



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE FÍSICA Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



Geofísica de la Tierra Sólida
513335

Prólogo

El presente texto está basado en los apuntes de clases de curso 12.201 de MIT; la materia tratada en él comprende conceptos de la geofísica, como son: la Tierra en el sistema solar, el campo gravitacional de la Tierra, el campo magnético de la Tierra, sismología y geodinámica. Está dirigido tanto a los estudiantes de geofísica como a los de ciencias físicas y astronómicas mención geofísica.

Apuntes hechos con la ayuda de Loida Cartes y Osvaldo Caro.

Versión 3.3, Matt Miller, UdeC, Marzo 2015.

Contenidos

I	La Tierra en el Sistema Solar	5
II	El Campo Gravitacional de la Tierra	29
III	El Campo Magnético de la Tierra	69
IV	Sismología	121
V	Geodinámica	159

Parte I

La Tierra en el Sistema Solar

La Tierra en el Sistema Solar

1.1 La Formación del Sistema Solar, Acrecentamiento y el Estado Inicial del Calor de la Tierra

Para entender la composición y la evolución de la estructura de la Tierra es necesario considerar una escala de tiempo hacia la formación de nuestro Sistema Solar. La formación del Sistema Solar fue un proceso complejo mal entendido debido a la falta de datos y a las grandes complejidades físicas y químicas del proceso. Sin embargo, hay algunos parámetros claves que sabemos gracias a meteoritos de la edad del Sistema Solar y con la misma composición inicial. Y, relativamente, sabemos mucho de la naturaleza del Sistema Solar de hoy día. También tenemos las observaciones sobre estrellas viejas y nuevas que nos informan del ciclo de vida del Sol. Nuestro objetivo es usar toda esta información, en combinación con las leyes de la física y de la química, para llenar el espacio entre el estado inicial y el estado presente del Sistema Solar, y considerar qué significa eso para la constitución y el estado inicial de la Tierra.

1.2 Rotación y Momento Angular

Todos los planetas giran en la misma dirección alrededor del Sol, en casi el mismo plano. Generalmente giran en la misma dirección alrededor de sus propios ejes (aunque hay excepciones, como Venus). El colapso gravitacional de las nubes de moléculas es la fuente probable de la formación de estrellas, y entonces pensamos que nuestro Sistema Solar se condensó a partir del colapso de una nube, de gases y polvo, que gira. Estos discos girando se encuentran en todo el Espacio, y están, en escala, entre planetas y galaxias. Un disco girando forma un sistema gravitacional (es decir, no hay fuentes externas de gravedad), donde hay una contracción en el radio y un aumento en su velocidad angular para así conservar su momento angular. En una proto-estrella girando, la atracción gravitacional en todos lados tiene una dirección hacia el centro de masa; pero la fuerza centrífuga tiene su dirección perpendicular al eje de rotación. El vector determinado mueve el gas y el polvo más cerca del plano mediano cuando hay contracción de la nube. Este proceso toma la forma de un disco, que disipa energía y minimiza las colisiones.

Uno de las condiciones de frontera más interesante es la distribución presente de momento angular. Considere un planeta de masa m que está en órbita alrededor de un cuerpo central de masa M , y su posición con respecto del cuerpo central se describe con un vector \mathbf{r} . Podemos escribir el momento angular (L) de la órbita como

$$L = mr^2\omega = mr^2\frac{d\theta}{dt}, \quad (1.1)$$

donde r es la distancia, ω la velocidad angular ($= \frac{d\theta}{dt}$), y θ el ángulo con respecto de una dirección fija en el plano de la órbita. Podemos mostrar que

$$r^2\frac{d\theta}{dt} = \frac{L}{m} = 2\frac{dS}{dt}, \quad (1.2)$$

donde S es la área barrida de \mathbf{r} . Entonces

$$\frac{dS}{dt} = \frac{L}{2m}, \quad (1.3)$$

que, combinado con la conservación del momento angular se obtiene la segunda ley de movimiento de Kepler: El radio vector que une el planeta y el Sol barre áreas iguales en tiempos iguales. La energía total del planeta, (E), es la suma de las contribuciones cinéticas y potenciales,

$$E = \frac{1}{2}mv^2 + \frac{GmM}{r} = \text{constante} \quad (1.4)$$

donde

$$v^2 = \left(\frac{dr}{dt}\right)^2 + \left(r\frac{d\theta}{dt}\right)^2 \quad (1.5)$$

es la velocidad del planeta. Aquí, G es la constante de gravitación ($= 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$). Es posible reescribir (1.1) en términos de la masa del cuerpo central y con eso tenemos

$$L = mr^2\omega = (GM)^{1/2}mr^{1/2}. \quad (1.6)$$

Si sumamos (1.6) sobre todos los planetas vemos que mientras el Sol contiene 99.8% de la masa del Sistema Solar, solamente tiene alrededor del 1% del momento angular. Cerca del 60% del momento angular del Sistema Solar viene sólo de la órbita de Jupiter. La mayoría de los modelos sugieren que el proto-Sol estaba girando más rápido en el pasado. Los resultados de Heliosismología nos muestran que las capas más profundas del Sol giran más rápido que la superficie. El interior más profundo del Sol, que todavía podemos estudiar, probablemente tiene la rotación más rápida de ese cuerpo. Modelos de evolución del Sistema Solar muestran que el momento angular del proto-Sol se transporta hacia la superficie - y la mayoría considera torques magnéticos y gravitacionales que contribuyen al giro mayor en los planetas y menor en el Sol. La magnetización de meteoritos soporta esta idea. La transferencia del momento angular puede contribuir al fraccionamiento químico del Sistema Solar, porque un campo magnético que salga del Sol tiene efecto sobre el plasma ionizado pero no sobre las partículas condensadas. Entonces, las partículas condensadas de mayor temperatura quedan en la parte interior del Sistema Solar y lo más volátil va a los extremos. Observemos esta distribución.

1.3 El Sol

La Evolución Estelar: Diagramas de Hertzsprung-Russell

Es común caracterizar las estrellas con un diagrama de Hertzsprung-Russell (H-R), que es un gráfico de la luminosidad contra la temperatura efectiva (black-body). Para dos estrellas con la misma temperatura efectiva, más luz viene de la que es más grande; entonces las estrellas grandes están arriba en un diagrama H-R. Cuando cada estrella procede con su vida, se mueve en el diagrama H-R. No podemos observar la vida entera de una estrella, pero podemos buscar en la 'foto' actual de nuestra galaxia diversas estrellas en distintas etapas de su evolución.

Los gráficos H-R muestran que muchas estrellas caen sobre una sola línea, que se llama la secuencia principal (main sequence). Estrellas en la secuencia principal están en un estado relativamente estable, quemando el hidrógeno en sus núcleos, como nuestro Sol. Una estrella típica de tipo G (amarilla) como el Sol tiene una vida estimada (es decir, tiempo de residencia en la secuencia principal) de alrededor de 10 billones de años.

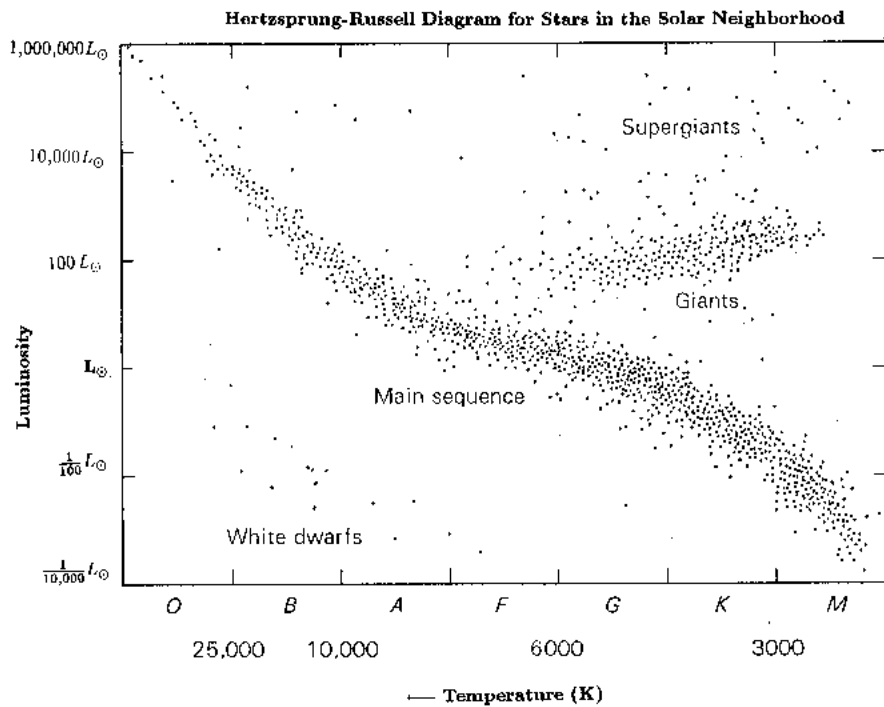


Diagrama de Hertzsprung-Russell

La Etapa T-Tauri

La ausencia conspicua de gas en medio de los planetas debería tener una explicación en cualquier modelo para la formación del Sistema Solar. Antes de llegar una estrella nueva a la secuencia principal, existe una secuencia pre-principal de colapso gravitacional de una nebulosa proto-estelar. Nuestra mejor información de esta etapa es el estudio de una clase de estrellas jóvenes - las estrellas T-Tauri.

Pensamos que estas estrellas todavía están en su etapa de contracción, con una edad menor que 1 millón de años. Típicamente tienen una masa de 0.2 a $2 M_S$, y muestran evidencia de una fuerte actividad magnética. Algunas estrellas T-Tauri tienen espectros con 'líneas prohibidas' que ocurren en un gas de poca densidad y tiene la estructura de una nebulosa gaseosa. Las fluctuaciones rápidas de las emisiones en UV o rayos x son comunes. También muestran una emisión fuerte en infrarrojo y tienen espectros con líneas de silicio que indican que están rodeadas de nubes de polvo.

Las estrellas T-Tauri están asociadas con vientos solares fuertes y altas luminosidades. Se piensa que nuestro Sol probablemente tuvo una etapa T-Tauri en su evolución temprana, y los elementos volátiles en la parte interior del Sistema Solar se perdieron hacia el exterior en esta etapa.

1.4 La Formación de los Planetas

Condensación y Refrigeración

La teoría más aceptada de la formación cosmológica es la de V. Safronov. El fue el primero en plantear la hipótesis que el Sistema Solar inicialmente surgió de una nube (proto-nebulosa) que cambió de una esfera a un disco. Mientras que los detalles específicos de los modelos de la formación del Sistema Solar son diferentes, lo que tienen en común es que los planetas se formaron del crecimiento de algunas partículas en una nebulosa de gas y polvo. El mecanismo para iniciar el colapso inicial de la nebulosa es controvertido; existen hipótesis de un colapso gravitacional uniforme, de ondas de densidad en la galaxia en forma espiral, y sugerencias que dependen de una supernova cerca de nuestro Sistema Solar. Una supernova, aunque un evento de baja probabilidad, tiene apoyo de la presencia de micro-diamantes en el polvo cósmico; entonces la región tenía muy altas presiones debido al paso de ondas de choque en el pasado. El problema con la teoría de una supernova es que tiene implicaciones en que la formación de un Sistema Solar sería un evento muy raro - así que con cada planeta que descubrimos, baja la probabilidad de que esta hipótesis sea correcta.

Hay algunos argumentos para la formación de los planetas. Es posible que los planetas se hayan acumulado poco a poco a partir de cuerpos pequeños (llamados planetesimales) que se encontraron. También pueden ser resultado de la acumulación de un sistema de cuerpos planetesimales que se encontraban inestables gravitacionalmente. No es claro si la acumulación de planetas ocurra en un ambiente con o sin gas. En una nebulosa con gas la temperatura es casi homogénea, pero si sale el gas debido al viento solar (y condensación del polvo) aparece una pendiente de temperatura.

Generalmente aceptamos que los planetas se forman de una nebulosa con una composición similar a la del Sol ($\sim 75\%$ hidrógeno). Esta nebulosa, girando lentamente, tiene una distribución de temperatura y presión que disminuye hacia afuera y una baja densidad. El disco se enfría inicialmente por la radiación, con la condensación de las partículas de polvo. Estos primeros condensados crecen a temperaturas de 1600-1750K, y consisten de silicatos, óxidos y titanios de calcio y aluminio (Al_2O_3 , CaTiO_3 , $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$), y algunos metales como platino. Estos minerales se encuentran en inclusiones blancas en la clase de meteoritos más primitivos (condritos carbonáceos tipo III). Después se condensa hierro metálico, y forsterita (un tipo de olivino) y enstatita (un tipo de pyroxeno). FeS, y materiales con agua, se condensan a 700-800K. Materiales volátiles a 300-400K. Los planetas que contienen estos minerales y metales se acumularon de material que se condensa en este rango de temperatura.

Las escalas de tiempo para la condensación de gas a polvo, la acumulación de polvo a planetesimales, la acreción de planetesimales a planetas y lunas no

son bien conocidas. Si el enfriamiento era lento en comparación con eso, los planetas pueden formarse durante el proceso de enfriamiento y tener acreción inhomogénea. Si este enfriamiento era rápido, los planetas se formaron de material frío y homogéneo. Modelos de acreción homogéneo son los más probables, con diferenciación de los planetas después de darles su estructura interna.

Acreción

El proceso o los procesos que eran responsables de la acumulación de polvo y partículas pequeñas a planetesimales no son conocidos. La atracción electrostática y soldadura con un vacío son posibilidades para iniciar el proceso. Cuando hay acumulación de material inicial, el área de la superficie de estos cuerpos aumenta, así que el proceso acelera. A un cierto tamaño la atracción gravitacional domina.

En la etapa de acreción de planetesimales, las colisiones son la clave para la formación de planetas. Usando simulaciones de Monte Carlo, con una velocidad de colisión específica, los Sistemas Solares se forman con pocos planetas grandes, y no con muchos cuerpos pequeños.

1.5 El Primer Estado Termal de la Tierra

Calefacción acrecional

Cuando planetesimales se juntan para formar lunas y planetas hay una liberación de energía, donde la mayoría se transforma a calor. Varias teorías ponen el tiempo para la acreción de la Tierra de 10^5 a 10^8 años, que es muy rápido en comparación con la edad del Sistema Solar. Si la acreción fue rápida, no hubo mucho enfriamiento entre las colisiones.

Para determinar el tamaño del calentamiento asociado con la acreción, es necesario tener conocimiento de las distintas fuentes de energía en el sistema; que incluye la energía cinética de los proyectiles, la energía potencial de material que cae a la superficie del planeta, y la energía termal. Para simplicidad asumamos que la acreción ocurre tan rápido que el sistema está en un proceso adiabático, es decir, que no hay una salida de calor desde la superficie del planeta en el proceso de formarse. La energía, por unidad de masa, de material que se pega al planeta es la suma del cambio en las contribuciones cinéticas y gravitacionales:

$$C_p \Delta T = \frac{1}{2} (v_\infty^2 - v_p^2) + \frac{GM}{R} \quad (1.7)$$

donde ΔT es el cambio en la temperatura, C_p el calor específico, v_∞ la velocidad absoluta del material, v_p la velocidad del planeta, $(\Delta v)^2 = v_\infty^2 - v_p^2$ es la velocidad relativa del impacto, M la masa del planeta, R el radio del planeta, y

$$\frac{GM}{R} = gR \quad (1.8)$$

donde g es la aceleración gravitacional en la superficie del planeta. Es razonable suponer que el proceso de impactos no es perfectamente eficiente y sólo una fracción, h , de la energía total es convertida en calor. Usando esta fracción y (1.8) podemos escribir

$$C_p \Delta T = h \left[\frac{1}{2} (v_\infty^2 - v_p^2) + gR \right] \quad (1.9)$$

Esta expresión nos da un límite superior del aumento en la temperatura que podría ocurrir durante el proceso de la acreción. En la práctica, el término del potencial domina en la ecuación (1.9), pero esta expresión no es tan realista pues no permite enfriamiento.

Entonces consideramos la complicación adicional en que el sistema pierde calor de su superficie. Es posible escribir una ecuación para el equilibrio entre la energía gravitacional de la acreción, el calor perdido en la radiación, y la energía termal asociada con el cuerpo, donde el problema ahora depende del tiempo:

$$\rho \frac{GM(r)}{r} dr = \epsilon \sigma [T^4(r) - T_b^4] dt + \rho C_p [T(r) - T_b] dt \quad (1.10)$$

donde $M(r)$ es la masa del planeta que crece, ρ la densidad del material que se pega al planeta, ϵ la emisividad, σ la constante de Stefan-Boltzmann, T_b la

temperatura efectiva (blackbody) y t es el tiempo. En realidad, también hay energía asociada con calores latentes de la fusión y de vaporización que ignoramos aquí. El aumento en la temperatura de los planetas, calculado como soluciones numéricas en (1.10), requiere tiempos de acreción rápidos para exceder la temperatura de fusión (10^3 a 10^4 años para la Tierra). Estas escalas de tiempo son menores que lo que sugieren los modelos de acreción e implica que el calentamiento debido a la acreción no es muy importante para la Tierra (ni para otros planetas). Pero es necesario considerar la importancia en la radiación para liberar calor del planeta. La pérdida de temperatura debido a la radiación va como T^4 y con eso la superficie del planeta se enfría rápidamente. Si la única manera de liberar el calor del planeta es por conducción a la superficie y después radiación, el calor de acreción permanece más tiempo en la Tierra y los aumentos de la temperatura de 2000° son posibles en modelos con tiempos de acreción entre $10^6 - 10^7$ años. Incluso si la acreción causa que la superficie de la Tierra se funda, este proceso no explica el calentamiento del interior de la Tierra, que ocurre por el proceso de diferenciación.

Diferenciación

Del momento de inercia de la Tierra ($\sim 0.33Mr^2$), sabemos que la Tierra, y otros planetas, tienen una estructura con capas de diferente densidad. Los aumentos implicados en la densidad con la profundidad son más grandes que aquellos asociados con su propia compresión debido a un incremento de la presión con la profundidad. Entonces los cambios en la composición (y cambios en la fase) explican las observaciones. Si la Tierra se formó fría y homogénea, entonces debería ser un proceso de diferenciación interno para producir su estructura de densidad radialmente estratificada. La diferenciación de un estado inicial homogéneo hacia una estructura con un núcleo y manto distintos implica un cambio en la energía potencial gravitacional. Es probable que la liberación de energía haya sido una fuente importante en algunos cuerpos planetarios. Se cree que la diferenciación pudo haber ocurrido en la evolución planetaria después de un periodo de calentamiento radiactivo, o en las últimas etapas de acreción por impactos en que la temperatura necesaria para fundir el hierro está a poca profundidad. El hierro fundido se separa de su matriz de silicato y es más denso que sus alrededores y se hunde por la gravedad. Es razonable asumir que el tiempo para la separación y el hundimiento es pequeño en comparación con el tiempo de calentamiento. También, el proceso pasa en el interior así que la pérdida de calor en la superficie puede ser ignorada.

Con estas suposiciones es posible estimar el aumento asociado con la formación del núcleo. Podemos calcular el cambio en la energía gravitacional potencial asociada con la diferenciación instantánea de un planeta de un estado homogéneo a un estado final, con un núcleo y un manto. Asumamos que la masa total del sistema es constante, e ignoramos las contribuciones de otros efectos como cambios en la fase, el calor latente de fusión, la energía cinética de rotación, y la energía de presión. La energía gravitacional (Ω) para un planeta esférico en equilibrio hidrostático, en que la densidad es simplemente una función del radio,

es

$$\Omega = \int_0^M \frac{Gm}{r} dm \quad (1.11)$$

donde $m = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho$ es la masa del cuerpo esférico (para ρ constante), y $dm = 4\pi r^2 \rho dr$. Sustituyendo la ecuación 1.8 tenemos

$$\Omega = \int_0^M g(r) r dm \quad (1.12)$$

Reordenando una vez más para integrar sobre el radio, tenemos

$$\Omega = 4\pi \int_0^R g(r) \rho(r) r^3 dr \quad (1.13)$$

En la práctica, $\rho = \rho(r)$ es determinado de una ecuación de estado que relaciona la densidad con la presión (y entonces la profundidad). Es necesario evaluar la ecuación 1.13 numéricamente, y después asumir que el cambio en la energía potencial gravitacional es transformada en calor. Entonces

$$\Delta\Omega = C_p \Delta T \quad \text{o} \quad \Delta T = \frac{\Delta\Omega}{C_p} \quad (1.14)$$

Planeta	Radio del núcleo (km)	Energía liberada $\Delta\Omega$ (J)	Aumento en temp ΔT (K)
La Tierra	3485	1.5×10^{31}	2300
Marte	1400-2100	$\sim 2 \times 10^{29}$	300-330
Mercurio	1840	2×10^{29}	700
La Luna	< 400	$\sim 1 \times 10^{27}$	10

Tabla 1.1. Aumento en la temperatura debido a la formación del núcleo.

La tabla 1.1 muestra el aumento en la temperatura (en promedio) asociado con la formación instantánea del núcleo para los planetas terrestres basado en ecuaciones 1.13 y 1.14. Para la Tierra este aumento en la temperatura fue suficiente para producir la fusión extensiva. Entonces, justo después de la acreción, la Tierra estaba bastante fundida y haciendo convección en su interior como una consecuencia de esta diferenciación. Para Venus el tamaño del núcleo no es conocido pero sí es similar a la Tierra (debido al radio y masa similar), entonces Venus habría experimentado una significativa temprana fundición cuando formó su núcleo. La fundición también probablemente ocurrió en Mercurio. Pero para Marte y la Luna el incremento de temperatura no es suficientemente grande para producir la fundición, incluso tomando en cuenta las considerables incertidumbres en los radios de los núcleos. La formación del núcleo pudo no haber sido una fuente de calor significativa en la evolución temprana de esos cuerpos.

Formación de la Luna

Después de la acreción de la Tierra, seguimos con impactos cuando los planetas acumulan los asteroides. Ahora, se cree que un gran impacto fue responsable

de la formación de la Luna. El origen de la Luna es un tópico controvertido - mientras que lunas alrededor de planetas son comunes en nuestro Sistema Solar, la Luna de la Tierra es inusual debido a su tamaño grande (en comparación con su planeta principal). Se puede preguntar si el origen de la Luna estaba asociado con circunstancias especiales.

La teoría que hoy día tiene favoritismo es la hipótesis del gran impacto, que, apoyando por simulaciones numéricas, puede explicar la composición de la Luna, el momento angular del sistema Tierra-Luna y la falta de hierro en la Luna. En esta teoría, justo después de la formación de la Tierra, se recibe un impacto de un cuerpo con el mismo tamaño de Marte. Simulaciones hidrodinámicas muestran estas características: Los mantos de la Tierra y el impactor se fundieron y se evaporaron, y el núcleo del impactor se junta con el núcleo de la Tierra. El material del manto de la Tierra, y del manto del impactor, que fue expulsado, se condensa para formar la Luna. Si este evento realmente ocurrió, la Tierra habría sido fundida.

1.6 Decaimiento Radiactivo

La radiactividad fue descubierta por Henri Becquerel en 1896 y últimamente ha tenido implicaciones profundas para la evolución de la Tierra. En esta época, las capas sedimentarias en afloramientos eran (más o menos) entendidas, por lo menos al punto donde se cree que las capas sedimentarias necesitaban cientos de millones de años para acumular. También las únicas fuentes de la energía disponible para el Sol y para la Tierra (la energía asociada con colapso gravitacional), permiten una edad máxima de la Tierra de ~ 25 My. El descubrimiento de radiactividad cambió eso, se permite un mecanismo para el calentamiento de la Tierra a largo plazo (calentamiento interno que maneja la convección en el manto y el movimiento de las placas), y se permite una forma para determinar las edades absolutas de las rocas.

La estabilidad de elementos con respecto al decaimiento tiene relación con los números relativos de los protones y neutrones, y el elemento está propenso a decadencia radiactiva si esos números no son aproximadamente iguales. El decaimiento ocurre porque parte de la masa de un átomo está en su energía de formación (binding energy). Si hay demasiada energía de formación (estamos en el mundo de mecánica cuántica), el núcleo decae espontáneamente a un estado con menor energía. El decaimiento radiactivo puede ocurrir en tres mecanismos:

- **Decaimiento alfa** - la liberación de un núcleo de helio
- **Decaimiento beta** - la liberación de un electrón (o un positrón)
- **Decaimiento gamma** - la liberación de radiación gamma.

La tasa del decaimiento radiactivo tiene una ley simple. El cambio en el número total N de partículas radioactivas en el tiempo dt es

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N, \quad (1.15)$$

donde la actividad decrece con tiempo. La constante λ está basada sobre la probabilidad del mecanismo de decaimiento pasando en un átomo de un elemento. Podemos escribir 1.15 como

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt, \quad (1.16)$$

e integrando ambos lados de 1.16 tenemos

$$\ln N = -\lambda t + c, \quad (1.17)$$

donde la constante c es $\ln N_0$. Tomando exponenciales en ambos lados, escribimos

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (1.18)$$

donde N_0 es el número inicial de partículas radiactivas. La vida media, $T_{1/2}$, que representa el tiempo necesario para que la mitad de las partículas decaigan, se encuentra cuando $N/N_0 = 1/2$ y entonces

$$\frac{N}{N_0} = \frac{1}{2} \Rightarrow T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}. \quad (1.19)$$

Notemos que la vida media representa un método alternativo para expresar la constante de decaimiento λ . La energía de formación de un núcleo es tan grande, y los núcleos son tan pequeños, que las tasas de decaimiento no cambian significativamente con las condiciones en la Tierra como la presión y la temperatura. En principio, la precisión de la expresión 1.19 nos deja determinar las edades absolutas de las rocas de billones de años. Sin embargo, en realidad la concentración inicial del elemento padre, N_0 , no siempre es conocida. Aún, podemos medir la concentración del elemento hija, D^* , que es simplemente

$$D^* = N_0 - N. \quad (1.20)$$

Podemos reemplazar N en 1.18 para encontrar

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t} = N_0 (1 - e^{-\lambda t}). \quad (1.21)$$

Queremos eliminar N_0 , entonces dividimos 1.21 por 1.18, y

$$\frac{D^*}{N} = \frac{N_0 (1 - e^{-\lambda t})}{N_0 e^{-\lambda t}} = e^{\lambda t} - 1. \quad (1.22)$$

La ecuación 1.22 puede ser usada para determinar la edad de un elemento, si no hay una componente inicial del elemento hija (no-radiactiva), o si podemos estimar esta componente inicial.

1.7 Datos Radiométricos

El sistema de Rubidio-Estroncio

Para ilustrar la técnica de datos radiométricos, consideramos el decaimiento de un isótopo de rubidio, ^{87}Rb , hacia el isótopo estable de estroncio, ^{87}Sr . Este

sistema es simple porque el elemento padre sólo decae a un tipo de elemento hija. El sistema Rb-Sr es útil para fijar una edad de rocas viejas porque la constante de decaimiento λ es apropiada para eso:

$$\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}, T_{1/2} = 48.8 \times 10^9 \text{yr}. \quad (1.23)$$

Solamente una fracción del rubidio que estaba en la nebulosa solar ha decaído. Si t es el tiempo desde un proceso de fusión que reajusta la proporción de los elementos a sus valores de alta temperatura, podemos ver (de 1.18) que

$${}^{87}\text{Rb} = {}^{87}\text{Rb}_0 e^{-\lambda_{87}t}. \quad (1.24)$$

Y para el estroncio:

$${}^{87}\text{Sr} = {}^{87}\text{Sr}_0 + {}^{87}\text{Rb}(e^{\lambda_{87}t} - 1). \quad (1.25)$$

Para hacer la datación radiométrica, usamos un espectrómetro de masa para medir la cantidad de ${}^{87}\text{Sr}$ y ${}^{87}\text{Rb}$ en la muestra. Porque diferentes partes de la roca contienen diferentes concentraciones de ${}^{87}\text{Sr}_0$, tenemos que hacer una normalización contra otro isótopo estable con química similar que ocurre en concentraciones proporcionales, como ${}^{86}\text{Sr}$. Dividiendo la ecuación 1.25 por ${}^{86}\text{Sr}$ nos da:

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda_{87}t} - 1). \quad (1.26)$$

La presencia de concentraciones iniciales del elemento hija también requiere más que una medición de la proporción padre/hija para obtener una edad. Podemos graficar muestras con diferentes proporciones de $\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}$ contra $\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}$ usando (1.26). La proporción $\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}$ varía naturalmente de un mineral a otro, por ejemplo es típicamente mayor en plagioclasa que piroxeno, entonces diferentes muestras son obtenidas debido a diferenciación de minerales. Cuando graficamos eso, las dos proporciones caen en una línea lisa que se llama isócrona (que significa 'mismo tiempo'), que (como muestra 1.25) tiene una pendiente de $(e^{\lambda_{87}t} - 1) \approx \lambda_{87}t$ y una intersección con el eje y de $\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0$. Si sabemos la constante de decaimiento, λ , la isócrona nos da la edad, t , de la roca.

Los sistemas de decaimiento más útiles son Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar, Th-Pb, y los dos sistemas de U-Pb. Para que un sistema padre-hija sea útil, un isótopo no-radiogénico del elemento de hija tiene que estar presente para una comparación. También la vida media del elemento debería ser bien conocida. Finalmente, la precisión de los datos depende de si la roca estaba en un sistema cerrado o no - sin un sistema cerrado la información del tiempo será incorrecta.

El sistema de Uranio-Plomo

El sistema U-Pb es especialmente útil porque solamente hay que medir Pb, que no se mueve grandes distancias en rocas. También las constantes del decaimiento son bien conocidas debido a las investigaciones nucleares. Cristales

de zirconio son usados en esta situación porque son resistentes a la difusión de uranio. Hay cuatro isótopos de Pb: 204, 206, 207, 208. Solamente ^{204}Pb no tiene un padre radiactivo, y los sistemas para los otros isótopos son:

$$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}, \lambda_{238} = 1.55 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}, T_{1/2} = 4.5\text{By} \quad (1.27)$$

$$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}, \lambda_{235} = 9.85 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}, T_{1/2} = 0.7\text{By} \quad (1.28)$$

$$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}, \lambda_{232} = 4.95 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}, T_{1/2} = 14\text{By} \quad (1.29)$$

Usando (1.24) y haciendo una comparación con el ^{204}Pb , que no es radiogénico, encontramos

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{238}t} - 1 \right), \quad (1.30)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{235}t} - 1 \right). \quad (1.31)$$

Ahora toma la proporción de $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ contra $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$:

$$\frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0}{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0} = \frac{^{235}\text{U} e^{\lambda_{235}t} - 1}{^{238}\text{U} e^{\lambda_{238}t} - 1}, \quad (1.32)$$

y podemos ponerlo en una ecuación de un isócrono:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = M \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} + B \quad (1.33)$$

donde la pendiente y la intersección con el eje y son:

$$M = \frac{^{235}\text{U} e^{\lambda_{235}t} - 1}{^{238}\text{U} e^{\lambda_{238}t} - 1}, \quad B = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 - M \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0. \quad (1.34)$$

La información sobre la edad está contenida en la pendiente M , usando solamente isótopos de Pb. El valor de $\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}$ es 1/137.88, y esta proporción es constante en casi todos materiales. Para obtener la proporción de Pb inicial podemos considerar meteoritos. Meteoritos de hierro contienen casi nada de uranio; la proporción mínima se encuentra en el meteorito de Canyon Diablo, que se define como primordial (la proporción de plomo inicial en el Sistema Solar).

La edad de la Tierra

Usando los constantes de decaimiento de uranio, la proporción $\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}$ y la proporción de plomo inicial del Canyon Diablo nos da una edad de (4.54 ± 0.03) By para el Sistema Solar. Este es el tiempo cuando Pb isotópicamente homogéneo se forma en la nebulosa solar en varios cuerpos con diferentes proporciones de U/Pb, y es la mejor aproximación para la edad de la Tierra.

La edad radiométrica de las rocas de los continentes y océanos de la Tierra nos da edades hacia 4 By. La erosión es eficiente en la superficie de la Tierra debido

a agua, y una biósfera. También un nuevo material se forma en la superficie de la Tierra debido a tectónicas de las placas. Por eso no es una gran sorpresa que rocas terrestres no son las rocas más viejas en el Sistema Solar.

1.8 Radiactividad como una Fuente de Calor

La radiactividad es una fuente de calor en el Sistema Solar inicial y también es una gran fuente de calentamiento a largo-plazo de la Tierra (y otros planetas). Las dos clases de radionucleidos son de vida larga, y de vida corta.

Nucleidos de vida larga

Los más importantes son ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K . Son la fuente primaria de calor en la historia de la Tierra. Ellos dan el calor que hace la convección del manto, y tiene una fracción significativa en la corteza de la Tierra.

Nucleidos de vida corta

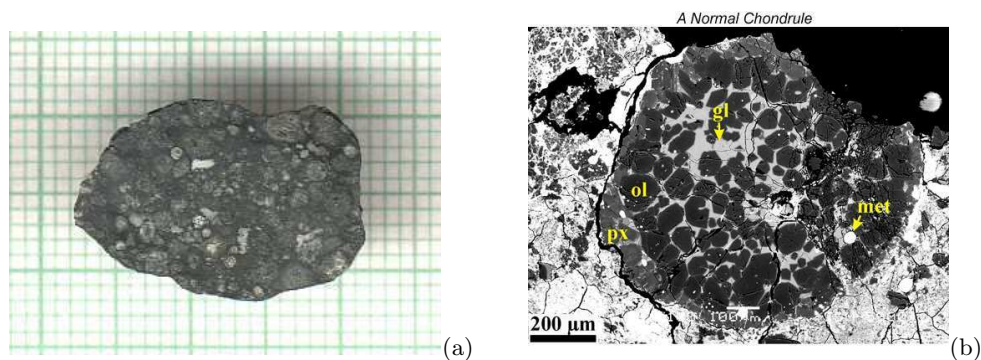
Una fuente importante de calor para la fundición de meteoritos. Lo más abundante es ^{26}Al , que deca e a ^{26}Mg con una vida media de 720,000 años.

1.9 Meteoritos y la Composición de la Tierra

La información química y mineralógica que contienen varios tipos de meteoritos nos dan pistas muy importantes sobre las características del Sistema Solar y la Tierra inicial.

1.9.1 Condritos (Chondrites)

Los condritos forman la clase más abundante de meteoritos y tienen similitudes químicas al Sol. Se llaman así porque contienen cóndrulos que son esferas de silicatos vidriosos de tamaño de unos milímetros. Los cóndrulos se magnetizan de modo independiente, y no existen en rocas terrestres. Se cree que los cóndrulos se condensaron de la nebulosa inicial y después fueron incorporados en una matriz de minerales de silicatos cristalinos y a filamentos de una aleación hierro-níquel. Su magnetización, forma esférica y fina estructura cristalina indican que se enfrían muy rápido, quizás en unos minutos.



(a) Un condrito carbonato. (b) Esta imagen (de una microscopía de scattering de electrones) muestra un cóndrulo típico de un condrito carbonato. Los granos son olivino (negro [ol]), piroxeno [px] y esferas de hierro metálico (blanco [met]); alrededor hay un vidrio (gris [gl]).

Una comparación de la abundancia de los elementos en un condrito con la abundancia en la fotosfera del Sol (usando espectroscopía) nos da una gran similitud. Los únicos elementos que no igualan en abundancia son los más volátiles, que normalmente escapan de un meteorito cuando se enfría, y litio, que es reducido en el Sol debido a las reacciones nucleares. Entonces, el nombre condrito significa cualquier meteorito con una composición química similar al Sol.

Un meteorito importante cayó en Chihuahua, México, en 1969. Estos meteoritos (se llaman Allende, lugar donde encontraron la primera roca) son condritos carbonosos (clase III) que son lo más primitivos, es decir sin metamorfismo.

1.9.2 Acondritos

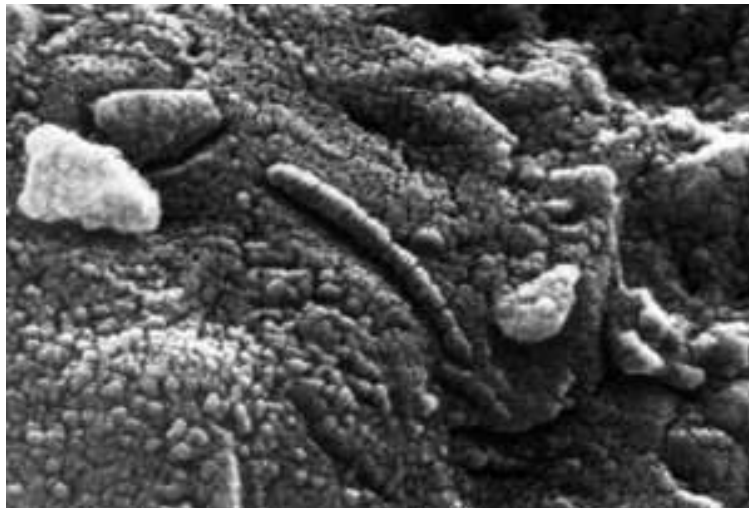
Los acondritos son meteoritos ígneos que no tienen minerales hídricos ni óxidos. Porque tienen una composición basáltica, se cree que son de cuerpos

suficientemente grandes que forman una corteza.

Meteoritos de Marte

Estos tienen una mineralogía del piroxeno y la plagioclasa similar a los basaltos terrestres. También tienen un poco del mineral hídrico que se llama kaersutita (un amfibol), y la magnetita que contiene Fe^{3+} (óxido). Sus cristales de piroxeno están alargados en una dirección (horizontal) en la misma forma que existen al fondo de una cámara de magma en la tierra. También existen otros meteoritos que contienen rocas como augite y olivino, y este grupo se llama los meteoritos SNC. Se piensa que el cuerpo de origen de estos meteoritos es Marte.

Otro meteorito famoso de Marte es ALH84001, descubierto en Antártica en 1984. En 1996 la NASA anunció que era posible que esta roca muestre una forma de vida (similar a nanobacteria) en Marte hace 3 By. Esto todavía es controvertido.



Vista microscópica de la estructura interna del ALH84001, con su “nanobacteria”.

Meteoritos de la Luna

Unos meteoritos son mezclas que tienen fragmentos blancos en un cemento más oscuro, como rocas lunares. Tenemos muestras de la Luna que podemos comparar con estos meteoritos usando geoquímica y petrología, así que es muy probable que el origen de los meteoritos sea la Luna.

Ureilitos (Ureilites)

Estos meteoritos contienen olivino y pigeonita, en una matriz de grafito o diamante. La presencia de carbón sugiere una conexión con condritos carbonosos.

1.9.3 Meteoritos de hierro y de hierro-piedra

Estos meteoritos constituyen $\sim 4\%$ de los meteoritos que caen a la superficie de la Tierra. Meteoritos de hierro y piedra tienen partes iguales de roca y hierro, y la componente de la roca consiste de olivino, el material más común del manto. La componente metálica es hierro con níquel en una solución sólida.

Dentro del hierro/níquel hay dos fases: la forma- α “kamacite” (5.5% níquel) y la forma- γ “taenite” ($\sim 27\%$ níquel). Cuando se enfría, las dos fases forman una estructura Widmanstätten: cristales con sus propias estructuras cristalinas en dos direcciones diferentes. Esta estructura nos cuenta la historia de la formación y la tasa de enfriamiento de los meteoritos.



Meteorito de hierro y piedra, con su estructura Wildmanstätten.

En los meteoritos de hierro-níquel hay cristales con una longitud de unos centímetros, y entonces el tiempo para el enfriamiento de estos cristales es muy largo - millones de años. Para eso, el radio del cuerpo original del meteorito es ~ 100 km. Con la identificación de un grupo metálico en los meteoritos asumimos que este metal es la componente de los núcleos densos de los planetas. Experimentos de ondas de choque indican que las velocidades de las ondas sísmicas dentro de la Tierra son coherentes con esta suposición.

La otra evidencia para los núcleos de hierro en los planetas es el proceso de nucleosíntesis. El hierro tiene la más grande energía de formación de todos los elementos y entonces es muy estable y producido en estrellas.

1.10 La Estructura de la Tierra en 1-Dimensión

Podemos calcular la estratificación radial de la Tierra usando sismología y datos de astronomía y meteoritos. Esta estructura es un modelo de referencia importante en geofísica. Las desviaciones de eso contienen la información sobre

procesos geodinámicos.

Usando datos sísmicos

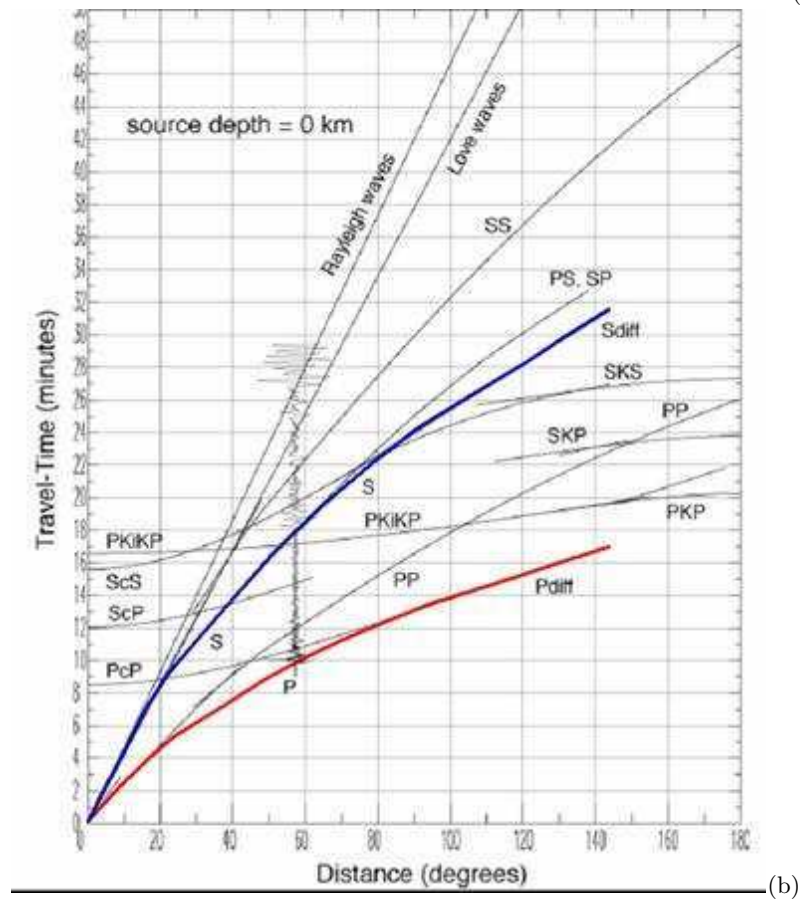
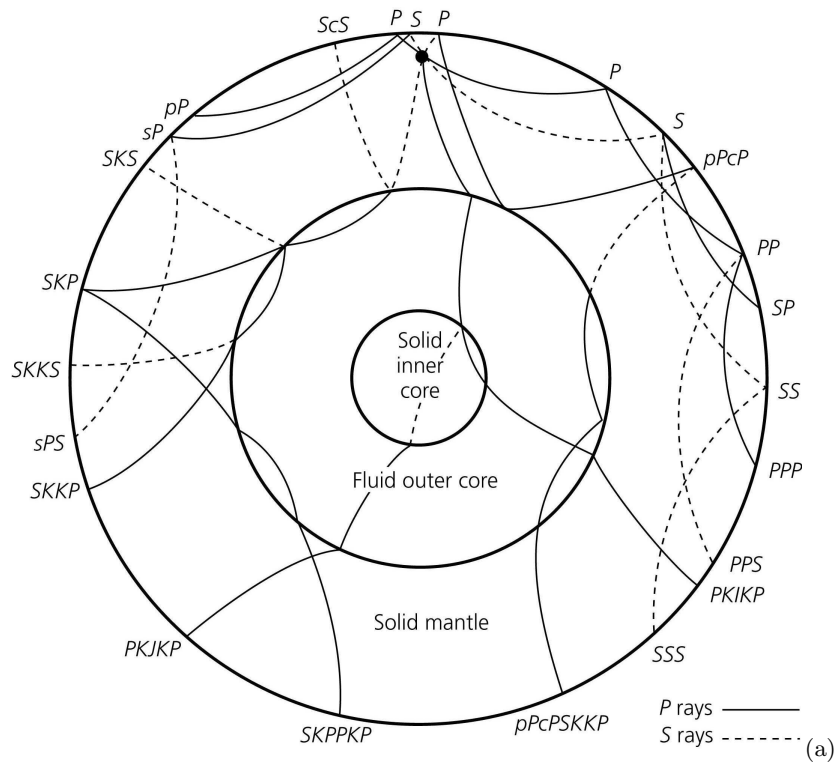
Los datos importantes para obtener la estructura de la Tierra son la variación con profundidad de las velocidades de varias ondas sísmicas. Podemos determinar éstas de sismogramas que muestran el desplazamiento, velocidad o aceleración del suelo debido a terremotos (o explosiones nucleares).

Con la introducción de sismología observacional, la subdivisión de la Tierra en capas de diferentes velocidades fue hecha alrededor de 1930. Aquí hay algunas fechas importantes en sismología:

- 1892 - La primera grabación de un terremoto (en Japón).
- 1906 - Demostración de la existencia del núcleo debido a datos sísmicos (Oldham).
- 1909 - Mohorovičić descubrió la interfase sísmica de la corteza-manto (MOHO).
- 1912 - Gutenberg estimó la profundidad de la interfase núcleo-manto.
- 1936 - Lehman descubrió el núcleo interno.
- 1939 - Conocimiento puesto en los primeros modelos 1-D de la Tierra (Jeffreys-Bullen).
- 1948 - Bullen usó la información sobre la velocidad de las ondas y estimaciones del momento de inercia de la Tierra para determinar densidad a diferentes profundidades.
- 1975 - Los primeros modelos 3-D de la velocidad sísmica en la Tierra.

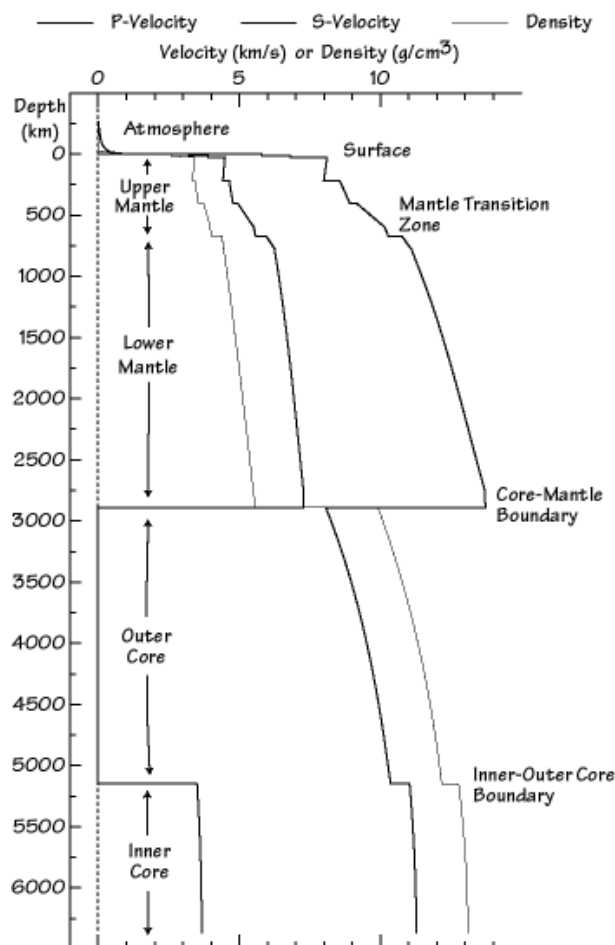
En esta introducción hacemos un resumen corto de esto: los sismómetros miden el desplazamiento del suelo en tres direcciones sobre un gran rango de frecuencias. Lo que ellos muestran es una gran variación en frecuencia de diferentes fases (como P , S , y ondas superficiales). La diferencia en frecuencia es la resolución de la estructura con diferentes ondas, y las diferentes fases viajan por distintas partes del interior de la Tierra.

Asumamos que sabemos la posición y tiempo de un terremoto. Con esto es posible construir secciones en que los sismogramas son tomados con distancia de la estación sísmica al epicentro del sismo (locación en la superficie). Esta distancia, la distancia epicentral, es típicamente dada por Δ [°]. Si hay muchos datos disponibles se pueden determinar las curvas del tiempo de viaje para las diferentes fases sísmicas y la mejor estructura sísmica para los datos. (Nota: en realidad no sabemos la locación y tiempo de origen (hipocentro) de un terremoto exactamente y la determinación del hipocentro depende de la estructura de velocidad en la Tierra - entonces todo está intrínsecamente conectado.)



(a) Diferentes fases sísmicas (b) Curvas de tiempo de viaje de ondas sísmicas.

Usando física básica se puede mostrar que la variación en la velocidad de ondas con la profundidad (en combinación con el promedio de densidad de la Tierra y su momento de inercia) puede ser convertida en la variación de la densidad con profundidad. En general, la velocidad de las ondas aumenta con la profundidad en el manto debido al efecto de más presión sobre su módulo volumétrico (bulk modulus) (κ), y su rigidez (μ). Nota: Velocidad de onda- P , $\alpha = \sqrt{(\kappa + \frac{4}{3}\mu)/\rho}$; velocidad de onda- S , $\beta = \sqrt{\mu/\rho}$.



Velocidad de ondas- P , - S , y densidad dentro de la Tierra.

Un aumento rápido en α y β ocurre a una profundidad de 10-40 km. Esta discontinuidad sísmica es la interfase corteza-manto (MOHO). Entre ~ 400 y ~ 1000 km el aumento en estas velocidades es más grande que lo esperado con una simple compresión adiabática (Birch, 1952) y tiene implicaciones para la dinámica del manto (cambios en fase de algunos minerales).

En el núcleo externo (líquido) la velocidad de la onda- P decrece bruscamente y es eso lo que causa “la zona de sombra” para ondas- P que Oldham y Gutenberg usaron en 1906 y 1912 para mostrar la existencia del núcleo y su tamaño.

El núcleo tiene propiedades de un líquido (Jeffreys 1926) entonces las ondas-S no pueden viajar por esta capa de la Tierra. El núcleo interno (Lehman 1936) es sólido -discutiremos la evidencia más tarde.

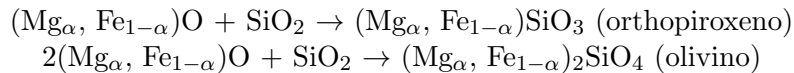
La composición

A pesar de cientos de años de prospección geológica tenemos acceso limitado a la mayoría de la Tierra. Entonces nuestro conocimiento de su composición debería ser de la observación remota, meteoritos y la atmósfera del Sol. Las componentes dominantes en el Sol son Si, Mg y Fe. Los meteoritos también tienen esos elementos no-volátiles y sus óxidos.

Algunas interfases dentro de la Tierra representan cambios en la fase del material de la misma composición, otros representan un cambio en la estructura química. Usando la abundancia cósmica y resultados de los experimentos en laboratorios a altas presiones y temperaturas, llegamos a esta interpretación de las capas en la Tierra:

La corteza que tiene 0.5% del volumen del manto, contiene mucho SiO_2 y Al_2O_3 .

El manto que contiene mucho SiO_2 y MgO y en forma de soluciones sólidas, como:



con α ($= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \sim 0.9$). El “número de magnesio” se define como $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ es siempre usado en discursos sobre la reología del manto. Otro material importante en el manto superior es granate (garnet), también un silicato de (Mg,Fe). Con un aumento en la presión el olivino se transforma a “spinel” y “post-spinel”. Piroxeno y granate se transforman a perovskita en el manto más profundo. Las más importantes componentes en el manto profundo son (Mg,Fe)O, (magnesio)wüstite, y (Mg,Fe)SiO₃, perovskita.

Las preguntas que quedan sobre el manto son de la escala de convección, el tamaño de la mezcla de las componentes, y si existen reservas separadas con una composición diferente.

El núcleo (32% de la masa de la Tierra), gran parte consiste de hierro. Fe es el único elemento que existe con una abundancia en el Sistema Solar suficiente para formar la gran densidad del núcleo de la Tierra. Sin embargo, la densidad del núcleo es menor que si tuviera sólo hierro, y entonces hay un elemento liviano (O, S, ¿Si?) presente también.

El núcleo interno tiene un radio de ~ 1220 km; contiene menos de 1% del volumen de la Tierra, pero $\sim 1.7\%$ de la masa. El núcleo interno puede ser una versión “sólida” del núcleo externo, y entonces más denso porque los elementos

livianos son rechazados. La importancia del núcleo para el campo magnético de la Tierra la discutiremos más adelante en el curso.

1.11 La Heterogeneidad Lateral en el Manto

El núcleo externo funciona como un líquido y su baja viscosidad no puede soportar las variaciones laterales en la densidad; entonces es (casi) homogéneo. Pero el manto es probablemente heterogéneo sobre muchas escalas de distancia. Mucha de la heterogeneidad se atribuye a la circulación convectiva en el manto y al reciclamiento de la litósfera oceánica. Esta heterogeneidad causa que observaciones de datos sísmicos sean diferentes de un modelo simple de 1-D.

La tectónica de las placas forma una parte importante del sistema de convección y hablaremos de eso en este curso. Aquí introduzco unos conceptos y procesos.

Fronteras de placas y sismicidad

Hoy día la sismicidad mundial es bien conocida y define las fronteras entre las placas. Notemos que también los terremotos existen dentro de las placas, que nos da información importante sobre la deformación en algunas regiones. Para conservar el área de la superficie de la Tierra, la tasa de la creación de la litósfera iguala la tasa de su destrucción. Los sismogramas también contienen información sobre el mecanismo de la ruptura en un terremoto y entonces se puede usar para clasificar tres diferentes tipos de fronteras de placas:

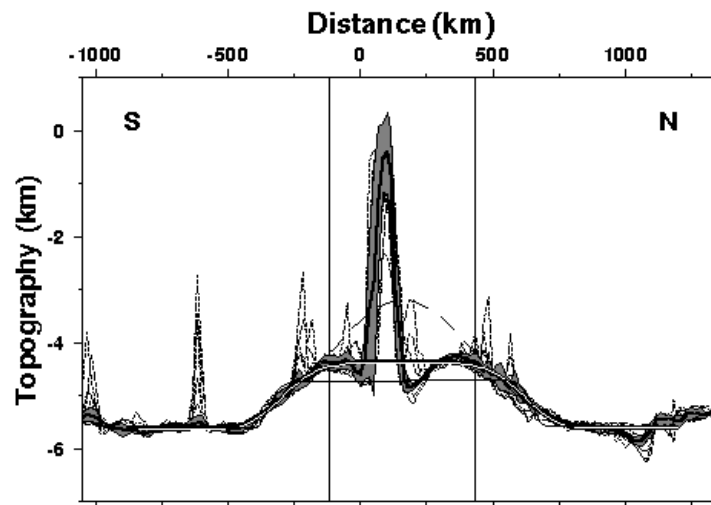
Fronteras divergentes son asociadas con fallas “normal”; y están en los sistemas de dorsales en el mar (Mid Ocean Ridge Systems), locaciones de la extensión en la corteza oceánica donde hay creación de nueva corteza debido al enfriamiento por descompresión.

Fronteras convergentes son asociadas con fallas “reversas”. Se llaman los bordes de placas destructivos, y están asociadas con la formación de montañas, la subducción, la sismicidad profunda, el volcanismo de arco y las fosas del mar.

Fronteras transcurrentes son asociadas con fallas “strike-slip”. Son importantes en los sistemas de dorsales en la forma de fallas transformantes.

La litosfera, la astenosfera y zonas de subducción

Usamos el término litosfera para la capa rígida en la superficie de la Tierra, que contiene parte de la corteza y parte del manto. Está la frontera térmica (thermal boundary layer) en que se pierde calor hacia la superficie debido a la conducción. También hay una definición térmica - el fondo de la litosfera coincide con el isoterma de 1300°C. La capa rígida mecánica en la litosfera que puede soportar estrés y masa (como Hawái) tiene la mitad de este ancho (que coincide con el isoterma de 650°C).



Batimetría y topografía de Hawái.

En contraste con la litosfera, la deformación en la astenosfera ocurre debido a un flujo dúctil en escalas de tiempo geológicas. La transferencia de calor en la astenosfera se domina por la convección.

Zonas de subducción están donde una placa baja por debajo de otra - típicamente la más densa (con Mg+Fe) placa oceánica subduce abajo de una continental. El resultado de este proceso es que la litósfera oceánica baja en el manto. En el manto superior se puede detectar estas losas (slabs) de litósfera con la ubicación de terremotos (en la zona Wadati-Benioff) hasta una profundidad de 670 km. Ahora hay evidencia para soportar que esas losas continúan a más profundidad en el manto, en una forma asísmica.