucrania, URSS	K-Ar	Biotita	3.05
Swazilandia, Sudáfrica	Rb-Sr	Roca completa	3.07
Transvaal, Sudáfrica	Rb-Sr	Roca completa	3.20
Congo	Rb-Sr	Microclina	3.52
Minnesota, EUA	U-Pb	Zircón	3.30
Montana, EUA	U-Pb	Zircón	3.10
Groelandia	Rb-Sr	Roca completa	3.98
Groelandia	Pb-206/Pb-207	Roca completa	3.62

De manera que la edad de nuestro planeta, a juzgar por las rocas más antiguas, es de al menos unos 4 000 millones de años, muchísimo más de lo que pensó lord Kelvin y, sin embargo, una edad finita y comprobable, algo que no soñaron ni Hutton ni Lyell.

Esta cantidad representa un límite inferior de la edad de la Tierra; sin embargo una estimación más exacta nos es proporcionada por los isótopos del plomo. En efecto, el material sideral de que se formó el planeta tenía una

composición que inciuía átomos pesados de plomo y uranio. La composición isotópica original del plomo en la Tierra era diferente de la actual puesto que se han ido añadiendo, con el tiempo, átomos de plomo que provienen del decaimiento radiactivo del uranio y el torio. Este hecho fundamental fue utilizado para obtener la edad de la Tierra desde que ésta se convirtió en un sistema cerrado.

En 1946 A. Holmes y F. G. Houterman, trabajando independientemente, obtuvieron una estimación de esta edad siguiendo un método basado en las edades de los minerales ricos en plomo; pero no fue sino hasta 1955, cuando Claire C. Patterson determinó la edad de los meteoritos, que pudo a su vez obtenerse una edad más precisa para la Tierra. Veamos cuál fue el procedimiento.

Si recordamos las ecuaciones de los relojes de plomo antes mencionados y dividimos la primera ecuación entre la segunda, obtendremos una ecuación en la que hemos asignado el valor t = O para el tiempo en que la Tierra se convierte en un sistema cerrado:

$$\frac{(\mathrm{Pb\ 206}/\mathrm{Pb\ 204})t - (\mathrm{Pb\ 206}/\mathrm{Pb\ 204})o}{(\mathrm{Pb\ 207}/\mathrm{Pb\ 204})t - (\mathrm{Pb\ 207}/\mathrm{Pb\ 204})o} = \frac{1}{137.8}\left(\frac{e^{\lambda_1 t} - 1}{e^{\lambda_2 t} - 1}\right)$$

Consideramos ahora que t es el tiempo transcurrido desde que se formaron los cuerpos celestes de donde provienen los meteoritos y de los cuales es razonable pensar que se formaron al mismo tiempo que la Tierra. Estos cuerpos sufrieron una evolución geoquímica durante la cual se separó una fase de sulfuro de hierro conocida como troilita, que tiene cantidades apreciables de plomo pero prácticamente nada de uranio o torio. En otras palabras, es el plomo menos radiogénico que se conoce y el mejor representante del plomo original. Si utilizamos las concentraciones de plomo en troilita como el plomo original, es decir, como los cocientes (Pb-206/Pb-2O4)o y (Pb-207/Pb-2O4) o, y determinamos asimismo las razones (Pb-207/Pb-204) t y (Pb-206/Pb-204) t en otras fases de los meteoritos, tendremos que la ecuación anterior es una ecuación del tipo:

$$\frac{y - ao}{x - bo} = m$$

que es la ecuación de una recta que pasa por ao y bo (las cantidades originales de los cocientes de plomo) y tiene una pendiente:

$$m = \frac{1}{137.8}\left(\frac{e^{\lambda_1 t} - 1}{e^{\lambda_2 t} - 1}\right)$$

los valores obtenidos en cinco meteoritos, al ser graficados, se ajustaron extraordinariamente bien a una línea recta justificando ampliamente las suposiciones hechas al principio (Figura 10).

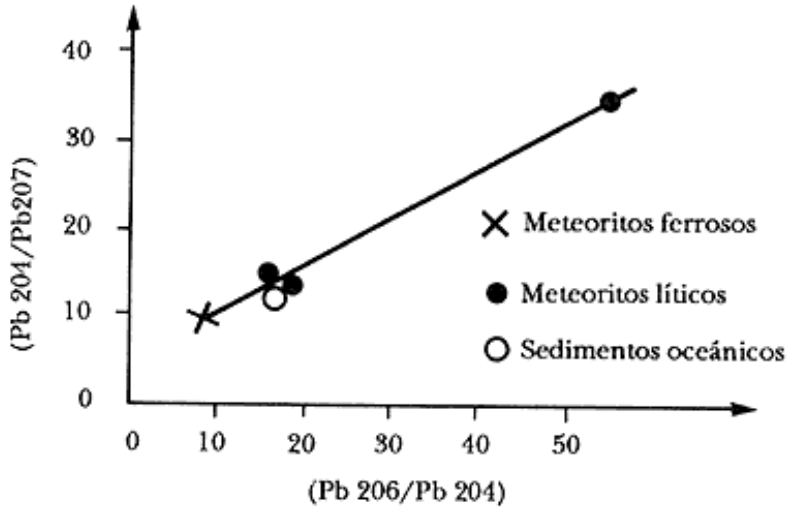


Figura 10. Isócrona de plomo para varios tipos de meteoritos y sedimentos terrestres.

La pendiente de la recta arrojó un valor de **4.55 ± 0.07 x I0^{9}** años. Análisis posteriores dan resultados que varían sólo en unos 50 millones de años, de manera que en una primera aproximación puede decirse que los meteoritos tienen una edad aproximada de 4 600 millones de años.

Pero la importancia de estos resultados se puso en evidencia en 1956, cuando Patterson publicó sus resultados sobre la composición isotópica del plomo en sedimentos oceánicos. Este material constituye la muestra más representativa del plomo terrestre por el alto grado de mezcla a que ha sido sometido. Los datos obtenidos por Patterson (y confirmados sistemáticamente desde entonces) caen dentro de la recta ajustada para los meteoritos. Esto demuestra sin lugar a dudas que la edad de la Tierra es la misma de los meteoritos, es decir, de unos 4 600 millones de años, e indica asimismo que el plomo de la troilita contenida en algunos meteoritos es una buena aproximación de la composición original del plomo.

Este último hecho permite la estimación de edades por medio de la determinación del plomo común y hace posible el estudio de la evolución de la Tierra.

Hemos dado un gran rodeo para contestar nuestra pregunta inicial; sin embargo, podemos ahora no sólo responderla sino también conocer la metodología que permite obtener los valores señalados. Podemos concluir esta sección con el siguiente cuadro que nos resume lo discutido hasta este punto:

CUADRO 3. Edad de la Tierra

Método	*Edad en millones de años*
Salinidad del óceano	~ 100
Razones de sedimentación	80 - 120
Enframiento de la tierra	20 - 100
Roca más antigua	3 980
Plomo en minerales terrestres	4 600
Plomo en meteoritos	4 600

EDAD DE LA LUNA

A partir del primer viaje a la Luna se pudieron obtener muestras de rocas lunares. Uno de los estudios que despertó mayor interés fue la determinación de su composición petrológica y su edad. Los resultados que estos estudios han dado han contribuido grandemente a entender el origen tanto de la Luna como del Sistema Solar. El siguiente cuadro, que comentaremos en seguida, nos presenta resultados típicos de algunas rocas lunares:

CUADRO 4. Edad de algunas rocas lunares

Material	*Edad (miles de millones de años)*	*Método*
Polvo lunar	4.6*	Rb/Sr
Rocas cristalinas		U/Pb, Pb/Pb
Basaltos (Apolo 11, Mar de la tranquilidad)	3.76*	Rb/Sr
Basaltos (Apolo 12, Mar de las tormentas)	4.6*	Rb/Sr
Ganitos (Apolo 12)	4.52*	Rb/Sr

* Las edades están referidas a BABI.

Estos resultados son típicos, como hemos dicho, pues se refieren a muestras de las diferentes regiones en que descendieron las misiones *Apolo 11* a *17* y fueron analizadas en diferentes laboratorios. los resultados son consistentes y han permitido entender la evolución lunar.

Con referencia al cuadro anterior, notaremos que el polvo lunar que ha sufrido un amplio mezclado tiene una edad igual a la terrestre. La misma edad tienen las rocas, excepto algunas que debieron cristalizar más tardíamente. Como mencionamos anteriormente, las isócronas de roca completa se obtuvieron del análisis de muestras completas de roca. Las isócronas internas se refieren a edades de conjuntos de minerales. Como vimos en la sección del reloj de rubidio-estroncio, para poder ajustar nuestros datos a una recta es necesario contar con el valor inicial de la razón Sr-87/Sr-86. Siguiendo un razonamiento similar al discutido con los isótopos de plomo, se ha determinado esta razón en ciertos meteoritos de tipo lítico conocidos como acondritas. Estos meteoritos poseen las razones más bajas de Rb/Sr y representan por lo tanto las mejores estimaciones de las razones Sr-87/Sr-86 existentes en el origen de nuestro Sistema Solar. Un valor de esta razón fue obtenido por D.A. Papanastassiou y G. J. Wasserburg del análisis de siete acondritas basálticas. Tal valor es:

$$(\text{Sr-87/Sr-86}) = 0.69897 \pm 0.00003$$

y es llamado BABI por su nombre en inglés: Basaltic Achondrite Best Initial, que traducido con cierta libertad quiere decir: mejor valor inicial en acondritas basálticas (Figura 11). Existen valores estimados de otros meteoritos pero no difieren marcadamente del anterior (por ejemplo, el obtenido del meteorito acondrita de Agra Dos Reis, Brasil, conocido como *ADOR*, tiene un valor de **0.6988 ± 0.00004**).

En la Luna no se han encontrado rocas de menos de 3 100 millones de años de edad, edad a la que probablemente terminó el vulcanismo lunar que creó esas rocas.

Por lo que respecta al plomo en las rocas lunares, las edades son concordantes, pero los valores de las razones de Pb-207/Pb-204, Pb-206/Pb-204 y U-238/Pb-204 son mucho más altas que en la Tierra, de donde se deduce que el

plomo lunar es extremadamente radiogénico.

Podemos concluir esta sección resumiendo que la Tierra, la Luna, los meteoritos y casi seguramente todos los cuerpos del Sistema Solar tienen la misma edad: unos 4 600 millones de años.

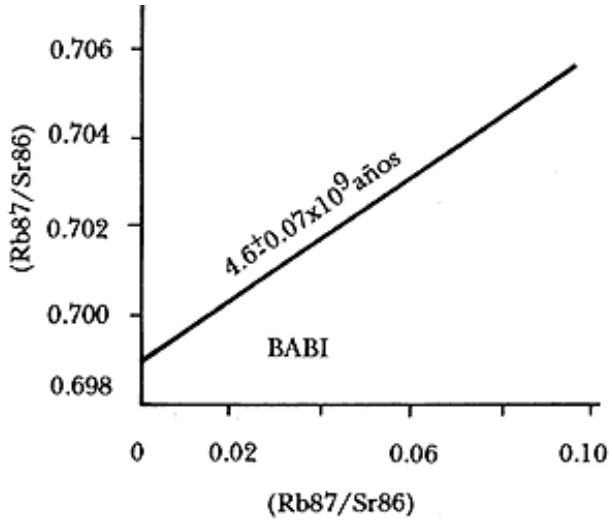


Figura 11. Isócrona de rubidio-estroncio para varios meteoritos cuya intersección con las abscisas nos muestra una estimación del valor original de la razón de rubidio-87 a estroncio-86.

EDAD DE LA NUCLEOSÍNTESIS

Como mencionábamos con anterioridad, la formación dei Sistema Solar fue precedida por la formación de los elementos que lo componen. La edad de este evento es de más de 4 600 millones de años, pero ¿qué tanto más?

Podemos hacer un cálculo aproximado considerando las abundancias naturales de uranio. Hemos visto que en el presente:

$$\left(\frac{\text{U } 238}{\text{U } 235}\right)_{\text{actual}} = 137.8$$

Podemos establecer un límite inferior si suponemos que:

$$\left(\frac{\text{U } 238}{\text{U } 235}\right)_{\text{inicial}} = 1$$

Esto significa que ambos isótopos se sintetizaron en la misma proporción. Esto probablemente es incorrecto puesto que se observa que los isótopos pares son más abundantes que los impares, y en Z=33 los isótopos pesados son más abundantes que los ligeros; sin embargo, a falta de una estimación confiable de la razón inicial y para establecer un límite inferior tomaremos el valor de ésta como la unidad.

De las ecuaciones de decaimiento del uranio tenemos que:

$$\left(\frac{U\ 238}{U\ 235}\right)_{actual} = \left(\frac{U\ 238}{U\ 235}\right)_{inicial} \left(e^{\lambda_1 t - \lambda_2 t}\right)$$

de donde se obtiene el valor del tiempo como:

$$t = 6 \times 10^9 \text{ años}$$

Éste sería un limite inferior para la edad de la nucleosíntesis; sin embargo, el estudio de los meteoritos ha permitido nuevamente refinar nuestras estimaciones de esta edad.

Esto ha sido posible a través del estudio de los isótopos de xenón. El yodo 129 (I-129) es un isótopo inestable que decae en Xe-1 29 con una vida media de poco más de 16 millones de años. Esta es una vida media muy corta y en el presente no pueden encontrarse trazas de yodo en los meteoritos; sin embargo, sí puede encontrarse un exceso de Xe, que probablemente proviene del decaimiento del yodo. El xenón es un gas noble, poco combinable, y el exceso que se menciona arriba se refiere a su diferencia con el xenón atmosférico actual. Dadas las mencionadas características del elemento, es razonable suponer que la composición atmosférica actual represente la composición isotópica primeval u original.

Supongamos que *te* es el tiempo en que estaba completa la nucleosíntesis y *T*el tiempo en que se consolidó la Tierra y los meteoritos. Podemos escribir el decaimiento del yodo así:

$$(I-129)_T = (I-129)_{te}\, e^{\lambda \Delta t}$$

donde $\Delta t = (te - T)$

El yodo 127 es un elemento estable cuya abundancia es prácticamente constante y, por las razones que se mencionaron para el reloj de rubidioestroncio, nos permite escribir la ecuación anterior de la siguiente forma:

$$\left(\frac{I\text{-}129}{I\text{-}127}\right)_T = \left(\frac{I\text{-}129}{I\text{-}127}\right)_{te} e^{\Delta t}$$

Podemos ahora, con base en lo que se ha discutido, substituir

$$(I\text{-}129)T \text{por } (Xe)_{exceso}$$

Tendremos así:

$$\left(\frac{Xe\text{-}129}{I\text{-}127}\right)_T = \left(\frac{I\text{-}129}{I\text{-}127}\right)_{te} e^{\Delta t}$$

La razón (I-1 29/I -127) *te* ha sido calculada teóricamente y tiene un valor de 1250. La abundancia de I-127 y Xe se determina en meteoritos, de manera que la única incógnita en la ecuación anterior es *t,* que puede despejarse y nos arroja resultados para datos de diferentes meteoritos que oscilan entre 50 y 250 millones de años. Éste es el tiempo transcurrido entre el fin de la nucleosíntesis y la consolidación de la Tierra. Como podemos ver, es un tiempo muy corto, lo cual nos indica que nuestro planeta probablemente se consolidó cono tal muy poco tiempo después de la formación de los elementos. Esta edad es desde luego menos confiable que la de la Tierra, pero es muy probable que el orden de magnitud sea correcto.

Todo el periodo de síntesis nuclear es activamente investigado por astrónomos, astrofísicos y cosmólogos, pero por desgracia su estudio va más allá del alcance de este libro (y de los conocimientos del autor). Sólo nos queda meditar cuán fructífera ha resultado la pregunta inicial de este capítulo y cuán relacionada está con la evolución de la Tierra, de nuestros conocimientos y de la ciencia.

SEGUNDA PARTE

ESTRUCTURA Y COMPOSICIÓN DE LA TIERRA

- V. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA
- VI. COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL PLANETA
- VII. LA CORTEZA TERRESTRE

V. ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

EN EL capítulo anterior nos preguntamos qué tan antigua es la Tierra, y al tratar de responder esta pregunta nos dimos cuenta que está directamente relacionada con la del origen del Sistema Solar. Sabemos ahora que los meteoritos, la Luna y otros planetas tienen la misma edad que la Tierra. Este hecho viene a sumarse a otras evidencias que nos permiten decir con seguridad que los miembros del Sistema Solar tuvieron un mismo origen.

En realidad, esta conclusión ya era compartida por los astrónomos mucho tiempo antes, pues se había logrado precisar que los planetas tienen ciertas características que señalan un origen común. En primer lugar, casi todos los planetas tienen órbitas regulares, casi circulares y coplanares. Por otro lado, se trasladan en la misma dirección (al revés de las manecillas del reloj si los observamos desde la Estrella Polar) y con excepción de Venus y Urano, los demás planetas del sistema tienen el mismo sentido de rotación que la Tierra. Finalmente, las distancias de los planetas al Sol no son arbitrarias y parecen seguir un orden regular.

Esta regularidad se conoce como ley de Bode y se expresa como:

$$dn = 0.4 + 0.3(2^n)$$

donde *dn* es la distancia desde cada uno de los planetas al Sol (en unidades astronómicas, esto es: 1 U.A. = distancia promedio del Sol a la Tierra) y *n* un número asignado a cada planeta. De esta manera, n = - ~ , es para Mercurio, n = 0 para Venus, n=1 para Marte, y así sucesivamente. Esta fórmula describe de manera admirable las distancias determinadas astronómicamente (excepto para Neptuno y Plutón), y es interesante notar que predice la existencia de un planeta a 2.8 U.A., que es precisamente la distancia promedio de los asteroides al Sol. De hecho, este resultado permitió su posterior descubrimiento. No se ha podido explicar teóricamente la ley de Bode, pero seguramente está relacionada con la dinámica de formación del Sistema Solar.

Los factores antes mencionados sugieren un origen común para el Sistema Solar. En el presente siglo los astrónomos pudieron observar que los procesos de nucleosíntesis, en efecto, se realizan en el interior de las estrellas, y esto ha permitido formar modelos de creación del Sistema Solar a partir de nebulosas cósmicas.

Varios modelos han sido propuestos pero todos ellos incluyen la formación de los elementos en el seno de lo que luego sería el Sol y la posterior formación y acrecentamiento de los planetas. Probablemente, en una primera etapa los planetas interiores o terrestres (Mercurio, Venus, Tierra y Marte) fueron desposeídos de una gran porción de sus elementos más ligeros por efecto del viento solar y quedaron relativamente enriquecidos de elementos pesados. Los elementos más comunes actualmente en la corteza terrestre son los siguientes:

CUADRO 5. Abundancia promedio de los elementos en las rocas de la corteza terrestre según Clarke y Washington (1924).

Elemento	%
Oxígeno	46.60
Silicio	27.72
Aluminio	8.13
Fierro	5.00
Calcio	3.63
Sodio	2.83
Potasio	2.59
Magnesio	2.09
Titanio	0.44

Hidrógeno	0.14
Fósforo	0.12

FUENTE: Garland, 1971.

Este cuadro nos muestra que el oxígeno y el silicio son los elementos más abundantes. Naturalmente éstos son resultados del análisis de rocas superficiales y uno se pregunta con justicia si la misma composición se encuentra en el interior de la Tierra. Un indicio de que esto no es así nos lo dan de nuevo los meteoritos, pues como hemos visto, se presentan en dos variedades muy diferentes desde el punto de vista químico: los líticos, es decir, los de composición rocosa, y los metálicos.

Una segunda evidencia nos la proporciona la densidad media de los planetas y la Luna que se presenta en el cuadro 6.

En este cuadro se ve que la Tierra tiene una densidad media mayor que la de las rocas superficiales más densas (la densidad media de éstas es de alrededor de 2.5 gr/cm^3). Esto indica que la Tierra (y ya se ha demostrado por otros métodos como veremos después) posee un núcleo interno de mayor densidad que el resto. Posiblemente Mercurio, Venus y Plutón también posean núcleos más densos que el resto de su materia. Por lo que respecta a la Luna, la densidad media de las rocas lunares es de 3.3 gr/cm^3; esto sugiere que la variación radial en su densidad es pequeña.

CUADRO 6. Densidad media de los planetas

Planeta	*Radio*	*Densidad media (gr/cm^3)*
Mercurio	2 434	6.03
Venus	6 056	5.11
Tierra	6 370	5.52
Luna	1 730	3.34
Marte	3 370	4.16
Júpiter	69 900	1.34
Saturno	58 500	0.68
Urano	23 300	1.55
Neptuno	22 100	2.23
Plutón	30 007	5

FUENTE: Garland, 1971.

Otras evidencias adicionales son proporcionadas indirectamente por otros fenómenos como las mareas terrestres. Estas consisten en una deformación de la parte sólida de la Tierra debida a la atracción gravitacional de la Luna y el Sol, que causa también las mareas oceánicas. Si se supone que la Tierra es homogénea y se calculan las deformaciones que tendría por efecto de la atracción luni-solar se obtienen valores que no concuerdan con los observados, lo cual sugiere que el planeta tiene una estratificación interna.

Otra evidencia fuerte de la estratificación interna de la Tierra nos la proporciona su momento de inercia. El momento de inercia es el equivalente de la masa en el caso de un movimiento circular. En efecto, en el

movimiento rectilineo, la aceleración que adquiere un cuerpo cuando se le aplica una fuerza depende de su masa; de la misma manera, cuando un cuerpo es puesto en rotación su aceleración angular (es decir, el cambio en el número de revoluciones que da por unidad de tiempo) depende de su momento de inercia. Para un cuerpo en rotación éste es la suma del producto de inercia de cada una de las partículas que componen el cuerpo. A su vez, para cada partícula de masa *m* el momento de inercia es:

$$I = mr^2$$

donde *r* es la distancia de la partícula al eje de rotación, de manera que observamos que la velocidad angular depende no sólo de la masa sino de la manera que las partículas están distribuidas con respecto al eje de rotación. Esta es la razón por la cual los trompos poseen esa forma característica que les da un mayor momento de inercia que a su vez les permite vencer la fuerza de fricción contra el piso.

La Tierra tiene también un momento de inercia con respecto a su eje de rotación. Este ha sido determinado a través de medidas de la gravedad y del movimiento de precesión de la Tierra causado por la atracción luni-solar. El momento de inercia determinado de esta manera es 0.331 $\mathbf{mr^2}$, donde *m* es la masa de la Tierra y *r* su radio. Sin embargo, para una esfera homogénea el momento de inercia es 0.4 $\mathbf{mr^2}$. La diferencia se debe al hecho de que en la Tierra hay una concentración de material más denso cerca del eje de rotación; esto es, el núcleo interno.

Sin embargo, la información más completa sobe la existencia de una estratificación interna del planeta es proporcionada por la sismología. Los sismos, esos movimientos de tierra cuyos efectos son la causa de innumerables pérdidas de vidas, tienen al menos la propiedad de proporcionarnos información sobre el interior de la Tierra.

Veamos esto un poco más detalladamente. Cuando arrojamos una piedra en un estanque notamos que en el seno del líquido se producen ondas. Estas son energía que se propaga radialmente. El líquido sufre un movimiento oscilatorio; sin embargo, no es el líquido lo que se mueve sino la perturbación que se comunica de partícula en partícula de la misma manera que las ondas producidas en una cuerda. En un sólido también se pueden propagar ondas, sólo que, a diferencia de los líquidos, se pueden propagar dos tipos de ondas. Unas de éstas son las llamadas ondas longitudinales, en las cuales las partículas vibran en la misma dirección en que viaja la onda. En el segundo tipo, el de las llamadas ondas transversales, las partículas vibran en dirección perpendicular a la dirección de propagacion de la onda (Figura 12). Las velocidades de ambos tipos de onda son diferentes. Las ondas longitudinales se propagan a mayor velocidad que las transversales y por este motivo son conocidas como ondas *P* (Primus), pues su llegada a un sitio dado se registra primero que la de las ondas transversales, que son por ello conocidas como ondas *S* (Secundus). No entraremos en los detalles de cómo se generan los temblores; sin embargo, podemos decir brevemente que un temblor es el resultado de un fallamiento, ruptura o dislocación de las rocas más superficiales de la Tierra (los sismos más profundos ocurren a unos 700 km bajo la superficie). La fricción entre ambas caras de la falla permite acumular energía elástica que, cuando es liberada durante la ruptura, genera ondas sísmicas. Una analogía de este comportamiento lo encontramos en las ondas sonoras que se producen en el contacto entre el piso y un objeto pesado cuando lo arrastramos y que percibimos como un ruido característico.

Al igual que una lámpara emite ondas luminosas, el área cuya ruptura ocasiona un sismo se comporta como un foco emisor de ondas *P* y *S*. Las ondas sísmicas se comportan de manera análoga a las ondas luminosas pues son fenómenos del mismo tipo.

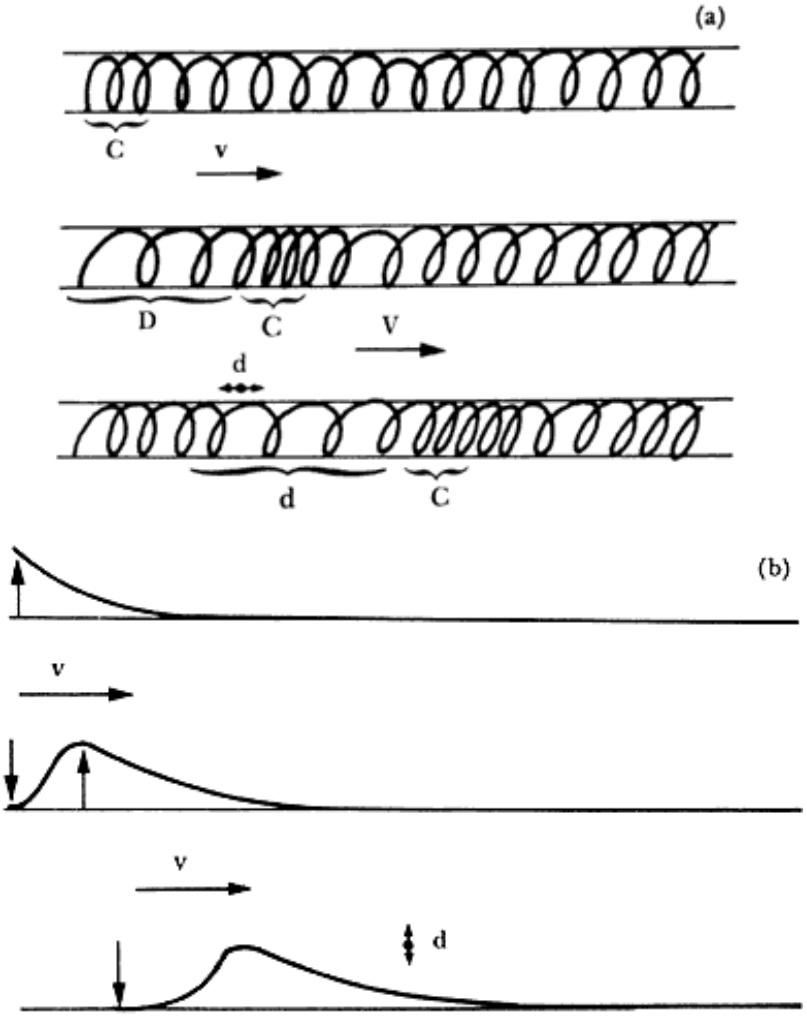


Figura 12. Las ondas internas *P* y *S* se propaganpor vibraciones de las partículas. En el caso de las ondas *P* el movimiento de éstas se da en la misma dirección en que se propaga la onda. Para las ondas *S*el movimiento de las partículas es transversal.

Sabemos que las ondas luminosas sufren reflexiones y refracciones cuando inciden en un medio con diferentes propiedades; este mismo efecto se observa en las ondas sísmicas. Si representamos por rayos la propagación de las ondas luminosas, los fenómenos de reflexión y refracción ocurren como se ilustra en la figura 13(a).

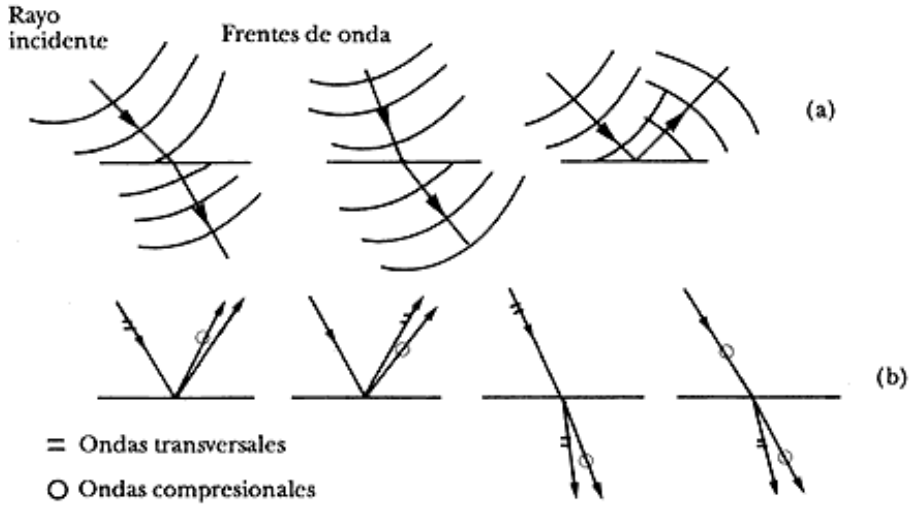


Figura 13. (a) Refracción y reflexión de un rayo de luz; (b) reflexión y refracción de ondas sísmicas

En el caso de las ondas sísmicas el fenómeno es un poco más complicado puesto que la incidencia de ondas *P* y *S* produce ondas *P* y *S* refractadas y reflejadas. La figura 13 (b) muestra cómo sucede el fenómeno en los rayos sísmicos.

Cuando la velocidad en el medio en el que incide un rayo es mayor que la del medio en que viaja, el rayo se aparta de la perpendicular, y viceversa; cuando la velocidad es menor se aproxima a ésta. Por tal razón las ondas *P* y *S* refractadas no siguen trayectorias iguales puesto que en un medio dado ambas ondas poseen diferentes velocidades.

En la Tierra la rigidez, y con ello la velocidad, aumentan continuamente hacia su interior, de manera que el efecto de refracción hace que los rayos sigan trayectorias curvas (Figura 14),

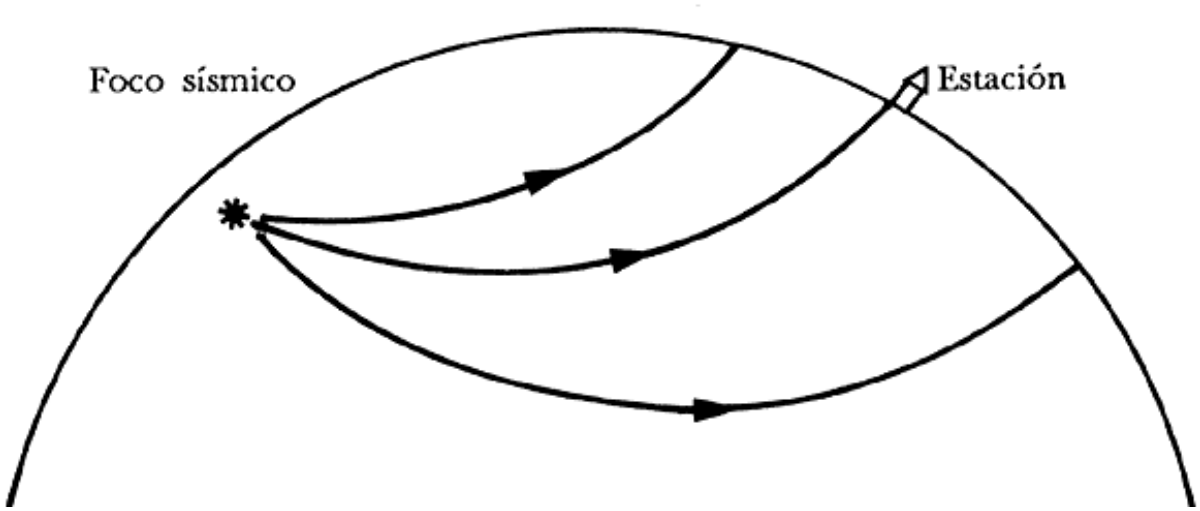


Figura 14. Trayectoria de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra.

Si el terremoto es lo suficientemente fuerte, las ondas sísmicas pueden propagarse con suficiente intensidad para ser registradas en estaciones sismológicas alrededor del mundo. En este punto es necesario hacer una pequeña pausa para hablar de los sismogramas y los sismógrafos, que son los instrumentos esenciales de la sismología.

Puesto que los terremotos consisten en la propagación de las ondas sísmicas a través de la Tierra, nos interesa registrar su paso en un punto dado de la superficie del planeta; esto es, nos interesa conocer el movimiento del terreno en un punto dado. Una forma ideal de construir un sismógrafo sería el suspender un estilete del vacío y registrar el movimiento del suelo por medio de un tambor sujeto al suelo y que gira con velocidad constante (Figural5a).

En este sismógrafo ideal el estilete se encuentra suspendido en el vacío, puesto que suspendido de un soporte rígido sobre la Tierra se movería junto con ésta y no inscribiría el movimiento del suelo sobre el tambor.

Ahora bien, no es posible suspender un estilete o marcador del vacío, pero podemos resolver el problema si sujetamos el estilete de una masa de tamaño apropiado, pues como sabemos por la primera ley de Newton, una masa tiende a permanecer en su estado de reposo si no hay una fuerza que la acelere. De esta manera, el movimiento del suelo puede registrarse debido a la inercia de la masa en que está colocado el estilete. Además de la masa, nuestro sismógrafo debe ser complementado con un sistema de amortiguamiento que evite la oscilación libre de la masa. En nuestro diagrama de la figura 15(b) aparece un sistema bastante simple. Con él sería imposible obtener registros útiles puesto que el movimiento del suelo aparecería apenas perceptible si el sismo es lejano o pequeño. Por esta razón, los sismógrafos reales necesitan un sistema que amplifique el movimiento del suelo. En los primeros sismógrafos el sistema de amplificación era mecánico y en general se requerían masas bastante grandes para vencer las fuerzas de fricción y obtener sismogramas útiles. En la estación de Tacubaya en la ciudad de México existe en operación un sismógrafo tipo Wiechert cuya masa es de 17 toneladas. En la actualidad los sistemas amplificadores son electrónicos y se requieren masas de algunos cientos de gramos o algunos kilogramos, según el uso que se intente dar al instrumento.

Como el movimiento del terreno ocurre en tres dimensiones, es decir, las partículas del suelo se pueden mover en cualquier dirección horizontal y vertical, una estación sismológica completa consta de seis sismógrafos que se orientan por convención y comodidad en las direcciones este-oeste, norte-sur y vertical. Tres de esos instrumentos son más sensibles a las vibraciones con periodos cortos y los otros tres a los de periodo largo. Los registros que se obtienen con un sismógrafo son llamados sismogramas; la figura 16 nos ilustra sismogramas típicos de un sismo lejano y uno cercano.

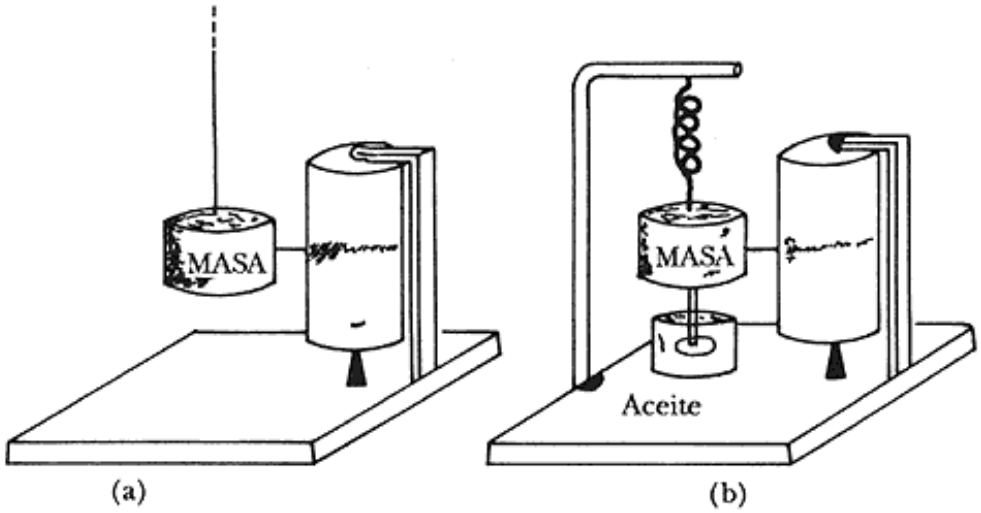


Figura 15. Esquema de un sismógrafo vertical.

Retomando el tema inicial de este capítulo, hemos referido que la velocidad de las ondas aumenta progresivamente hacia el interior del planeta. Esto se cumple hasta cierta profundidad. En 1906 R. D. Oldham notó que en las antípodas de un foco sísmico las ondas *P* llegaban con retraso en comparación con el tiempo de llegada esperado si la velocidad aumentara gradualmente hasta el centro del planeta. Oldham, para explicar este fenómeno, planteó la existencia de un núcleo en que las velocidades sísmicas son menores. En 1912 Beno Gutemberg verificó la existencia de una "zona de sombra" entre los 105 y 143 grados; es decir, una zona en que las ondas *P* no llegaban con las amplitudes y tiempos esperados. Con base en esta observación, Gutemberg calculó la profundidad de dicho núcleo en 2 900 km, una cantidad que las determinaciones más modernas no han corregido sino en unos cuantos kilómetros.

La parte de la Tierra que cubre al núcleo fue designada con el nombre alemán de "mantel" por Wiechert, de donde derivaron los términos *mantle* en inglés y manto en español.

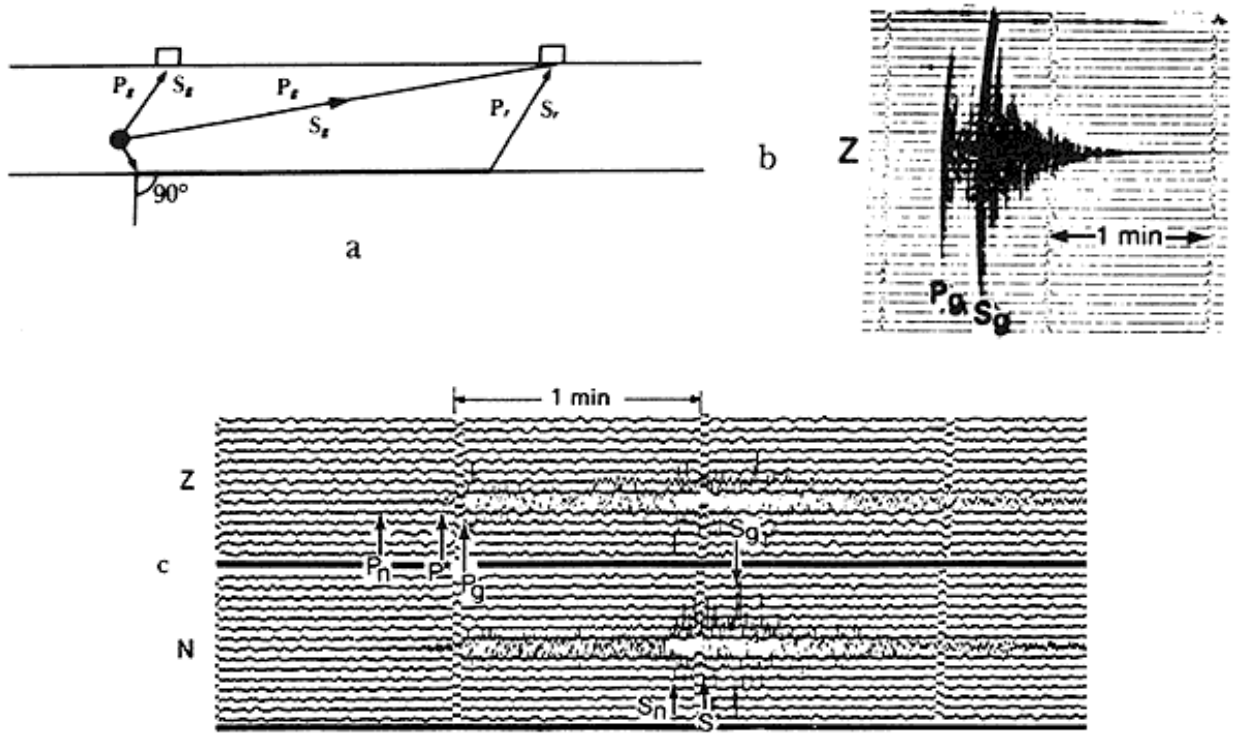


Figura 16. Sismogramas típicos de b) un sismo cercano y c) un sismo lejano.

La "sombra" arrojada por el núcleo no es total, ya que se observan ondas *P* de pequeña amplitud en esta zona. Durante algún tiempo se trató de explicar esta presencia por efecto de difracción en el núcleo; sin embargo, en 1936, Ilse Lehman, sismóloga alemana, sugirió que estas ondas eran debidas a la existencia de un núcleo interno de alta velocidad. La profundidad del núcleo interno resultó ser de 5 120 km y luego de que en 1939 H. Jeffreys, un geofísico británico pionero de la sismología, demostró que las ondas que aparecían en la zona de sombra no podían ser ocasionadas por difracción, su existencia fue ampliamente reconocida y verificada. Para distinguir entre ambas partes del núcleo, se llama núcleo externo a la región que cubre al núcleo interno.

Una característica adicional del núcleo externo es su incapacidad de transmitir ondas *S.* Este comportamiento es típico de los líquidos. Suponga el lector que coloca una lámina sólida en el interior de un líquido y le da un impulso paralelo a la superficie de la lámina; con tal movimiento le será imposible crear una perturbación que se propague en el seno del mismo. Si, por el contrario, el movimiento es en dirección perpendicular a la cara de la lámina, se generará una perturbación u onda que se propaga en la misma dirección. Esta última es una onda *P* .Así pues, como el núcleo externo es incapaz de transmitir estas ondas, se dice que se encuentra en estado líquido.

Hemos dicho que la parte externa de la Tierra es llamada manto; sin embargo, podemos preguntarnos si éste es continuo hasta la superficie de nuestro planeta o por el contrario existe una discontinuidad entre la parte superior y el manto. La respuesta fue dada en 1909 por A. Mohorovicic, sismólogo croata, quien demostró que la parte más superficial del planeta, ahora llamada corteza terrestre, posee velocidades sísmicas menores que las del manto y está separada de éste por una discontinuidad que en su honor lleva su nombre: discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho.

La discontinuidad no se encuentra a una misma profundidad en toda la Tierra, y varía considerablemente de un lugar a otro; en los continentes su espesor típico es de 30 a40 km y en los océanos de l0 a l5km.

Con el transcurso del tiempo ha aumentado el caudal de datos sismológicos y éstos han aportado información más detallada sobre el interior del planeta. En la actualidad se sabe que en el manto existen zonas de discontinuidad caracterizadas por bajas velocidades sísmicas. Asimismo, se ha podido reconocer que algunas discontinuidades como la que existe entre el núcleo exterior y el interior, no son abruptas sino difusas y complejas. La figura 17(a) muestra esquemáticamente la estructura interna de la Tierra y la figura 17(b) las velocidades sísmicas en su interior, obtenidas de los datos sismológicos.

Podemos observar que entre los 400 y 1 050 km se marcan zonas de disminuciones abruptas de velocidad. Esta región se considera como una zona de transición entre lo que se conoce modernamente como manto superior y manto inferior.

VI. COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL PLANETA

EL NÚCLEO y el manto determinan predominantemente la composición de la Tierra. En términos de masa, la corteza y sus vecinos externos (hidrosfera, atmósfera) constituyen menos del 0.5% de la masa total del planeta. Sin embargo, no poseemos información directa sobre la composición química del interior de la Tierra. Algunas rocas, por ejemplo las kimberlitas, provienen de grandes profundidades. Esto lo sabemos porque son portadoras de diamantes que sólo pueden cristalizar a las altas presiones y temperaturas que se encuentran en la parte superior del manto. Aun así, estas profundidades son pequeñas comparadas con el radio del planeta. Por lo tanto, para conocer la composición química del interior de la Tierra y su estado físico es necesario deducirlos a partir de la información que podemos obtener en su superficie. Dos fuentes de información nos proporcionan los datos que pueden utilizarse en esta empresa. Una la constituyen los datos que pueden obtenerse en la superficie de la Tierra, por ejemplo las trayectorias y velocidades de las ondas sísmicas que hemos visto en la sección anterior; la otra, los datos aportados por los meteoritos.

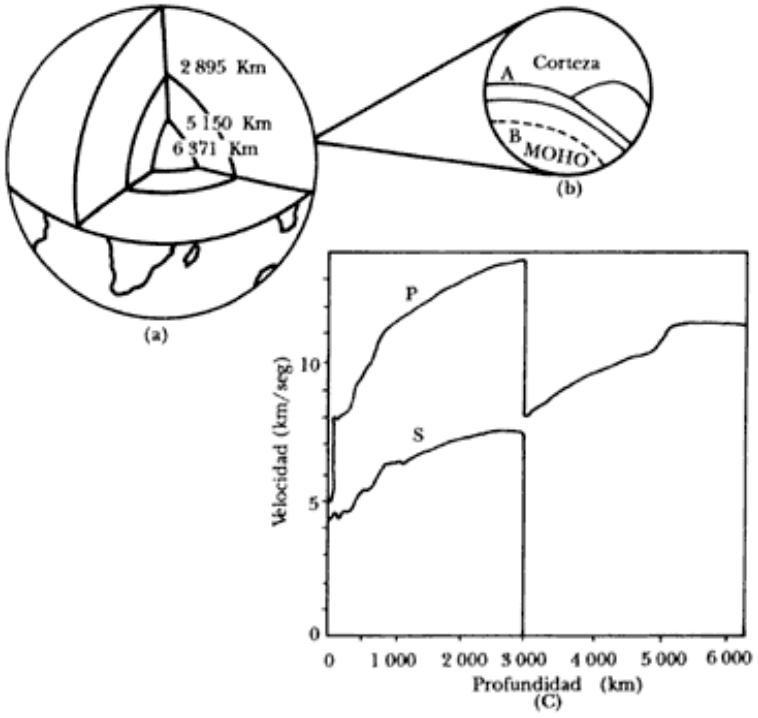


Figura 17. (a) y (b) Estructura interna de la Tierra; (c) distribución de velocidades en el interior de la Tierra.

Ambas fuentes nos indican que el núcleo de la Tierra es de naturaleza metálica y el manto y la corteza de constitución lítica, es decir, rocosa. Ahora bien, poseemos un conocimiento directo de lo que es una roca, y las vemos por doquier en la superficie de la Tierra. Aunque nos parecen un material harto heterogéneo y al parecer sin orden interno, poseen, por el contrario, características muy importantes que nos dan información sobre su origen e historia.

Veamos algo sobre ellas. Las rocas pueden definirse como un conjunto de minerales que se presentan naturalmente y en cantidad suficiente para poder ser representadas en un mapa. Ahora bien, ¿qué es un mineral? El término nos trae a la memoria algunos minerales muy particulares como el oro o la plata. La mayoría de los componentes de las rocas son minerales. Un mineral es una sustancia química que ha solidificado naturalmente en

forma cristalina. En una sustancia cristalina los átomos que la constituyen se encuentran ubicados con cierta regularidad (Figura 18).

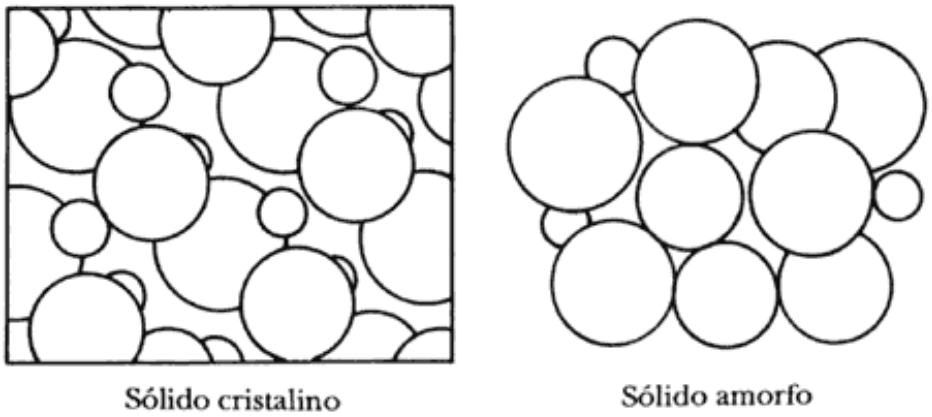


Figura 18. (a) sólido cristalino; (b) sólido amorfo.

Si examinamos una roca nos daremos cuenta de que en realidad está formada por una colección de minerales. Entre estos minerales, los más importantes por cuanto a la composición de la Tierra se refiere son aquellos que poseen grandes cantidades de silicio y oxígeno y son por eso llamados silicatos los silicatos son el grupo mineral más importante y por ello se les conoce como "formadores de rocas".

El ladrillo fundamental de que están constituidos los silicatos es un tetraedro formado por cuatro átomos de oxígeno y uno de silicio (Figura 19).

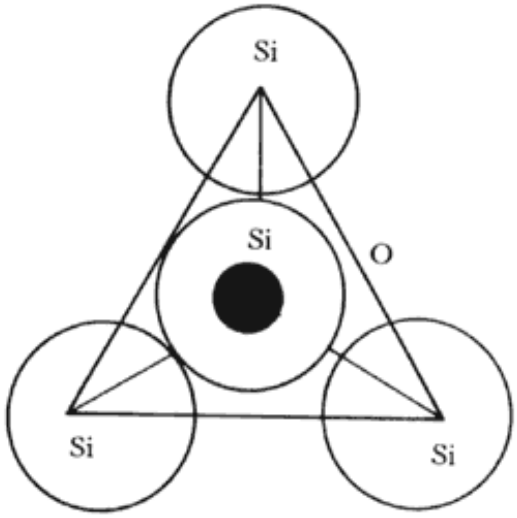


Figura 19. El tetraedro de silicio y oxígeno es el bloque fundamental de que están compuestas las rocas.

Los variados silicatos se diferencian unos de otros por la forma en que estos tetraedros se enlazan entre sí y por

los átomos de otros elementos que se les asocian. Entre estos últimos, el fierro y el magnesio se encuentran con gran abundancia en los silicatos que componen la corteza oceánica y las rocas de origen profundo; por esta razón se cree que el manto tiene una composición similar. A los minerales ricos en silicatos ferromagnesianos y a las rocas que forman se les llama rocas ferromagnesianas o básicas. En los minerales que forman las rocas continentales disminuye el contenido de fierro y magnesio y aumenta, por el contrario, el sodio y el potasio. A las rocas de este tipo se les llama rocas ácidas.

Ahora bien, si el manto es también de composición lítica surgen dos preguntas: ¿qué tipo de minerales lo componen?, ¿cuál es la naturaleza de la transición entre la corteza y el manto?

Con respecto a la primera pregunta, hemos visto que los minerales del manto son probablemente silicatos ferromagnesianos, pero desconocemos su composición y estructura exacta. Para poderlos conocer sin ambigüedad tendríamos que ser capaces de perforar el planeta hasta las profundidades que deseamos conocer. Hace algún tiempo los Estados Unidos iniciaron un proyecto, llamado Mohole, para perforar la corteza terrestre y obtener muestras de su base y del manto. En la guerra de prestigios, no tardaron en seguirlos los rusos con un proyecto similar. Los estadounidenses eligieron un sitio en las costas de California pues, como hemos visto, la corteza es más delgada en el océano. Sin embargo, su proyecto fue abandonado luego de haberse perforado solamente algunos kilómetros. En cambio, el proyecto soviético continúa y a la fecha se han perforado ya alrededor de 13 km en la península de Kola. Las muestras de rocas así obtenidas proporcionan información directa de gran importancia sobre el interior de la corteza, pero desgraciadamente las rocas del manto inferior y del núcleo quedan más allá de nuestro alcance.

Así las cosas, los científicos adoptan procedimientos indirectos para tratar de establecer la naturaleza del interior de la Tierra. Estos procedimientos, desde luego, conducen a teorías con diversos grados de fundamento; sin embargo, cualquier teoría que se establezca sobre el interior del planeta debe ser consistente con los datos proporcionados por otro tipo de observaciones. En primer lugar, la composición que se proponga debe ser consistente con la densidad del planeta y con la velocidad de las ondas sísmicas. Por otra parte, desde el punto de vista geoquímico, la composición supuesta debe ser tal que explique la formación de los magmas que originan los productos volcánicos que observamos en la superficie. Desde el punto de vista petrológico, los minerales que componen las rocas deben ser factibles a la presión y temperatura a que probablemente se encuentran las rocas a una profundidad dada.

Estas restricciones conducen a un número reducido de modelos sobre el manto aunque, hasta la fecha, no existe una teoría única. En la figura 21 aparecen varios modelos que satisfacen las condiciones señaladas; sin embargo, no poseemos evidencias claras que nos permitan elegir uno inequívocamente.

La figura 20 ilustra dos tipos fundamentales de modelos de la discontinuidad. El primero es de orden químico, y explica la transición en términos de un cambio químico, como el que se produce en un vaso de agua en el que ponemos un poco de aceite. La transición entre el aceite y el agua constituye un cambio químico. El segundo tipo de modelo es el de cambio de fase: en este modelo la transición es similar a la que existe entre el hielo y el agua en un lago congelado.

En el primer tipo de modelo se supone que el manto está compuesto por una roca llamada peridotita, que consiste esencialmente en olivino y cantidades menores de piroxenos y granates; en el segundo, el manto tendría una composición basada en la. eclogita, una roca compuesta de partes iguales de piroxeno y granate.

En ambos tipos de rocas las ondas sísmicas se propagan aproximadamente con una velocidad que satisface los datos observados. Ambos tipos de rocas, por otro lado, pueden dar origen al basalto que se observa en la actividad volcánica de la superficie. Así pues, cualquiera de los dos tipos de rocas podrían ser los constituyentes del manto superior.

Si tuviéramos información precisa sobre la distribución de densidades en el manto, podríamos señalar alguno de los modelos como el más probable, porque la eclogita es más densa que la peridotita, pero desgraciadamente no contamos con dicha información. Conocemos el valor de la densidad promedio de la Tierra y el de las rocas de la superficie; pero para estimar cómo varía con la profundidad es necesario suponer algún valor en la superficie de las diferentes discontinuidades del planeta. Como estos valores son estimados aproximadamente, puede existir un sinnúmero de distribuciones que arrojen la misma densidad promedio. La figura 21 nos muestra los tipos de densidades que pueden existir en el interior de la Tierra.

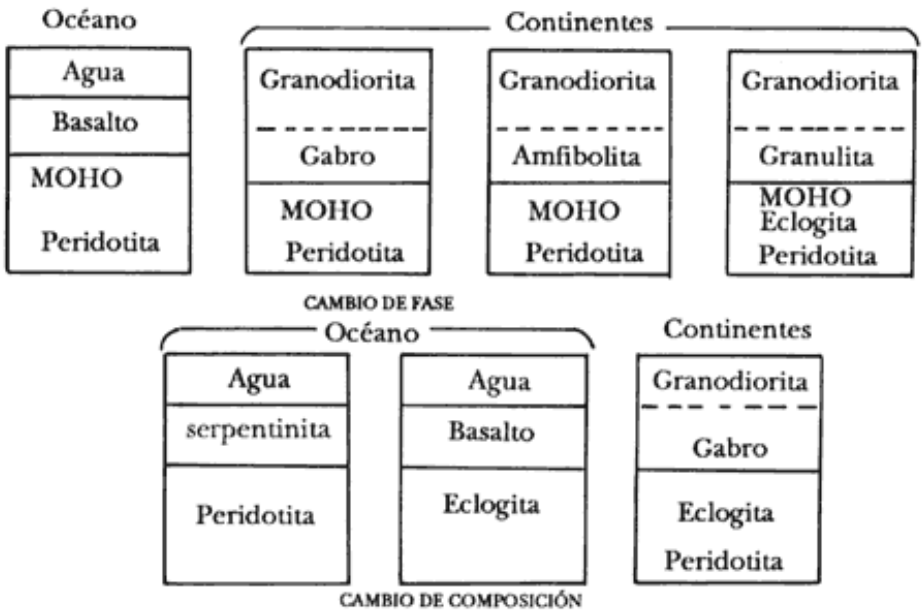


Figura 20. Dos modelos de composición del manto superior (tomados de Wyllie, 1971).

Como puede observarse, la distribución de densidades en el interior de nuestro planeta podría ser cualquiera de las encontradas entre los límites dados por las líneas punteadas. Distribuciones de densidad que salen de estos márgenes son difícilmente factibles pues serían inconsistentes con la información sobre el interior de la Tierra que hemos mencionado anteriormente.

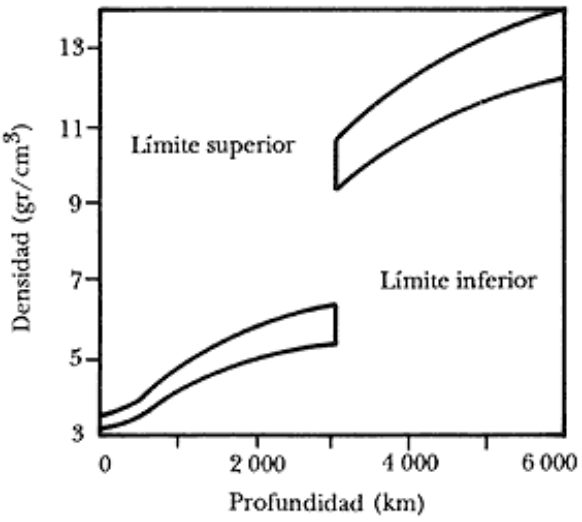


Figura 21. Gráfica de densidad con profundidad en la Tierra. Las zonas sombreadas muestran valores posibles de densidad para cada profundidad.

Nos podemos preguntar ahora si la composición supuesta para el manto superior es la misma en la zona de transición y en el manto inferior. Como habíamos visto anteriormente, a profundidades de 400, 650 y 1 050 km encontramos discontinuidades abruptas en las velocidades sísmicas. La región comprendida entre los 400 y 1 050 km es conocida como zona de transición y a partir de ésta encontramos el manto inferior.

Tanto la zona de transición como el manto inferior deben poseer densidades más elevadas que el manto superior. En 1963 K. E. Bullen, un científico inglés, demostró que esto es necesario puesto que si se supusiera una misma densidad para todo el manto, se necesitaría una masa extraordinaria en el núcleo exterior para satisfacer el momento de inercia que se ha determinado para la Tierra.

Ahora bien, ¿a que se debe esta diferencia de densidades? Existen dos factores que pueden explicarla:

En primer lugar, a profundidades del orden de varios cientos de kilómetros la presión debida al peso de las rocas sobreyacentes es tan grande que los minerales que constituyen la roca sufren un cambio en su estructura, de tal manera que los átomos que los componen se arreglan en conjuntos más compactos (Figura 22). En estos nuevos arreglos la densidad es obviamente mayor. Este efecto ha sido observado en numerosas ocasiones en experimentos de laboratorio.

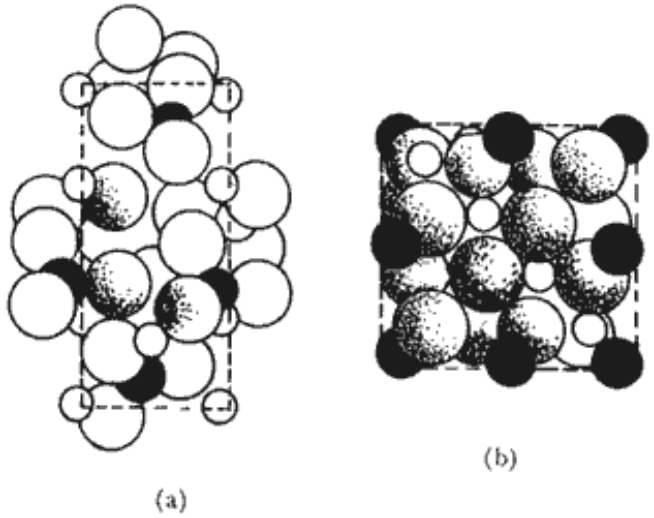


Figura 22. Dos formas de "empaquetamiento" de un mineral con la misma composición química (tomado de Garland, 1971).

Así, tanto la zona de transición como el manto inferior tendrían la misma composición del manto superior pero en estructuras cristalográficas de redes muy cerradas.

A finales de los años sesenta F. Press y D. L. Anderson, geofísicos americanos, demostraron que además es muy posible que el aumento de densidad se deba también a una mayor abundancia del fierro con respecto al magnesio en estos silicatos.

Las discontinuidades que hemos descrito hasta ahora son de tipo radial, es decir, se mantienen alrededor del globo. Actualmente se sabe que el planeta tiene heterogeneidades laterales que probablemente están relacionadas con el flujo convectivo del manto, que causa el movimiento de la corteza terrestre. En 1986 un grupo de científicos estadounidenses, entre quienes puede citarse a A. M. Dziewonski y a C. Morelli, publicaron sus resultados sobre la aplicación de la técnica conocida como "tomografía" al estudio del interior de la Tierra y en ellos describen la existencia de grandes regiones de anomalías sísmicas distribuidas en un patrón aparentemente irreguIar a través del manto. Es muy posible que estas anomalías reflejen la dirección en que está fluyendo el mismo. La razón de esta suposición se basa en que si el manto tiene una dirección de flujo, los cristales que

componen las rocas de éste se orientan por el "arrastre" en direcciones paralelas a la dirección del flujo. Es sabido por otra parte que los cristales transmiten las ondas con diferentes velocidades a lo largo de los diferentes ejes cristalográficos. Además de estas anomalías en el interior del manto, descubrieron anomalías en la frontera manto-núcleo, que pueden interpretarse bien como cambios de composición química, en cuyo caso presentan una analogía con los continentes sobre la superficie del planeta, o bien como cambios internos del núcleo debidos a transiciones de fase que podrían deberse al crecimiento del núcleo interno por enfriamiento y solidificación del núcleo externo.

Es conveniente hacer una referencia a la técnica mencionada, cuyo nombre completo es tomografía axial computarizada (TAC). Esta técnica fue introducida en medicina desde los años setenta. La técnica médica consiste en enviar haces de rayos X a través del cuerpo humano. A diferencia de la técnica tradicional, en que sólo se hace una emisión y se recoge en película, la TAC requiere de un barrido de rayos X que posteriormente son recogidos por detectores electrónicos y enviados a una computadora. Al hacerse un barrido, las diversas partes de la zona en estudio reciben rayos con diferentes trayectorias, de manera que todos los rayos acarrean información sobre la absorción de un mismo grupo de órganos. La computadora analiza la información que sobre la misma región aportan los haces de diferentes trayectorias y la sintetiza para producir una imagen tridimensional, evitándose así que algunos órganos enmascaren a otros como en los rayos X tradicionales.

En el caso de la Tierra, las ondas sísmicas hacen el papel de los rayos X y el planeta el del paciente. La diferencia entre la tomografía geofísica y la médica estriba en que en esta última los rayos X aportan información sobre la absorción de los diferentes órganos mientras que en aquélla las ondas sísmicas aportan información sobre la velocidad a que viaja una onda sísmica en una determinada región. En otras palabras, la infinidad de temblores que se han producido al menos en las últimas dos décadas han producido rayos sísmicos que viajan con distintas direcciones a través de la misma zona de estudio. La computadora analiza los tiempos de viaje de una multitud de rayos a través de una región y ajusta la velocidad hasta que los tiempos de llegada a las diferentes estaciones son satisfactorios para todas ellas. Así, se logran dilucidar cambios locales en las velocidades sísmicas que luego son interpretados como cambios en la composición o en las características físicas de una región tridimensional.

En realidad, el principio operacional de la tomografia no es demasiado novedoso para los geofísicos, quienes llevan más de medio siglo realizando análisis muy semejantes. Pero sólo hasta hace poco se ha contado con computadoras lo suficientemente veloces y grandes para realizar la tarea descrita, y con la información que durante años se ha ido acumulando lentamente en el International Seismology Centre localizado en Londres. Este centro internacional acumula continuamente la información proveniente de la red mundial.

Con respecto al núcleo terrestre, ya desde principios del siglo se había sugerido que éste se componía de una aleación de fierro y níquel. Esto es consistente con la composición de los meteoritos metálicos y apropiado para explicar la densidad promedio de la Tierra, su momento de inercia y la existencia del campo magnético. Sin embargo, cualquier aleación de fierro y níquel, a pesar de las incertidumbres en la determinación de la densidad del núcleo, ofrecería una densidad mayor que la esperada. Así, es muy probable que un elemento ligero forme parte de la composición del núcleo. A partir de la composición química de los meteoritos, existen dos elementos que podrían encontrarse en el núcleo. Uno de ellos es el azufre y el otro el silicio.

Dos modelos en los que estos elementos ocupan el papel principal fueron propuestos en los años sesenta por B. Mason y A. E. Ringwood, geofísicos británicos. El cuadro 7 muestra la composición del núcleo según ambos investigadores:

CUADRO 7. Composición del núcleo según los modelos de B. Mason y A. E. Ringwood

	Mason	*Ringwood*
Fe	86.0	84.0
Mg	6.0	---
Ni	---	5.3

Si	---	11.0
S	7.4	---
Co	0.4	---

FUENTE: P.J. Wyllie, *The Dynamic Earth*, 1971.

El núcleo interno es probablemente de composición similar al externo pero en estado sólido. Esto es posible, a pesar de las enormes temperaturas a que debe estar el núcleo, si el punto de fusión del material que lo compone aumenta más rápidamente (debido a las grandes presiones existentes) que la temperatura (Figura 23).

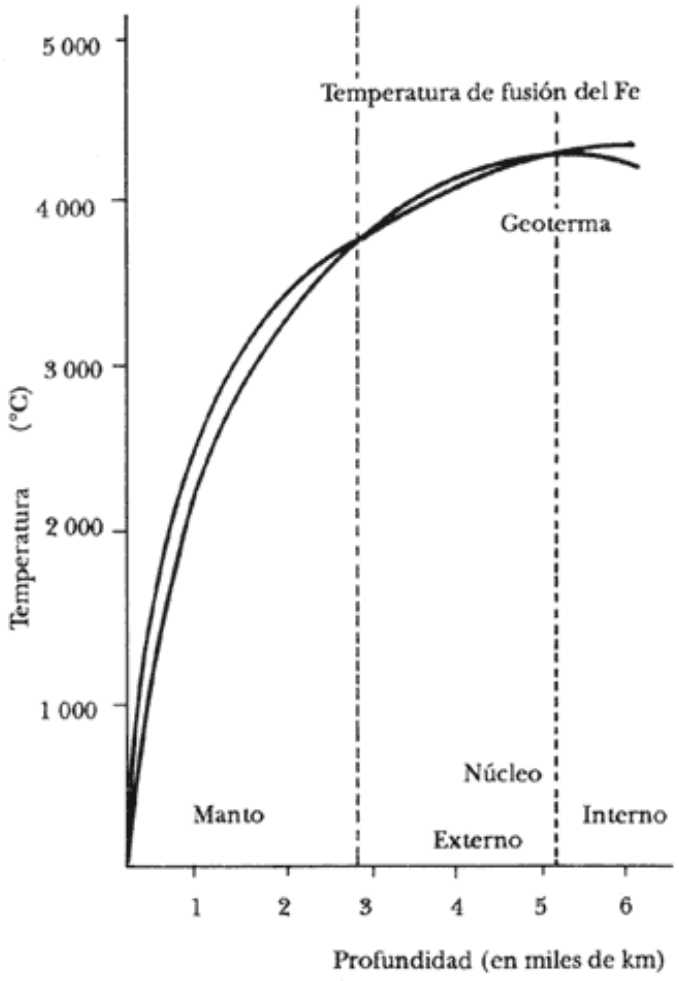


Figura 23. Variación de la temperatura con la profundidad en la Tierra y su comparación con la temperatura de fusión del hierro a diferentes presiones (tomada de Press y Siever, 1974).

Hemos visto a grandes rasgos los resultados más importantes sobre la composición y estructura del interior de la Tierra. Las investigaciones en esta área continúan ensanchando nuestros conocimientos sobre el planeta y planteando nuevos problemas.

VII. LA CORTEZA TERRESTRE

EN LA sección anterior viajamos desde la superficie de la Tierra hasta su núcleo sin examinar con mayor detalle su corteza. Ésta, en cuya superficie se desarrolla la vida, es extraordinariamente interesante tanto por su complejidad como por las preguntas que puede uno hacerse sobre su origen. En efecto, ¿por qué tiene una corteza la Tierra?, ¿cuál es su estructura, composición y edad?

A todas estas preguntas trata de contestar la geología con el auxilio de dos ciencias complementarias: la geofísica y la geoquímica. Es conveniente referirnos, aunque sea brevemente, a los métodos de la geofísica, ya que estos constituyen uno de los principales métodos para conocer la estructura interna de la corteza. Tres métodos principales son utilizados por la geofísica para conocer la estructura cortical: el sísmico, el gravimétrico y el magnetométrico. Estos métodos no son los únicos pero si los más ampliamente utilizados por lo que, en favor de la brevedad, sólo nos referiremos a ellos.

MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA EL ESTUDIO DE LA CORTEZA

Hemos hablado ya de cómo la sismología nos permite conocer indirectamente el interior de un cuerpo sólido. En esta sección hablaremos un poco más del mismo tema.

Ya habíamos visto que una onda que incide sobre una superficie en que las ondas tienen mayor velocidad es refractada hacia el exterior. Notemos que si el ángulo con que la onda incide va creciendo el rayo refractado se va acercando a la frontera entre los dos medios. Existe un ángulo en el que el rayo viaja paralelo a la frontera y aparentemente a lo largo de ella (Figura 24).

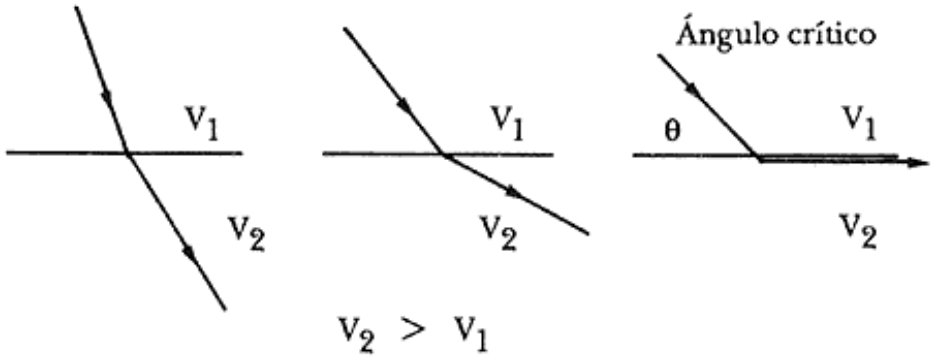


Figura 24. Refracción crítica en la frontera entre dos medios en la que el inferior tiene mayor velocidad.

Al rayo que viaja en esa dirección se le llama rayo críticamente refractado y viaja con la velocidad del medio inferior. En este punto es preciso aclarar que la representación de la onda por medio de un rayo es deficiente para explicar este fenómeno, puesto que, además de otras limitaciones no explica por qué el rayo viaja con la velocidad del medio inferior; sin embargo, corno medio de visualización es útil y lo seguiremos utilizando. Utilizaremos además un principio muy práctico debido a Fermat y que establece que "en un frente de onda cada punto actúa como una nueva fuente de ondas". De esta manera, cada punto de la frontera entre los medios actúa como emisor de rayos y si tenemos sismómetros en la superficie podemos detectar su arribo a la misma (Figura 25).

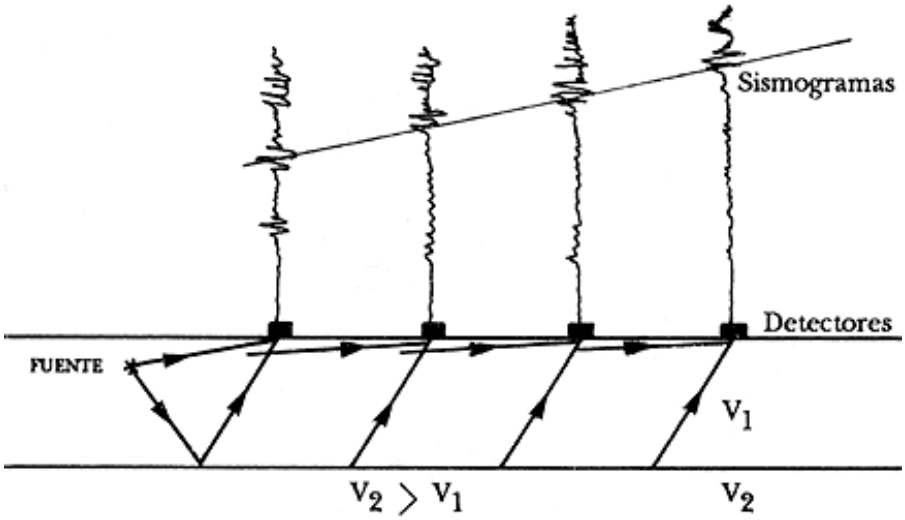


Figura 25. Ilustración del método de refracción sísmica.

Notemos que la llegada de las ondas se va retardando progresivamente mientras nos alejamos de la fuente, puesto que deben recorrer distancias más grandes. Basándose en este efecto, los sismólogos pueden deducir la profundidad a que se encuentran las fronteras entre estratos y las velocidades de las ondas en los mismos. Este método, conocido como sismología de refracción, es de gran utilidad para estudiar la corteza terrestre. La fuente de ondas sísmicas es por lo general una explosión con la potencia necesaria para que el equipo detecte las ondas emitidas por ella misma.

Otro método utilizado a menudo es el llamado de "dispersión de ondas superficiales". En este método se utilizan las ondas superficiales que emite un temblor natural. Cuando éste ocurre, como hemos visto, se generan ondas internas *P* y *S.* Además de éstas se produce un tipo de ondas de mayor amplitud que se generan y viajan en la superficie del planeta y son conocidas como ondas superficiales. Estas ondas se asemejan a las olas producidas en la superficie de un líquido, pues su amplitud máxima la tienen en la superficie y decaen rápidamente con la profundidad. Las características de las ondas superficiales hacen que éstas viajen por amplias regiones de la corteza y recojan información sobre la misma. Los sismólogos analizan los registros de estas ondas y pueden deducir la estructura de la corteza por la que se han propagado.

El método gravimétrico es otra forma muy importante de determinar la estructura interna de nuestra corteza. Este método se basa en la atracción gravitacional entre masas. Veamos con mayor detalle el fundamento de este método.

Sabemos que dos cuerpos de masas *m*l y *m*2 sufren una atracción entre sí que está dada por la fórmula siguiente:

$$f = G\left(\frac{m1 \cdot m2}{r^2}\right)$$

en esta fórmula, *r* es la distancia que separa los centros de masa de los cuerpos y *G* una constante llamada constante de gravitación universal. Fue el gran Newton quien descubrió esta relación, cuya mejor demostración está dada por la atracción que la Tierra ejerce sobre los cuerpos que se mueven en su superficie. El valor de la constante fue hallado experimentalmente por H. Cavendish, un físico inglés en 1798. Un valor más moderno de la misma es:

$$G = 6.673x10 \text{ cm gr/seg}$$

Ahora bien, la gravedad que nosotros experimentamos sobre la superficie de la Tierra no es exactamente la que corresponde a este valor, porque nuestro planeta se encuentra en rotación. Fue el mismo Newton quien en su

famoso libro *Principia* expuso este hecho. Como podemos ver en la figura 26, todo cuerpo en la superficie del planeta experimenta dos fuerzas: una de ellas es la atracción gravitacional del planeta y otra la fuerza centrífuga debida a la rotación del mismo.

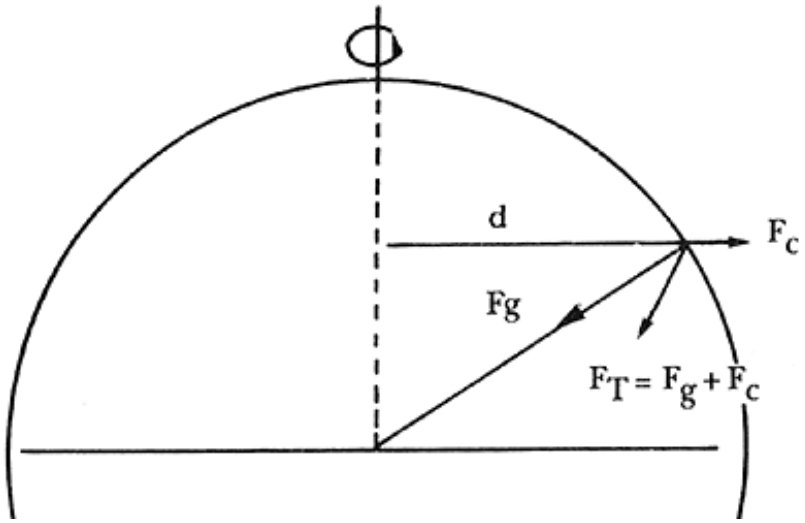


Figura 26. Un objeto sobre la superficie de la Tierra experimenta la atracción de la gravedad disminuida por la fuerza centrípeta utilizada en mantener el objeto en rotación; desde el punto de vista del observador en la Tierra, también se puede pensar que la gravedad experimentada es la suma de la fuerza de gravedad y una "fuerza" centrífuga.

En un sentido estricto, la única fuerza real es la de gravitación. Esta tuerza es la que hace que los cuerpos sigan trayectorias circulares puesto que de otra forma seguirían trayectorias rectilíneas. Podemos entonces pensar en la situación de dos maneras: una es la que se ilustra en la figura 26 y otra la que tiene más sentido físico, considerando que no experimentamos toda la fuerza gravitacional porque parte de ella se emplea en mantener una trayectoria circular. La única razón por la cual se habla de una fuerza centrífuga es porque muchas veces ignoramos el hecho de que nos encontramos en un sistema en rotación. En otras palabras, la fuerza centrífuga se introduce como un truco para hablar de un cuerpo que se mueve en trayectoria circular como si estuviera en reposo o en movimiento rectilíneo y con velocidad uniforme.

Volviendo a la consideración sobre la atracción gravitacional, la fuerza que debe ejercerse sobre un cuerpo para mantenerlo en una trayectoria circular de radio *d* está dada por:

$$f = mv^2 / d$$

donde *d* es la distancia entre el objeto y el eje de rotación, y *v* la velocidad tangencial del objeto debido a la rotación.

Esta fuerza, llamada fuerza centrípeta, es la que debe ser restada de la fuerza de gravedad para obtener la atracción neta sobre los cuerpos en su superficie.

Todos los puntos de la Tierra giran 360 grados en 24 horas, de manera que los puntos más cecanos al eje de rotación tienen una menor velocidad tangencial, y aunque la distancia *d* es más grande en el ecuador, como la velocidad contribuye al cuadrado resulta que la contribución más grande de la fuerza centrípeta se realiza en el ecuador. Así, la gravedad experimentada por un cuerpo es mayor en el polo que en el ecuador; este efecto se refuerza además porque por efecto del achatamiento de los polos el radio ecuatorial es mayor que el polar.

En conclusión, podemos decir que la gravedad experimentada por un cuerpo en la superficie de la Tierra tiene un

efecto latitudinal.

Es posible obtener una fórmula general para calcular este efecto latitudinal o, en otras palabras, calcular la gravedad teórica en un lugar dado, si se cuenta con una expresión matemática simple que describa la forma de la Tierra así como valores de la gravedad medidos en algunos puntos de la superficie de la misma. Desde luego, una esfera podría ser utilizada para describir la forma del planeta, pero sabemos que esto es poco real. En la actualidad se utiliza un elipsoide de revolución para describir matemáticamente al planeta. Otros cuerpos geométricos más reales, por ejemplo un elipsoide triaxial, resultan demasiado complicados para su empleo geodésico (véase el Apéndice B). La adopción de elipsoides de referencia es tarea de organismos científicos internacionales, entre ellos, la Unión Astronómica Internacional (IAU) y la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG). La fórmula adoptada actualmente está dada por la siguiente expresión:

$$gt = 9.78031846\,(\,1 + 0.005278895\,\text{sen}^2\phi + 0.000023462\,\text{sen}^4\phi\,)\ \text{cm / seg}$$

donde ϕ es la latitud. Esta fórmula, adoptada por la IUGG en 1967, es conocida como fórmula del sistema geodésico de referencia (GRS 67). El valor de *gT* en el ecuador ($\phi = 0$) es el resultado del ajuste estadístico de la red internacional de medidas gravimétricas.

En este punto es conveniente hacer una referencia al gravímetro, nombre del instrumento utilizado en este tipo de investigaciones. Existen básicamente dos tipos de gravímetros: los de determinación absoluta de la gravedad y los de determinación relativa.

El primer tipo de gravímetros nos permite obtener el valor absoluto de la gravedad en un sitio dado. Durante mucho tiempo se utilizaron e incluso actualmente siguen usándose el péndulo y la caída libre de un cuerpo en el vacío para calcular la gravedad. Tanto el periodo de un péndulo como el tiempo de caída de un cuerpo en el vacío son funciones de *g*. Naturalmente, el problema de metrología es más complejo que el principio en que están basadas ambas determinaciones. En efecto, tanto el experimento del péndulo como el de caída libre deben realizarse en el vacío, bajo condiciones controladas y con dispositivos elaborados cuidadosamente. En estas condiciones, la gravedad puede determinarse con exactitudes del orden de 0.001 cm/seg^2 o, en unidades geofísicas, de un miligal. La unidad miligal es la milésima parte de 1 gal (1 cm/seg^2), denominada así en honor a Galileo. En estas unidades la gravedad promedio en la superficie de la Tierra es de alrededor de 980 gales o 98 x 10^4 miligales.

Los gravímetros de determinación relativa de *g* son instrumentos que permiten la evaluación de la gravedad de un sitio con respecto a otro. Usualmente consisten en sistemas de elásticos y péndulos en equilibrio inestable.

La figura 27 muestra un diagrama simplificado del mecanismo de un gravímetro.

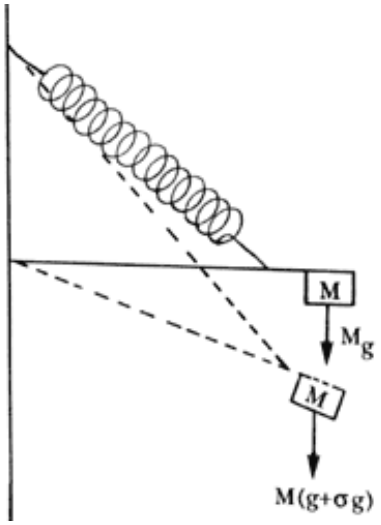


Figura 27. Esquema de un gravímetro tipo Lacoste & Romberg.

Estos gravímetros tienen resoluciones desde un décimo de miligal hasta milésimos de miligal y son ampliamente utilizados cuando se quieren obtener planos de anomalías gravimétricas, puesto que en tal caso basta referir las medidas a un punto base y no es necesario llevar a cabo determinaciones absolutas de la gravedad.

Regresando al tema de esta sección, una vez que se ha determinado el valor de la gravedad en un sitio podemos tomar la diferencia entre el valor teórico y el observado *go*:

$$\Delta g = go - gt$$

Si la Tierra fuera homogénea y correspondiera exactamente con el elipsoide, la diferencia entre ambos valores sería cero. Sin embargo, éste no es el caso; la superficie de la Tierra tiene una topografía y una distribución de masa irregular, es decir, está compuesta por rocas de muy diversas densidades. Así que la diferencia Dg es debida tanto al relieve de la Tierra como a la distribución de masas en su interior. Es posible eliminar el efecto del relieve terrestre a través de algunas correcciones a los datos observados, que toman en cuenta tanto las alturas y la presencia o deficiencia de materiales sobre el nivel del mar como la topografía. Si se realizan estas correcciones, obtendremos:

$$\Delta gb = go - gT - gt$$

donde *gT* es el efecto del relieve. Ésta sería la diferencia encontrada en una Tierra que no tuviera relieve y su superficie estuviera dada por el nivel de un mar universal. A esta superficie se le llama geoide y no debe confundirse con el elipsoide, que es la figura geométrica simple que mejor describe al geoide.

Nuevamente, si la Tierra no tuviera heterogeneidades laterales Δgb tendría un valor igual a cero. Como esto no es así, *gb* es el residuo o anomalía gravimétrica debida directamente a la distribución de masas en el interior de la Tierra. A *gb* se le conoce como anomalía de Bouguer en honor a Pierre Bouguer, geodesta francés que entre otras cosas determinó las dimensiones de un arco de longitud en los Andes.

La figura 28 nos muestra las anomalías de Bouguer en el planeta. A grandes rasgos podemos ver que existen anomalías fuertemente negativas en las grandes cordilleras y positivas en los océanos. Estas no son debidas a anomalías de masa en la corteza, puesto que, de ser así, ¿cómo se explica la correspondencia entre topografía y anomalías? Tal correspondencia, además, se relaciona con el hecho mismo de la existencia de una topografía muy irregular, porque ¿cómo pueden existir enormes montañas y fosas profundas sin que la fuerza de gravedad y de los elementos tiendan a nivelarla? La respuesta a estas preguntas proporciona gran información sobre la estructura de la corteza y se puede resumir en una palabra: isostasia.

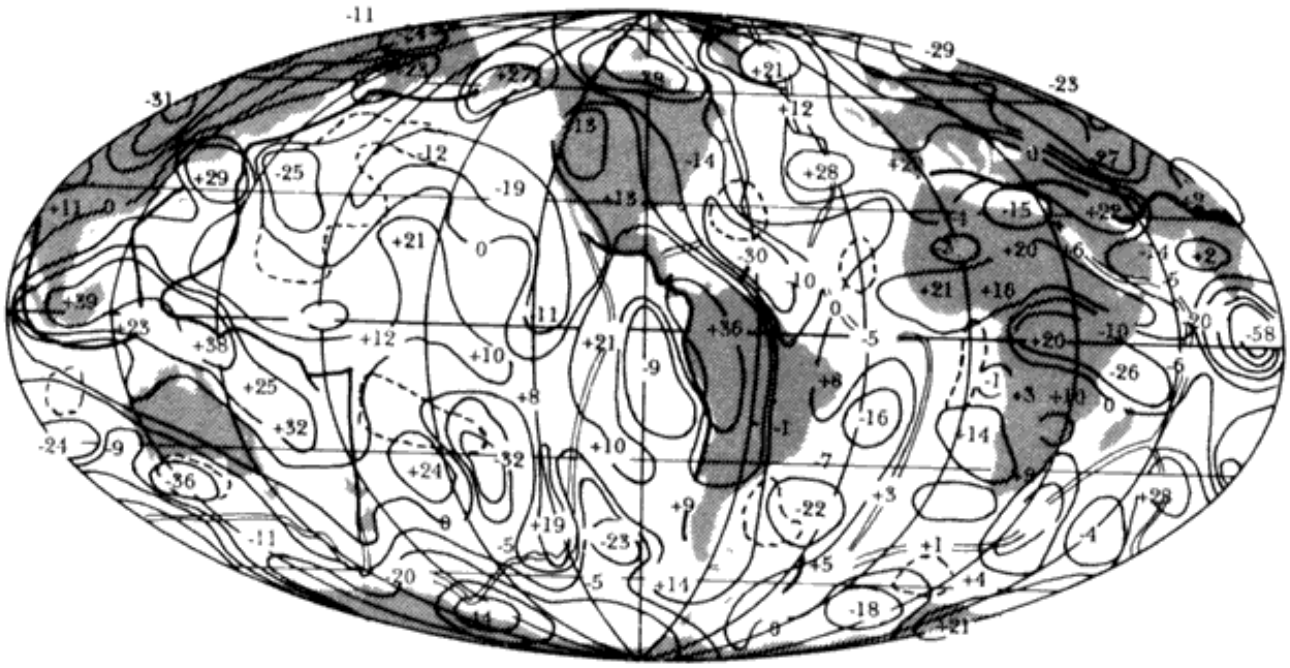


Figura 28. Mapa de anomalías gravimétricas globales.

ISOSTASIA

Leonardo da Vinci, con su penetrante sentido de observación, escribió desde el siglo XIV:

Aquella parte de la superficie de cualquier cuerpo pesado que es más ligera se distanciará más de su centro de gravedad.

En 1749, Bouguer, miembro de la Comisión Geodésica Francesa enviada a Perú, publicó un libro llamado *La figure de la Terre.* En éste expresaba su convicción de que la atracción efectiva sobre la masa de un péndulo debida a la enorme masa de los Andes es mucho menor de lo que cabría esperar.

Casi 100 años después Everest llevaba a cabo la determinación de la longitud de arco en la India. Al hacer determinaciones de latitud entre las ciudades de Kaliana y Kalianpur, encontró que en esta última había una diferencia de 5.24 segundos entre la latitud determinada astronómicamente y la obtenida geodésicamente. En este punto es necesario precisar que la latitud astronómica se obtiene observando la posición de una estrella con respecto a la vertical dada por la plomada. La latitud geodésica se obtiene midiendo por métodos topográficos la posición de Kalianpur con respecto a la de Kaliana. La diferencia estriba en la cercanía de los Himalayas a la ciudad de Kalianpur. En efecto, la masa de los Himalayas ejerce una atracción gravitatoria sobre la masa de la plomada, desviándola de la "verdadera" vertical (Figura 29).

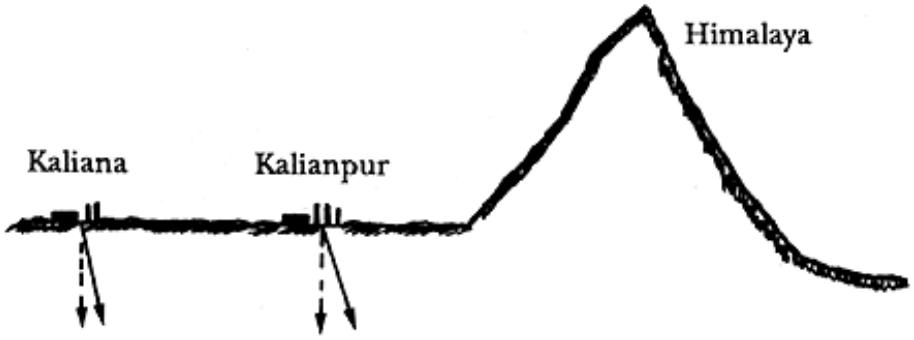


Figura 29. La atracción de la plomada por los Himalayas introduce un error en la determinación de la latitud cuando se toma como referencia. El ángulo *i*en la figura está grandemente exagerado.

Este efecto es el que había sido observado por Bouguer en los Andes y señalado en su libro sobre la figura de la Tierra.

En 1854 el archidiácono inglés J. H. Pratt publicó sus cálculos sobre la atracción de los Himalayas. Según éstos, la diferencia de latitudes debería ser de 15.88 segundos y no los 5.24 encontrados por Everest. A continuación Pratt se propuso explicar la inconsistencia y en 1959 publicó su teoría, según la cual la diferencia era debida a las distintas densidades de los bloques que componen la corteza terrestre. En la figura 30(a) podemos ver que si las zonas montañosas están compuestas por bloques cuya densidad es menor que la de zonas de menor relieve y asimismo las grandes fosas oceánicas están soportadas por bloques de mayor densidad, la frontera entre corteza y manto está a una misma presión y la atracción de las montañas será menor por su menor densidad con respecto a la densidad de un bloque con menor relieve.

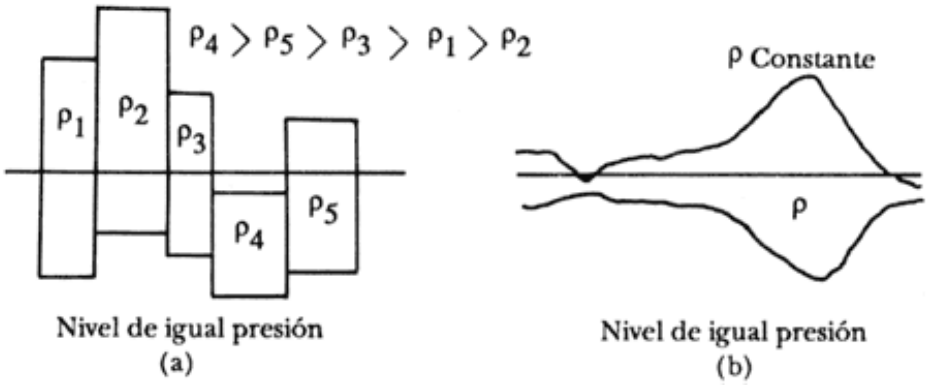


Figura 30. Modelos isostáticos de Pratt (a) y Airy (b).

Existe otra manera de explicar la deficiencia, que fue propuesta por otro británico. En 1885 G.B. Airy planteó que las grandes montañas están compensadas por grandes protuberancias o raíces que se hunden en lo que se identifica modernamente como el amto, el cual posee una densidad superior a cualquier material de la corteza. En este modelo la densidad promedio de la corteza es igual en todas partes (Figura 30b). Una analogía con este modelo puede verse en unos troncos de árbol flotando en el agua. La madera busca una posición de equilibrio y para cada porción que sobresale del agua existe una porción bajo la misma. La existencia de estas raíces que se hunden en un material más denso ocasiona una deficiencia de masa que compensa la atracción de la montaña.

Con el desarrollo de las técnicas sismológicas fue posible detectar la discontinuidad de Mohorovicic y observar que efectivamente es más profunda en los continentes que en los océanos; aunque esto no implica que la teoría de Pratt sea incorrecta, y el mecanismo propuesto por él también interviene en el proceso de equilibrio de la corteza, o como se le conoce actualmente, equilibrio isostático. Por supuesto, no todas las regiones de la Tierra han alcanzado equilibrio isostático. Este mecanismo tiene lugar a lo largo de millones de años, puesto que el manto se comporta como un fluido de gran viscosidad. Aquí es necesario aclarar un punto. Hemos mencionado que el manto tiene una composición lítica. ¿Cómo puede entonces comportarse como un fluido? La respuesta se encuentra en las escalas de tiempo. En efecto, las rocas nos parecen un buen ejemplo de un cuerpo sólido. Si por desgracia un trozo de roca nos cae en la cabeza estaremos aún más convencidos del punto. Sin embargo, si sometiéramos un bloque de roca a altas presiones y temperaturas por tiempos muy largos veríamos que ésta se deforma sin recuperar su forma anterior, es decir, la roca se comporta en este caso como un sólido plástico. Si se la somete a esas condiciones por tiempos mucho mayores su conducta se asemejará a la de un fluido de alta viscosidad.

Volviendo al tema principal, decíamos que no toda la corteza está compensada isostáticamente. Por ejemplo, enormes regiones de Canadá y Fenoscandia que fueron cubiertas por los hielos durante las glaciaciones continúan sufriendo lentos levantamientos para compensar la deficiencia de masa que dejó el retroceso de los hielos en épocas geológicamente recientes. Tampoco están compensadas aquellas zonas en que el volcanismo reciente ha creado edificios y en general aquellas en que la dinámica terrestre ha producido recientemente movimientos orogénicos.

EL CAMPO GEOMAGNÉTICO

Mercurio, Venus, la Tierra y Marte son llamados planetas terrestres. Dentro de este grupo, la Tierra tiene el campo magnético más grande. En una primera aproximación, éste puede representarse por un dipolo magnético situado en su centro con una inclinación de 11 grados con respecto al eje geográfico y con una magnitud de 0.6 a 0.7 oersteds.

A pesar de que tanto el origen como las características del campo magnético son temas de gran interés y relevancia para el estudio del planeta, por su extensión no es posible tratarlos en un breve espacio. Así pues, nos referiremos solamente al método que se emplea para conocer la estructura de la corteza terrestre.

MAGNETOMETRÍA

La mayoría de las rocas contienen pequeñas cantidades de magnetita y otros óxidos de hierro, así como algunos sulfuros que poseen propiedades ferromagnéticas. Esto quiere decir que tales minerales pueden adquirir un campo magnético si cristalizan en presencia de un campo magnético. En el caso de los minerales magnéticos, su magnetización es adquirida del campo magnético terrestre al cristalizar a partir de un magma. La intensidad de la magnetización inducida, o el momento magnético por unidad de volumen adquirido por un cuerpo en presencia de un campo externo *(H)* puede ser escrito como:

$$I = XH$$

donde X es una constante llamada susceptibilidad magnética. Como puede observarse, entre más grande es X más grande es el campo magnético inducido.

Dado que la magnetita es un mineral con alta susceptibilidad magnética, su contenido en una roca determina significativamente la susceptibilidad de esta última. La concentración de magnetita y en general de minerales ferromagnéticos en las rocas es muy baja, pero se presenta en suficiente cantidad para poder ser medida y ofrecer un contraste entre rocas de diferentes tipos.

El magnetismo en rocas se mide por medio de los instrumentos llamados magnetómetros, y para el estudio de la corteza se hacen determinaciones relativas de manera semejante al método gravimétrico. Tanto en magnetometría como en gravimetría se suele utilizar la componente vertical del campo en cuestión. En magnetometría se puede utilizar también la declinación (Figura 31) pero la componente vertical es usualmente más sencilla de interpretar.

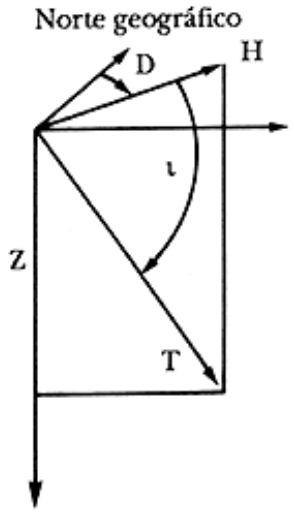


Figura 31. El vector de campo geomagnético. *H* es la componente horizontal, *Z* la vertical, *D* es la declinación e *i* la inclinación.

En cuanto a los magnetómetros, existe una gran variedad de instrumentos basados en diferentes principios: la deflexión de una brújula, el desbalance de un par de bobinas, la precesión libre de protones, el bombeo óptico de electrones, etc. Magnetómetros de estos tipos son los más utilizados actualmente en el trabajo de campo, aunque existen otros de gran sensibilidad para trabajo de laboratorio.

En magnetometría se suele utilizar una unidad más pequeña que el oersted y que es conocida como gamma (γ):

$$1\ \gamma = 10^{-5}\ \text{oersted}$$

En estas unidades se pueden detectar variaciones en el campo magnético de algunas decenas de gamma, dependiendo del instrumento utilizado. Un aspecto que le da gran versatilidad a la investigación magnetométrica es que puede hacerse desde aviones a los que se han adaptado magnetómetros que usualmente son arrastrados por cables a cierta distancia del avión para evitar el campo magnético propio de la aeronave. De esta manera es posible obtener datos magnetométricos de áreas extensas en corto tiempo y con bastante densidad Figura 32).

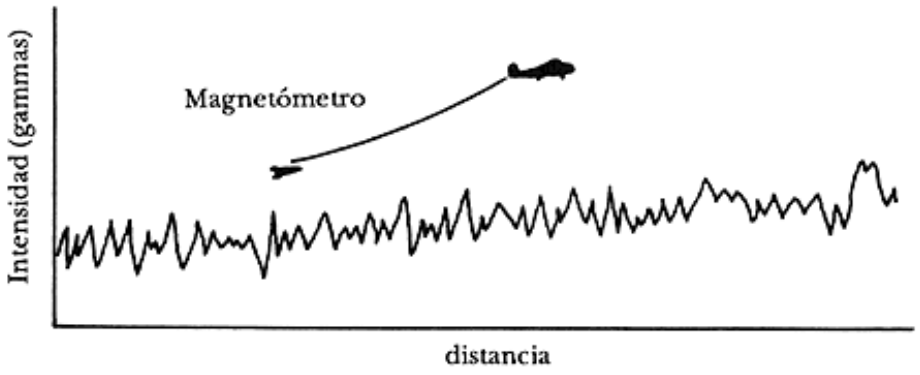


Figura 32. Perfil típico de un levamtamiento aeromagnético.

Los datos magnéticos son configurados y presentados como mapas de isoanomalías magnéticas. La figura 33 nos muestra un ejemplo de un mapa de anomalías magnéticas. La interpretación de mapas tanto magnetométricos como gravimétricos requiere del procesamiento de los datos con métodos matemáticos que permiten resaltar o disminuir determinados rasgos y son posteriormente modelados para dilucidar las estructuras que los causan.

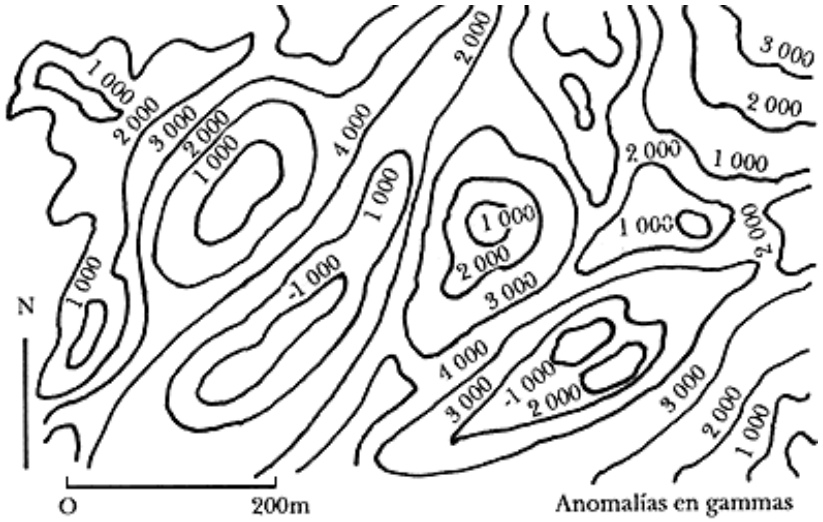


Figura 33. Mapa típico de anomalías magnéticas. Los contornos están dados en gammas.

Incidentalmente, durante mucho tiempo el método gravimétrico no pudo ser llevado a cabo a bordo de aeronaves puesto que los movimientos de las mismas introducían aceleraciones que alteraban las determinaciones de gravedad. Es un fruto de la tecnología de los años setenta y ochenta el que este método se pueda llevar a la práctica, aunque aún dista de tener la facilidad y economía del método magnetométrico.

ESTRUCTURA DE LA CORTEZA TERESTRE

A los métodos que acabamos de mencionar los geofísicos añaden muchas otras técnicas de investigación: entre éstas cabe mencionar la medición del flujo de calor terrestre y la penetración de las ondas eléctricas en el interior de la Tierra. Los científicos utilizan tanta información como les es posible, ya que cada método aporta información complementaria para resolver el rompecabezas que constituye la estructura cortical.

Con base en estos métodos ha sido posible estudiar con detalle la estructura de algunas regiones de la corteza terrestre. Durante mucho tiempo, dadas las limitaciones de los datos geológicos y geofísicos, se pensó que la corteza tenía una estructura simple compuesta a grandes rasgos por dos estratos, uno inferior basáltico y otro superior granítico, separados por una discontinuidad a la que se dio el nombre de discontinuidad de Conrad. Esta discontinuidad se detecta efectivamente en algunas áreas, donde tiene profundidades que oscilan entre los 17 y 25 km. Sin embargo, con la acumulación de datos este sencillo esquema no es ya satisfactorio y la corteza revela una estructura mucho más complicada.

Una clasificación general de los tipos de corteza, dada por J. Brune en 1969, aparece en el cuadro 8:

CUADRO 8. Clasificación de la corteza propuesta por Brune (1969)

Tipo de corteza	*Espesor (km)*

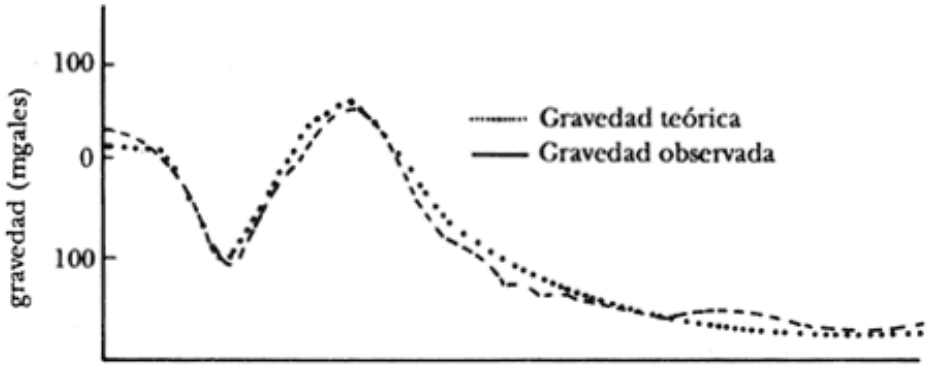
Escudo	35
Mezocontinentes	38
Cuencas	30
Alpino	55
Arco de islas	30
Llanuras	?
Cuenca oceánica	11
Cordillera oceánica	10
Trinchera oceánica	?

Las figuras 34 y 35 muestran segmentos de la corteza en México, obtenidos por refracción sísmica y consistentes con medidas de gravedad. El primero es un perfil perpendicular a la trinchera de Acapulco. Los números entre paréntesis indican las densidades y los demás las velocidades de las ondas *P*. La figura 34 es un perfil paralelo a la zona de trinchera. Finalmente, la figura 36 nos muestra un segmento de la estructura oceánica en el Atlántico.

Como podemos observar, la complejidad de la corteza terrestre nos impide hacer generalizaciones sobre su estructura, y muestra que cada porción de la misma requiere de estudios detallados y específicos para dilucidarla. La corteza terrestre es un delgado estrato en constante evolución y transformación que incluye continuos engrosamientos y adelgazamientos; la actividad magmática, las fuerzas erosivas y la dinámica de la litosfera son factores que determinan esta evolución.

Es necesario hacer aquí una aclaración: la evolución y comportamiento de la corteza están íntimamente relacionadas con la tectónica de placas. No nos detendremos detalladamente en esta teoría, cuyo tratamiento podría ocupar un solo volumen, pero sí aclararemos el significado de la afirmación anterior.

Sabemos actualmente que los continentes han ocupado posiciones relativas diferentes en el pasado. Partes de la corteza continental actual formaron alguna vez un solo continente, al que se ha llamado Pangea. Este protocontinente se fragmentó en varias partes como resultado del movimiento de las diferentes placas que constituyen el cascarón externo de la Tierra llamado litosfera. Esta capa externa tiene un espesor de alrededor de 100 km, y tanto la corteza como la parte superior del manto constituyen parte de la misma. La litosfera "flota" sobre otro casquete conocido como astenosfera. Debe tomarse en cuenta que esta clasificación de la parte superior de la Tierra no contradice a la descrita anteriormente, cuando nos referimos a su estructura interna. Mientras que la clasificación que vimos antes indica cambios químicos y físicos, la definición de litosfera y astenosfera se basa esencialmente en su respuesta mecánica. Volviendo a la figura 17(b), podemos ver que la región *a*, la capa rígida de alta velocidad, es precisamente la litosfera y el estrato *b* la astenosfera.



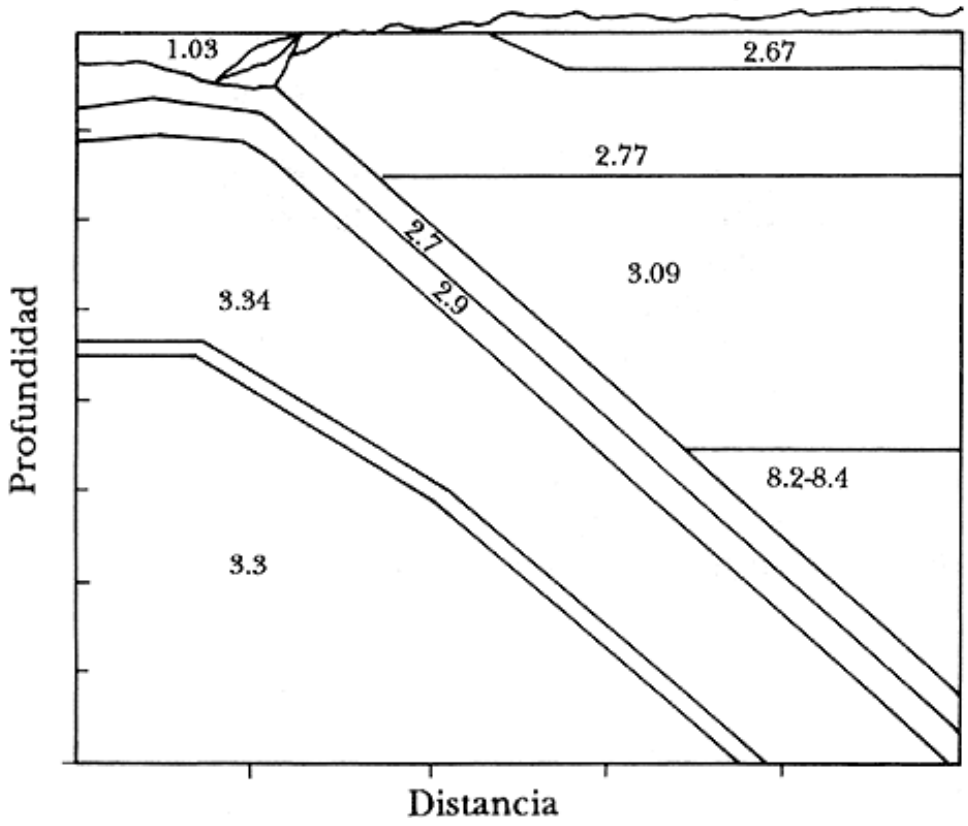


Figura 34. Sección de la corteza perpendicular a la costa de Acapulco, obtenido por refracción sísmica y gravimetría. Los valores entre paréntesis son las densidades de las capas; los demás valores son sus velocidades sísmicas. La curva superior es la gravedad teórica comparada con la observada (adaptada de Singh y colaboradores, 1985).

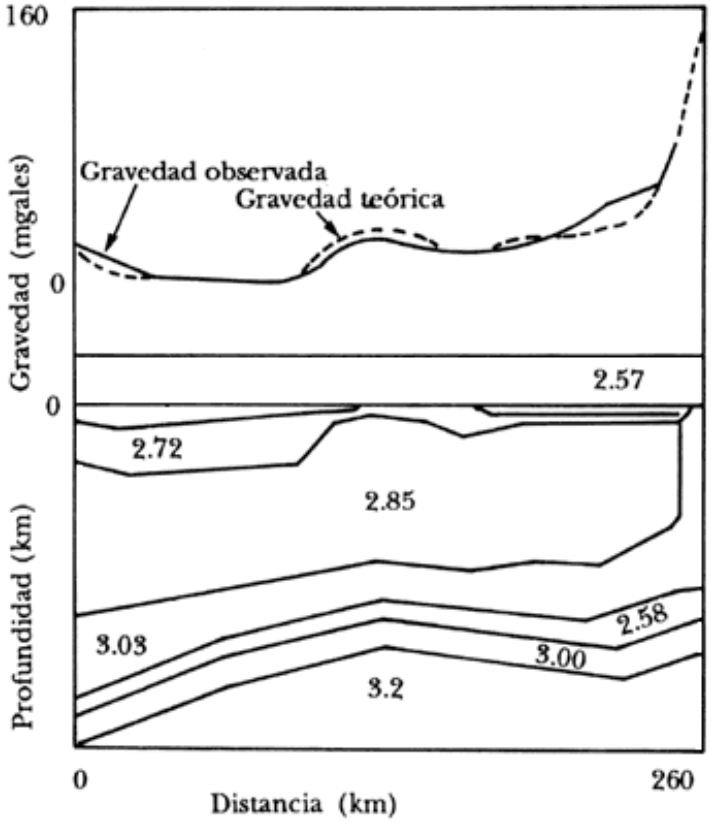


Figura 35. Sección de la corteza entre Puerto Maldonado y Puerto Ángel. Los valores indicados son la densidad de la capa en gr/cm. La gráfica superior es la comparación entre las gravedades teórica y observada (adaptada de Nava y colaboradores, 1988).

En cuanto a la composición química de la corteza, una estimación promedio de ésta hecha por A. B. Ronov y A. A. Yaroshevsky aparece en el cuadro 9. Las estimaciones de otros autores no difieren considerablemente de ésta.

Estos mismos autores estimaron las proporciones de rocas y minerales por volumen que aparecen en la corteza. Sus datos aparecen en el cuadro 10.

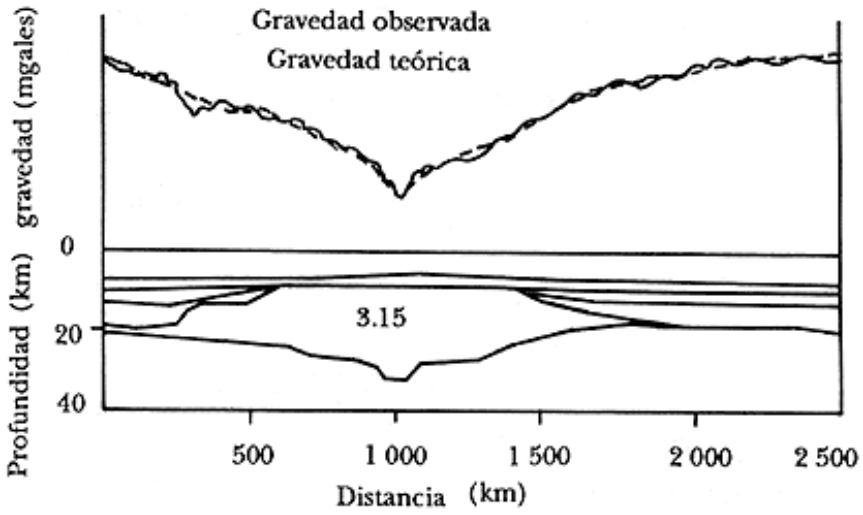


Figura 36. Mapa de anomalías magnéticas de una sección del Atlántico (adaptado de Talwani y colaboradores, 1965).

CUADRO 9. Composición química de la corteza terrestre.

Tipo de corteza	*Continental*	*Oceánica*
Si O	60.2	48.7
Ti O	0.7	1.4
Al O	15.2	16.5
Fe O	2.5	2.3
Mn O	3.8	6.2
Ca O	0.1	0.2
Na O	3.1	6.8
K O	5.5	12.3
P O	3.0	2.6
C O	2.9	0.4
Cl	0.2	0.2
H O	1.4	1.1

FUENTE: Ronov y Yaroshevsky, 1969.

CUADRO 10. Composición petrológica y mineralógica de la corteza

	% de corteza en volumen
Tipo de roca:	
Sedimentaria	7.9
Ignea	64.7
Metamórfica	27.4
Mineral:	
Cuarzo y feldespatos	63
Piroxenos y olivinos	14
Silicatos hidratados	14.6
Carbonatos	2.0
Otros	6.4

FUENTE: Ronov y Yaroshevsky, 1969.

EDADES DE LA CORTEZA

En 1963 A. E. J. Engel publicó una síntesis de las edades de las grandes estructuras tectónicas de Norteamérica. La figura 37 muestra el patrón de edades de las grandes formaciones continentales. Como puede verse, el continente consiste de un núcleo antiguo rodeado por rocas de edad decreciente, donde la última es de 5 a 6 veces más joven que el núcleo. Este hecho sugiere que los continentes han crecido por acrecentamiento de sus márgenes. Es sin embargo difícil determinar a qué razón han crecido, puesto que las rocas más jóvenes pueden provenir del reprocesamiento de las partes antiguas o de adición nueva del manto. En este sentido, estudios isostáticos que muestran un alto grado de compensación han arrojado cierta luz sobre el problema, aunque no bastan todavía para arrojar una conclusión general.

Figura 37. Mapa generalizado de las edades de las rocas de Norteamérica (tomado de Engel, 1963).

El mismo comentario puede hacerse sobre los estudios geoquímicos. Cabe mencionar, en particular, a los estudios isotópicos. Como vimos en la primera parte de este libro, el Sr7 puede provenir del decaimiento del Rb-87; la comparación de las razones de Sr-87/Sr-86 en varias muestras de rocas continentales permite adelantar algunas conclusiones. El valor del Sr-87/Sr-86 en rocas representativas del manto es de **0.704** $\pm$ **0.002**. La gran diferencia entre este valor y los valores de rocas de la corteza, por ejemplo de algunas rocas precámbricas (Sr-87/Sr-86 =0.712-0.726), indican que la formación de la corteza comenzó en una etapa muy temprana de la historia del planeta, pues de lo contrario dichas rocas no habrían logrado tanta diferenciación. La figura 38 nos indica los rangos de valores de estroncio en rocas de diferentes ambientes.

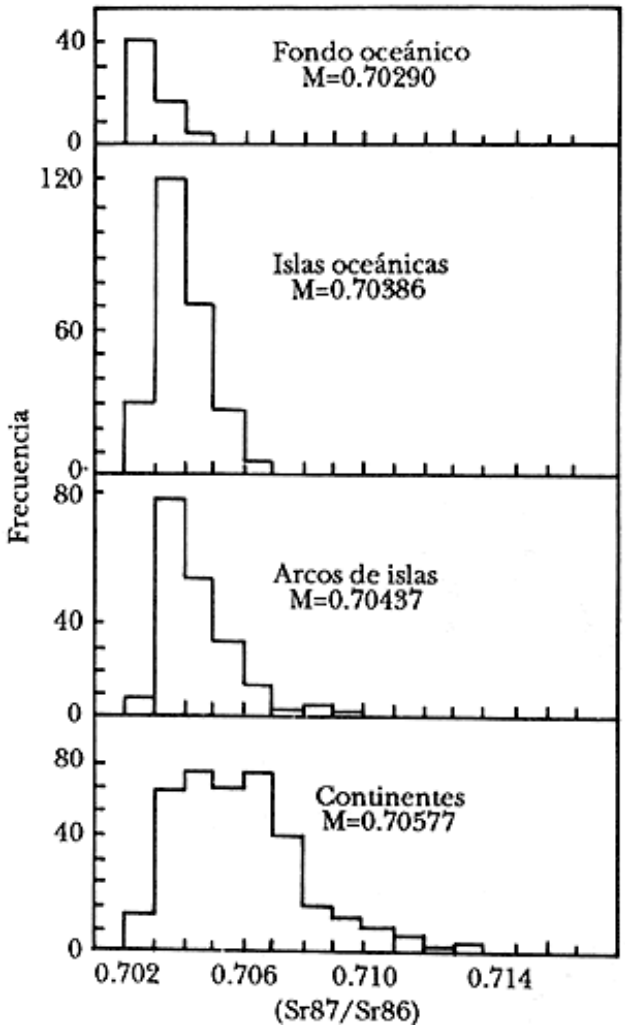


Figura 38. Gráfica de frecuencia de valores de Sr-87/Sr-86 en diferentes ambientes tectónicos (tomada de Wyllie, 1971).

En estos histogramas podemos apreciar la complejidad en la evolución de las rocas continentales comparadas con las oceánicas (aunque la interpretación de los resultados para estas últimas tarnpoco es muy sencilla).

Las técnicas que hemos mencionado forman parte de las herramientas esenciales de las ciencias de la Tierra para el estudio local de la corteza terrestre. La investigación sobre el tema es incesante y algún día permitirá realizar una síntesis general que nos permita entender mejor la dinámica del planeta.

La investigación no sólo es de interés científico sino práctico. La información que estos estudios arrojen permitirá comprender mejor la génesis de los grandes yacimientosminerales, las manifestaciones destructivas de la Tierra, como el vulcanismo y la sismicidad, y otros fenómenos del planeta que están íntimamente asociados con las actividades del hombre.

EPÍLOGO

La labor científica recuerda en cierto modo el mito de la caja de Pandora. Al abordar un tema, los científicos parecen abrir una caja imaginaria de la que surgen al instante decenas de interrogantes. La labor para contestarlas es ardua y las respuestas, por lo general, llegan sólo después de un intenso trabajo, tras lo cual deben ser sometidas al tamiz riguroso del examen por parte de la comunidad científica internacional. Sin embargo, al contrario de lo que ocurrió con la caja de Pandora, los beneficios de la investigación científica son innegables y es sólo a través de ese proceso que nuestra comprensión de la naturaleza va cimentándose.

Si bien el papel de la ciencia estaría plenamente justificado por el solo hecho de ser una manifestación profundamente humana de la búsqueda de conocimiento, su papel se extiende más allá de estos límites. La ciencia, por sus implicaciones sociales, ocupa un lugar muy importante y conspicuo en las sociedades modernas, y las ciencias de la Tierra, debido a su objeto de conocimiento, ocupan un lugar muy especial.

La búsqueda de los recursos del subsuelo, el estudio de las catástrofes naturales y muchos otros problemas esenciales para la sociedad constituyen una motivación adicional para estudiar nuestro planeta.

Las disciplinas científicas modernas están inextricablemente relacionadas entre sí. Apenas surgen descubrimientos en un área, cuando sus implicaciones en otras resultan notorias. La geofísica en particular es una disciplina cuyo avance requiere del auxilio de muchas otras de las ciencias básicas, pues su desarrollo requiere tanto del laborioso trabajo de campo como de costosas redes de instrumentos y complicados métodos matemáticos. Sin embargo, hoy como ayer, la geofísica presenta problemas cuya solución ensancha el horizonte de nuestros conocimientos y proporciona innegables beneficios sociales. Nuestra ciencia es una disciplina que ofrece a los jóvenes estudiantes una gama de actividades para todas las inclinaciones y un área de conocimientos que se expande incesantemente.

REFERENCIAS (OJO VERIFICAR ALINEACIÓN)

Brune, J. "Surface waves and crustal structure", en *The Earth's Crust and Upper Mantle.* P. J. Hart, Geophysical Monograph 13, American Geophysical Union, Washington D.C., 1969.

Clarke, F. W., y H. S. Washington. *The composition of the Earth's Crust.*U.S. Geological Survey, Prof. Paper 127, Washington D.C., 1924.

Engel, A.E. J. "Geologic evolution of North America", en *Science,* 140, EUA, G 1963.

Faure, G. *Isotope Geology.*Wiley and Sons, Nueva York, 1977.

Garland, G.D. *Introduction to Geophysics.* W.B. Saunders, Filadelfia, 1971.

Nava, F., F. Núñez-Cornu, D. Córdoba, M. Mena, J. Ansorge, J. González, M. Rodríguez, E. Banda, S. Mueller, A. Udías, M. García-García, G. Calderón y el grupo de trabajo mexicano encargado de hacer perfiles sísmicos de profundidad en Oaxaca, *Structure of the Middle America Trench in Oaxaca, México.* Aceptada para su publicación en *Tectonophysics.*

Patterson, C. *Age of meteorites and the Earth.*Geochim. Cosmochin. Acta núm. 10, Londres, 1956.

Press, F. y R. Siever. *Earth.* W.H. Freeman & Co., San Francisco, 1974.

Ronov A.B. y A.A. Yaroshevski A.A. *The Earth's Crust and Upper Mantle.* P.J. Hart, Geophysical Monograph 13, American Geophysical Union, Washington D.C., 1969.

Talwani, M., X. Le Pichon y M. Ewing. "Crustal structure of midoceanridges", 2. *Jour .Geophys. Res.,* vol. 70, EUA, 1965.

Wyllie, P.J. *The Dinamic Earth.*Wiley and Sons, Nueva York, 1971.

BIBLIOGRAFÍA (Ojo con la alineación)

Los siguientes libros en español permitirán al lector interesado ahondar en los temas tratados por este libro.

CONACYT. *El redescubrimiento de la Tierra.*Éste es un libro de divulgación muy completo con texto de investigadores de gran reputación en su área. El lector debe tener algunos conocimientos científicos para leerlo con provecho.

días, A. y J. Mezcua, Fundamentos de Geofísica, Ed. Alhambra, Madrid, 1986. Un texto excelente para el nivel universitario.

Los siguientes son libros de divulgación para el lector en general:

Bulbulian, S. *La radiactividad.* Fondo de Cultura Económica, colección La ciencia desde México, 1987.

Booth, B. y F. Fitch, *La inestable Tierra.* Colección Científica Salvat, Barcelona, 1986.

De la Cruz, S. "La arquitectura de la Tierra", en revista *Naturaleza,*vol. 14, núm. 6, México, 1980.

Espíndola, J. M. *Minerales y Rocas.* Colección Imágenes de la Naturaleza, Secretaría de Educación Pública, México, 1986.

Espíndola, J. M., y Z. Jiménez. *Terremotos y ondas sísmicas: una breve introducción.* Cuadernos del Instituto de Geofísica, UNAM, México, 1984.

Lomnitz, C. "Orígenes de los océanos, los continentes, los temblores y los geofísicos", en revista *Física*(después *Naturaleza*), vol. 14, núm. 6, México, 1969.

Nava, A. *Terremotos.* Fondo de Cultura Económica, colección La Ciencia desde México, 1987.

Pal, S. "La Edad de la Tierra", en revista *Naturaleza,* vol. 4, núm. 4, México, 1973.

Segovia, N. "La medición de la radiactividad", en revista *Naturaleza,* vol. 5, núm. 3, México, 1974.

Tarling, D. y M. Tarling. *Derivas Continentales.* Colección Biblioteca de Divulgación Científica, Orbis, Barcelona, 1986.

Inicio

APÉNDICE A

DATOS TERRESTRES

Radio ecuatorial 6 378.188 km

Radio polar 6 356.748 km

Achatamiento 0.033523

Excentricidad 0.081813

Coeficiente del momento de inercia 0.331

Circunferencia ecuatorial 40 075.51 km

Masa total $5.976x10^{27}$gr

Masa de la atmósfera $5.1x10^{21}$gr

Masa de los océanos 1.4×10^{24}gr

Masa de la corteza 2.4×10^{25}gr

Masa del manto $4.1x\ 10^{27}$gr

Masa del núcleo $1.9\ x10^{27}$gr

Volumen 1.083 x10 $27cm^3$

Densidad media 5 .517 gr/cm

Velocidad tangencial de translación 29.8 km/seg

Periodo de translación 365.25días

Periodo de rotación 23hs 56min 4.09seg

Pico más alto 9 521m (Monte Everest)

Distancia al Sol 1.49×10^8 km

Distancia a la Luna $3.844\ x10^5$ km

Flujo térmico promedio 65 mW/m ^{2}=1.5 µcal/cm^2seg

Gradiente geotérmico promedio 1/30m

Campo magnético 0.06 a 0.07 oersteds

APÉNDICE B

LA FORMA DE LA TIERRA Y LA GRAVEDAD TEÓRICA

La noción de una Tierra esférica data de la época de los antiguos griegos. La idea se atribuye a Pitágoras y sus discípulos y fue defendida por Platón y Aristóteles. El problema de la figura de la Tierra no deja de tener sus implicaciones prácticas, ya que desde los inicios de la cartografía se planteaba la necesidad de saber si las distancias a lo largo de un arco de longitud eran equivalentes a las de un arco de latitud. En el siglo III a.C. Eratóstenes de Alejandría se embarcó en la determinación de la circunferencia de la Tierra. Eratóstenes había notado que en la actual Aswan los rayos del Sol incidían verticalmente hacia el fondo de un pozo mientras que en Alejandría formaban un ángulo de 7.2 con la vertical. Resulta entonces que la circunferencia de la Tierra es 50 veces la distancia de Aswan a Alejandría puesto que 7.2 es la cincuentava parte de la circunferencia (360°). Se dice que Eratóstenes calculó la distancia entre ambas ciudades calculando la velocidad promedio de los camellos y el tiempo que tomaba realizar el viaje. Su resultado en unidades actuales, con la incertidumbre con que se conocen las unidades antiguas, es de alrededor de 40 000 km, una cifra muy cercana a los cálculos modernos.

Hacia el siglo XV, se aceptaba generalmente la noción de una Tierra esférica. Newton, sin embargo, en un famoso libro conocido abreviadamente como *Principia,* hizo notar que, debido a la rotación de la Tierra, las partes más alejadas de su eje de rotación debían sufrir un efecto centrífugo de mayor magnitud. Por lo tanto, la forma de la Tierra debía ser la de una esfera oblada, es decir, achatada en los polos. Newton calculó el achatamiento como de 1 parte en 230. Hoy consideramos un valor más correcto como de 1 parte en 298.25, y el diámetro polar de unos 43 km más corto que el ecuatorial. En el siglo XVIII los franceses, dirigidos por Domenico y Jacques Cassini, se dieron a la tarea de medir geodésicamente la diferencia latitudinal en la longitud del arco, realizando mediciones en el Norte y Sur de Francia. Desafortunadamente la diferencia de curvatura entre ambas regiones resultó muy pequeña para poder ser observada con los instrumentos y técnicas de la época, y se llegó a la errónea conclusión de que la Tierra era prolada, es decir, que tenía mayor curvatura en los polos que en el ecuador (una analogía exagerada sería la forma de un pepino). El resultado mencionado ocasionó tal polémica con tintes nacionalistas que entre 1735 y 1736 un par de expediciones francesas partieron hacia regiones tan remotas como Perú y Laponia. los resultados se conocieron algunos años más tarde y condujeron a la conclusión correcta: la Tierra es un esferoide achatado en sus polos.

En 1957, con el nacimiento de la era espacial y de los satélites artificiales, se pudo observar que la forma de la Tierra era menos simple que un esferoide simétrico achatado en los polos. Pero antes de proseguir, es necesario hacer algunas consideraciones generales sobre lo que se quiere decir cuando se habla de la forma de la Tierra. Esta no es, desde luego, la formada por la superficie real de la Tierra con sus montañas, fosas y planicies. Dicha superficie dista mucho de poder ser descrita por una figura geométrica simple y es en extremo irregular. El problema se simplifica si, siguiendo a Newton, imaginamos una superficie global sobre la cual se elevan las montañas y planicies de los continentes y desde la cual descienden las profundas fosas oceánicas. Dicha superficie es la definida por el nivel de los océanos y su continuación a través de los continentes por canales imaginarios que los cortan. Dicha superficie recibe el nombre de geoide, de manera que el problema de determinar la forma de la Tierra consiste en expresar matemáticamente la figura del geoide. Ahora bien, aunque dicha figura es menos irregular que la superficie real de la Tierra, no es tampoco una figura geométrica simple. Sin embargo, puede representarse matemáticamente como la suma de varios términos, llamados armónicos, que contribuyen en proporciones diversas a conformar la figura del geoide. La figura 39 muestra los primeros cinco armónicos de la serie.

Volviendo al tema de los satélites artificiales, éstos nos proveen de información sobre la contribución de los armónicos a la suma total. En la actualidad se tiene información sobre un gran número de armónicos del geoide y la forma de la Tierra se conoce con gran precisión. los satélites son utilizados, desde el punto de vista de la geodesia, como puntos de referencia muy precisos en sistemas de triangulación o a través de las fluctuaciones en su trayectoria por efecto de la atracción gravitacional de la Tierra que a su vez está relacionada con la forma del geoide. Sin embargo, desde un punto de vista geofísico, nos interesa adoptar una figura de la Tierra que nos permita calcular el efecto latitudinal en la gravedad del planeta debido a la rotación del mismo. Desde luego, la forma del geoide sería la figura ideal para llevar a cabo estos cálculos; pero, como ya hemos visto, resulta ser una figura muy compleja cuyo empleo hace difícil el cálculo en cada sitio en que se lleve a cabo una medida

gravimétrica. Por otro lado, tanto la resolución de nuestros instrumentos como la interpretación de los datos harían injustificables dichos cálculos. Así se ha preferido utilizar un elipsoide de revolución (dos semiejes iguales y el tercero menor que los anteriores) como la figura que mejor describe al geoide (Figura 40). A pesar de que también se han introducido elipsoides triaxiales (con los tres semiejes distintos), el elipsoide de revolución continúa siendo la referencia adoptada de manera internacional, pues incluso el elipsoide triaxial resulta matemáticamente muy complicado para poder ser utilizado en los cálculos rutinarios.

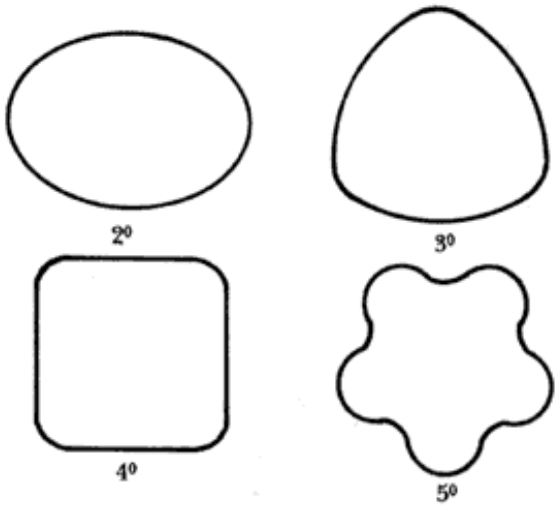


Figura 39. Primeros cinco armónicos de la forma de la Tierra (el primer armónico es una esfera).

El adjetivo "mejor", utilizado anteriormente, puede entenderse en términos de las medidas llevadas a cabo en un área en particular y así, en diferentes países, se han utilizado elipsoides diferentes que se ajustan bien a una región determinada pero no a todo el planeta. Con el desarrollo de la gravimetría y la geodesia física fue necesaria la utilización de estaciones gravimétricas en todo el planeta, y esto supuso la uniformización de las medidas de gravedad por medio de un elipsoide estándar. En 1924 la asamblea de la Asociación Internacional de Geodesia (International Asociation of Geodesy,—IAG151) reunida en Madrid, resolvió adoptar un elipsoide internacional de referencia. En 1964, la abundante información de los satélites hizo necesario el cambio de dicho elipsoide. Ese año, la Unión Astronómica Internacional (International Astronomical Union —IAU—), adoptó un nuevo elipsoide de referencia internacional, mismo que fue luego adoptado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (International Union of Geodesy and Geophysics —IUGG—)

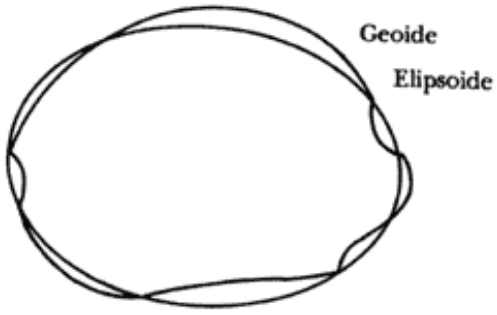


Figura 40. Representación esquemática exagerada de la diferencia entre geoide y elipsoide.

Para establecer una fórmula de gravedad teórica se requiere, además, del establecimiento de una red mundial de determinaciones gravimétricas que permitan conocer con la mayor exactitud posible el valor de la gravedad en el ecuador. Los valores de dicha red se referían en el pasado a un lugar en el que se determinaba la gravedad absoluta con la mayor exactitud posible. La primera de dichas redes fue la adoptada en la XIII Conferencia de la IAG celebrada en París en 1900. Los valores de esta red estaban referidos a medidas hechas en Viena, por lo que se le llamó Sistema de Gravedad de Viena (Vienna Gravity System). En 1909 la IAG cambió dicho sistema por otro referido a la ciudad alemana de Potsdam (Potsdam Gravity System).

El elipsoide adoptado en 1924 y el sistema de Potsdam permitieron obtener una fórmula teórica de gravedad que aún hoy se utiliza:

$$g = 978.0490 \left(1 + 0.0052884 \operatorname{sen} \theta - 0.0000059 \operatorname{sen} 2\theta \right) \text{gal}$$

En 1967 la IUGG adoptó un nuevo sistema gravimétrico, basado no en un solo sitio sino en una red de medidas absolutas. Este sistema se denomina Sistema Geodésico de Referencia-67, Geodetic Reference System 67 (GRS-67). En su reunión de agosto de 1971, la XV Asamblea General de la IUGG, reunida en Moscú, tomó la resolución de adoptar el GRS-67 como base de la red internacional de estandarización gravimétrica. La fórmula teórica basada en el GRS-67 está dada por la fórmula de páginas anteriores que repetimos a continuación:

$$g = 978.031846 \left(1 + 0.005278895 \operatorname{sen} \theta + 0.0000262 \operatorname{sen} \theta \right)$$

Inicio

COLOFÓN

Este libro se terminó de imprimir y encuadernar en el mes de agosto de 1997 en los talleres de Impresora y Encuadernadora Progreso, SA. (IEPSA), calzada de San Lorenzo 244, 09830 México, D.F.

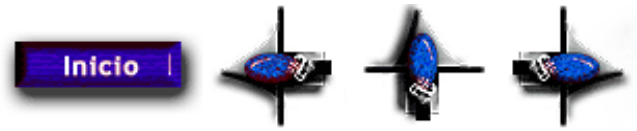
Se tiraron 3000 ejemplares.

La Ciencia para Todos

es una colección coordinada editorialmente

por *Marco Antonio Pulido*

y *María del Carmen Farías.*



CONTRAPORTADA

Una vez resueltas las necesidades de alimento y habitación, seguramente que entre las siguientes cuestiones que el hombre se planteó estuvo la de saber en qué lugar estaba, qué forma, qué dimensiones tenía su entorno. Las soluciones fueron numerosas, simplistas y complicadas, como lo muestra la cosmogonía de los pueblos antiguos. Pero si las preguntas sobre el planeta comenzaron a formularse desde un principio, las respuestas a la gran mayoría de ellas sólo han comenzado a darse en nuestro tiempo, en el momento en que se plantean multitud de nuevas interrogantes nacidas del avance notable de la ciencia, y con base en este progreso, en *El tercer planeta* se abordan tres temas de estudio fundamentales para el conocimiento de la Tierra: edad, estructura y composición. En nuestros días los satélites artificiales proporcionan información valiosa sobre la Tierra y el Sistema Solar, y la ciencia se ha consolidado en un sistema coherente de métodos y conocimientos. "Así podemos, con el caudal que se nos ha heredado y un poco de curiosidad de nuestra parte —dice el autor— echar una mirada a nuestro planeta y conocer la respuesta a preguntas que en otro tiempo no sólo causaron desazón sino que también provocaron controversias."

La edad de la Tierra, de acuerdo con los datos más recientes, se estima en 4600 millones de años. Alcanzar esta cifra cubre dos etapas bien diferentes, la del pensamiento mágico y la del científico. De este modo, y en forma casi contemporánea, Martín Lutero calculó la fecha de la creación en 4 000 a.C. y el conde Buffon, haciendo un cálculo del tiempo de liberación del calor interno de la Tierra estimó la edad del planeta en 75 000 años. Entre estas dos cifras y la actual media un periodo de intensa búsqueda científica que arribó, finalmente, al descubrimiento de un "reloj" más exacto para medir los tiempos geológicos: la radiactividad natural. Además, para calcular la edad de la Tierra no sólo se han tomado en cuenta los materiales que en ella existen sino también los que continuamente caen del espacio en forma de meteoritos e incluso las rocas traídas de la Luna.

Juan Manuel Espíndola Castro obtuvo su licenciatura en física en la Facultad de Ciencias de la UNAM y su maestría y doctorado en la Universidad Purdue, West Lafayette, Indiana, EUA. Es investigador del Instituto de Geofísica de la UNAM y profesor de la especialidad de Ciencias de la Tierra en el posgrado de la misma casa de estudios. Actualmente funge como presidente de la Unión Geofísica Mexicana —periodo 1995-1997—y es miembro de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra.

Inicio