



## DATACIÓN ABSOLUTA

¿Cómo medimos la edad absoluta de la tierra?

1. Introducción.	3
2. La edad de la tierra	4
3. Datación relativa	5
Ejemplo 1	6
4. Datación absoluta	6
4.1. Datación radiométrica	7
5. Las ecuaciones del decaimiento	10
Ejemplo 2	11
Ejemplo 3	12
Ejemplo 4	12
Ejemplo 5	13
Ejemplo 6	13
Ejemplo 7	14
Ejemplo 8	14
Ejemplo 9	15



[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 1 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)

- 6. Metodología isocrón
- 7. Bibliografía

16  
18  
18



ugr | Universidad  
de Granada

Enrique R. Aznar  
Dpto. de Álgebra



*Página web personal*

*Página de Abertura*

*Contenido*



*Página 2 de 18*

*Atrás*

*Pantalla grande/pequeña*

*Cerrar*



## 1. INTRODUCCIÓN.

El estudio de la tierra implica determinar la sucesión de sucesos geológicos a través de inmensos periodos de tiempo. En la mayor parte el orden correcto puede ser determinado sin conocer la edad real. Esto es, simplemente establecemos que el suceso B ocurrió después de A y antes de C.

La datación es un proceso que determina una cronología o calendario de sucesos en la historia de la tierra. Cuando la ocurrencia de sucesos se determina relativa a otros sucesos, se denomina **datación relativa**<sup>1</sup>.

Así, para datar sucesos del pasado, procesos, formaciones y organismos fósiles, los geólogos de campo emplean una variedad de técnicas observacionales y de laboratorio que producen una cronología relativa. Hasta principios del s. XX no hubo otra forma de datación.

Dar la edad actual de las rocas, de los sucesos y una cronología hacia atrás se llama **datación absoluta**. Las dos aproximaciones son complementarias.

Antes de 1905, la mejor y más aceptada edad de la Tierra fue la propuesta por Lord Kelvin en base a la cantidad de tiempo necesario para que la Tierra se enfríe a la temperatura actual a partir de un estado inicial líquido<sup>2</sup>.

<sup>1</sup>Muchas veces se usa la evidencia de la evolución orgánica en las rocas sedimentarias acumuladas a través del tiempo en entornos marinos o continentales.

<sup>2</sup>La edad de 25 millones de años fue aceptada por la mayoría de los físicos, pero considerada demasiado corta por la mayoría de los geólogos.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 3 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



## 2. LA EDAD DE LA TIERRA

Pero en 1896, Becquerel descubrió la radiactividad. Como la desintegración radiactiva de los átomos se produce de forma natural en la Tierra y proporciona otra fuente de calor, no considerada por Kelvin, esto significa que el tiempo de enfriamiento debe que ser mucho más largo.

Para la datación absoluta se usan **técnicas radiométricas**. Todas recaen en el hecho de que ciertos isótopos radioactivos inestables en la naturaleza (padres) decaen en isótopos estables (hijos) a una velocidad constante.

Estas técnicas permiten determinar la edad absoluta de algunas rocas con un grado de precisión variable, dando cotas mínimas para la edad de la tierra.

En 1906, Rutherford estableció que el contenido de uranio permitía calcular las edades de las rocas que lo contienen. En 1907, Boltwood desarrolló el método químico  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  demostrando que el uranio 238 se desintegra en Plomo 206 a una razón constante.

Hacia 1930, se desarrolló el método  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ca}$ , ya que el Potasio 40 se desintegra espontáneamente en Argón 40 y Calcio 40.

Así en 1932, se demostró que la edad mínima de la tierra era como mínimo 1 600 millones de años. En 1947, que era de 3 400 millones de años. Finalmente, en 1976, se descubrió que eran unos 4 560 millones años.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 4 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



### 3. DATACIÓN RELATIVA

El orden relativo de los sucesos geológicos puede establecerse en la mayor parte de los casos aplicando alguno de los siguientes principios:

- 1) **El principio de horizontalidad** establece que las rocas sedimentarias son depositadas en capas casi horizontales. Cada desviación de la horizontal indica algún movimiento o deformación posterior.
- 2) **El principio de superposición** (Steno<sup>3</sup>, 1669) establece que en una sucesión vertical de rocas sedimentarias, la capa del fondo es la más antigua, y sucesivamente hacia arriba son más jóvenes.
- 3) **El principio de continuidad lateral** Dos capas separadas por la erosión o discontinuidades, pero limitadas por la misma capa en la base (muro) y en el techo suelen tener la misma edad y composición.
- 4) **El principio de las relaciones de corte** (Hutton, 1788): Los hechos como fallas, intrusiones ígneas, metamorfismo o superficies erosivas que cortan deben ser más jóvenes que las capas atravesadas.
- 5) **El principio de inclusión**: Las rocas o fragmentos que están dentro de una capa de roca, deben ser más viejos que la que los incluye.
- 6) **Ley de Walther o de la sucesión de las facies**: La sucesión de facies en la horizontal es la misma que se encuentra en la vertical.

<sup>3</sup>Axiomas propuestos por el físico danés Niels Stensen ó Nicolaus Steno (1638-1687), en Florencia, Italia. Inició la construcción de la tabla estratigráfica base de la escala del tiempo.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 5 de 18](#)

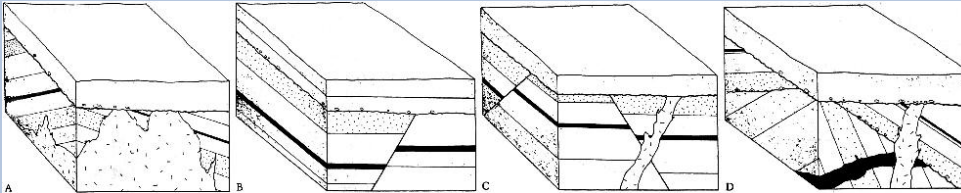
[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



**Ejemplo 1.** En los 4 siguientes diagramas de bloque se pueden identificar y numerar por orden de antigüedad cada uno de los estratos, intrusiones y fallas aplicando los anteriores principios



#### 4. DATACIÓN ABSOLUTA

Aunque las edades relativas pueden ser establecidas a nivel local, los sucesos reflejados en rocas de diferentes localidades sólo pueden ser integrados a nivel regional o global si la cronología puede ser firmemente establecida.

El tiempo desde que ciertos minerales han sido formados puede determinarse gracias a pequeñas cantidades de átomos radioactivos en su estructura.

El uso de fósiles para la datación relativa tiene unos 300 años de antigüedad. La radioactividad no fue descubierta hasta finales del s. XIX, y no fue usada extensamente para datar unidades de rocas hasta 1950.

Los métodos de medida de isótopos todavía siguen refinándose y métodos de baja contaminación química han sido desarrollados.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 6 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



**4.1. Datación radiométrica.** Todas las edades absolutas se basan en el **decaimiento radioactivo**, un proceso por el cual un isótopo específico de un átomo se convierte en otro a un ritmo constante y conocido.

La mayor parte de los elementos existen en diferentes formas atómicas que son idénticas en sus propiedades químicas<sup>4</sup> pero difieren en el número de partículas neutras en el núcleo (neutrones).

Para un mismo elemento, estos átomos se llaman isótopos. Como su masa es diferente, su relativa abundancia se determina en un espectrómetro de masas.

Así, el decaimiento radioactivo puede ser observado en el laboratorio por:

- (1) Un medidor de radiaciones como un contador Geiger, que detecta el número de partículas de alta energía emitido por la desintegración de átomos en una muestra de material geológico.
- (2) Un espectrómetro de masas, que permite la identificación de los átomos hijos formados por un proceso de decaimiento en una muestra.

Las partículas obtenidas por este proceso son parte de un profundo cambio en el núcleo. Como consecuencia de la pérdida de masa y energía, el átomo radioactivo se convierte en un átomo de un elemento diferente<sup>5</sup>.

<sup>4</sup>Por tener el mismo número atómico = nº de protones = nº de electrones.

<sup>5</sup>Por ej, el uranio en plomo, el potasio en argón y calcio, el rubidio en estroncio y el carbono en nitrógeno. Así, el número de átomos totales se mantiene igual al original.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 7 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



### Isótopos usados en datación radiométrica

Isótopos	Vida media	$\lambda$	Rango
$^{14}C/^{14}N$	5730	-	50 000 – 70 000 y
$^{40}K/^{40}Ar, ^{40}Ca$	$1.25 * 10^9$	$0.581 * 10^{-10} // 4.96 * 10^{-10}$	> 100 000 y
$^{238}U/^{206}Pb$	$4.46 * 10^9$	$1.55 * 10^{-10}$	> 100 My
$^{87}Rb/^{87}Sr$	$4.88 * 10^{10}$	$1.42 * 10^{-11}$	> 10 My

Como se ve en la tabla, los elementos radioactivos más útiles para datar rocas antiguas son el uranio 238, el potasio 40 y el rubidio 87. Para escalas de tiempo menores se usa el carbono 14.

El número de átomos presentes en la muestra es el mismo pero existen algunos nuevos átomos de uno o mas elementos, llamados hijos, diferentes de los átomos (padre) originales.

Una roca o mineral que contiene isótopos radioactivos se analiza para determinar el número de átomos padre e hijos presentes, a partir de esos números se calcula el tiempo desde que esa roca o mineral fue formado.

Uno debe seleccionar materiales que contengan átomos con una vida media larga. Que contengan todavía átomos padre a pesar del tiempo transcurrido.

La edad calculada es sólo tan buena como el conocimiento de la razón de decaimiento y es válida porque la razón es constante durante todo el tiempo.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 8 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)





Cada unidad de rocas datada lo es respecto a una determinada unidad de medida. La edad calculada no puede ser mas precisa que esa unidad.

Los isótopos hijos pueden desaparecer de la roca por altas temperaturas, por tanto las edades obtenidas por métodos isotópicos sólo pueden medir el tiempo transcurrido desde que comenzó el enfriamiento.

De ahí, la interdependencia entre los sucesos geológicos y la geocronología absoluta. Estudiando el movimiento o distribución de ciertos isótopos puede proporcionar conocimiento de los procesos geológicos.

El estudio de la radioactividad ha sido objeto de estudio por los físicos durante mas de un siglo. Sus resultados muestran que no existe ningún proceso que pueda alterar la razón de decaimiento.

El proceso de decaimiento se produce por la emisión de *rayos alfa* (núcleos de He), *rayos beta* (electrones) o *rayos gamma* (radiación electromagnética). Este proceso es interior al núcleo y este no puede alterarse por fuerzas externas, tales como la presión, temperatura, gravitacional, magnética o eléctrica.

Esta transformación es constante e independiente de otras variables físico-químicas. O sea, es inmutable respecto a todas las condiciones conocidas<sup>6</sup>.

<sup>6</sup>Aunque puede suceder que desaparezcan de una muestra los átomos hijos producidos hasta un cierto tiempo, el proceso continúa mientras queden átomos padre.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)

[«](#) [»](#)

[«](#) [»](#)

[Página 9 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



## 5. LAS ECUACIONES DEL DECAIMIENTO

Aunque es imposible predecir cuando un átomo particular cambiará, dado un suficiente número de átomos, la razón de decaimiento es constante.

Esta razón de cambio es proporcional siempre al número de átomos padre,  $N$ , presentes en un momento dado. Como la razón de cambio instantáneo es una derivada, la fórmula se expresa en función del número  $e \simeq 2.718$ <sup>7</sup>:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \iff N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Conocida *la constante  $\lambda$  de decaimiento*, la razón entre padre/hijo<sup>8</sup>, puede ser usada para determinar la edad absoluta, en años, de una muestra de mineral.

Alternativamente, se puede usar la vida media,  $t_{1/2}$  del isótopo padre que *es el tiempo que tarda una población de átomos radioactivos en reducirse a la mitad*. Así, la ecuación que describe una desintegración radiactiva puede también expresarse en función de exponenciales de base 2:

$$\frac{N}{N_0} = 2^{-\frac{t}{t_{1/2}}} = e^{-\lambda t} \iff t = t_{1/2} \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right) = \frac{\ln\left(\frac{N_0}{N}\right)}{\lambda}$$

<sup>7</sup>Ya que la derivada del logaritmo neperiano es,  $(Lx)' = \frac{1}{x}$ , integrando se halla la ecuación

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \iff \frac{dN}{N} = -\lambda dt \iff L\left(\frac{N}{N_0}\right) = -\lambda t \iff \frac{N}{N_0} = e^{-\lambda t} \iff N = N_0 e^{-\lambda t}$$

<sup>8</sup>O sea, la proporción o tanto por uno  $\frac{N}{N_0}$  que queda del átomo padre.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 10 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



Pero como

$$y = \log_2(x) \iff 2^y = x \iff y \ln(2) = \ln(x) \iff \log_2(x) = y = \frac{\ln(x)}{\ln(2)} \approx \frac{\ln(x)}{.693}$$

se obtiene la relación entre la vida media,  $t_{1/2}$ , en años del isótopo inestable (padre) y la constante de desintegración  $\lambda$

$$t_{1/2} \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right) = \frac{\ln\left(\frac{N_0}{N}\right)}{\lambda} = \frac{0.693 \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right)}{\lambda} \iff t_{1/2} = \frac{0.693}{\lambda} \iff \lambda = \frac{0.693}{t_{1/2}}$$

En cualquier caso, se puede usar una de las dos fórmulas

$$t = t_{1/2} \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right)$$

O bien  $t = \frac{\ln\left(\frac{N_0}{N}\right)}{\lambda}$  según se use<sup>9</sup> la vida media  $t_{1/2}$  o bien  $\lambda$

**Ejemplo 2.** Una roca contiene 3 gramos de  $^{14}\text{C}$  y 9 gramos de  $^{14}\text{N}$ .  
¿Qué edad tiene?



<sup>9</sup>Salvo para el  $^{14}\text{C}$ , la constante  $\lambda$  y la vida media  $t_{1/2}$  se calculan de forma independiente y hay una discrepancia. O sea, ambas fórmulas dan distintas edades.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)

[◀◀](#) [▶▶](#)

[◀](#) [▶](#)

[Página 11 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



Como el carbono 14 se transforma en nitrógeno 14 se tiene  $N_0 = 9 + 3 = 12$ , y una relación  $\frac{N_0}{N} = \frac{12}{3} = 4 = 2^2$ . Como la vida media del  $^{14}\text{C}$  es 5730 años,

$$t = t_{1/2} \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right) = 5730 * \log_2(2^2) = 5730 * 2 = 11\ 460 \text{ años}$$

O sea, la roca de la muestra tiene una edad de 11 460 años  $\pm$  100 años que es la precisión de la unidad de medida para la vida media del  $^{14}\text{C}$ .

**Ejemplo 3.** Una muestra de madera que originalmente contenía 100 gramos de  $^{14}\text{C}$  ahora sólo contiene 25 gramos. Aproximadamente, ¿Cuántos años hace que esta muestra era parte de un árbol vivo?

Como  $\frac{N_0}{N} = \frac{100}{25} = 4 = 2^2$ , la edad calculada es la misma del ejemplo anterior, 11 460 años.

**Ejemplo 4.** Una roca contiene 32 átomos de Uranio 238 por cada 8 de Plomo 206. ¿Qué edad tiene la roca?

Como el  $^{238}\text{U}$  se transforma en  $^{206}\text{Pb}$  se tiene  $N_0 = 32 + 8 = 40$ , y una relación  $\frac{N_0}{N} = \frac{40}{32} = 1.25$ . Como la vida media del  $^{238}\text{U}$  es  $4.46 * 10^9$  años,

$$t = t_{1/2} \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right) = 4.46 * 10^9 * \log_2(1.25) = 4.46 * 10^9 * 0.321928 = 1.4358 * 10^9 \text{ años}$$

O sea, la roca de la muestra tiene una edad aproximada de 1 435 millones de años  $\pm$ 100 My que la precisión de la vida media del Uranio.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 12 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



**Ejemplo 5.** Un fósil contiene 5 gramos de Carbono 14 and 75 gramos de Nitrógeno 14. ¿Qué antigüedad tiene el fósil?

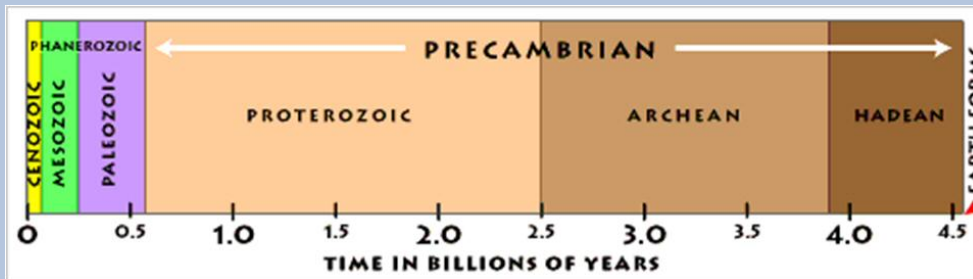
Como  $\frac{N_0}{N} = \frac{5+75}{5} = \frac{80}{5} = 16 = 2^4$ . Como la vida media del  $^{14}\text{C}$  es 5730 años,

$$t = t_{1/2} \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right) = 5730 * \log_2(2^4) = 5730 * 4 = 22\,920 \text{ años}$$

O sea, el fósil tiene una edad de 22 920 años  $\pm$  100 años que es la precisión de la unidad de medida para la vida media del  $^{14}\text{C}$ .

**Ejemplo 6.** Medidas de Potasio 40, en una roca constatan que han transcurrido 3 vidas medias, ¿Cuál es la edad de la roca?

Aunque el potasio 40 puede desintegrarse en dos elementos el Argón 40 y el Calcio 40, se considera que tiene una vida media de  $1.25 * 10^9$ . Luego la edad es  $3 * 1.25 * 10^9 = 3.75 * 10^9 \simeq 3\,750 \text{ My}$ . O sea, es de las más antiguas encontradas en la tierra ya que pertenece al periodo medio del Precámbrico.



[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 13 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



**Ejemplo 7.** *Un mineral de circonita contiene un 78% de  $^{238}\text{U}$  y un 22% de  $^{206}\text{Pb}$ . ¿Qué edad tiene la roca?*

*Como el  $^{238}\text{U}$  se transforma en  $^{206}\text{Pb}$  y actualmente se tiene una relación  $\frac{N_0}{N} = 1/0.78$ . Si lo calculamos con la vida media del  $^{238}\text{U}$  que vale  $4.46 * 10^9$  años sale*

$$t = t_{1/2} \log_2\left(\frac{N_0}{N}\right) = 4.46 * 10^9 * \log_2(1/0.78) = 4.46 * 10^9 * 0.358454 = 1.5987 * 10^9 \text{ años}$$

*Pero si lo calculamos con la constante de desintegración sale*

$$t1 = \log\left(\frac{N_0}{N}\right) / \lambda = 0.248461 / (1.55 * 10^{-10}) = 1.60084 * 10^9 \text{ años}$$

*Como la diferencia es*

$$t1 - t = 4.2718 * 10^6$$

*algo menor de 6 millones de años, su mitad 3 acota la incertidumbre de la media aritmética que vale*

$$(t + t1) / 2 = 1.60084 * 10^9$$

*Y la roca tiene una edad aproximada de  $1\ 600 \pm 3$  millones de años.*

**Ejemplo 8.** *Una biotita tiene una razón  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K} = 0.03$ . Calcula su edad.*

*Como el  $^{40}\text{Ar}$  se transforma en  $^{40}\text{K}$  y en  $^{40}\text{Ca}$ , tiene dos constantes de desintegración,  $\lambda_1 = 0.581 * 10^{-10}$  y  $\lambda_2 = 4.96 * 10^{-10}$ , una para cada una de las*

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 14 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



dos desintegraciones. Por tanto, la fórmula usada para el cálculo de la edad usa ambas constantes además de una de las proporciones. P. ej, la  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$

$$t = \frac{1}{\lambda_1 + \lambda_2} \log \left( \frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} * \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\lambda_1} + 1 \right) = 4.5411 * 10^8 \text{ años}$$

O sea, la biotita tiene una edad aproximada de 454.11 millones de años.

**Ejemplo 9.** Una biotita tiene las siguientes proporciones de Estroncio/Rubidio:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.75$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7$  y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 5$ . Calcula su edad.

A causa de la extremadamente larga vida media del  $^{87}\text{Rb}$ , la fórmula práctica para su datación radiométrica con el método  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  que tiene una constante de desintegración  $\lambda = 1.42 * 10^{-11}$  años es:

$$t = \frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0}{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} * \lambda} = \frac{0.75 - 0.7}{5 * 1.42 * 10^{-11}} = 7.042251 * 10^8 \text{ años}$$

O sea, esta biotita tiene una edad aproximada de 704.225 millones de años.

En realidad, para que un **radioisótopo** sea utilizable en datación hacen falta:

- 1) Que se trate de un elemento relativamente común.
- 2) Que su vida media no sea demasiado grande ni demasiado pequeña respecto al intervalo de tiempo que queremos medir<sup>10</sup>.

<sup>10</sup>A partir de 6 veces de la vida media, la cantidad de radioisótopo es casi inobservable.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 15 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



- 3) Que el elemento hijo se pueda distinguir de las cantidades del mismo isótopo ya presente en el mineral desde su formación<sup>11</sup>.
- 4) Ningún padre o isótopo hijo ha entrado o salido de la muestra, desde su tiempo de formación.

## 6. METODOLOGÍA ISOCRÓN

Si una de las dos últimas hipótesis ha sido violada, el simple cálculo anterior arroja una edad incorrecta. Los métodos isocrón evitan los problemas que potencialmente pueden resultar de los dos últimos supuestos.

La palabra **isocrón** básicamente significa *misma edad*. Esta datación se basa en la capacidad de dibujar una línea recta entre los puntos de datos que se cree que se formaron al mismo tiempo. A esta recta se le llama **isocrona**.

La pendiente de esta línea se utiliza para calcular la edad de la muestra. Este método es el más sólido de los métodos de datación ya que permite eliminar aquellos ejemplares que no son adecuados para la datación radiométrica.

Además, elimina el problema de no saber cuánto elemento hijo estaba presente cuando se formó la roca<sup>12</sup>.

<sup>11</sup>Idealmente, el mineral no debería contener elemento hijo al formarse. Esto sólo sucede para el argón, que es un gas inerte que se pierde por calor.

<sup>12</sup>El método permite calcular el corte con el eje Y de la recta isocrona. O sea, obtiene cuántos de estos isótopos existían antes de iniciarse el proceso.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 16 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

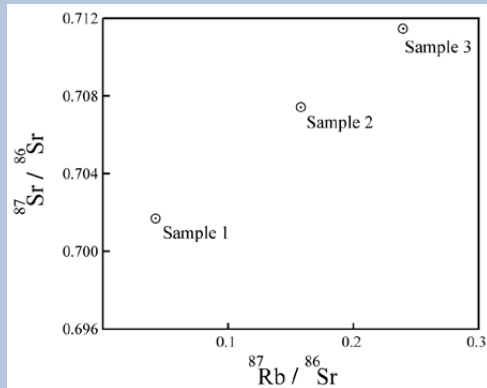
[Cerrar](#)





Además de la cantidad del isótopo padre, P, se necesita una medida,  $D_i$ , de un segundo isótopo del mismo elemento que el isótopo hijo, D. También, se necesitan varias mediciones en diversas ubicaciones dentro de la muestra.

Para cada grupo de 3 medidas, las dos razones  $P/D$  y  $P/D_i$ , se representan como un punto de datos en un gráfico. El eje Y en el gráfico es el cociente  $P/D$  y el eje X, la otra razón  $P/D_i$ .



Obviamente, si una línea se dibuja entre estos puntos de datos en el gráfico, habrá una muy buena línea recta con una pendiente positiva. Esa recta parece indicar una fuerte correlación entre la cantidad de P y la medida en que se enriquece la muestra en D en relación con  $D_i$ .

Obviamente, uno podría esperar un aumento en la relación de D en comparación con  $D_i$  con el tiempo<sup>13</sup>.

El método isocrón se basa en que diferentes minerales dentro de una

<sup>13</sup>Ya que P está constantemente decayendo en D, pero no en  $D_i$ . Por lo tanto,  $D_i$  se mantiene igual mientras que D aumenta con el tiempo.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 17 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)



misma roca atraen ciertos átomos más que otros. O sea, ciertos cristales de minerales dentro de una roca incorporan diferentes elementos en su estructura en base a sus diferencias químicas.

Como los isótopos de un mismo elemento tienen las mismas propiedades químicas, no habrá preferencia en la inserción de un isótopo sobre cualquier otro en cualquier mineral cristalina a medida que se forma. Cada cristal tendrá la misma proporción del material fuente original  $D/D_i$ .

Como diferentes minerales de una misma roca seleccionan diferentes proporciones de  $P$  en comparación con  $D/D_i$ , cuando se ponen en un gráfico de isocrona, se obtiene una línea recta horizontal (con pendiente cero).

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- [1] John P. Rafferty, *Geochronology, Dating and Precambrian time*, Britannica Educational Publishing, ebook, 2010.
- [2] Brian J. Skinner, Stephen C. Porter, *The Blue Planet An Introduction to Earth System Science*, John Wiley & Sons, Inc., 1994.
- [3] N. J. Snelling, *The Chronology of the Geological Record*, British Geological Survey, London, 1986.

[Página web personal](#)

[Página de Abertura](#)

[Contenido](#)



[Página 18 de 18](#)

[Atrás](#)

[Pantalla grande/pequeña](#)

[Cerrar](#)