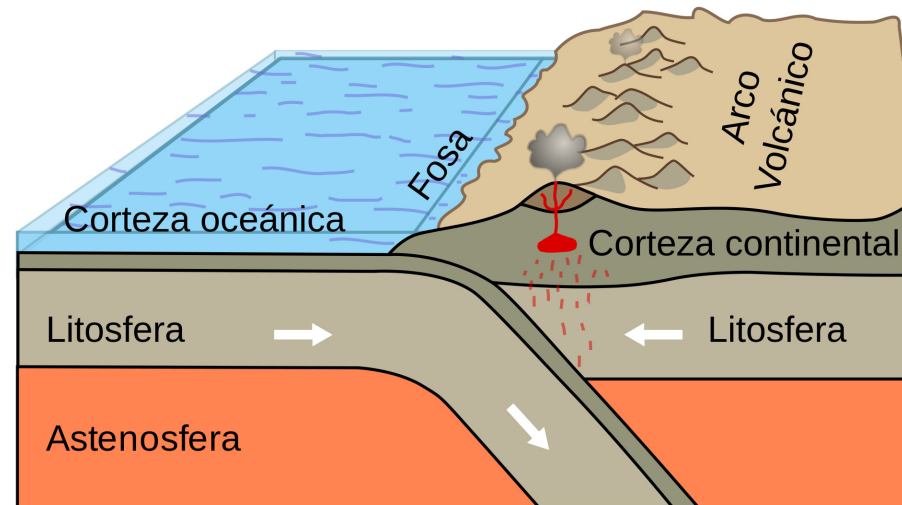


TEMA 5: Superficies

- * Temperatura superficial e inercia térmica.
- * Minerales y rocas.
- * Métodos de estudio de superficies planetarias.
- * Procesos geológicos (tectónica de placas, volcanismo, efectos atmosféricos, impactos).

Litosfera y corteza

Litosfera: Es la capa sólida superficial de la Tierra, caracterizada por su rigidez. Está formada por la *corteza* y la zona más externa del manto manteniendo un equilibrio isostático sobre la *astenosfera*, la capa "plástica" que forma parte del manto superior. Desde el punto de vista térmico, la litosfera se puede caracterizar como la zona en que la conducción de calor predomina sobre la convección. La parte más externa de la litosfera, de menor densidad, se denomina la *corteza*.



Temperatura superficial - Inercia térmica

Las variaciones de temperatura superficial son considerablemente más suaves en planetas con atmósferas debido a la transferencia de calor por convección. Aun en objetos que no tengan atmósfera debemos esperar alguna suavización de la diferencia de temperatura debido a la conducción térmica hacia el interior durante el día y hacia afuera durante la noche. Veamos este problema.

El flujo de calor Q está relacionado con el gradiente de temperatura en la dirección vertical z a través de la ecuación:

$$Q = -K_T \frac{\partial T}{\partial z}$$

donde K_T es la conductividad térmica.

Una variación en el flujo de calor estará acompañada por una variación de temperatura. Consideremos un volumen elemental $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$ en el material superficial de densidad ρ y calor específico C . La variación de temperatura está dada por:

$$\Delta x \Delta y \Delta z \rho C \Delta T = [Q(z) - Q(z + \Delta z)] \Delta x \Delta y \Delta t$$

De donde

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{\rho C} \frac{\partial Q}{\partial z}$$

Por otro lado, derivando Q con respecto a z nos queda:

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = -K_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Combinando las ecuaciones anteriores obtenemos la ecuación de difusión del calor:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\alpha^2 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

donde $\alpha^2 = K_T / \rho C$ es la difusividad térmica.

Consideremos un planeta cuya temperatura superficial ($z = 0$) se hace variar en forma periódica. La variación temporal de temperatura se puede describir por la ecuación:

$$T = T_o \sin \omega t$$

donde T_o es la amplitud de las fluctuaciones de temperatura en la superficie. $\omega = 2\pi / P$ donde P puede ser el período de rotación o de traslación del objeto.

En general vamos a tener soluciones $T(z, t)$ del tipo:

$$T = T_o \exp\left(-\frac{\sqrt{\omega/2}}{\alpha} z\right) \sin\left(\omega t - \frac{\sqrt{\omega/2}}{\alpha} z\right)$$

que describe la onda térmica atenuada que se propaga dentro del medio cuya amplitud va decreciendo con la profundidad z y que presenta un desfase $(\omega/2)^{1/2}/\alpha \times z$.

La cantidad

$$L = \frac{\alpha}{\sqrt{\omega/2}}$$

se define como el espesor de la "piel térmica" que da una idea de hasta qué profundidad son apreciables las variaciones periódicas de temperatura (diarias, anuales).

La ley sinusoidal no es la más adecuada para el tratamiento de las variaciones diurnas de temperatura. La temperatura de equilibrio va a depender del ángulo ψ que da la distancia angular del punto subsolar. Tendremos entonces el siguiente sistema de ecuaciones:

$$(1 - A_v) \frac{F_{\odot}}{r^2} \cos \psi = (1 - A_{IR}) \sigma T^4 - K_T \frac{\partial T}{\partial z} : \text{DIA}$$

$$0 = (1 - A_{IR}) \sigma T^4 - K_T \frac{\partial T}{\partial z} : \text{NOCHE}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\alpha^2 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

La solución del sistema completo es bastante compleja y debe hallarse numéricamente. No obstante, se puede tener una idea de la variación diurna tomando en cuenta solo las 2 últimas ecuaciones, de donde obtenemos:

$$K_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = (1 - A_{IR}) \sigma 4T^3 \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{(1 - A_{IR})^2 \sigma^2}{K_T} 4T^7$$

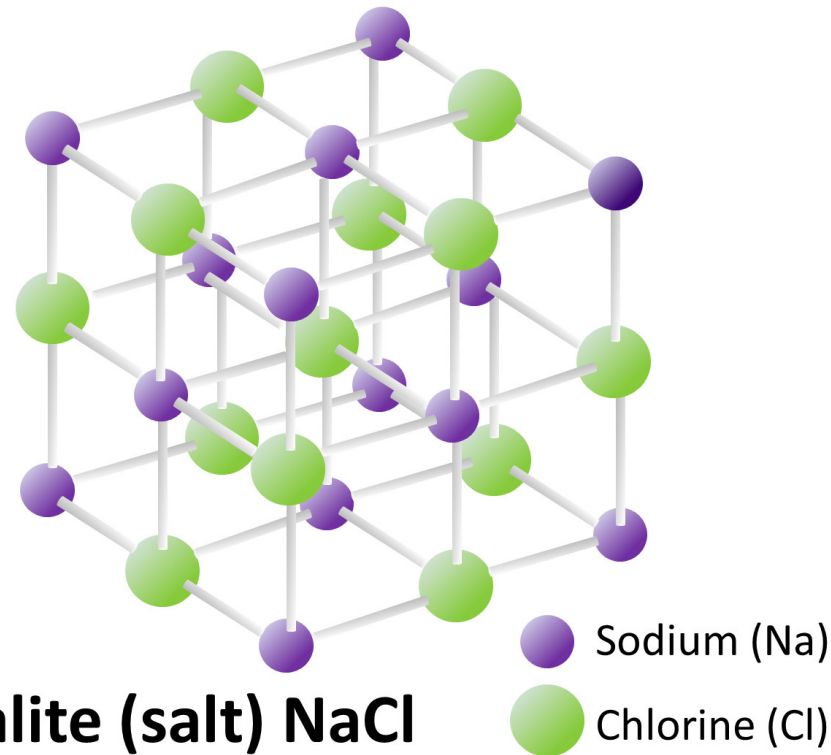
que sustituido en la ecuación de difusión del calor da:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\alpha^2 \frac{(1 - A_{IR})^2 \sigma^2}{K_T} 4T^7 = -\frac{(1 - A_{IR})^2 \sigma^2}{K_T \rho C} 4T^7$$

donde $I_T = (K_T \rho C)^{1/2}$ se define como la *inercia térmica* del material. Hay una relación inversa entre I_T y la variación de temperatura durante la noche.

Mineralogía y petrología

Minerales: Son compuestos químicos sólidos que ocurren naturalmente y que pueden ser separados de otros minerales de una roca. Se caracterizan por una cierta composición química y una cierta arquitectura regular de los átomos.



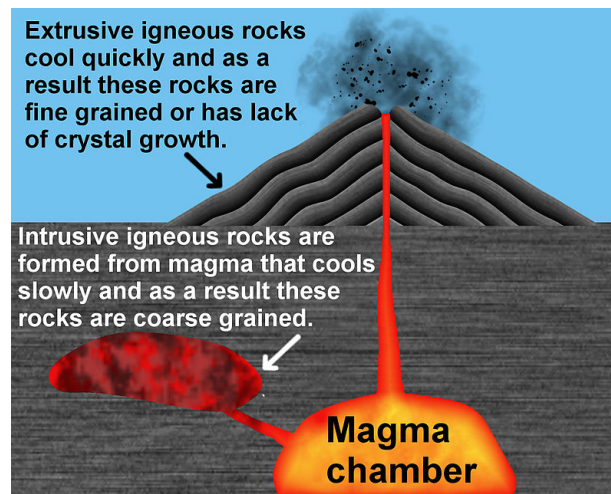
La estructura cristalina del mineral halita (NaCl).

Rocas

Son agrupaciones de diferentes minerales. Se distinguen 4 grupos: *primitivas*, *ígneas*, *metamórficas* y *sedimentarias*.

Rocas primitivas : Se formaron directamente a partir del material que condensó en la nebulosa protoplanetaria. Este material nunca ha sido sujeto a altas temperaturas y presiones.

Rocas ígneas : Son las más comunes en la Tierra y otros objetos en que las rocas se han derretido en su interior formando un *magma*. Cuando el magma aflora y se solidifica forma la roca ígnea. Cuando el magma solidifica bajo la superficie forma rocas *intrusivas* y cuando lo hace en la superficie forma rocas *extrusivas* o *volcánicas*.



Rocas ígneas



Granito: Ejemplo de roca intrusiva. El magma solidifica lentamente y como consecuencia resulta de granos gruesos.



Basalto: Ejemplo de roca extrusiva. El magma solidifica en la superficie más rápido formando un mineral de textura suave y granos finos.

Rocas metamórficas : Son rocas que han sido alteradas por temperaturas o presiones altas, o por haber sido expuestas a ingredientes químicamente activos.

Rocas metamórficas



Gneiss: Muestra una textura en bandas más claras y más oscuras.



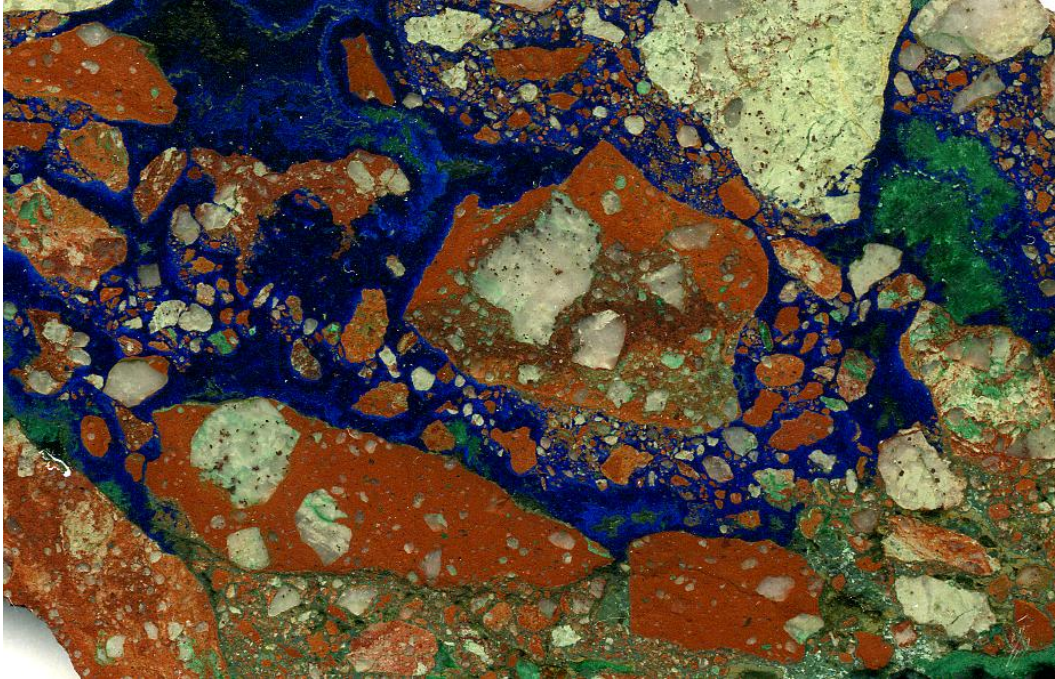
Mármol: Es una roca metamórfica compuesta de minerales carbonatados recristalizados. La textura es en general no foliada.

Rocas sedimentarias : En planetas que poseen atmósferas el material puede ser transportado por vientos, lluvia y líquidos (p. ej. agua). Estos sedimentos forman nuevas rocas sedimentarias. También pueden tener origen en los restos de organismos marinos. Según el tamaño de los granos sedimentarios formarán distintos tipos como las areniscas y rocas arcillosas.



Rocas sedimentarias del tipo areniscas y lutitas (rocas de granos muy finos del tamaño de la arcilla y limo). Formación Utrillas del Cretácico (Soria, España).

Brechas : Es una roca compuesta de fragmentos rotos de minerales o rocas cementadas por una matriz de granos finos de composición similar o diferente a la de los fragmentos. Algunas brechas pueden ser formadas por impacto y se las observa en cráteres de impacto.

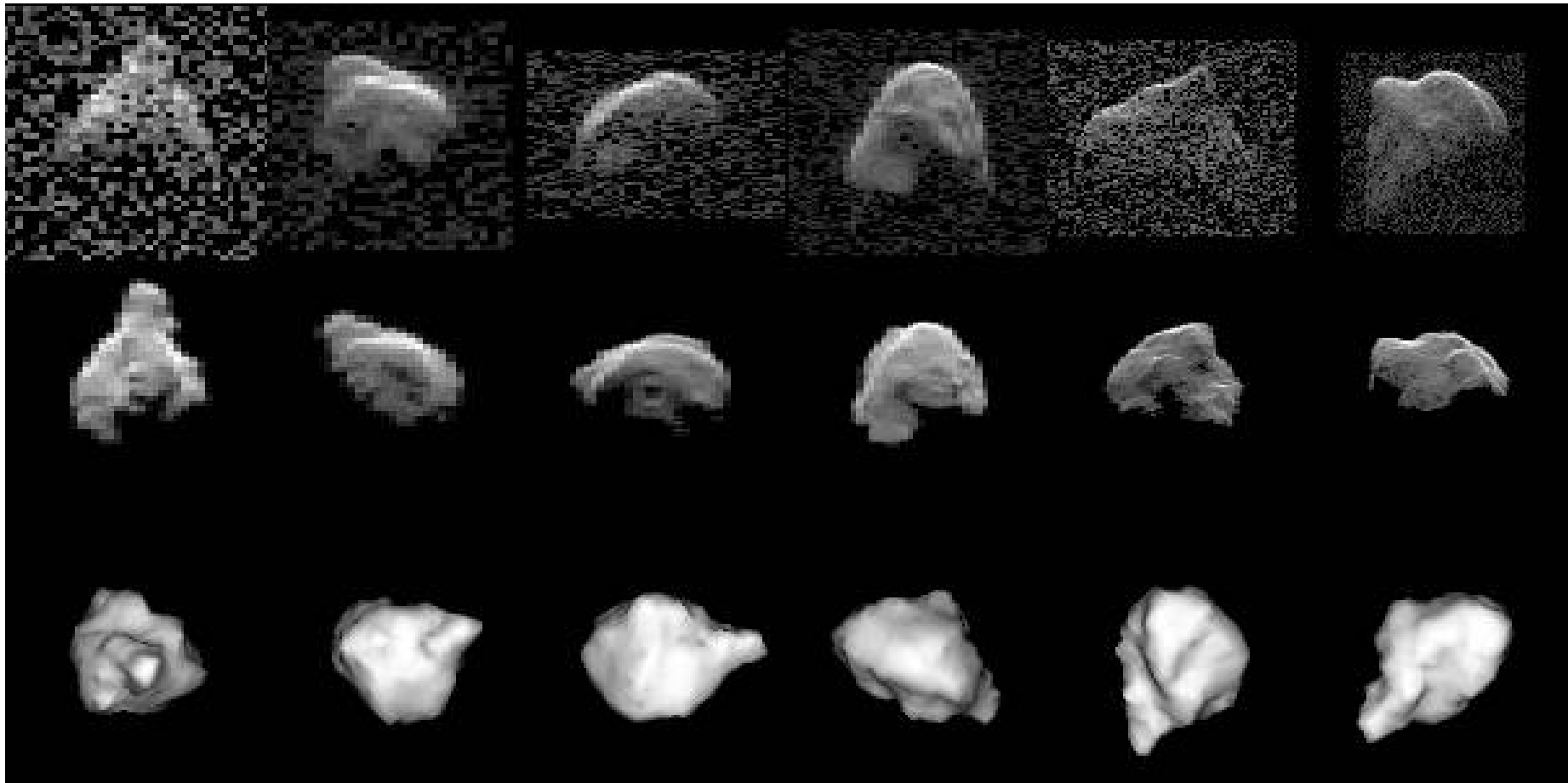


Brecha cementada por granos finos de distintos colores.

Técnicas de observación de superficies

Mapeado con radar : Consiste en enviar señales de radar y registrar su eco. Para tener una buena relación señal/ruido se requieren grandes antenas como la de Arecibo. Se podrá discriminar el punto geográfico de donde procede la señal combinando 2 parámetros: el corrimiento Doppler, y 2) el tiempo de llegada de la señal. Se ha utilizado para estudiar las superficies de objetos cercanos a la Tierra (Luna, Venus, asteroides, cometas).



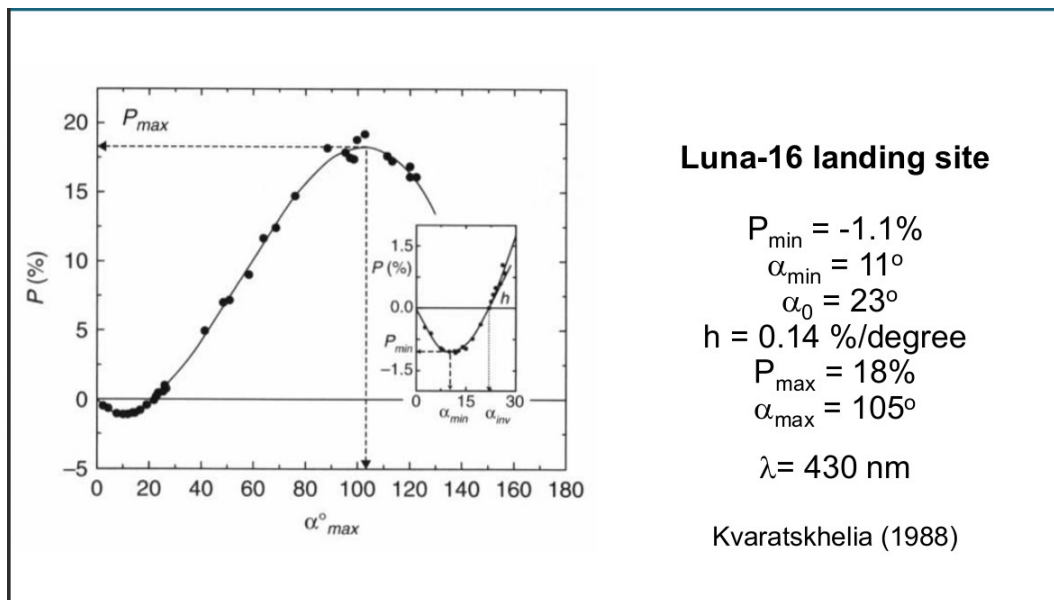


Imágenes de radar y modelo computacional del asteroide 1999 JM8.

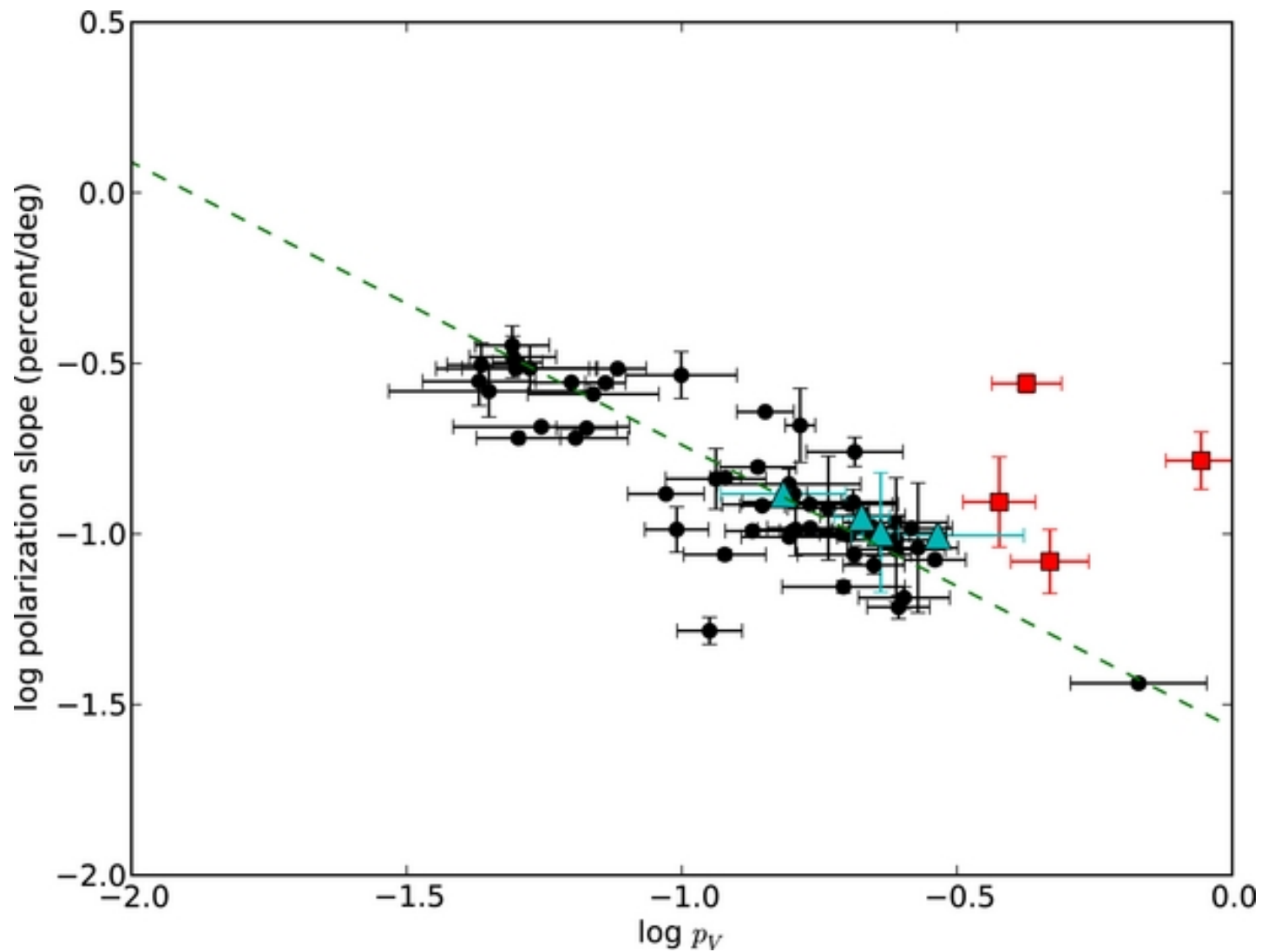
Polarimetría : El principio de este método se basa en que cuando la luz no polarizada (proveniente del Sol) incide sobre una superficie rugosa se difunde parcialmente polarizada. El grado de polarización P se define como:

$$P = \frac{I_{\perp} - I_{\parallel}}{I_{\perp} + I_{\parallel}}$$

donde I_{\perp} e I_{\parallel} son las intensidades de la luz difundida en las direcciones perpendicular y paralela al plano de difusión (plano que contiene el rayo incidente y el observado).

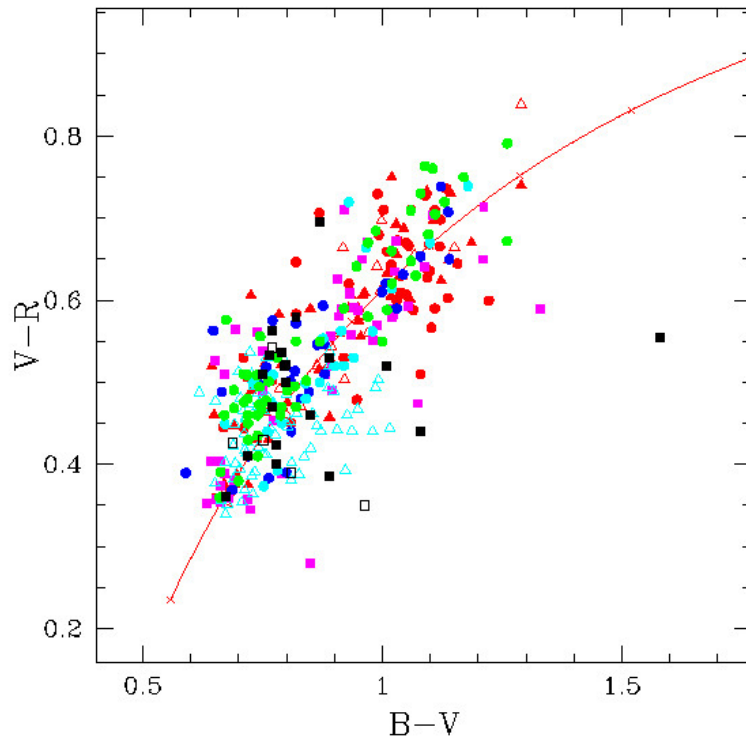


P es una función del ángulo de fase α . La forma de la curva brindará información sobre la textura de la superficie y su albedo que está asociado a la pendiente h .



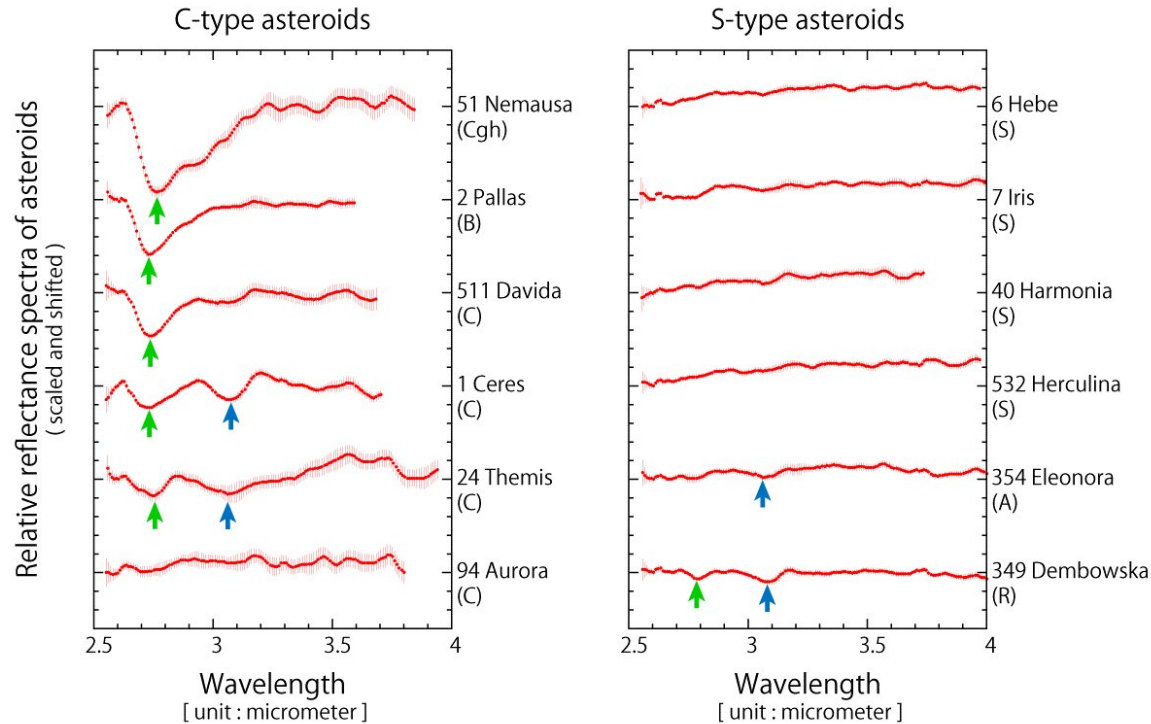
Determinación reciente de la relación entre la pendiente de polarización y el albedo geométrico con datos de WISE/NEOWISE. Cuadrados rojos: Hungarias, triángulos verdes: NEOs (Masiero et al. 2012).

Fotometría : Permite estudiar la textura y las propiedades mineralógicas de las superficies. Se puede estudiar como varía el brillo con el ángulo de fase, como su variación en distintos colores. Se usan varios sistemas los más comunes son el de banda ancha U, B, V, R, I, J ($1.25 \pm 0.15 \mu\text{m}$), H ($1.65 \pm 0.15 \mu\text{m}$) y K ($2.20 \pm 0.21 \mu\text{m}$).



En la figura se pueden ver los colores ($B-V$) versus ($V-R$) de varias poblaciones de objetos: Plutinos (triángulo rojo), TNOs resonantes (otra que la 2:3) (triángulo vacío), Clásicos fríos (círculo rojo), Clásicos calientes (cuadrado lila), disco disperso (círculo azul), disco desacoplado (círculo celeste), Troyanos de Júpiter (triángulo vacío), Centauros (triángulo verde), cometas de la familia de Júpiter (triángulo negro), cometas de largo período (triángulo vacío). La curva roja es el lugar de objetos con un espectro de reflexión plano. Los colores correspondientes al Sol son: $(B-V)_{\odot} = 0.642$, $(V-R)_{\odot} = 0.354$.

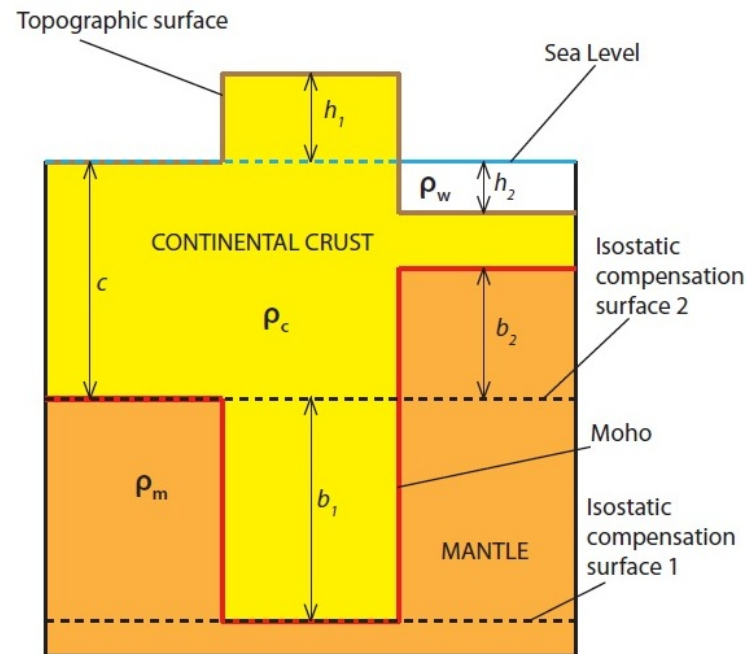
Espectroscopía : Los espectros de superficies sólidas se denominan de reflexión. La luz solar que incide sobre la superficie es difundida o absorbida por los granos minerales de la superficie. La fracción de luz que es reflejada hacia la Tierra puede variar con la longitud de onda. La medida de la fracción de luz reflejada requiere el uso de análogos solares que proveen espectros de comparación.



Espectros de reflexión de asteroides de tipos espectrales C y S en el infrarrojo. Se puede ver claramente en los tipo C (y algún tipo S) una banda de absorción alrededor de $2.7 \mu\text{m}$ atribuida a minerales hidratados (Indicada con la flecha verde), y otra banda de absorción en $3.1 \mu\text{m}$ atribuida a hielo de H_2O o material rico en amoníaco (flecha azul).

Procesos geológicos

Isostasia : Es el estado de equilibrio gravitacional entre la corteza y el manto, tal que la corteza “flota” a una elevación que depende de su espesor y densidad. Cuando una cierta porción de la corteza alcanza el estado de isostasia, se dice que está en *equilibrio isostático*.



h_1 = elevation of mountain belt (above sea level)
 h_2 = depth of marine basin (below sea level)
 b_1 = thickness of crustal roots (below depth of Moho in a cratonic area)
 b_2 = thickness of lithosphere mantle bulge (above depth of Moho in a cratonic area)
 c = thickness of continental crust in an undeformed (cratonic) area (ca. 35 km)

ρ_w = density of sea water (ca. 1,000 Kg/m³)
 ρ_c = density of continental crust (ca. 2,800 Kg/m³)
 ρ_m = density of mantle (ca. 3,300 Kg/m³)

El modelo en que se apoya es que dentro de un fluido en equilibrio estático, la presión hidrostática es la misma en cada punto a la misma elevación, o sea: $h_1\rho_1 = h_2\rho_2 \dots = h_n\rho_n$. En el ejemplo de la figura donde tenemos una montaña de altura h_1 con una correspondiente cuenca marina de profundidad b_1 , el equilibrio hidrostático significa:

$$\begin{aligned}(h_1 + c + b_1)\rho_c &= (c\rho_c) + (b_1\rho_m) \\ b_1(\rho_m - \rho_c) &= h_1\rho_c \\ \implies b_1 &= \frac{h_1\rho_c}{\rho_m - \rho_c}\end{aligned}$$

donde $\rho_m \simeq 3.3 \text{ g cm}^{-3}$ es la densidad del manto y $\rho_c \simeq 2.75 \text{ g cm}^{-3}$ la densidad de la corteza. Sustituyendo por los valores numéricos nos queda: $b_1 \simeq 5h_1$.

En el caso de una cuenca marina, el balance de la columna litosférica da:

$$\begin{aligned}c\rho_c &= (h_2\rho_w) + (b_2\rho_m) + [(c - h_2 - b_2)\rho_c] \\ b_2(\rho_m - \rho_c) &= h_2(\rho_c - \rho_w) \\ \implies b_2 &= \left(\frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c}\right) h_2\end{aligned}$$

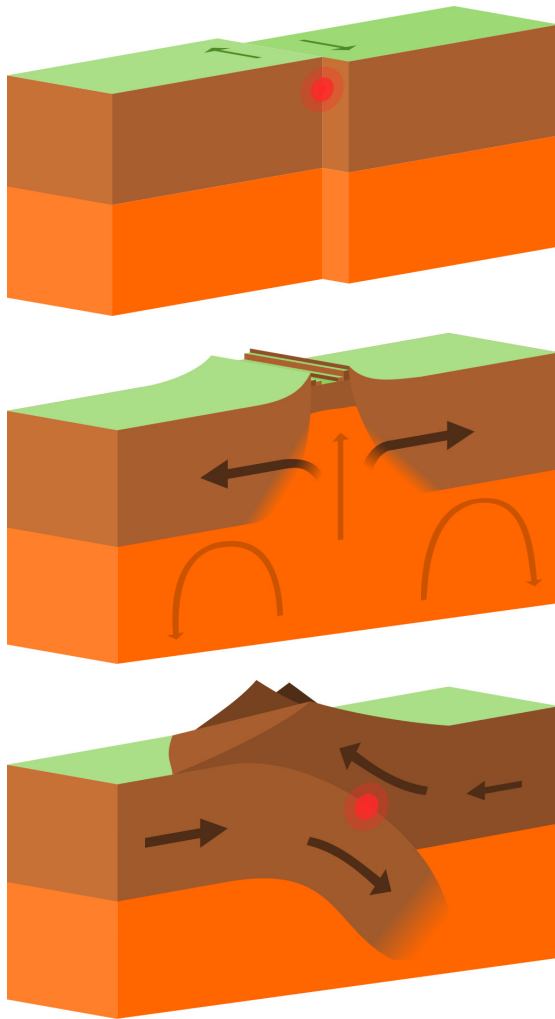
donde $\rho_w = 1 \text{ g cm}^{-3}$ es la densidad del agua. En este caso tenemos: $b_2 \simeq 3.2h_2$

Tectónica : La litosfera está partida en placas tectónicas que se van moviendo. La mayor parte del calor interior de la Tierra se libera a través de procesos tectónicos.



Las placas tectónicas mayores con sus bordes de interacción.

En los bordes de las placas en donde se presenta la mayor actividad tectónica (sismos, formación de montañas, actividad volcánica), ya que es donde se produce la interacción entre placas. Hay tres clases de límite:

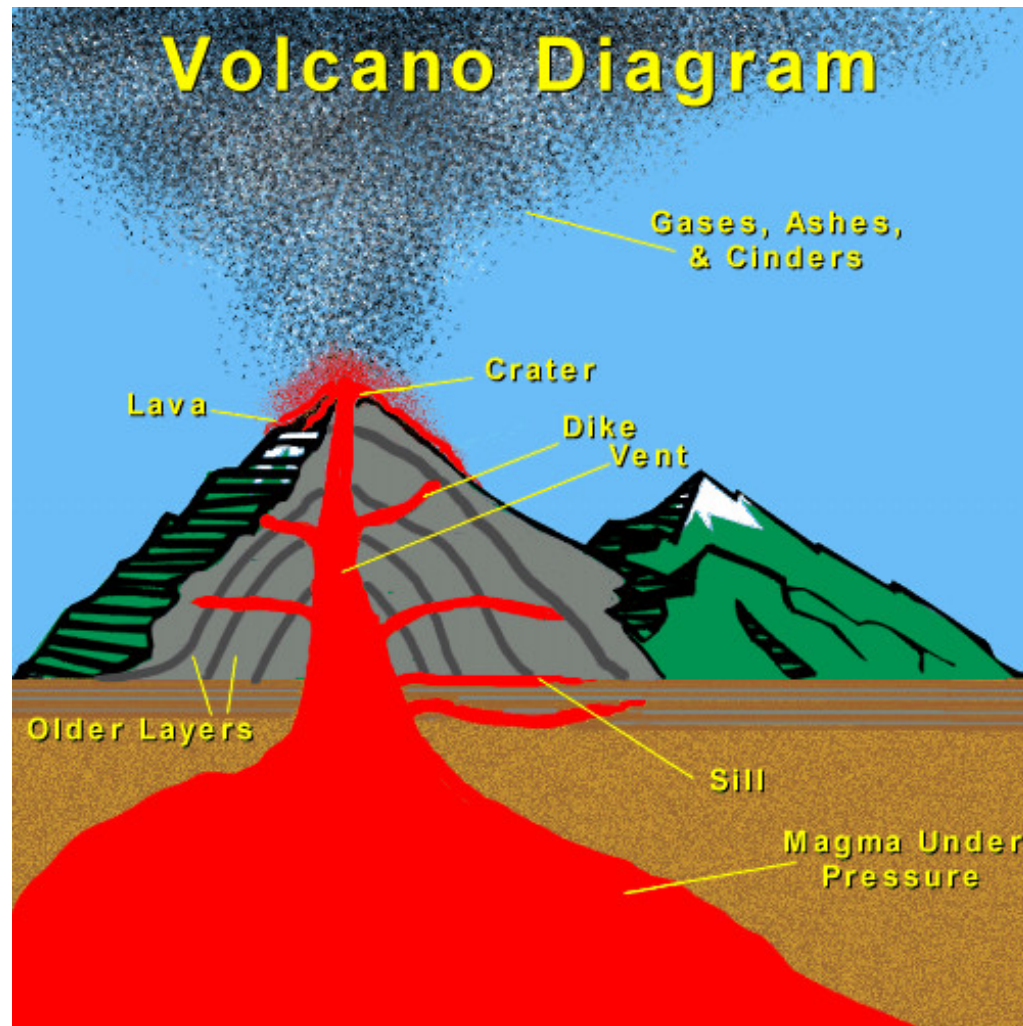


Transformantes: son límites donde los bordes de las placas se deslizan una con respecto a la otra a lo largo de una falla.

Divergentes: son límites en los que las placas se separan unas de otras y, por lo tanto, emerge magma desde regiones más profundas (por ejemplo, la dorsal mesoatlántica formada por la separación de las placas de Eurasia y Norteamérica y las de Africa y Sudamérica).

Convergentes: son límites en los que una placa choca contra otra, formando una zona de subducción (la placa oceánica se hunde bajo la placa continental) o un cinturón orogénico (si las placas chocan y se comprimen). También se conocen como "bordes activos".

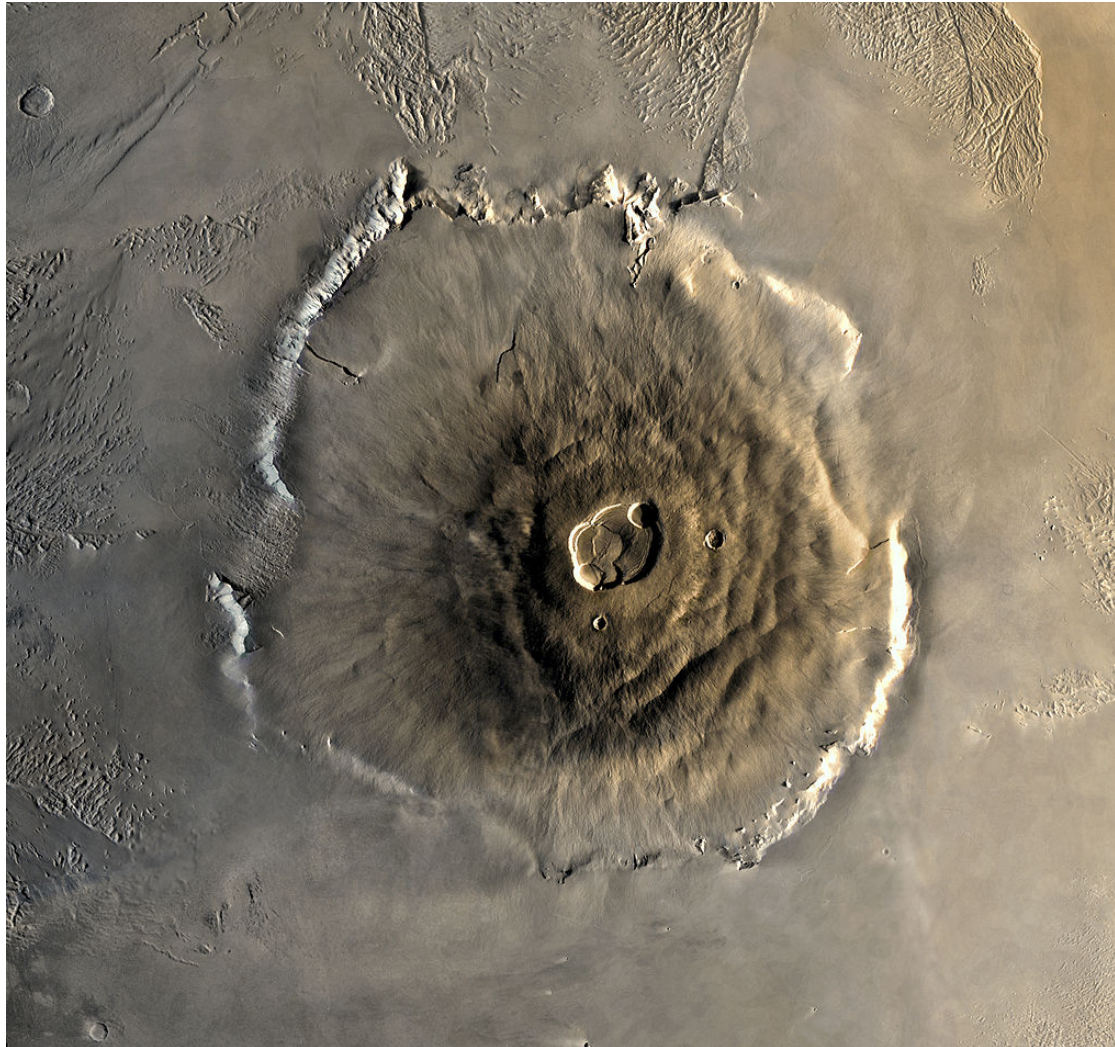
Volcanismo : Son lugares donde el magma alcanza la superficie. Volcanes activos sólo se han observado en la Tierra, lo y Encelado (criovolcanismo).



El derrame de lava va construyendo un cono volcánico.

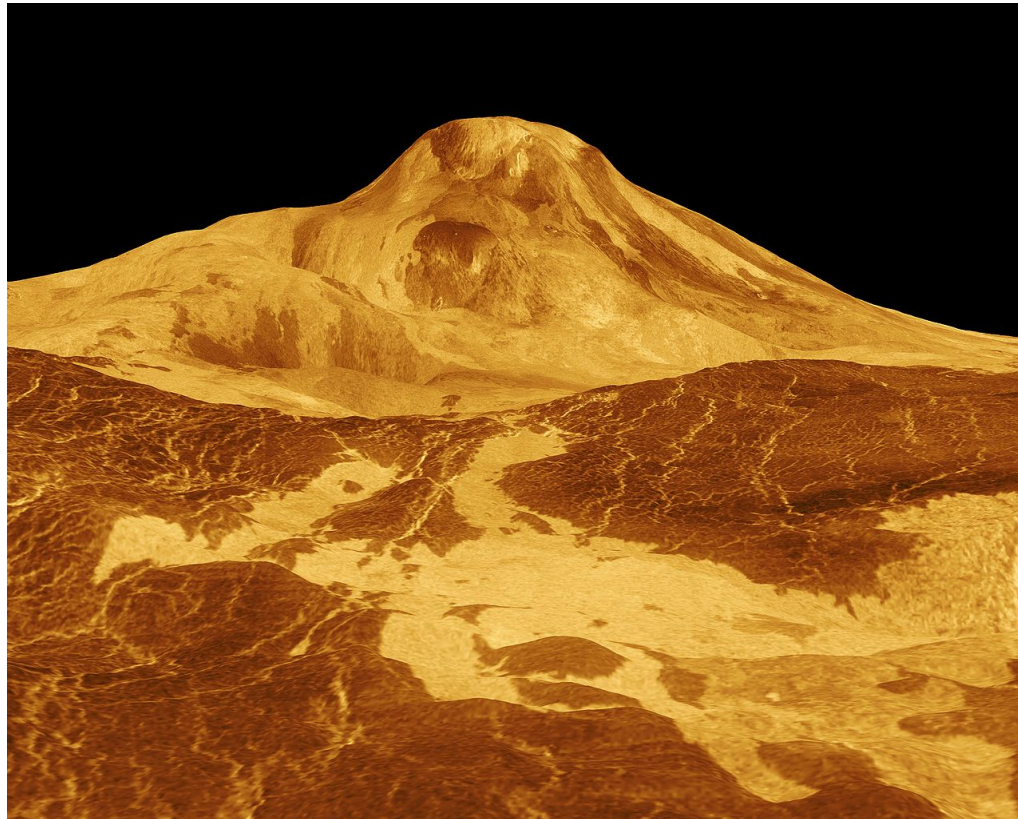
Volcanes en Marte

En Marte no se observa actualmente actividad volcánica, pero sí la hubo en el pasado como lo atestigua el cono volcánico Olympus Mons de unos 22 km de altura. Pudo haber derrame de lava unos 2 millones de años atrás.



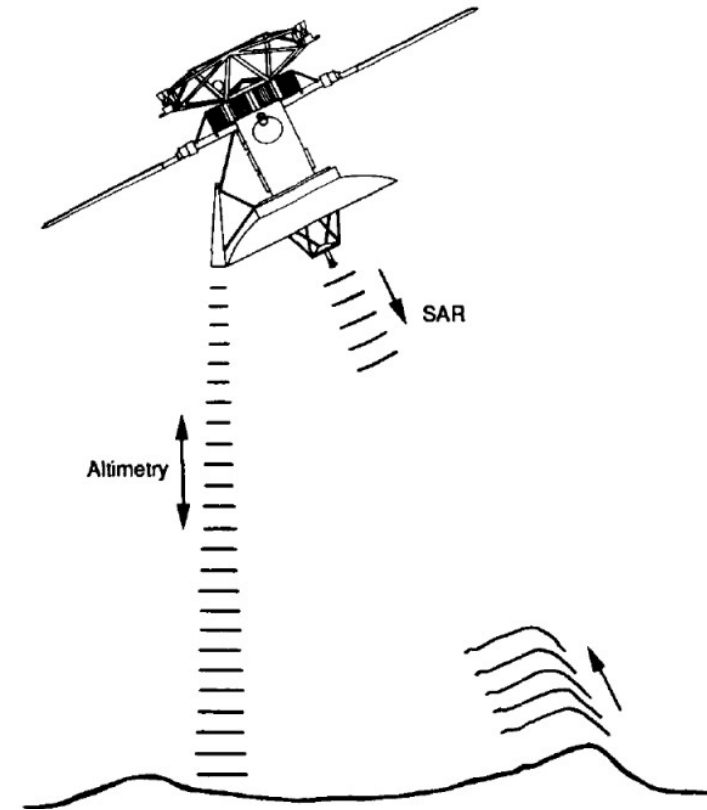
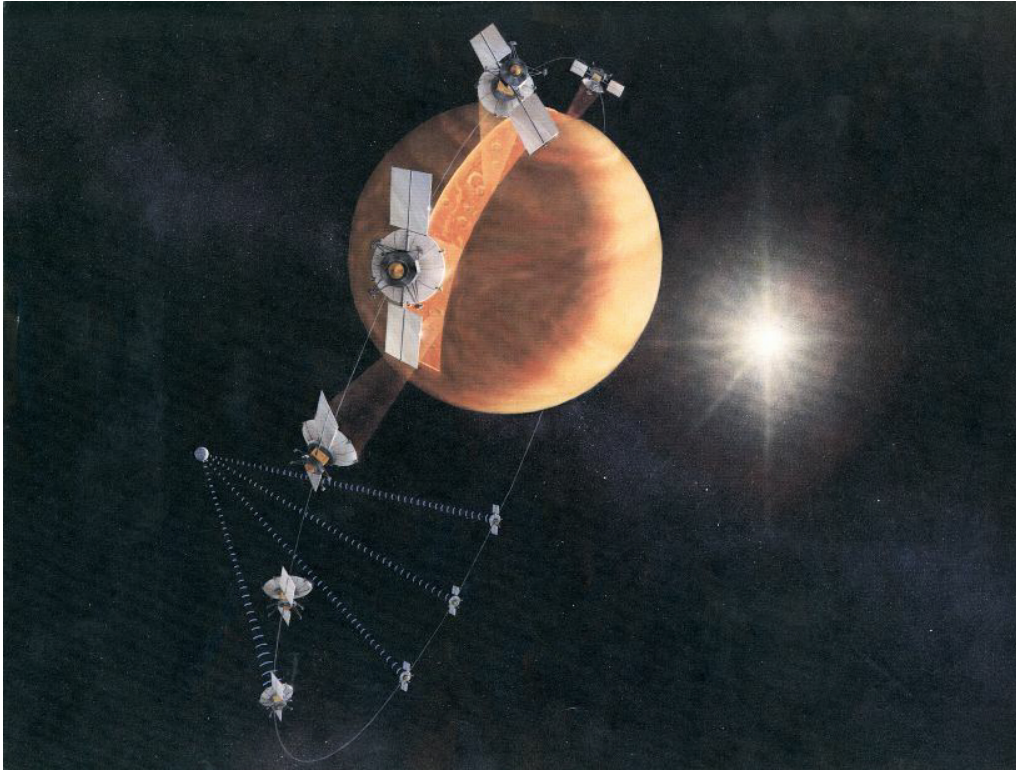
Volcanes en Venus

Venus es el planeta en que se observan más volcanes del sistema solar. Alrededor del 90% de la superficie es basalto y un 65% de la superficie consiste de una mosaico de planicies de lava volcánica. Imágenes de radar muestran más de 1000 estructuras volcánicas y evidencia de posible repavimentación periódica de la superficie por inundaciones de lava.



Maat Mons: Volcán de 8 km de altura. La escala vertical está multiplicada por un factor de 22.5 (imagen de radar tomada por la sonda Magellan).

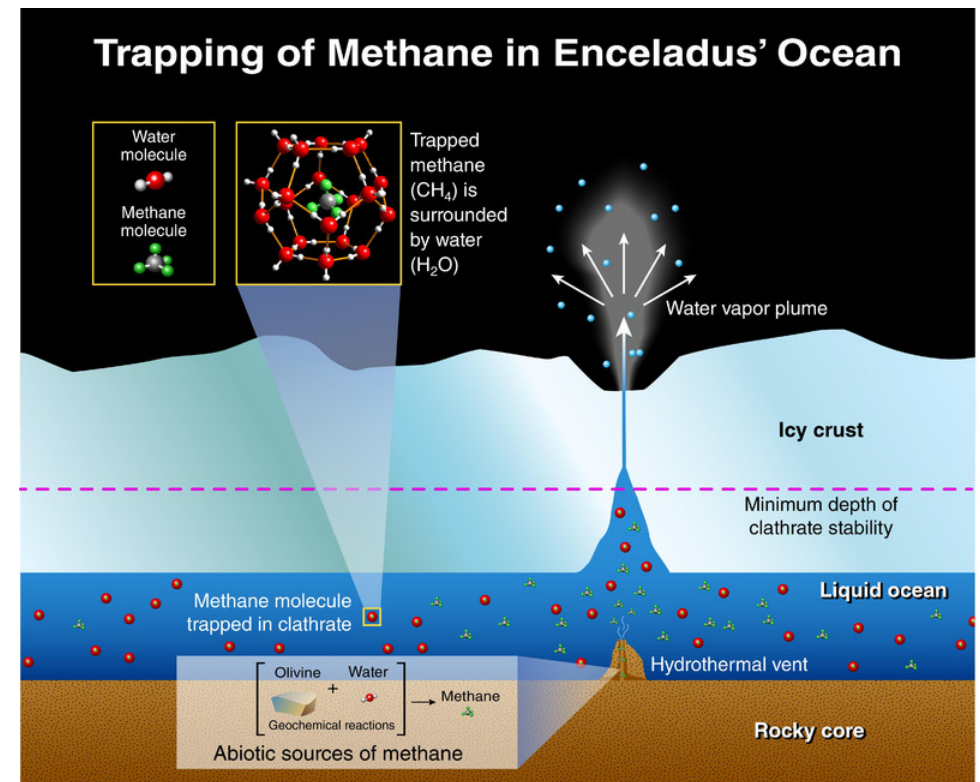
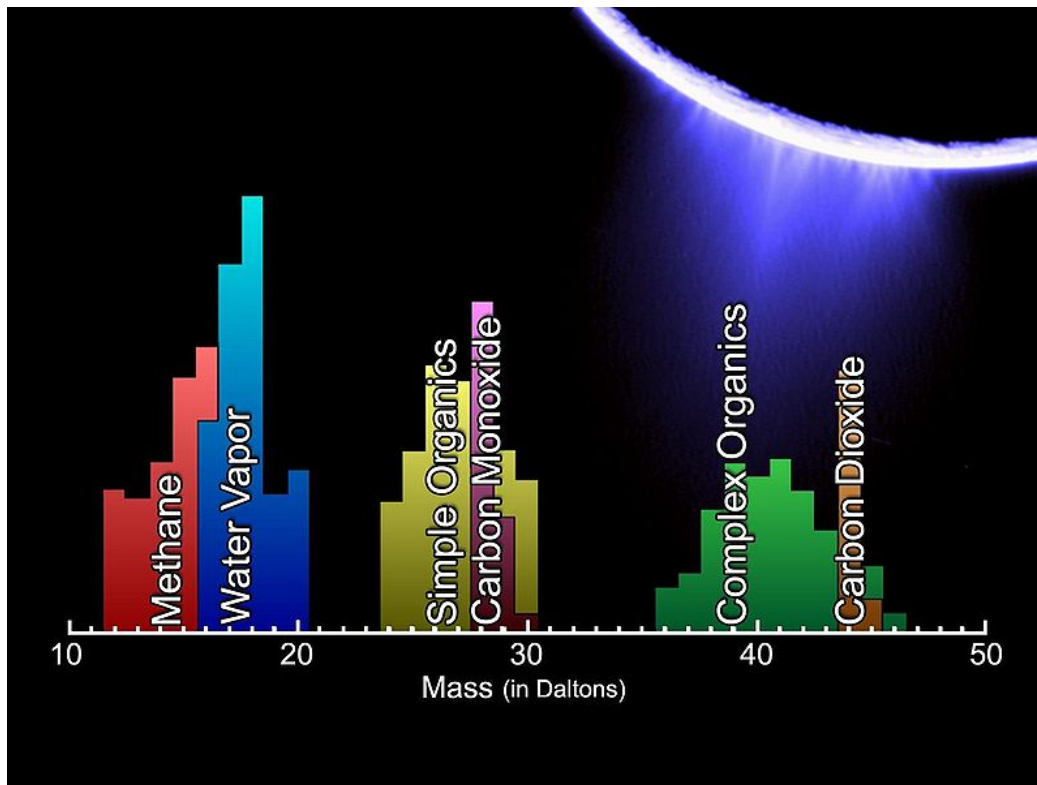
Radarmapeado de Venus



La sonda *Magellan* de la NASA fue lanzada en 1989 con el objetivo de mapear la superficie de Venus mediante un radar. La nave fue puesta en órbita alrededor del planeta.

Criovolcanismo

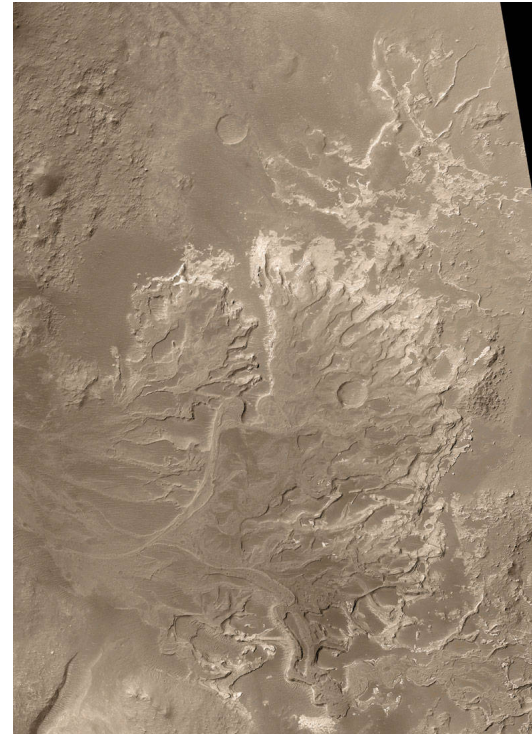
Actividad en Encelado: La misión *Cassini* descubrió plumas ricas en agua, lo que muestra que Encelado (sexta luna en tamaño de Saturno) es geológicamente activa. Se observan tipo géiseres proveniente de un "magma" interior, que no es roca fundida, sino que puede corresponder a un océano subterráneo. Esto también se traduce en regiones con superficie muy joven. La fuente de energía proviene esencialmente del calor disipado por mareas ya que Encelado está atrapado en la resonancia de movimiento medio 2:1 con Dione, otro satélite de Saturno.



Efectos atmosféricos : Las atmósferas pueden alterar la superficie a través de diversos mecanismos: (a) dunas generadas por vientos que transportan la arena; (b) depósitos de hielo (H₂O o CO₂), glaciares; (c) procesos hidrológicos (lluvias, formación de ríos, lagunas, arrastre de material, procesos sedimentarios).

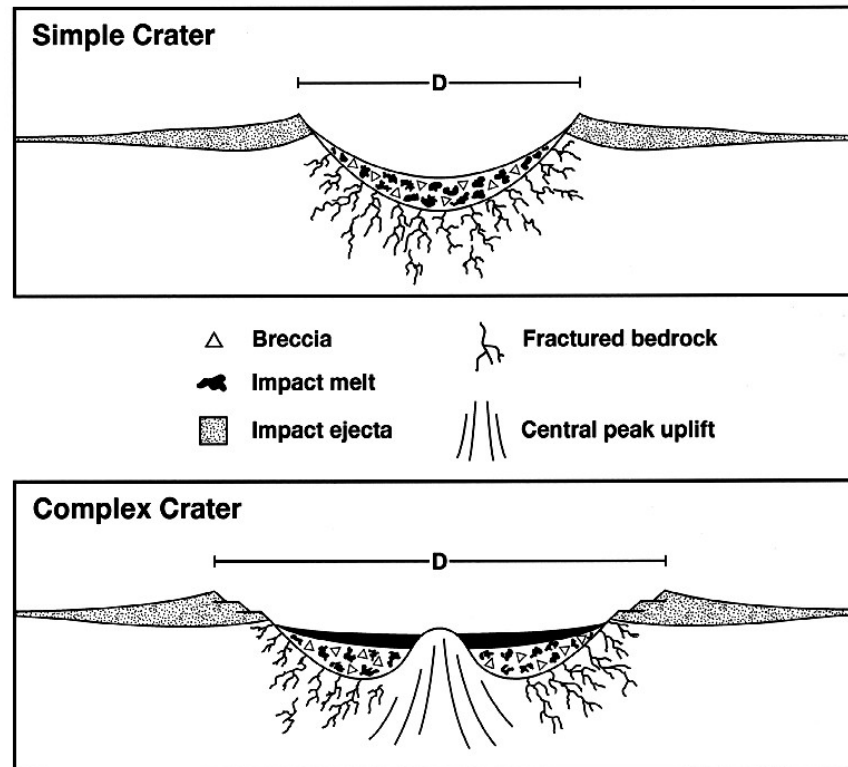


Campo de dunas en la parte más baja del cráter Victoria de unos 800 m (Mars Global Surveyor)



La imagen de un delta en forma de abanico muestra depósitos de sedimento transportado y endurecido en capas con crestas curvas. Esto es también una prueba de que el planeta tuvo ríos de larga duración (Mars Global Surveyor).

Impactos : Colisiones con objetos extraterrestres han contribuido a moldear las superficies planetarias. La colisión excava material en el punto de impacto dejando como secuela un cráter con un diámetro órdenes de magnitud mayor que el del proyectil.



Estructura de cráteres de impacto simple y compleja. La marca distintiva de un cráter de impacto es la presencia de roca que ha experimentado efectos metamórficos por shock, tales como brechas, rocas de alta temperatura, como esférulas y tektitas, formación de materiales a altas presiones tales como diamante y cuarzo en shock.

La distribución cumulativa de cráteres $N_c(> D)$ (número de cráteres con diámetro $> D$ por unidad de área) se suele ajustar a una ley potencial:

$$N_c(> D) = CD^\alpha$$

donde C es una constante y $\alpha \sim -2.5 - -3$.

La distribución diferencial es:

$$N(D) = \frac{dN_c}{dD} = C\alpha D^{\alpha-1}$$

El área ocupada por el cráteres con diámetros $D_1 < D < D_2$, suponiendo que no se superponen es

$$Area(D_1, D_2) = \int_{D_2}^{D_1} \pi(D/2)^2 N(D) dD$$

En general para $D < D_{sat}$ la superficie se satura de cráteres, es decir los cráteres se superponen, D_{sat} se obtiene aproximadamente a través de la siguiente condición:

$$4\pi R^2 = \int_{D_{max}}^{D_{sat}} \pi(D/2)^2 N(D) dD$$

donde D_{max} es el máximo cráter que cumple la condición: $N_c(D_{max}) = 1$.

Los diámetros de los cráteres de impacto se pueden relacionar con los diámetros de los proyectiles que los producen mediante relaciones empíricas

$$D_c = c_f K_n (W \rho_a / \rho_t)^{(1/3.4)}$$

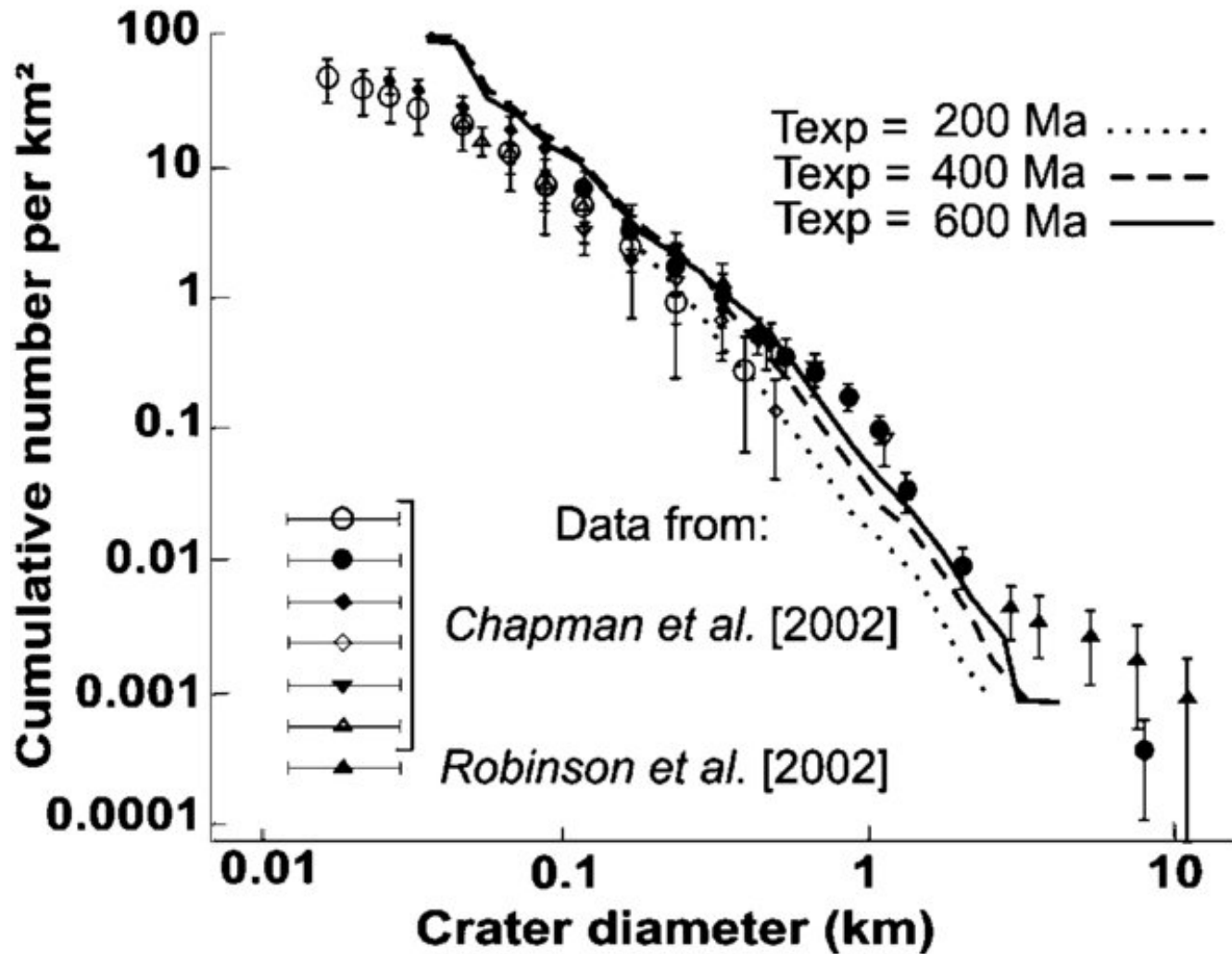
donde c_f : es un factor de colapso del cráter (varía entre 1 y 1.4), $K_n \sim 0.074 \text{ km kiloton}^{-(1/3.4)}$, $\rho_a \simeq 1.8 \text{ g cm}^{-3}$, ρ_t : densidad media de las rocas superficiales, y W : es la energía cinética del proyectil de diámetro D , densidad δ y velocidad de impacto v . 1 kiloton de TNT equivale a 4.184×10^9 Joules.

Tenemos

$$W = \pi D^3 \delta v^2 / (12 \times 4.19 \times 10^{19}) \text{ kilotonnes}$$

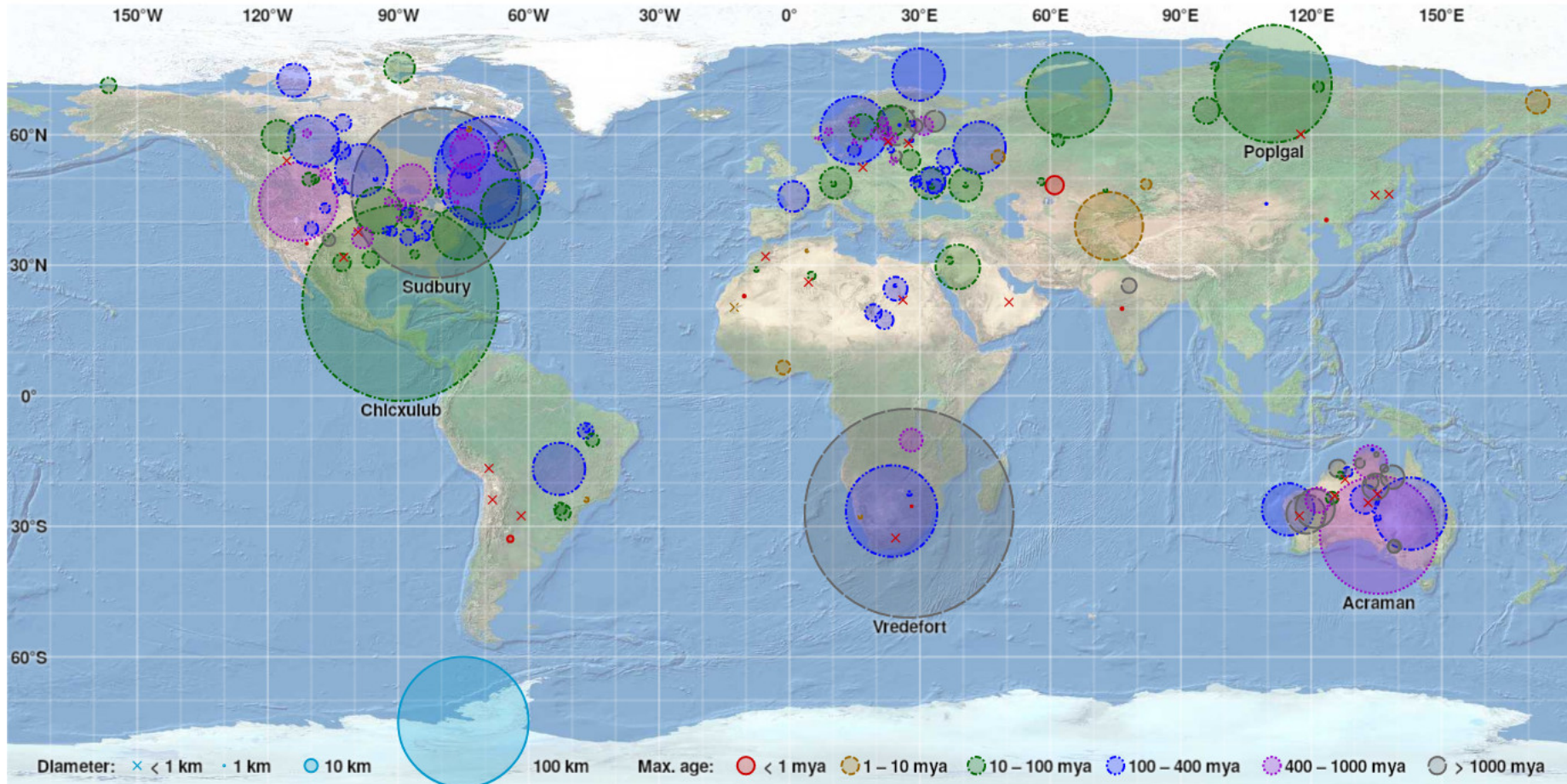
donde usamos unidades cgs.

A partir de estas ecuaciones podemos convertir diámetros de cráteres D_c en diámetros de proyectiles D .



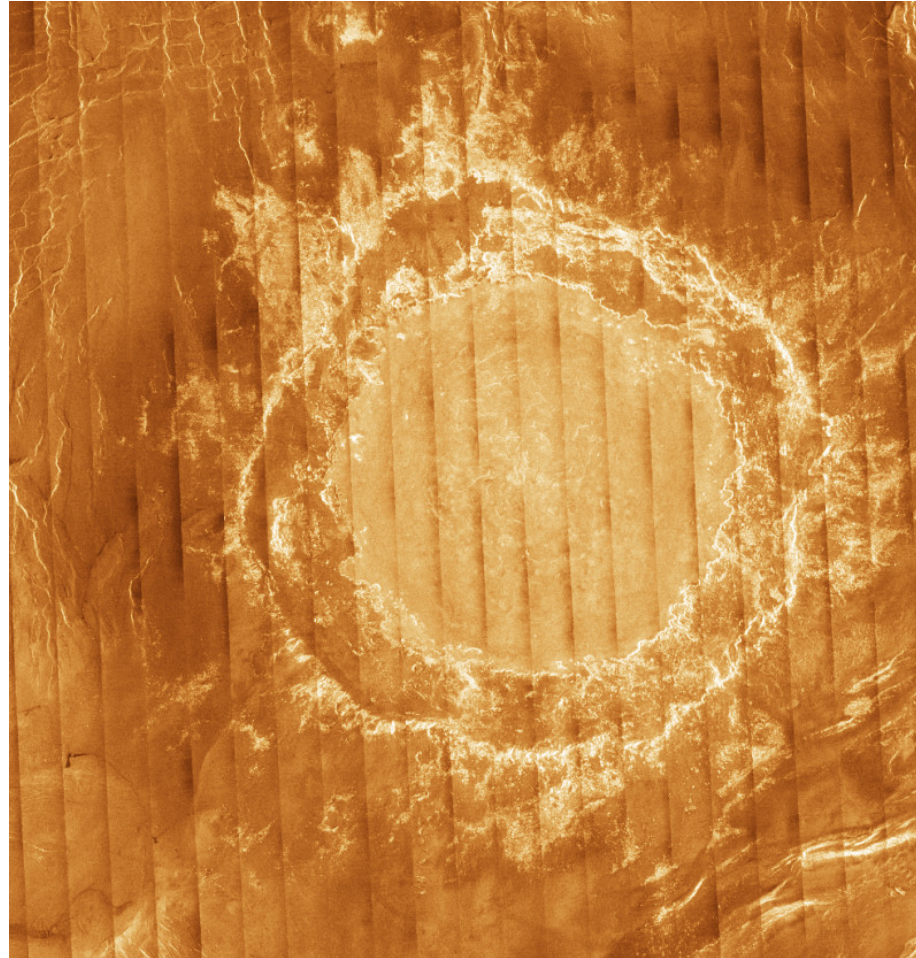
Distribución cumulativa de tamaños de cráteres de impacto sobre la superficie del asteroide Eros (por km²) que muestran los mejores acuerdos con modelos que asumen tiempos de exposición en el cinturón principal de 400 y 600 millones de años. Eros tiene una superficie de 1125 km² y 13 de sus cráteres tienen diámetros > 1 km.

Cráteres identificados y datados en la Tierra



Pese a la erosión por el viento y el agua y a los movimientos tectónicos, la superficie de la Tierra conserva la huella de antiguos cráteres de impacto, el más antiguo de más de 2000 millones de años.

Cráteres en Venus



Aun en un planeta con una densa atmósfera como Venus se pueden identificar cráteres de impacto ocasionados por la colisión de objetos masivos que lograron penetrar su atmósfera hasta la superficie. Este es el caso del cráter Mead, el más grande que se ha identificado con un diámetro de 280 km. Imagen de radar desde la sonda Magellan de la NASA.

Cráteres en cuerpos sin atmósfera

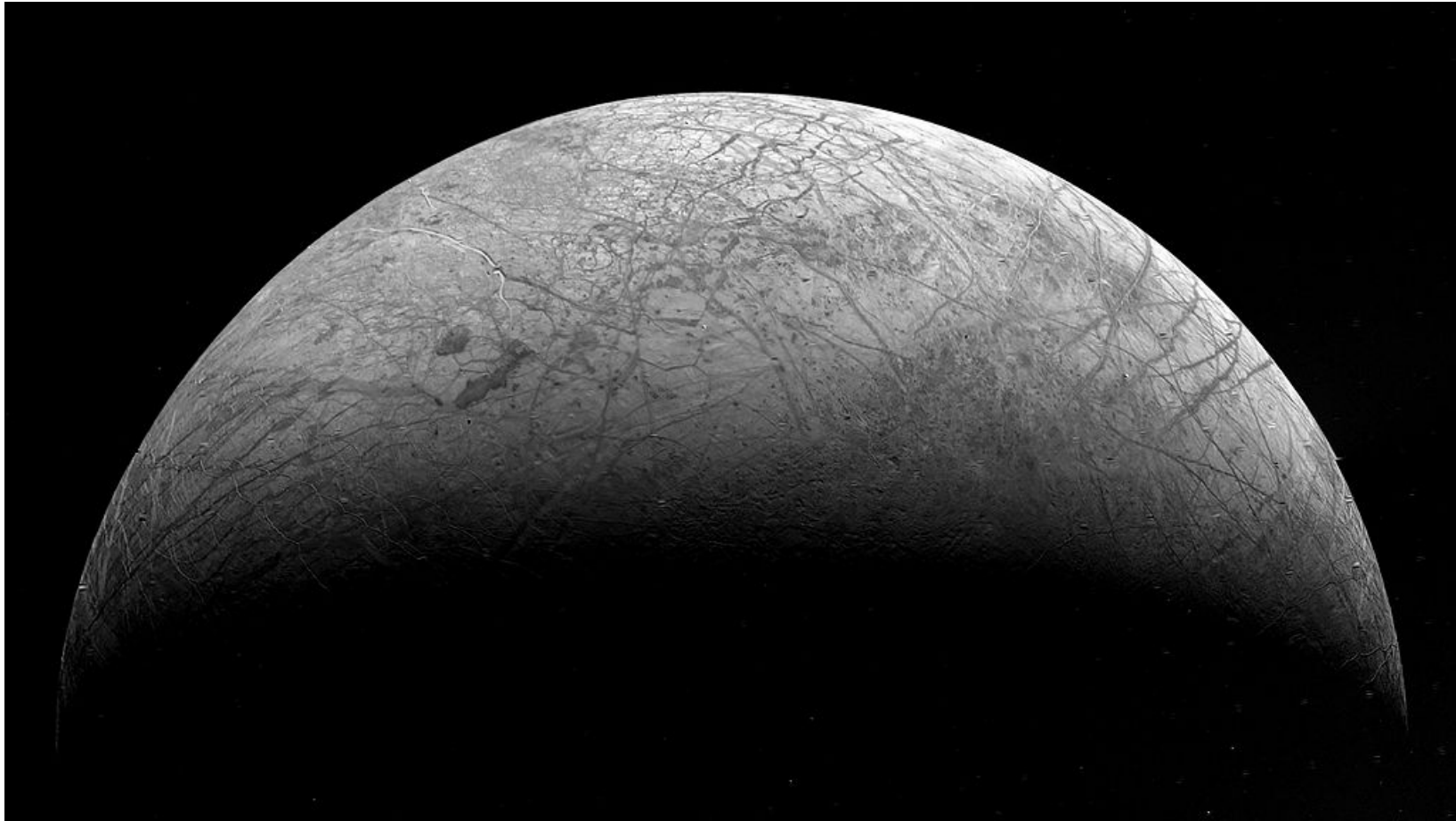


Cráter Albatognius en las tierras altas de la Luna de 129 km de diámetro y 4,4 km de profundidad

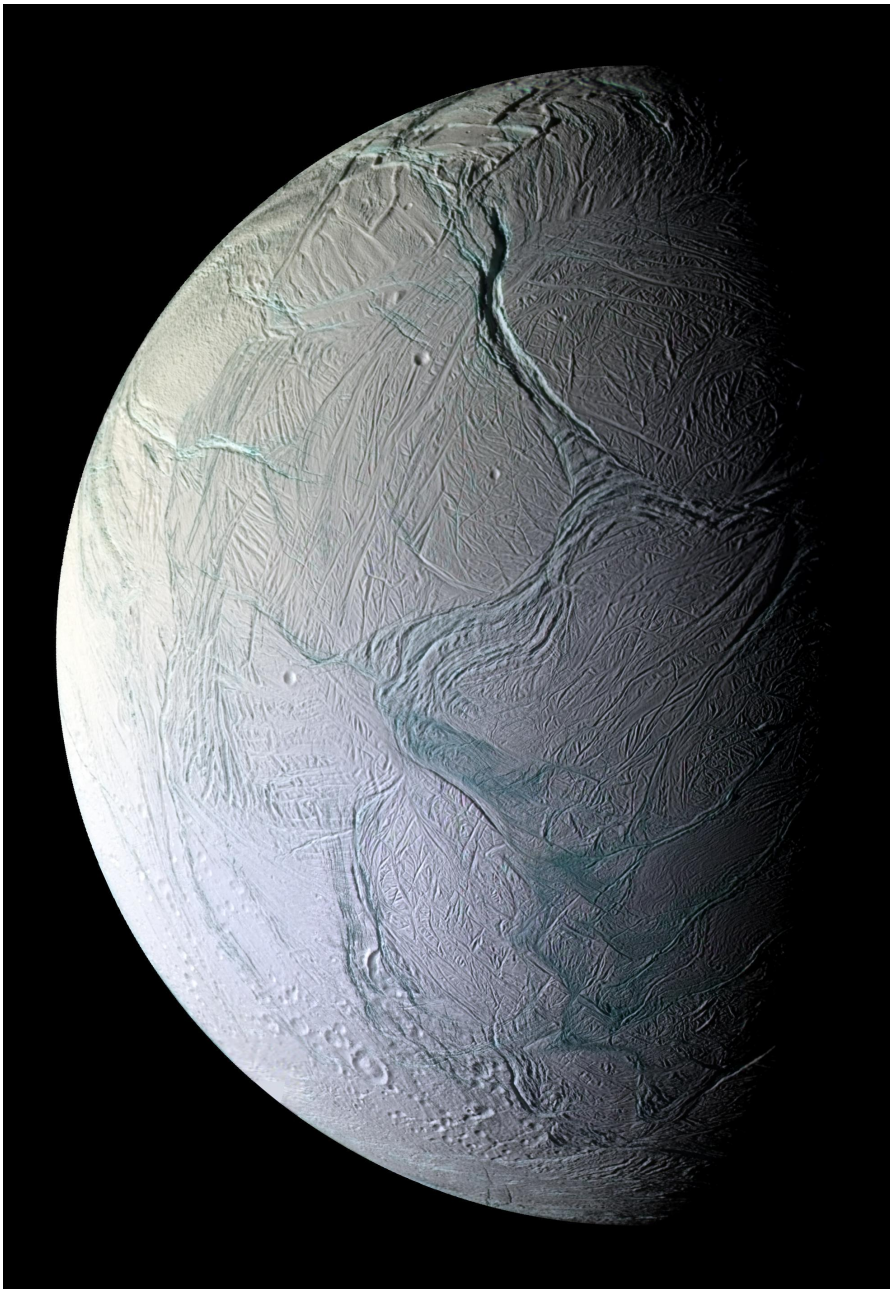


Superficie craterizada de Mercurio.

Cráteres en cuerpos sin atmósfera pero con superficies rejuvenecidas



Hay cuerpos sin atmósfera, como el caso del satélite de Júpiter Europa, que presentan superficie rejuvenecidas por procesos de criovolcanismo. Estas superficies muestran muy pocos cráteres.



Criovolcanismo y tectónica son responsables del rejuvenecimiento de la superficie de Encelado dejando las grandes planicies casi desprovistas de grandes cráteres. Los cañones y grietas son producidos por movimientos tectónicos.

Superficie de Plutón



Es otro ejemplo de superficie rejuvenecida por la deposición de hielos de nitrógeno y metano en la planicie Sputnik. La ausencia de cráteres indica que es una superficie muy joven, estimada en unos 1.8×10^5 años. Hay también zonas antiguas, craterizadas de coloración parduzca debida a la presencia de materia orgánica del tipo de las tolinas (creadas cuando partículas cargadas del viento solar interactúan con mezclas de nitrógeno y metano (imagen de *New Horizons*)).