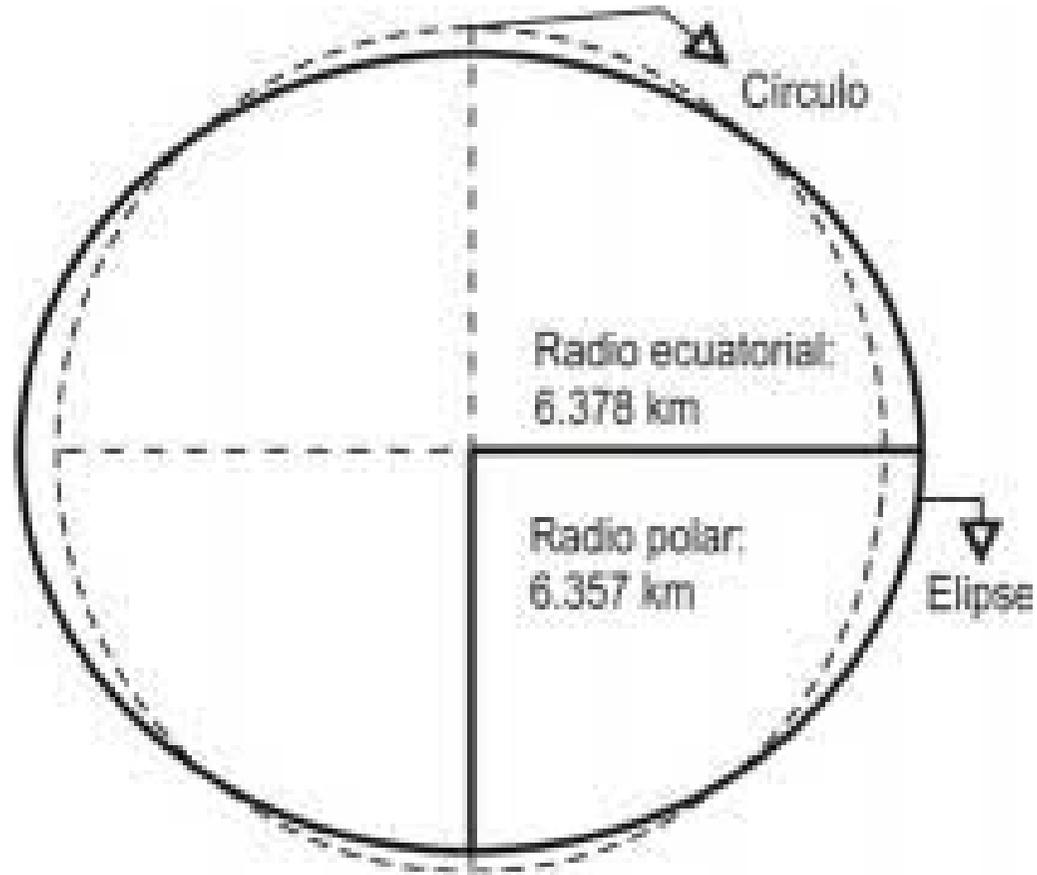


TEMA 6: Interiores planetarios

- * Gravedad y figura de un planeta.
- * Modelos del interior de la Tierra.
- * Ondas sísmicas.
- * Campo magnético.
- * Interior de la Luna.
- * Interiores de los planetas terrestres.
- * Interiores de los planetas gigantes.
- * Interiores de algunos satélites y planetas enanos.

Achatamiento polar

La rotación del planeta dará lugar a un achatamiento debido a la fuerza centrífuga.



Si el cuerpo está en equilibrio las presiones de las columnas ecuatorial y polar se deben igualar en el centro:

$$p_E = p_P$$

Asumamos que el planeta tiene una densidad uniforme ρ_o , las presiones p_E y p_P están dadas por:

$$p_E = g_E \rho_o R_E$$
$$p_P = g_P \rho_o R_P$$

donde R_E y R_P son los radios ecuatorial y polar del planeta.

Las aceleraciones g_E y g_P están dadas por:

$$dp_E = \rho_o R_E dg_E = \rho_o \left[-\frac{GM}{R^3} r + r\omega^2 \right] dr$$

donde M y R son la masa y el radio promedio del planeta, y ω es la velocidad angular de rotación del planeta. Integrando queda:

$$R_E g_E = \int_0^{R_E} -\frac{GM}{R^3} r dr + r\omega^2 dr = -\frac{GM R_E^2}{2R^3} + \frac{R_E^2 \omega^2}{2}$$

Para el radio polar tenemos una relación más simple ya que no hay aceleración centrífuga:

$$R_P dg_P = -\frac{GM}{R^3} r dr$$

$$R_P g_P = -\frac{GM R_P^2}{2R^3}$$

Igualando estas ecuaciones, introduciendo el *achatamiento polar*, definido como: $e = (R_E - R_P)/R_E$, y haciendo algunas simplificaciones ($R_E + R_P \sim 2R$; $R_E \sim R$), nos queda:

$$e \sim \frac{\omega^2 R^3}{2GM}$$

Vemos que el achatamiento es del orden del cociente de la aceleración centrífuga sobre la aceleración de la gravedad.

Caso de la Tierra: $\omega = 7.27 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $M = 6 \times 10^{27} \text{ g}$, $R = 6.4 \times 10^8 \text{ cm}$. Sustituyendo estos valores nos queda: $e \simeq 1.73 \times 10^{-3}$, que se puede comparar con una determinación más precisa $e \simeq 1/300 \simeq 3.3 \times 10^{-3}$.

Grado de concentración de materia hacia el núcleo

Se vió en el Capítulo 2 que estaba relacionado el momento de inercia I del objeto en torno a su eje polar. Para una esfera de radio R y masa M está dado por:

$$I = \alpha MR^2$$

Donde $\alpha = 0.4$ para un cuerpo de densidad uniforme. Cuerpos con concentración de masa hacia el centro (como los planetas) tendrán momentos de inercia $\alpha < 0.4$.

El segundo armónico J_2 del desarrollo del potencial gravitacional y el achatamiento polar son importantes porque están relacionados a la distribución de masa en el interior del planeta.

Modelo de interior planetario. Ecuación de estado

Consideremos un planeta isotérmico en equilibrio hidrostático en que la densidad puede ser descripta como $\rho = \rho(r)$. El *módulo de elasticidad de volumen*, K , del material se define como:

$$K = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \left(-V \frac{\Delta P}{\Delta V} \right) = -V \frac{\partial P}{\partial V}$$

que describe la variación de volumen bajo una presión hidrostática.

Teniendo en cuenta que $M = V\rho$, nos queda:

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial V} &= V \frac{\partial \rho}{\partial V} + \rho = 0 \\ \frac{V}{\partial V} &= -\frac{\rho}{\partial \rho} \end{aligned}$$

Sustituyendo en la ecuación que define K nos queda:

$$K = \rho \frac{\partial P}{\partial \rho}$$

Para muchos materiales el módulo K se puede expresar como (hipótesis de Bullen):

$$K = K_o + bP$$

donde valores típicos son: $K_o \sim 2 - 3 \times 10^{12}$ bar y $b \sim 3.5$ (NOTA : 1 bar \sim 1 atm \sim 10^6 barias (dinas/cm²) \sim 10^5 Pa).

La ecuación de equilibrio hidrostático nos da:

$$\frac{dP}{dr} = -\rho g_t$$

donde $g_t = GM_r/r^2 - \omega^2 r \cos^2 \phi$.

La masa M_r dentro de un radio r está dada por:

$$M_r = 4\pi \int_0^r r^2 \rho(r) dr$$

Con este sistema de ecuaciones podremos calcular $P(r)$ y $\rho(r)$.

Ondas sísmicas

Constantes elásticas: Vamos a considerar el caso simplificado de un material isótropo y homogéneo (no cristalino). Ya definimos el módulo de compresibilidad (isotérmica) K . El esfuerzo (fuerza por unidad de área) aplicado al material es proporcional al estiramiento fraccional, o sea:

$$\frac{F}{A} = Y \times \frac{\Delta l}{l}$$

donde Y se conoce como el *módulo de Young*.

Cuando se estira un bloque de material, se contrae a ángulos rectos. Si a y b son las direcciones a ángulos rectos, se cumple:

$$\frac{\Delta a}{a} = \frac{\Delta b}{b} = -\sigma \frac{\Delta l}{l}$$

donde σ es otra constante del material conocida como la *razón de Poisson*.

Las constantes elásticas están relacionadas entre si por medio de la ecuación:

$$K = \frac{Y}{3(1 - 2\sigma)}$$

Como K tiene que ser positivo (de lo contrario habría un aumento del volumen bajo presión hidrostática) se debe cumplir:

$$\sigma < \frac{1}{2}$$

Todavía nos queda por definir otra constante elástica que concierne al cambio de forma sin afectar el volumen. Esto ocurre cuando se aplica un esfuerzo de corte g sobre el material que provocará una torsión de ángulo ϕ . Se tiene la siguiente relación: $g = \mu\phi$, donde μ es el *módulo de torsión* o *coeficiente de rigidez*. Se tiene la siguiente relación:

$$\mu = \frac{Y}{2(1 + \sigma)}$$

La barra de torsión: Ondas de corte: Si en una varilla torcemos de golpe uno de sus extremos, una onda de torsión la recorrerá a lo largo de la varilla. La ecuación de la onda (unidimensional) viene dada por:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\rho \partial^2 \phi}{\mu \partial t^2} = 0$$

La velocidad de propagación de la onda es:

$$v_{corte} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Ondas longitudinales: Cuando ejercemos presión en un medio elástico podemos provocar ondas longitudinales en las cuales los desplazamientos son en la misma dirección de propagación de la onda. Consideremos el ejemplo de una varilla de longitud l sobre el eje \vec{x} al que le aplicamos una fuerza que le ocasiona una deformación longitudinal Δl . Esto ocasionará una onda en la dirección longitudinal descrita por la ecuación de ondas:

$$\frac{\partial^2 l}{\partial t^2} - \frac{Y'}{\rho} \frac{\partial^2 l}{\partial x^2} = 0$$

donde

$$Y' = \frac{4}{3}\mu + K$$

La velocidad de propagación de las ondas longitudinales está dada por:

$$v_{long} = \sqrt{\frac{(\frac{4}{3}\mu + K)}{\rho}}$$

Comparando las 2 velocidades se tiene que siempre se verifica:

$$v_{long} > v_{corte}$$

Las ondas longitudinales viajan siempre más rápido que las transversales. Las primeras se propagan por una serie de “empujones” y “tirones” que involucran un cambio de volumen sin esfuerzo de corte.

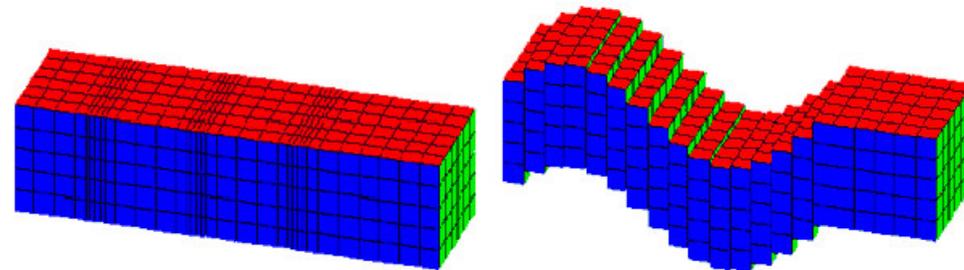
En sismología a las ondas longitudinales se le llaman *primarias* (P) y a las de corte *secundarias* (S), debido a que las ondas P llegan primero a un punto de la Tierra que las S. Las ondas P pueden viajar a través de cualquier tipo de material líquido o sólido. Velocidades típicas son 1450 m/s en el agua y cerca de 5000 m/s en el granito.

De aquí en adelante le llamaremos a la velocidad de las ondas primarias v_P y a la de las ondas secundarias v_S .

Para un medio líquido el coeficiente de rigidez $\mu = 0$, por lo tanto $v_S = 0$. Las ondas S no se pueden propagar en un medio líquido.

Ondas superficiales: Las *ondas Rayleigh* son ondas superficiales que producen un movimiento elíptico retrógrado del suelo y se desplazan a una velocidad un poco menor que las ondas S. Las *ondas de Love* son ondas superficiales que producen un movimiento horizontal de corte en superficie. Su velocidad de desplazamiento es similar a la de las ondas Rayleigh.

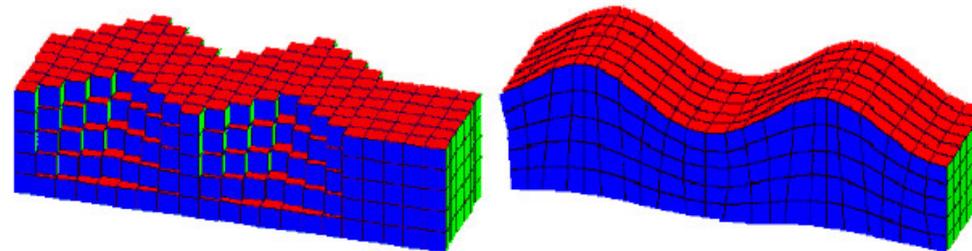
ONDAS DE VOLUMEN



ONDA P
(Figura A)

ONDA S
(Figura B)

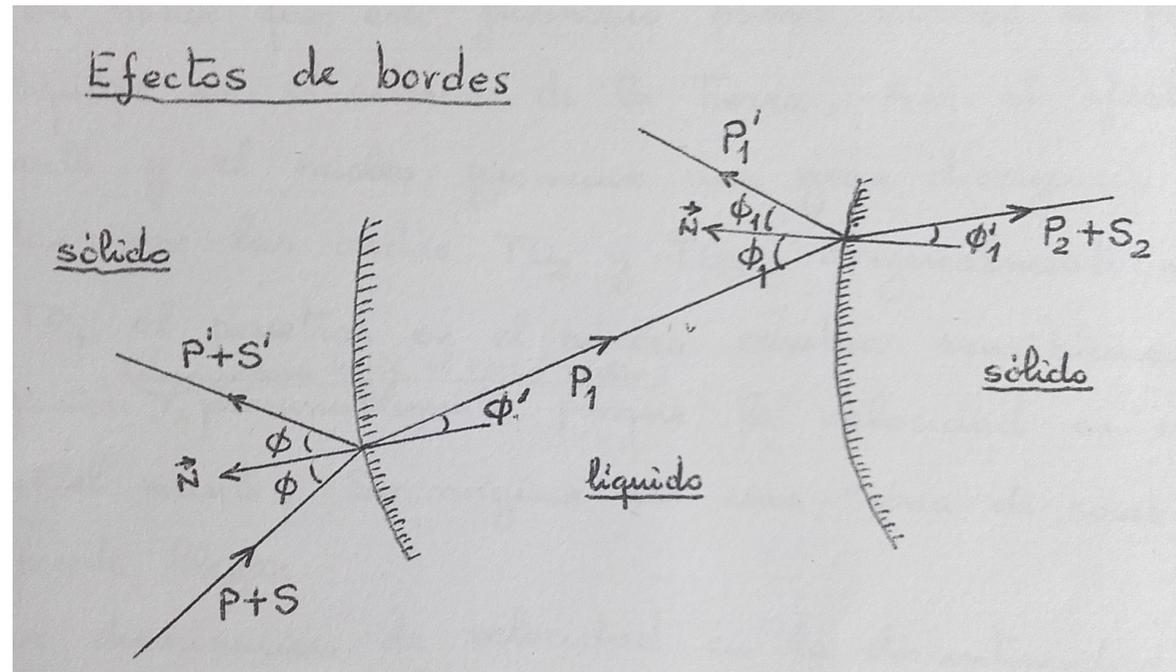
ONDAS DE SUPERFICIE



ONDA LOVE
(Figura C)

ONDA RAYLEIGH
(Figura D)

Efectos de bordes: Reflexión y refracción: Las ondas sísmicas están sujetas a fenómenos de reflexión y refracción cuando atraviesan medios de diferentes propiedades.



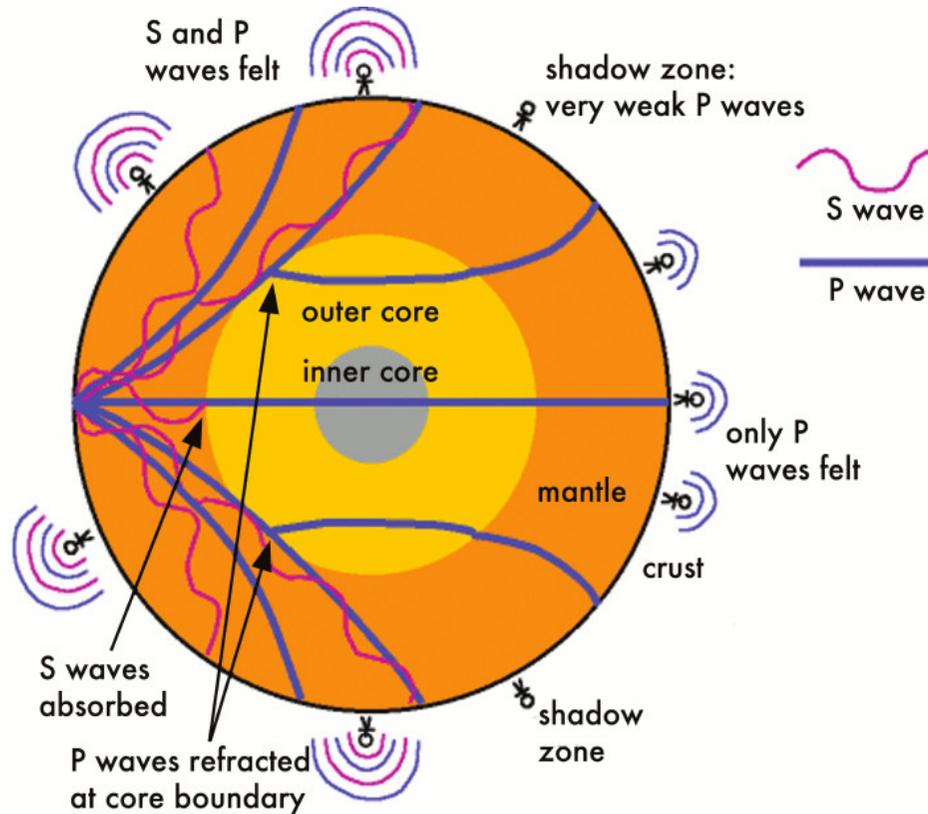
Reflexiones y refracciones dan lugar a una redistribución de la energía ondulatoria entre las ondas P y S, teniendo presente que en un medio líquido las ondas S no se propagan. Para la refracción se cumple la ley de Snell:

$$\frac{\sin \phi}{\sin \phi'} = \frac{v}{v'}$$

siendo v y v' las velocidades de propagación en los 2 medios diferentes.

Modelo de interior de la Tierra

La propagación de las ondas sísmicas permiten obtener información sobre la estructura interna de la Tierra.



Las ondas sísmicas generadas en un terremoto seguirán trayectorias curvas por causa de sucesivas refracciones. las trayectorias son cóncavas hacia afuera debido a que las velocidades v_P y v_S aumentan hacia el interior.

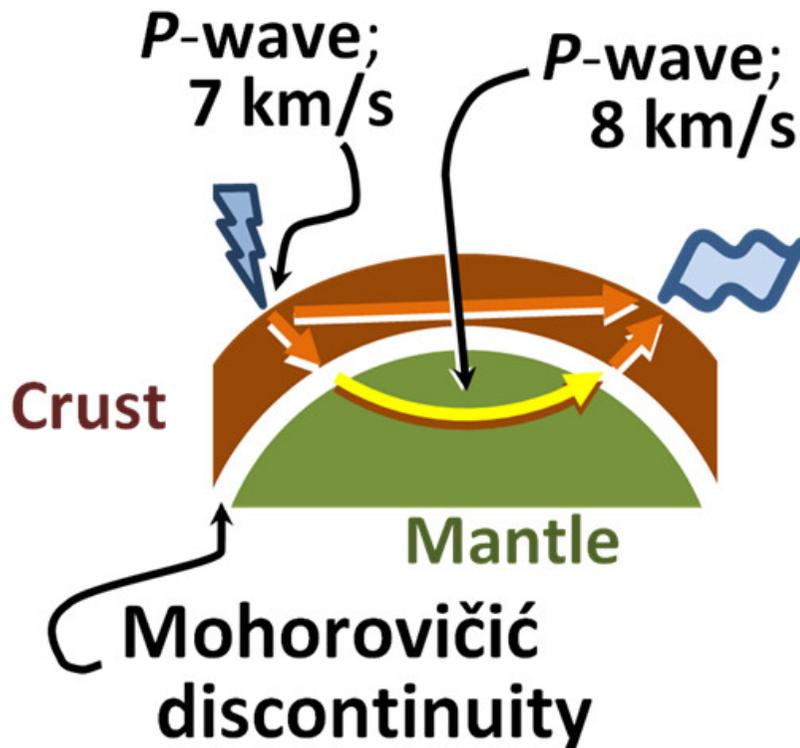
Las ondas P y S pueden rastrearse hasta separaciones angulares de unos 103° del lugar donde ocurre el terremoto, luego prácticamente desaparecen hasta una distancia de unos 140° , originándose una “zona de sombra”. Entre 140° y las antípodas reaparecen las señales pero solamente bajo ondas tipo P.

La existencia de un núcleo líquido : El geólogo irlandés Richard Oldham sugirió en 1906 que la presencia exclusiva de ondas P cerca de las antípodas podrían indicar la presencia de un núcleo líquido en el interior de la Tierra. El efecto de contorno entre el manto y el núcleo líquido promueve una gran divergencia en las trayectorias de las ondas generando las zonas de sombra.

Manto superior y manto inferior : Se descubrió una discontinuidad en el manto a través de un cambio brusco en el tiempo de propagación de las ondas P y S versus la distancia angular. Esa discontinuidad se da a una distancia de unos 20° . Esto se debería a un cambio brusco en los parámetros elásticos y de densidad a unos 600 km de profundidad. El manto superior consistiría fundamentalmente de olivino (Mg_2SiO_4 y Fe_2SiO_4) y piroxeno (MgSiO_3 y FeSiO_3). El salto en densidad en el manto inferior se debería en parte a un cambio de fase de esos minerales que pasarían de una estructura cristalina exagonal a una más densa de estructura cúbica conocida como espinela. También se puede dar en el manto inferior una mayor abundancia de SiO, Fe y Mg.

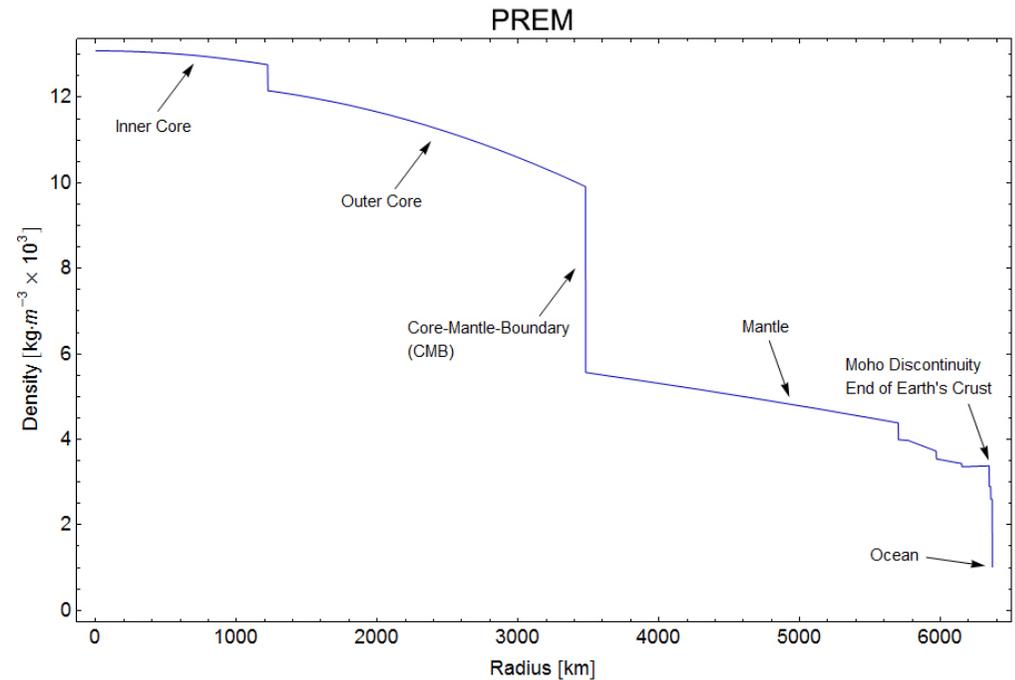
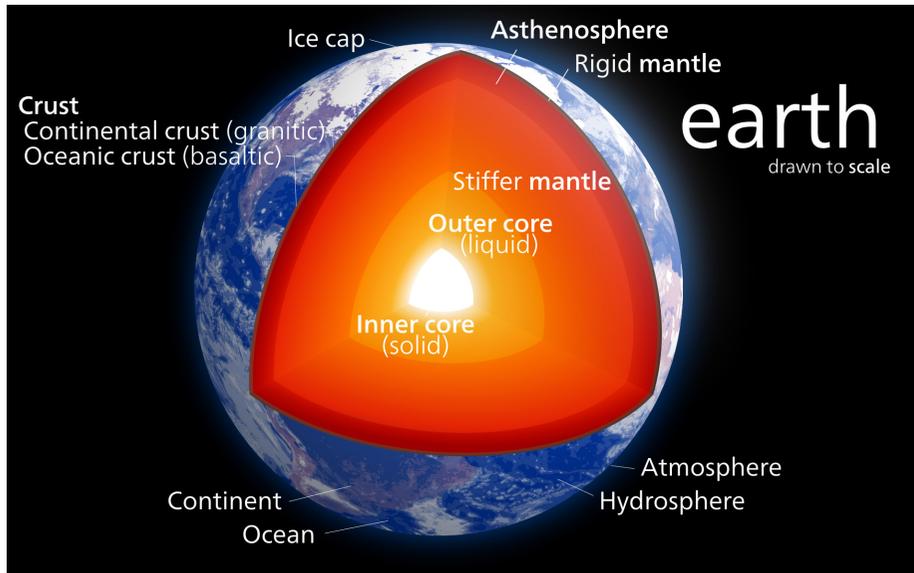
La existencia de un núcleo sólido interior al líquido : La sismóloga danesa Inge Lehmann propuso en 1937 que debería existir un núcleo sólido interior al líquido basado en la observación de que algunas ondas P se filtran hacia la zona de sombra. La única manera de que estas ondas pudieran llegar a esa zona era que hubiera un núcleo interior en que la velocidad de propagación v_P fuera mayor que en el núcleo exterior. Como la densidad aumenta hacia el centro, la única manera de que v_P aumente es con un aumento en el numerador. Lo más razonable para ello es que $\mu \neq 0$, o sea el material esté en estado sólido.

La discontinuidad de Mohorovičić : El sismólogo croata Andrija Mohorovičić descubrió en 1909 una discontinuidad que marca el límite entre la corteza terrestre y el manto. Observó que la propagación de 2 conjuntos de ondas P y S arribaban en un punto cercano con dos tiempos diferentes: las que llegaban antes parecían seguir trayectorias directas en la corteza mientras que las que demoraban más se refractaban en un medio más denso a unos 30 km de profundidad. El cambio de una velocidad menor a una mayor aparejaba un desvío hacia la superficie.



La corteza se formó por la solidificación del magma oceánico en la Tierra primitiva, constituida por rocas menos densas que el manto (escoria).

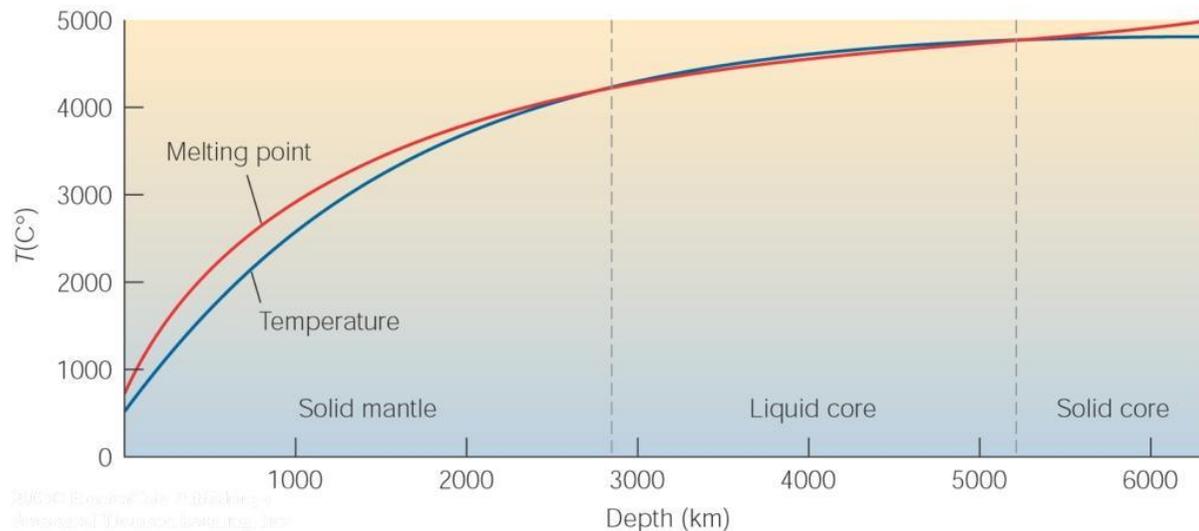
Resumen: Distintas capas del interior de la Tierra



La propagación de ondas sísmicas nos dan una buena idea de las mayores discontinuidades en el interior de la Tierra y de ahí de las capas más importantes. Otra fuente de información es el perfil de temperaturas.

Perfil de temperaturas en el interior de la Tierra

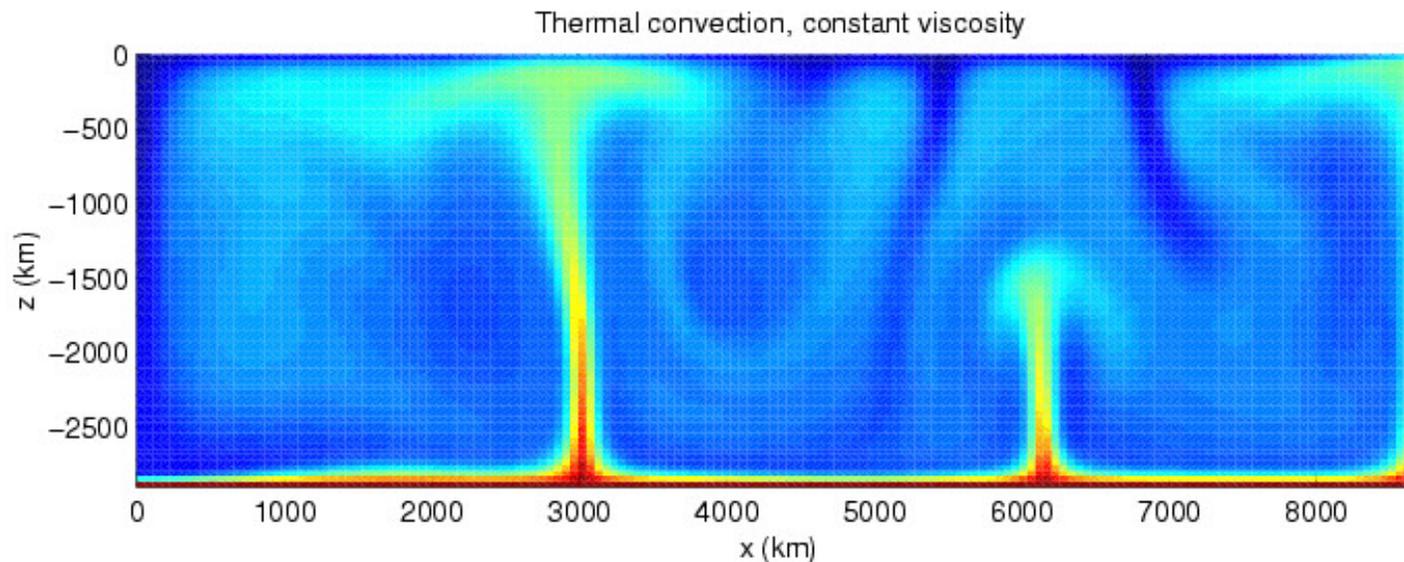
El perfil se puede establecer a partir de datos directos cerca de la superficie e inferencias del material que compone el núcleo: en su mayoría Fe con una pequeña proporción de Ni, que además sabemos que parte está en estado líquido y parte en estado sólido. En el núcleo sólido la curva de temperatura debe quedar por debajo de la temperatura de fusión del Fe.



1. Medidas de temperatura por ejemplo en minas profundas dan un aumento de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$.
2. La temperatura en el manto superior debe ser al menos $\sim 2000^{\circ}$ para que sea una fuente de material volcánico.
3. Para que el Fe esté parcialmente en estado líquido en el núcleo la temperatura debe ser $\sim 4000^{\circ} - 5000^{\circ}$.

Dinámica del manto

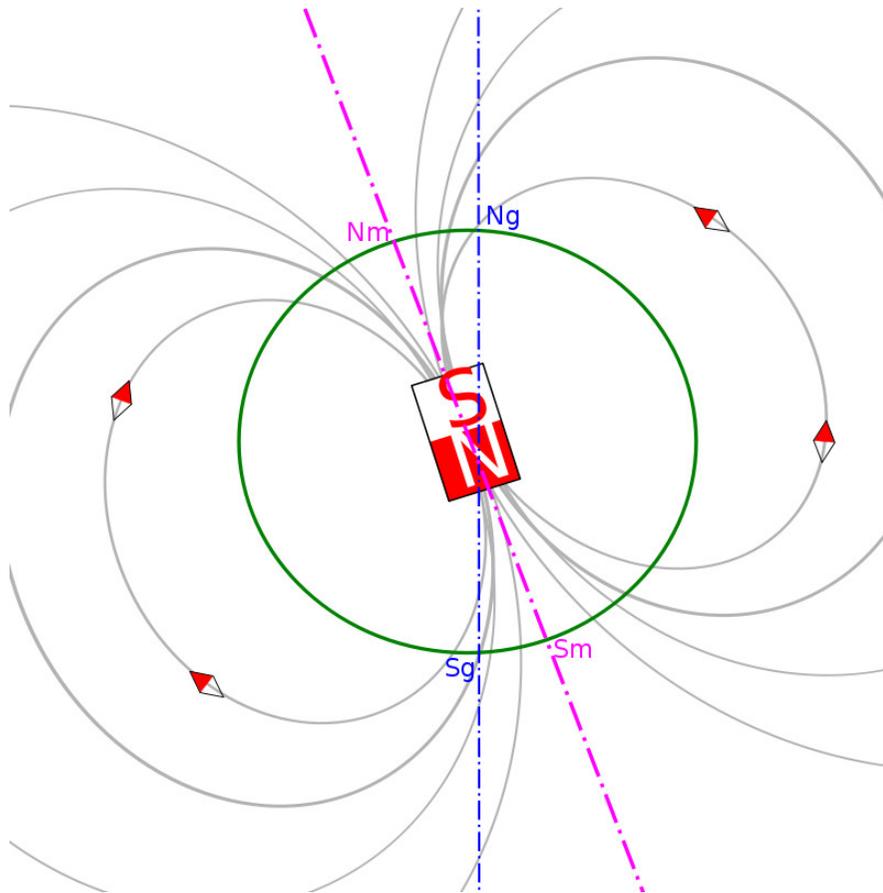
La convección en el manto terrestre es una parte integral del movimiento de placas. Las rocas a altas temperaturas y presiones tienen la habilidad de experimentar lentas deformaciones y deslizamientos sobre millones de años generando un movimiento convectivo. Material caliente en la interfase manto-núcleo asciende, mientras que material frío desciende en los bordes convergentes de placas conocidas como *zonas de subducción*.



Modelo de convección del manto: Zonas rojas son áreas calientes. Colores azulados son zonas frías.

Campo magnético de la Tierra

El campo magnético se genera por corrientes eléctricas producidas por corrientes de convección de Fe fundido en el núcleo exterior. La intensidad del campo magnético de la Tierra en la superficie oscila en el rango 0.25-0.65 Gauss. Como una aproximación se puede representar por un dipolo magnético que al presente tiene una inclinación de unos 11° con respecto al eje de rotación de la Tierra.



A intervalos aleatorios que oscilan entre menos de 0.1 a unos 50 millones de años el campo magnético invierte sus polos.

Sobrevivencia de un campo magnético primordial

Para producir un campo magnético exterior dipolar debe haber un movimiento ordenado del fluido interior que es proporcionado por la rotación de la Tierra. De las ecuaciones de Maxwell obtenemos una ecuación para la variación temporal del campo magnético de densidad de flujo B :

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \nabla \times (\vec{u} \times \vec{B}) + \nu_m \nabla^2 \vec{B}$$

donde \vec{u} es la velocidad del fluido y ν_m es la viscosidad magnética.

Notemos que hay una continua pérdida de energía debida al calentamiento Joule (resistencia eléctrica). Debemos tener entonces una fuente de energía para mantener el campo de velocidades para evitar el decaimiento del campo \vec{B} . Si no existe tal fuente de energía el primer término de la derecha se anula y nos queda la ecuación de difusión para \vec{B} :

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \nu_m \nabla^2 \vec{B}$$

De esta ecuación se obtiene que la densidad de flujo magnético B decae proporcionalmente a $\exp(-\nu_m t/L^2)$ donde L es una dimensión típica (p. ej. el radio del planeta). El tiempo τ para que B decaiga por un factor $1/e$ será:

$$\tau \propto \sigma L^2$$

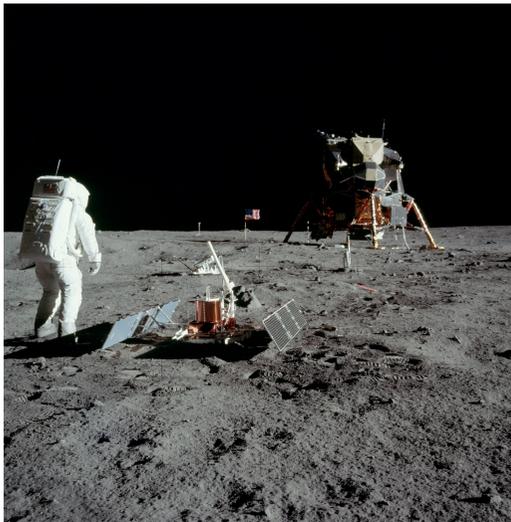
donde $\sigma \propto 1/\nu_m$ es la conductividad del medio.

Aun en el caso de una σ alta, se obtendría para la Tierra un τ típico de algunos 10^4 años, lo que demuestra que el campo magnético terrestre no puede ser primordial.

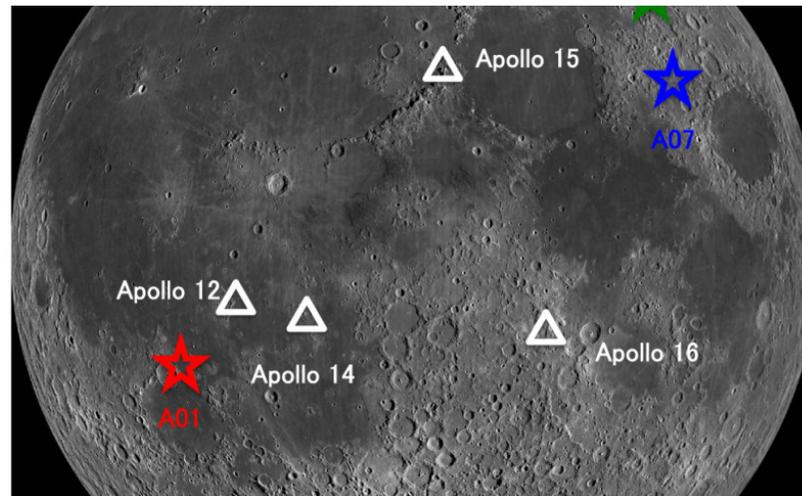
Se infiere de lo anterior que un tamaño grande para el planeta, de modo que pueda mantener un núcleo líquido, una alta conductividad eléctrica, y una rotación rápida para mantener un cierto orden en el movimiento del fluido, son condiciones necesarias para que posea campo magnético.

Interior de la Luna

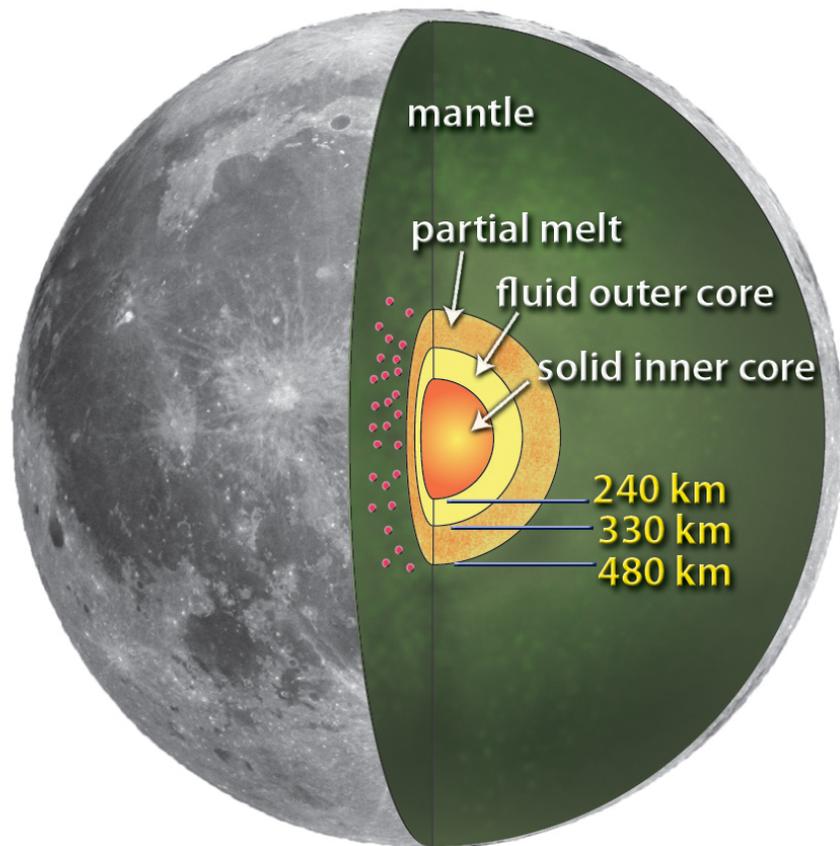
Después de la Tierra, el interior de la luna es el mejor estudiado. Las misiones Apolo instalaron varios sismómetros en la superficie lunar que registraron “lunamotos”, los más profundos serían causados por tensiones de mareas por la Tierra y el Sol. Además de las ondas sísmicas, el campo gravitacional de la Luna ha sido estudiado mediante satélites artificiales. Una correcta descripción del campo gravitacional lunar exige la adopción de más armónicos que el de la Tierra (determinación de los coeficiente J_n). En la Tierra los armónicos de orden superior decaen rápidamente. De ese modo se identificaron en la Luna concentraciones de masa (“mascons”) asociadas a ciertos cráteres grandes.



Instalando un sismómetro como parte de la misión Apolo 11.



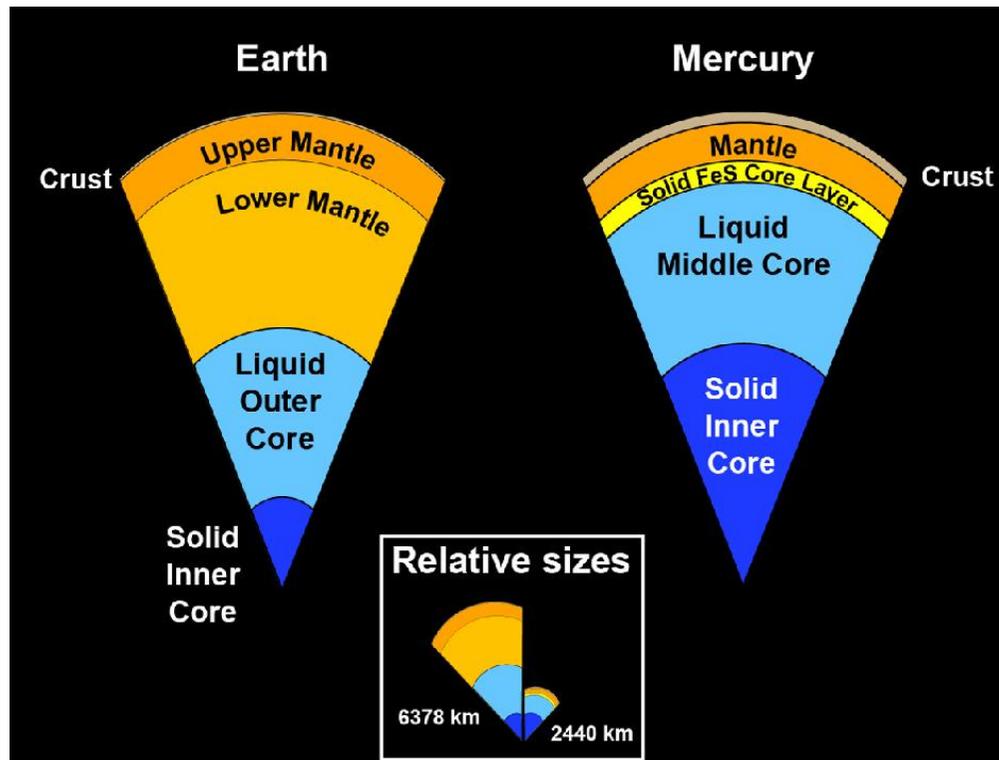
Sismómetros instalados en la Luna. En rojo y azul se indican 2 profundos maremotos.



La Luna es un cuerpo diferenciado. Tiene una corteza, un manto y un núcleo. La corteza tiene un espesor de unos 50 km y, al igual que la Tierra, es rica en un tipo de minerales conocidos como *plagioclasas*. La fusión parcial del manto lunar dio origen a la erupción de los mares de basalto que cubren parte de la superficie. Se ha confirmado que la Luna tiene un núcleo metálico de hierro, con pequeñas cantidades de níquel y azufre, de unos 330 km de radio. Este estaría dividido en un núcleo sólido más puro en hierro, rodeado de un núcleo líquido como en la Tierra. La temperatura del núcleo es probablemente de unos 1600-1700 K.

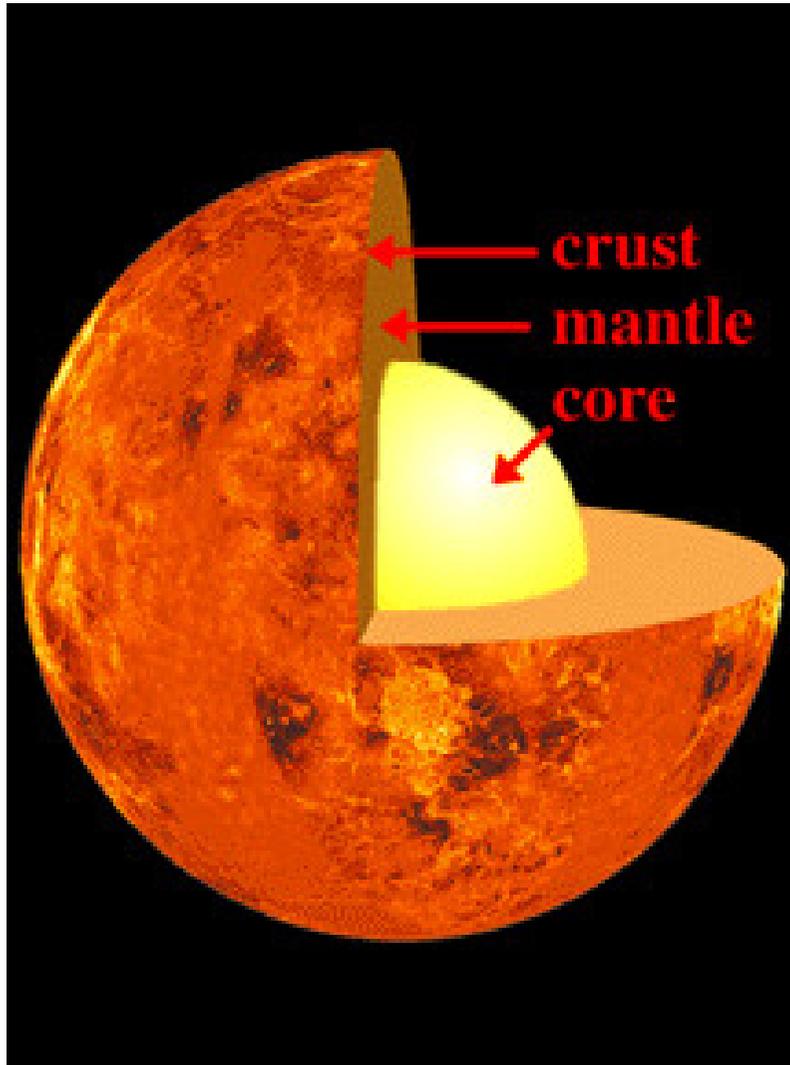
Interior de los planetas terrestres

Interior de Mercurio



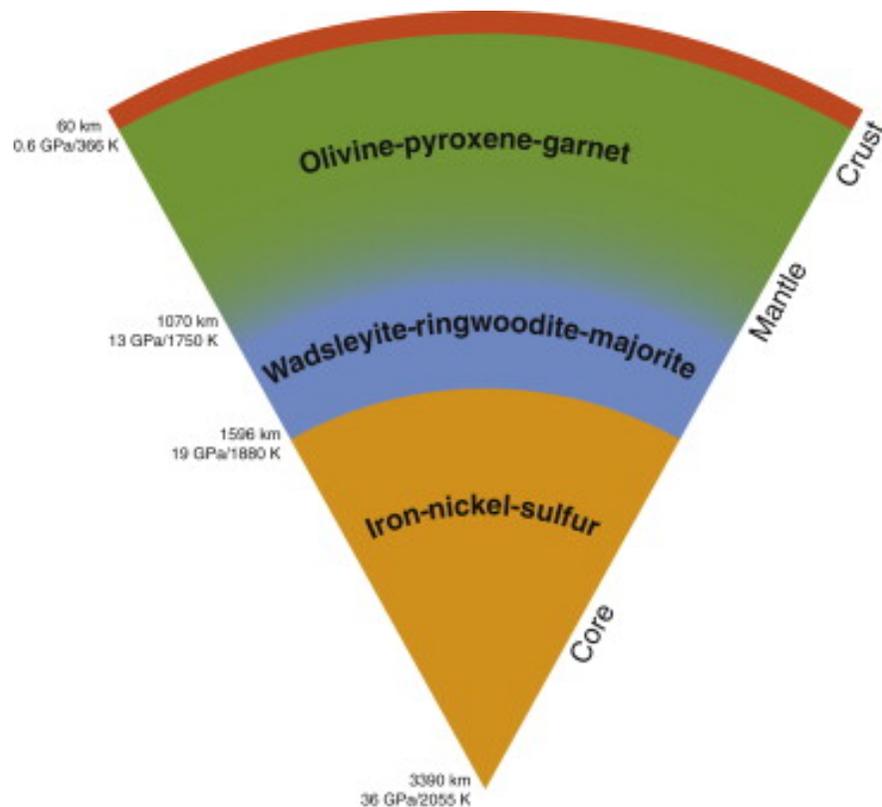
La alta densidad media (5.4 g/cm^3) y un factor de inercia de 0.35 sugieren la presencia de un núcleo masivo. Esto ha sido comprobado por la sonda *Messenger*. Mercurio también parece tener una capa de sulfuro de hierro rodeando al núcleo. Mercurio tiene un campo magnético dipolar de una intensidad de 1.1% del correspondiente a la Tierra. Como en la Tierra, su origen está en el mecanismo del dínamo.

Interior de Venus



La densidad media (5.2 g/cm^3) y el factor de inercia de 0.330 de Venus son muy similares a los de la Tierra, lo que sugiere una constitución interna similar. Un resultado interesante de las sondas *Messenger* y *Venus Express* es que Venus carece de campo magnético. Su ausencia parece deberse en parte a su lenta rotación (243 días) incapaz de generar un dínamo. También es necesaria una fuente de calor interna para generar movimientos convectivos necesarios para mantener un campo global. Venus parece haber disipado totalmente la fuente de calor primordial.

Interior de Marte



La densidad media (3.9 g/cm^3) y el factor de inercia de 0.365 de Marte indican alguna diferencia en su constitución interna con respecto a la Tierra. El núcleo contiene 16-17% de azufre bajo la forma de sulfuro de hierro. En términos generales parece tener una riqueza de elementos livianos del doble con respecto al de la Tierra. La corteza tiene un espesor medio de 50 km. Contrariamente a lo que sucede en la Tierra, Marte no tiene un dínamo interior que pueda generar un campo magnético global. Eso indicaría que Marte no tiene un núcleo líquido como la Tierra.

Interior de los planetas gigantes

El hecho de ser planetas tan masivos, llevan a que tengan en sus regiones centrales muy altas temperaturas y presiones si los comparamos con los planetas terrestres. En el caso de Júpiter y Saturno el hidrógeno pasaría a metálico bajo presiones de 4×10^6 atmósferas. Pero, ¿pueden reinar esas presiones en el interior de Júpiter y Saturno? Hagamos un cálculo sencillo:

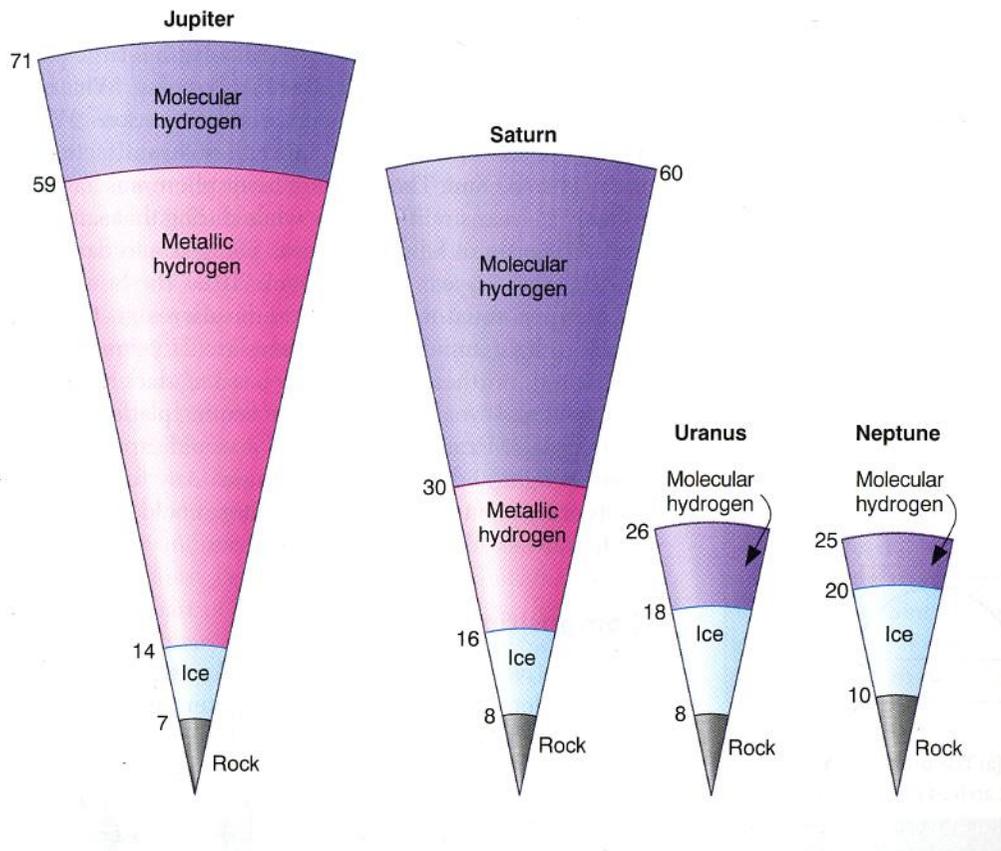
Por equilibrio hidrostático tenemos:

$$\frac{dP}{dr} = -\rho g = -\rho \frac{GM(r)}{r^2}$$

Para el caso de Júpiter, la presión central será del orden:

$$\frac{P_c}{R} \sim \rho \frac{GM}{R^2} \longrightarrow P_c \sim G\rho^2 R^2 \sim 10^{12} \text{ N m}^{-2} \sim 10^7 \text{ atm}$$

La presión en el interior supera la necesaria para metalizar el hidrógeno. Eso mismo ocurriría en el caso de Saturno, pero no en los casos de Urano y Neptuno.



Las bajas densidades medias y factores de inercia entre 0.21-0.25 indican el predominio de elementos livianos (hidrógeno y helio) y compuestos hidrogenados, y una fuerte concentración de masa hacia el centro. Júpiter y Saturno tienen un manto externo de hidrógeno molecular líquido el que pasaría a hidrógeno metálico bajo grandes presiones. En el interior habría núcleos de hierro-silicatos rodeados por uno de hielo. En los casos de Urano y Neptuno no se alcanzan las presiones para metalizar el hidrógeno.

Los planetas jovianos poseen campos magnéticos sustanciales. En el caso de Júpiter es en su superficie 10 veces más intenso que el nuestro. El de Saturno es tan intenso como el nuestro, mientras que los de Urano y Neptuno son una fracción del nuestro. En Júpiter y Saturno es el hidrógeno metálico el responsable de generar los campos magnéticos junto a la rápida rotación de esos planetas. En los casos de Urano y Neptuno se originarían en una región más superficial con un líquido conductor (agua, metano, amoníaco).

Emisión térmica por Júpiter y Saturno debida a su lenta contracción gravitacional

La energía potencial gravitacional de un cuerpo esférico de masa M y radio R es aproximadamente:

$$E_P \sim \frac{GM^2}{R}$$

Si el cuerpo sufriera una contracción ΔR liberaría una cantidad de energía potencial:

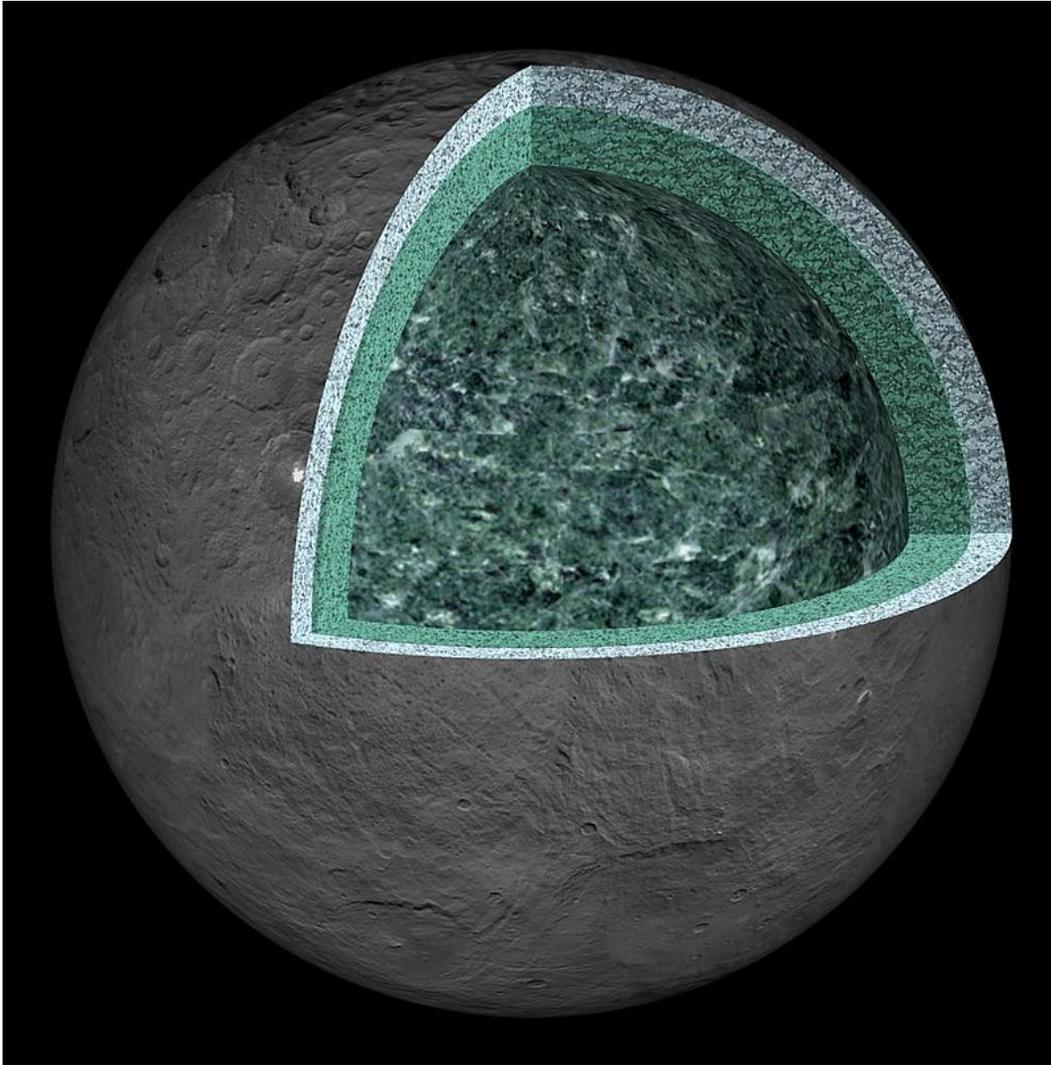
$$\Delta E_P \sim \frac{GM^2}{R^2} \Delta R$$

La cual se perdería esencialmente como radiación térmica.

Júpiter: Se observa que emite una cantidad de radiación térmica similar a la radiación que recibe del Sol. Este calor adicional implicaría una contracción de su radio de unos 2 cm/año.

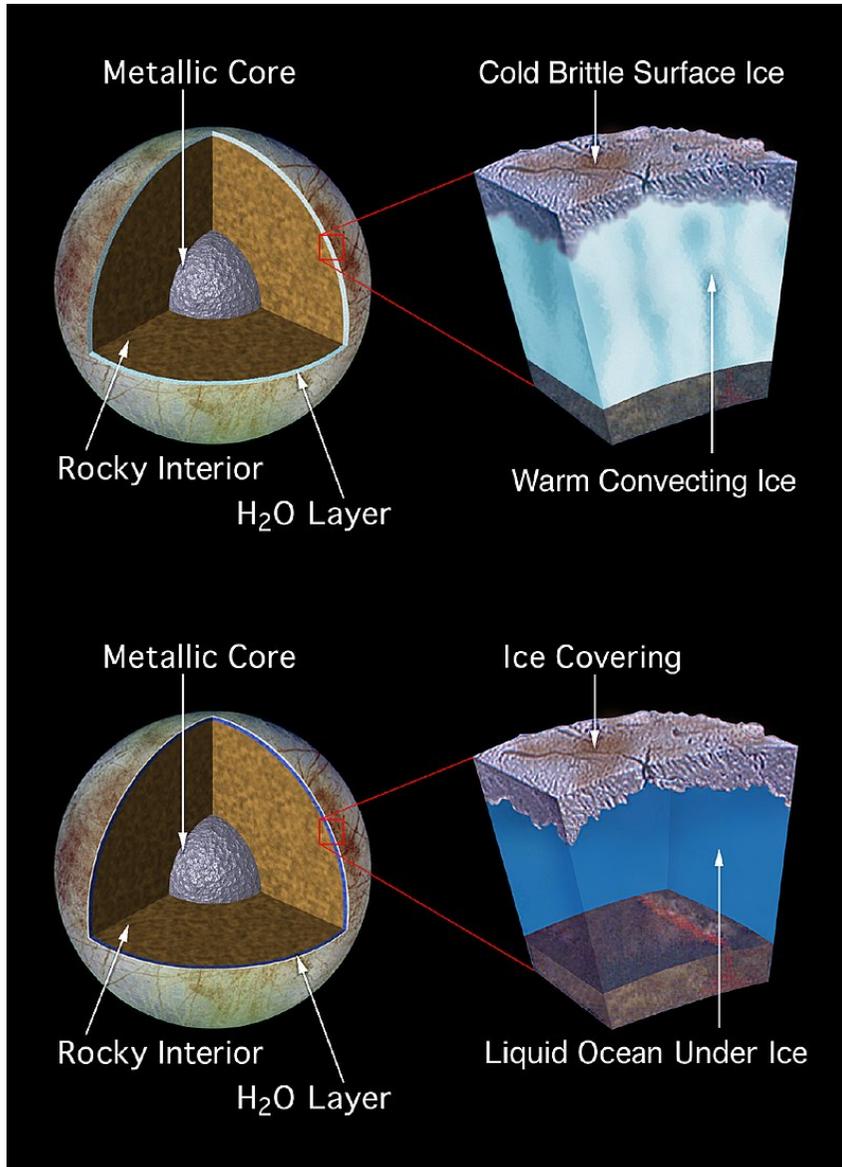
Saturno: Al igual que Júpiter, Saturno irradia al espacio unas 2.5 veces más energía de la que recibe del Sol.

Interior de Ceres



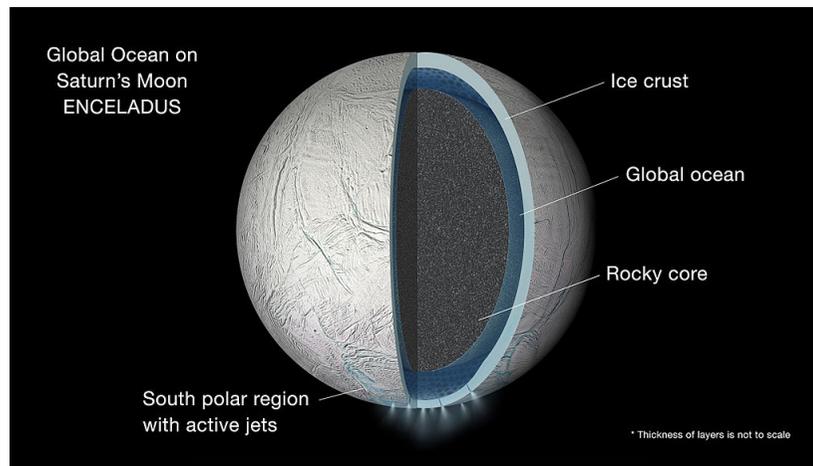
Datos provistos por la misión *Dawn* sobre su campo de gravedad, topografía y achatamiento muestran que Ceres es un objeto diferenciado. Su factor de inercia es 0.37. Aun no se conoce si posee un núcleo rico en metales. Su manto está compuesto por rocas hidratadas del tipo de arcillas. La capa externa o corteza de unos 40 km de espesor es una mezcla de hielos, sales y minerales hidratados. Entre la corteza y el manto puede haber una fina capa de salmuera de unos 100 km de espesor.

Interior de Europa



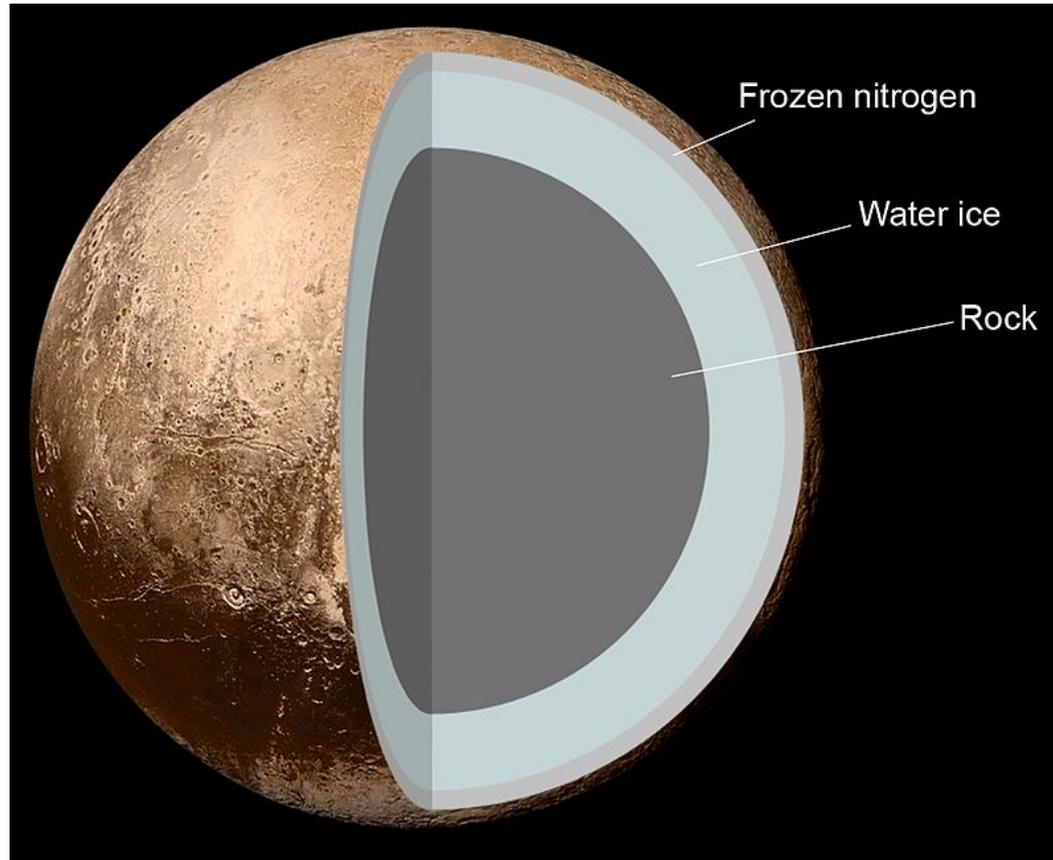
A partir de los datos de la sonda Galileo se pueden inferir 2 modelos para el interior de Europa: Uno implicaría una capa de hielo cálida y convectiva debajo de una superficie helada y frágil. El otro implicaría una capa de agua líquida salina de unos 100 km de espesor. En vez de cloruro de sodio como en la Tierra, la sal dominante en ese putativo océano subterráneo sería el sulfato de magnesio. La fuente de energía interna es fricción por las mareas ocasionadas por Júpiter y los otros satélites galileanos. Aun no se conoce si Europa posee un núcleo metálico aunque es probable.

Interior de Encelado



Datos de la misión Cassini indican que el ligero bamboleo (libración) del satélite a medida que orbita Saturno sólo puede explicarse si no es enteramente sólido desde la superficie hasta el núcleo. La interpretación es que la corteza de Encelado está desconectada del manto rocoso, interponiéndose entre ambas capas un océano. Las perturbaciones gravitacionales sobre la sonda Cassini permitieron determinar la masa de Encelado y de ahí su densidad media de 1.61 g/cm^3 . La densidad es más alta de lo que se esperaba para un satélite helado, lo que indica que es más rocoso. La constitución más rocosa y la diferenciación puede ser resultado de una rápida formación en un medio rico en radioisótopos de corta vida como el ^{26}Al o el ^{60}Fe que fundieron el material interior evitando su congelamiento.

Interior de Plutón



La densidad media de Plutón es 1.87 g/cm^3 indicando un alto contenido rocoso confinado en un manto que cubre el 70% de su diámetro. Los isótopos radioactivos contenidos en los minerales generaron el suficiente calor para separar los minerales de los materiales volátiles. Plutón tiene una capa exterior de hielo con amoníaco de unos 100-180 km de espesor. Estudios de *New Horizons* revelan que el interior de Plutón está aun en expansión, lo que indicaría la presencia de un océano interior (si fuera todo sólido uno esperaría una ligera contracción). Se especula también con una capa exterior de nitrógeno congelado.