

FORMACION DE PLANETAS Y ESTRELLAS

Si en una cierta región del espacio se produce un aumento de densidad de materia, éste tiende a crecer por atracción gravitacional de la materia de su entorno. Si la materia acumulada a través de este proceso es adecuada (del orden de la masa del Sol o más), en la región central del cúmulo de masa la presión aumenta enormemente, lo que produce un aumento de temperatura, de acuerdo a la ecuación de estado del gas ideal

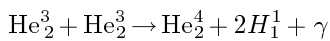
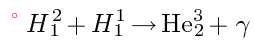
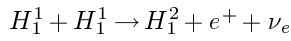
$$p = \rho RT$$

Aquí p es la presión, ρ es la densidad (molar) y T es la temperatura absoluta. En general ρ también cambia al acercarse al centro del cúmulo. Lo importante es el aumento de temperatura, la que puede alcanzar varios millones de grados, lo que desata las reacciones nucleares que dan lugar a una estrella, creando elementos más pesados a partir de elementos más livianos (fusión nuclear). Este proceso genera una gran cantidad de energía, debido a la transformación de masa en energía condensada en la fórmula de Einstein $E = mc^2$.

Ciclos solares

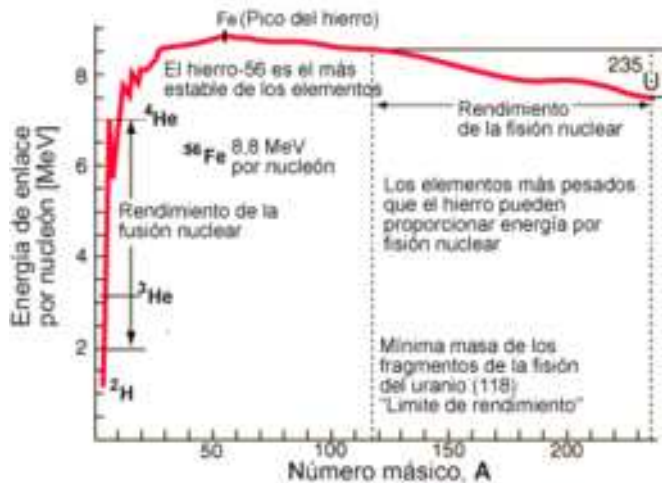
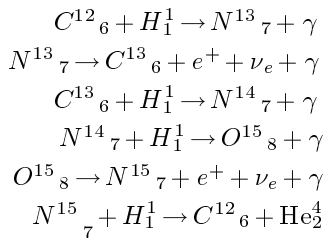
Los dos ciclos de reacciones de fusión más importantes que ocurren al interior del Sol son:

El "ciclo de hidrógeno":



Notar que en la última reacción participan dos He_2^3 , de modo que las reacciones anteriores habrán ocurrido dos veces por cada vez que ocurra la tercera. De esta forma, el efecto neto del ciclo es combinar cuatro protones (seis entran al ciclo, pero se regeneran dos) para formar un núcleo He_2^4 , generándose además dos e^+ dos ν y tres fotones. Este ciclo libera una energía de cerca de $26 MeV$ por cada He_2^4 que se genera.

En estrellas más calientes, pasa a ser importante el ciclo de carbono



El pico del hierro marca el final de la vida de las estrellas. Como se ve en el diagrama el rendimiento a cada nueva etapa de fusión disminuye rápidamente. Llegados al hierro ese rendimiento es negativo y las reacciones de fusión se detienen.

Conservación de momentum angular

Una de las leyes fundamentales de la Física es la conservación de momentum angular en un sistema cerrado. El momentum angular debido a rotación respecto a un eje dado, se define por

$$L = I\omega, \text{ donde } \omega \text{ es la velocidad angular de rotacion}$$

e I es el momento de inercia definido por

$$I = \sum_i m_i r_i^2$$

la suma se extiende sobre todas las partículas del sistema y r_i es la distancia de la partícula i al eje de rotación.

Nébula Planetaria

Al concentrarse una cantidad de masa para formar una estrella, se conserva el momentum angular en todo el proceso. La masa pasa de tener un radio de algunos años-luz al tamaño de una estrella, del orden de 1 millón de km. Como I disminuye enormemente, la velocidad angular de rotación ω crece fuertemente. Esto implica la formación de un disco, que se desprende del centro debido a la enorme rotación, dando origen a los planetas.



Imagen tomada por el telescopio espacial Hubble del disco protoplanetario ubicado en la nebulosa de Orión. Tiene varios años-luz de radio y es muy similar a la nebulosa primordial que dió origen al Sistema Solar.

El Origen del Sistema Solar

Los primeros intentos científicos para explicar el origen del Sistema Solar invocaban colisiones o condensaciones de una nube de gas. El descubrimiento de los 'Universos-Islands', que ahora sabemos que son galaxias, se pensó que confirmaba esta última teoría.

En este siglo, Jeans propuso la idea de que el paso de una estrella había arrastrado material fuera del Sol, y que este material se había entonces condensado para formar los planetas. Hay serios problemas en esta explicación, pero se han hecho recientes desarrollos sugiriendo que se sacó un filamento de una proto-estrella de paso, en momentos en los que el Sol era miembro de un holgado cúmulo de estrellas, pero las teorías más favorecidas, todavía involucran el colapso gravitacional de una nube de gas y polvo.

Problemas a ser encarados por cualquier teoría sobre la formación del Sistema Solar:

Cualquier teoría tiene que explicar algunos hechos bastante problemáticos sobre el Sistema Solar. Esto, adicionalmente al hecho obvio de que el Sol está en el centro con los planetas orbitando a su alrededor. Hay 5 de estas áreas de problemas:

1. El Sol gira lentamente y sólo tiene 1 por ciento del momento angular del Sistema Solar, pero tiene el 99,9 por ciento de su masa. Los planetas tienen el resto del momento angular.
2. La formación de los planetas terrestres con núcleos sólidos.
3. La formación de los planetas gaseosos gigantes.
4. La formación de los satélites planetarios.
5. Una explicación de la ley de Bode, que dice que las distancias de los planetas al Sol siguen una sencilla progresión aritmética.

La 'ley' de Bode toma la forma de una serie en la que el primer término es cero, el segundo es 3, y luego cada término es el doble del anterior, y se le suma 4, y el resultado es dividido entre 10. Esto resulta en la serie:

0,4, 0,7, 1,0, 1,6, 2,8, 5,2, 10,0, 19,6, 38,8

que puede ser comparada con las distancias promedio de los planetas al Sol en U.A.:

0,39, 0,72, 1,0, 1,52, 5,2, 9,52, 19,26, 30,1, 39,8

La concordancia para todos, salvo Neptuno y Plutón, es notable. La falta de un planeta en 2,8 llevó al descubrimiento de los asteroides.

Hay cinco teorías que son todavía consideradas 'razonables', puesto que explican muchos (pero no todos) de los fenómenos que exhibe el Sistema Solar.

La teoría de Acreción:

Esta asume que el Sol pasó a través de una densa nube interestelar, y emergió rodeado de un envoltorio de polvo y gas. Separa entonces la formación del Sol, de la de los planetas, obviando el problema 1.

El problema que permanece, es el de lograr que la nube forme los planetas. Los planetas terrestres pueden formarse en un tiempo razonable, pero los planetas gaseosos tardan demasiado en formarse. La teoría no explica los satélites, o la ley de Bode, y debe considerarse como la más débil de las aquí descritas.

La teoría de los Proto-planetas:

Esta asume, que inicialmente hay una densa nube interestelar, que eventualmente producirá un cúmulo estelar. Densas regiones en la nube se forman y coalescen; como las pequeñas gotas tienen velocidades de giro aleatorias, las estrellas resultantes tienen bajas velocidades de rotación. Los planetas son gotas más pequeñas capturadas por la estrella. Las pequeñas gotas tendrían velocidades de rotación mayores que las observadas en los planetas, pero la teoría explica esto, haciendo que las 'gotas planetarias' se dividan, produciendo un planeta y sus satélites.

De esta forma se cubren muchas de las áreas problemáticas, pero no queda claro cómo los planetas fueron confinados a un plano, o por qué sus rotaciones tienen el mismo sentido.

La teoría de Captura:

Esta teoría es una versión de la de Jeans, en la que el Sol interactúa con una proto-estrella cercana, sacando un filamento de materia de la proto-estrella. La baja velocidad de rotación del Sol, se explica como debida a su formación anterior a la de los planetas. Los planetas terrestres se explican por medio de colisiones entre los proto-planetas cercanos al Sol. Y los planetas gigantes y sus satélites, se explican como condensaciones en el filamento extraído.

La teoría Laplaciana Moderna:

Laplace en 1796 sugirió primero, que el Sol y los planetas se formaron en una nebulosa en rotación que se enfrió y colapsó. Se condensó en anillos que eventualmente formaron los planetas, y una masa central que se convirtió en el Sol. La baja velocidad de rotación del Sol no podía explicarse.

La versión moderna asume que la condensación central contiene granos de polvo sólido que crean roce en el gas al condensarse el centro. Eventualmente, luego de que el núcleo ha sido frenado, su temperatura aumenta, y el polvo es evaporado. El centro que rota lentamente se convierte en el Sol. Los planetas se forman a partir de la nube, que rota más rápidamente.

La teoría de la Nebulosa Moderna:

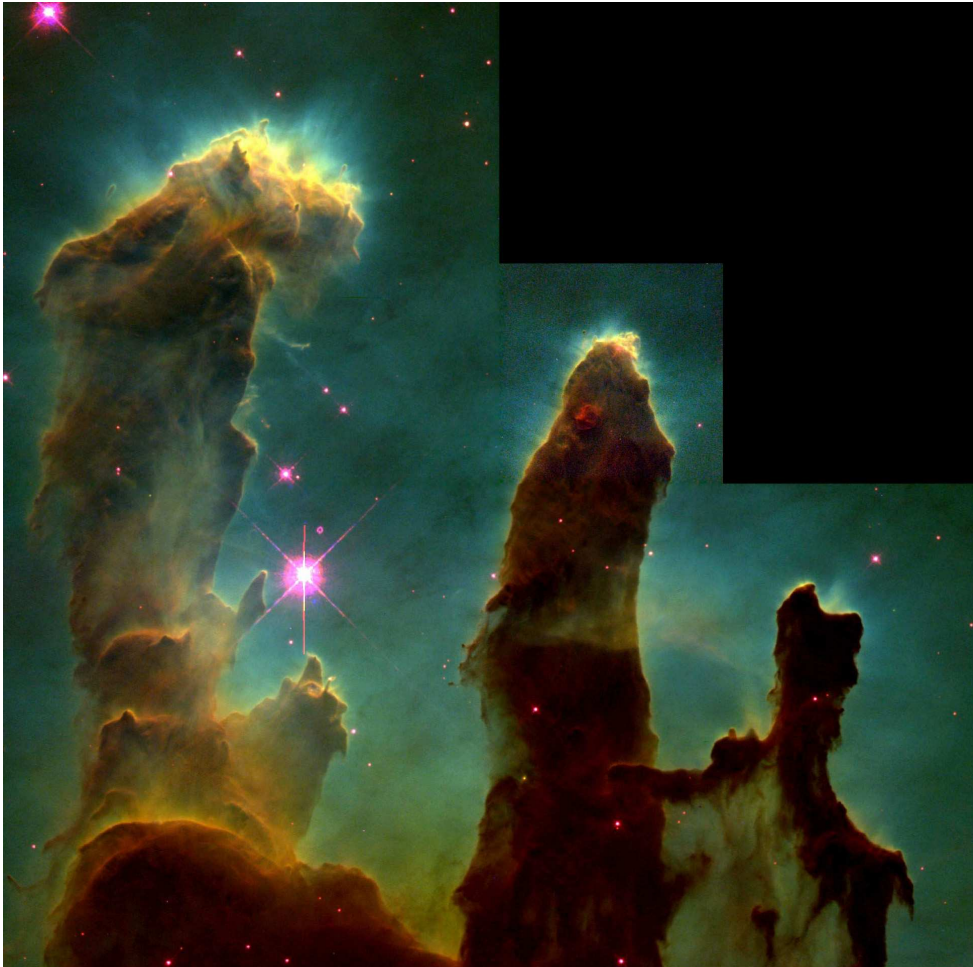
Las observaciones de estrellas muy jóvenes, indican que están rodeadas de densos discos de polvo. Aunque todavía hay dificultades para explicar algunas de las áreas problemáticas esbozadas arriba, en particular la forma de disminuir la rotación del Sol, se piensa que los planetas se originaron a partir de un denso disco, formado a partir del material de la nube de polvo y gas, que colapsó para formar el Sol. La densidad de este disco debe ser suficientemente alta como para permitir la formación de los planetas, y suficientemente baja, como para que la materia residual sea soplada hacia afuera por el Sol, al incrementarse su producción de energía.

Conclusión:

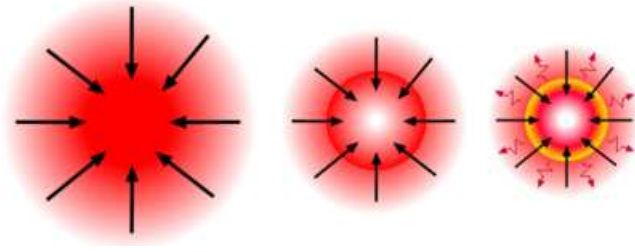
Han habido muchos intentos de desarrollar teorías sobre el origen del Sistema Solar. Ninguna de ellas puede describirse como totalmente satisfactoria, y es posible que haya desarrollos ulteriores que expliquen mejor los hechos conocidos.

Pensamos sin embargo, que entendemos el mecanismo general, que consiste en que el Sol y los planetas se formaron a partir de la contracción de parte de una nube de gas y polvo, bajo su propia atracción gravitacional, y que la pequeña rotación neta de la nube, fue responsable de la formación de un disco alrededor de la condensación central.

La condensación central eventualmente formó al Sol, mientras que las condensaciones menores en el disco formaron los planetas y sus satélites. La energía del joven Sol sopló el remanente de gas y polvo, dejando al Sistema Solar como lo vemos actualmente.



Pilares de gas molecular en la nebulosa del àguila. Algunas estrellas están aún formándose en su interior.



En un primer momento, la nube colapsa y la radiación escapa libre. En la segunda etapa se forma un núcleo más denso y opaco a la radiación lo cual hace que se caliente. Finalmente, la caída de material sobre ese núcleo calienta su superficie por lo que la protoestrella empieza a emitir radiación.

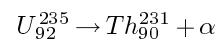
Datación Isotópica

Decaimientos radiactivos

Muchos núcleos son inestables bajo una u otra forma de decaimiento. A continuación consideramos ejemplos de cada uno de esos posibles procesos.

Decaimiento α

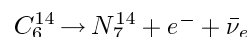
Un grupo importante de elementos pesados puede decaer emitiendo partículas alfa, que consisten de un agregado de dos protones y dos neutrones. Estas partículas alfa son idénticas a núcleos de helio (He_2^4), por lo que su carga es $+2e$ y su número de masa es 4. Cuando un núcleo emite una partícula alfa, pierde 2 unidades de carga y 4 de masa, transformándose en otro núcleo, como lo indica el siguiente ejemplo:



Nótese que los números atómicos y de masa deben sumar lo mismo antes y después de la emisión.

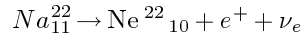
Decaimiento β

Hay dos tipos de decaimiento beta, el de la partícula negativa y el de la positiva. La partícula beta negativa que se emite es un electrón, con su correspondiente carga y masa, indistinguible de los electrones de las capas atómicas. En vista de que los núcleos no contienen electrones, la explicación de esta emisión es que un neutrón del núcleo se convierte en un protón y un electrón; el protón resultante permanece dentro del núcleo en virtud de la fuerza nuclear, y el electrón escapa como partícula beta. El número de masa del núcleo resultante es el mismo que el del núcleo original, pero su número atómico se ve aumentado en uno, conservándose así la carga. El siguiente caso es un ejemplo de decaimiento beta negativa.



En todo decaimiento beta se emite también un neutrino. Esta partícula no tiene carga y su masa es muy pequeña. Por lo tanto, no afecta el balance de la ecuación anterior. Sin embargo, se lleva parte de la energía total disponible en el proceso, quedando la partícula beta con sólo una parte de ésta.

Algunos núcleos emiten partículas beta positivas (positrones), que tienen la misma masa que los electrones, y carga $+e$, o sea una carga electrónica pero positiva. Estas partículas son las antipartículas de los electrones. Se crean en el núcleo cuando un protón se convierte en un neutrón. El nuevo neutrón permanece en el núcleo y el positrón (junto con otro neutrino) es emitido. En consecuencia, el núcleo pierde una carga positiva, como lo indica el siguiente ejemplo:

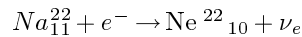


Decaimiento γ

Los rayos gamma son fotones, o sea paquetes de radiación electromagnética, como la luz visible, la ultravioleta, la infrarroja, los rayos X, las microondas y las ondas de radio. No tienen masa ni carga, y solamente constituyen energía emitida en forma de onda. En consecuencia, cuando un núcleo emite un rayo gama, se mantiene como el mismo núcleo, pero en un estado de menor energía.

Captura electrónica

También es posible otro tipo de decaimiento, la captura electrónica. En este caso el núcleo atrapa un electrón orbital, de carga negativa. En consecuencia uno de sus protones se transforma en un neutrón, disminuyendo así su número atómico. El electrón atrapado por el núcleo generalmente proviene de la capa K, dejando una vacancia. Para llenar esta vacancia, cae un electrón de una capa exterior (L, M, etc.), emitiendo de manera simultánea un fotón de rayos X. El proceso total se identifica por los rayos X emitidos al final, que son característicos del nuevo átomo, como lo muestra el siguiente ejemplo:



LEY DE DECAIMIENTO RADIOACTIVO

La tercera propiedad característica de la desintegración radiactiva es su rapidez. Un núcleo al desintegrarse se transforma en otro núcleo y por lo tanto desaparece. Si el proceso es rápido, el núcleo original dura poco, pronto se agota. Si el proceso es lento, puede durar mucho tiempo, hasta miles de millones de años.

Supóngase que se tiene una muestra con un número dado N de núcleos radiactivos tipo X . La actividad A , o sea la emisión de radiación por unidad de tiempo, es proporcional al número N presente en cada instante:

$$A = -\frac{\Delta N}{\Delta t} = \frac{1}{\tau} N$$

donde τ es una constante con dimensiones de tiempo, necesaria para que la ecuación esté dimensionalmente correcta. Esto determina completamente la forma de $N(t)$. Si en $t = 0$ contábamos con N_0 núcleos X , se sigue que

$$N(t) = N_0 e^{-\frac{t}{\tau}}$$

Notar que $N(t + \tau) = N(t)/e$, de modo que τ es el tiempo que demora en decaer una fracción $1/e$ de los núcleos con que se empieza, en cualquier instante t (y como $e = 2,71828 \dots$, $1/e = 1/3$). τ es la *vida media* del núcleo que está decayendo.

A veces se usa también una vida media τ_2 , definida como el tiempo después del cual decae la mitad de los núcleos iniciales, esto es

$$\tau_2 \approx 0.693\tau$$

La radiactividad es un proceso aleatorio, en general, independiente de las influencias externas. Cuando el sistema está formado por un número grande de átomos el proceso de desintegración radiactiva es más predecible que cuando son átomos individuales.

Las vidas medias de los isótopos pueden ser desde fracciones de segundo hasta miles de millones de años.

Padre	Hijo	τ_2 (años)	Decaimiento
U^{238}	Pb^{206}	4.468×10^9	α, β
U^{235}	Pb^{207}	7.04×10^8	α, β
Th^{232}	Pb^{208}	1.401×10^{10}	α, β
Rb^{87}	Sr^{87}	4.9×10^{10}	β
Sm^{147}	Nd^{143}	1.06×10^{11}	α
K^{40}	Ca^{40} o Ar^{40}	1.25×10^9	β
Lu^{176}	Hf^{176}	3.73×10^{10}	captura electrónica, β
Re^{187}	Os^{187}	4.2×10^{10}	β
C^{14}	N^{14}	5730	β

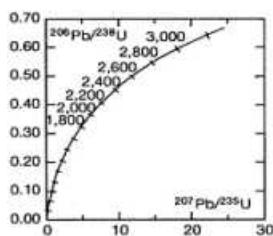


Diagrama Concordia , con edades sobre la curva medidas en millones de años

SIGNIFICADO DEL TIEMPO MEDIDO POR RADIATIVIDAD

RELOJES GEOLÓGICOS

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

Potasio -argón

Rubidio -estroncio

Uranio -plomo

Torio -plomo

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

Reloj de rubidio-estroncio

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

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

El estroncio, por otra parte, tiene los siguientes cuatro isótopos estables naturales: Sr-88, Sr-87, Sr-86, y Sr-84, con una abundancia en la naturaleza de 82.5, 7.0, 9.9 y 0.6% respectivamente.

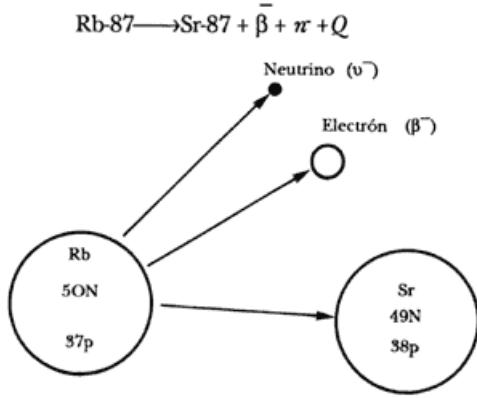


Figura 7. Esquema de decaimiento del rubidio-87.

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

La cantidad de Sr-87 que hay en un momento determinado proviene del decaimiento de Rb-87, de manera que si restamos a la cantidad de Rb-87 que había al principio, $(\text{Rb} - 87)_o$, la que hay en un momento dado, $(\text{Rb} - 87)_t$, obtenemos la cantidad de Sr-87 presente en ese momento:

$$(\text{Sr} - 87)_t = (\text{Rb} - 87)_o - (\text{Rb} - 87)_t$$

En esta ecuación, podemos sustituir el $(\text{Rb} - 87)_o$ por medio de la ecuación de decaimiento: $(\text{Rb} - 87)_t = (\text{Rb} - 87)_o e^{-\lambda t}$

que es lo mismo que: $(\text{Rb} - 87)_o = (\text{Rb} - 87)_t e^{\lambda t}$

Así que la primera ecuación nos da:

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

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

$$(\text{Sr} - 87)_t = (\text{Sr} - 87)_o + (\text{Rb} - 87)_t (e^{\lambda t} - 1)$$

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

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

en donde se ha colocado el Sr-86 dentro de los paréntesis porque, como hemos dicho, suponer que: $(\text{Sr} - 86)_t = (\text{Sr} - 86)_o$ es razonable y no introduce un error significativo. Por otro lado, al tomarse cuocientes el error se minimiza puesto que el Sr-86 existe en cantidades del mismo orden de magnitud que el Sr-87 y el Rb-87.

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

$$\left[\frac{\text{Sr} - 87}{\text{Sr} - 86} \right]_t = Y; \left[\frac{\text{Sr} - 87}{\text{Sr} - 86} \right]_0 = Y_0; \left[\frac{\text{Rb} - 87}{\text{Sr} - 86} \right]_t = \frac{mx}{(e^{\lambda t} - 1)}$$

tendremos: $Y = Y_0 + mx$

es decir, la ecuación de una recta con intersección en Y_0 y pendiente m (Figura 8).

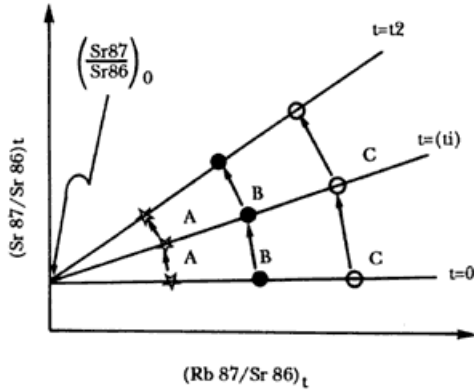


Figura 8. Evolución de las isócronas del estroncio. Los puntos A, B, C son valores dados por diferentes minerales cuyo contenido inicial de rubidio-87 es diferente.

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

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

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

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

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

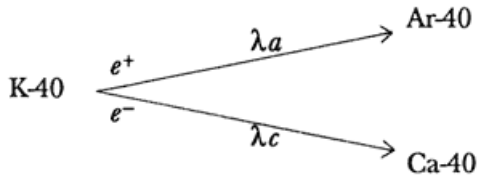
Sin embargo, las rocas pueden sufrir transformaciones posteriores por efectos de las altas presiones y temperaturas a que pueden estar sometidas. En estas condiciones, se llevan a cabo reacciones internas que producen cambios en las características físicas y cristalográficas de los minerales o en la cristalización de minerales nuevos. Este proceso, llamado metamorfismo, permite abrir el sistema y cerrarlo nuevamente; esto es, durante el metamorfismo los minerales redistribuyen sus concentraciones de rubidio y estroncio y vuelven a quedar cerrados al intercambio de isótopos al término del mismo. La edad para este tipo de rocas es entonces la transcurrida desde su última metamorfización.

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

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

Reloj de potasio-argón

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



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

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

en donde la constante de decaimiento es la suma de las dos constantes que describen la conversión hacia argón y hacia calcio: $\lambda = \lambda_a + \lambda_c$

Los valores de las constantes son: $\lambda_a = 0.585 \times 10^{-10} \text{ (años)}^{-1}$ $\lambda_c = 4.720 \times 10^{-10} \text{ (años)}^{-1}$

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

Ahora bien, dada una cantidad inicial de K-40, la cantidad de átomos que decaen en Ar-40 está dada por: $\frac{\lambda_a}{\lambda} \text{K} - 40$

de manera que podemos escribir la ecuación de decaimiento como:

$$\text{Ar} - 40 = \frac{\lambda_a}{\lambda} \text{K} - 40(e^{\lambda t} - 1)$$

Si se despeja el tiempo en esta ecuación se tiene:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\lambda}{\lambda_a} \frac{\text{Ar} - 40}{\text{K} - 40} + 1 \right]$$

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

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

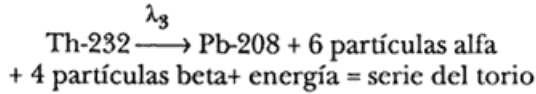
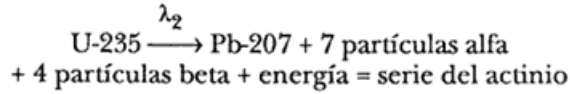
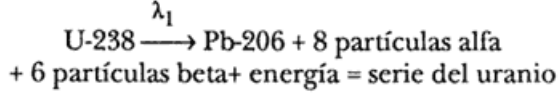
Dada la vida media del potasio 40, las edades que pueden ser obtenidas con este reloj son del orden de cientos de millones de años.

Relojes de uranio-plomo y torio-plomo

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

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

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



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

Isótopo	Constante de decaimiento
U-238	$\lambda_1 = 1.55 \times 10^{-10}$
U-235	$\lambda_2 = 9.85 \times 10^{-10}$
Th-232	$\lambda_3 = 4.948 \times 10^{-11}$

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

$$\begin{aligned} \left[\frac{\text{Pb} - 206}{\text{Pb} - 204} \right]_t &= \left[\frac{\text{Pb} - 206}{\text{Pb} - 204} \right]_0 + \left[\frac{\text{U} - 238}{\text{Pb} - 204} \right]_t (e^{\lambda_1 t} - 1) \\ \left[\frac{\text{Pb} - 207}{\text{Pb} - 204} \right]_t &= \left[\frac{\text{Pb} - 207}{\text{Pb} - 204} \right]_0 + \left[\frac{\text{U} - 235}{\text{Pb} - 204} \right]_t (e^{\lambda_2 t} - 1) \\ \left[\frac{\text{Pb} - 208}{\text{Pb} - 204} \right]_t &= \left[\frac{\text{Pb} - 208}{\text{Pb} - 204} \right]_0 + \left[\frac{\text{Th} - 232}{\text{Pb} - 204} \right]_t (e^{\lambda_3 t} - 1) \end{aligned}$$

Podemos escribir esto más brevemente si tomamos en cuenta que la diferencia entre $(\text{Pb} - 206)_t$ y $(\text{Pb} - 206)_0$, es decir entre el plomo actual y el que se encontraba desde que la roca o mineral se volvió un sistema cerrado, es de origen radiactivo y puede denotarse por medio de un asterisco:

$$\text{Pb} - 206^* = (\text{Pb} - 206)_t - (\text{Pb} - 206)_0$$

de manera que tendremos ecuaciones como:

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

y similarmente para las otras series:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\text{Pb} - 207}{\text{Pb} - 204} \right]^* &= \left[\frac{\text{U} - 235}{\text{Pb} - 204} \right]_t (e^{\lambda_2 t} - 1) \\ \left[\frac{\text{Pb} - 208}{\text{Pb} - 204} \right]^* &= \left[\frac{\text{Th} - 232}{\text{Pb} - 204} \right]_t (e^{\lambda_3 t} - 1) \end{aligned}$$

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

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

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

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

Ésta es una ecuación muy interesante porque relaciona el tiempo con el cociente de los plomos radiogénicos (Pb-207/ Pb-206), y aun en el caso de que un mineral pierda plomo, perderá tanto de Pb-207 como de Pb-206 de tal manera que su cociente cambia muy poco. Además, en la ecuación anterior también interviene el cociente (U-235/U-238), es decir, la cantidad que hay en la Tierra actualmente de U-235 a U-238. Este valor es constante e igual a 1/137.8

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

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

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

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

en donde sólo tenemos dos variables que son el cociente de plomos (Pb-207/Pb-206) y el tiempo (recordemos que λ_1 y λ_2 son conocidas). La fórmula anterior parece menos complicada si se grafica tal como se ilustra en la figura 9.

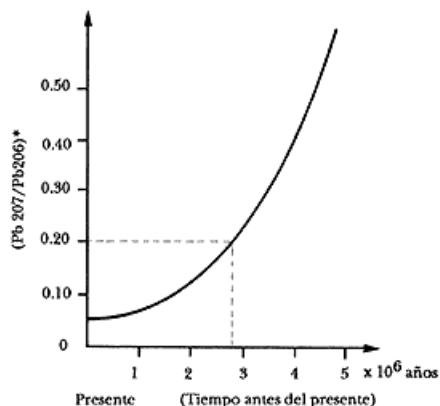


Figura 9. Evolución del plomo de origen radiactivo (radiogénico).

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

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