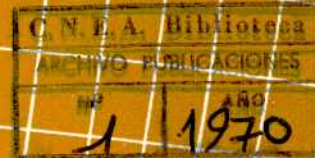


SAN JUAN  
República Argentina

05.70.18



aplicación de radioisótopos  
en hidrología  
6º curso regional

COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE CUYO

05.70.18

COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA  
REPUBLICA ARGENTINA

METODOS GEOCRONOLOGICOS  
Enrique Linares

APLICACION DE RADIOISOTOPOS EN HIDROLOGIA  
6to CURSO REGIONAL

San Juan - 13 de octubre al 20 de noviembre de 1970

### 1.0.0. INTRODUCCION HISTORICA

Desde muy antiguo, el hombre ha tratado de conocer la edad de las rocas y minerales, como así también la de la Tierra y del Universo.

Posiblemente Xenophanes de Colophon en el siglo V A.C. fué el primero en reconocer la importancia de la variación de las faunas fósiles, que según dicho autor reflejaban la evidencia de cambios geológicos. Herodoto en el siglo IV A.C., supuso que los sedimentos depositados por el Nilo, eran una medida de la duración de los tiempos prehistóricos. A partir de entonces muchos fueron los intentos efectuados para tratar de determinar las edades de rocas y minerales, utilizando para ello diferentes métodos y técnicas.

Las primeras estimaciones de edad expresadas en unidades temporales, fueron llevadas a cabo por Lord Kelvin, que estimó el tiempo necesario para que la Tierra se enfriara desde la temperatura que poseía al formarse, a aquélla que permitió la aparición de las primeras formas de vida; la edad obtenida por este físico tan eminente, fue de aproximadamente 100 millones de años (m.a.), pero según el mismo autor la cifra mas segura era de 25-40 m.a.

Poco tiempo después Joly, en 1890, en base al grado de salinidad de los océanos y a la cantidad de sales aportadas por los continentes al mar por año, llegó a una cifra muy similar, mientras que Reade, en 1893, obtiene una cifra de 95 m.a. para el intervalo de tiempo transcurrido desde la aparición de las primeras formas organizadas de vida (Cámbrico) hasta el presente.

Ninguna de estas tres estimaciones fueron aceptadas por los geólogos de esa época, pues estimaban que en tan corto lapso de tiempo era imposible aceptar que se hubiera depositado el enorme espesor de sedimentos acumulados desde el Cámbrico hasta nuestros días.

Si bien otras determinaciones basadas en el grado de erosión y acumulación de sedimentos, efectuadas por Goodchild en 1897 y refinadas por Schucher con posterioridad, señalaron que el tiempo transcurrido desde el Cámbrico hasta nuestros días era del orden de los 600 m.a., lo que se halla de acuerdo con las determinaciones realizadas por medio de los métodos mas modernos; no fue hasta el descubrimiento de la radiactividad, que se tuvo una forma exacta de medir el tiempo geológico.

Luego del descubrimiento de la radiactividad de los minerales de uranio, efectuada por Becquerel en 1896, numerosos investigadores estudiaron esta propiedad física en otros elementos, encontrando de ese modo que además de dicho elemento, otros como el torio, rubidio y potasio, presentaban también la misma propiedad.

La primera sugerencia de utilizar la desintegración radiactiva como reloj geológico, se debe a Boltwood quien en 1907 determinó que el producto final estable del decaimiento del uranio era el plomo, y que la relación U/Pb presentaba diversos valores en diferentes minerales, siendo esa variación proporcional a la edad geológica supuesta para dichos minerales. En base a esas observaciones, propone la utilización de la determinación del valor de la relación U/Ph como método de medición de la edad de los minerales. Un año mas tarde, Strutt observa que el mismo efecto se presenta con la relación U/He, proponiendo el uso de la misma para medir el tiempo geológico.

En esa primera etapa se aplicaron métodos como los denominados plomo-uranio, helio-uranio y xenón-uranio, en base a los análisis químicos de los minerales analizados y ello permitió obtener una serie de datos con los cuales el eminente geólogo inglés Holmes, construyó la primera escala geocronológica.

Pero a pesar de estos avances, la determinación de las edades geológicas basadas en la desintegración radiactiva se hallaba limitada solamente a los minerales portadores de uranio y/o torio, dado que las técnicas analíticas no permitían efectuar esas determinaciones utilizando otros isótopos radiactivos cuya abundancia era muy pequeña.

Además, en el caso del método plomo-uranio o plomo-torio, el método de análisis químico no permitía determinar la cantidad de plomo presente en el mineral y no formado por la desintegración radiactiva del uranio y/o torio. Ello introducía una fuente de error en estos métodos que no podía ser corregida con las técnicas utilizadas.

En 1938, A. O. Nier, construye en Chicago el primer espectrómetro de masa y este es el paso fundamental que permite contar con una técnica analítica para determinar la abundancia de los nucleidos padre e hijo en el par radiactivo utilizado en la determinación de la edad. Además, al ser un método mucho mas sensible que las técnicas del análisis químico, permitió utilizar otros isótopos radiactivos, cuya abundancia es mucho menor, pero con mayor distribución, como métodos de cálculo de edad geológica.

Luego de los trabajos pioneros de Nier, el avance ha sido enorme y en los últimos 20 años se han desarrollado una serie de métodos de datación radiométrica, denominados en forma general métodos isotópicos, de los cuales los mas importantes son plomo-uranio y plomo-torio, plomo-plomo, potasio-argón, rubidio-estroncio y renio-osmio.

El desarrollo de estos métodos ha permitido que la Geocronología sea hoy una rama de la Geología de gran ayuda en la determinación de la edad de diferentes formaciones geológicas, siendo su utilización cada día mayor.

## 2.0.0. GEOCRONOLOGIA Y METODOS DE DETERMINACION DE LA EDAD GEOLOGICA

En primer lugar se definirá el uso del término Geocronología pues en muchas oportunidades el mismo ha sido mal aplicado.

Este término fue utilizado por primera vez por H. S. Williams en 1893, para designar "los estudios en los cuales la escala de tiempo geológica, dada en términos de años, se aplica a la evaluación de la Tierra y de todas sus formas de vida".

De acuerdo a esta definición y a la dada posteriormente por Smiley en 1955, como la "ciencia que engloba todos los métodos científicos que pueden aplicarse a fijar en términos de años, todos los eventos de la historia de la Tierra", dentro de este término quedan involucrados aquellos métodos que fijan para cada fenómeno geológico un tiempo definido en término de años.

En cambio no están incluidos los demás métodos geológicos designados como "métodos de edad relativa", en los cuales sólo se dice que un cierto fenómeno geológico es contemporáneo, anterior o posterior a otro que se utiliza como patrón. En este caso el período de tiempo transcurrido entre dos eventos sucesivos es desconocido en términos de cantidad, o sea en número de años.

En la Tabla I se enumeran los distintos métodos utilizados en las determinaciones de edad geológica. El grupo A incluye los métodos relativos, mientras que en el B se tienen los denominados geocronológicos.

## 3.0.0. METODOS RADIMETRICOS DE DETERMINACION DE EJADES GEOLOGICAS

### 3.1.0. GENERALIDADES.

Los métodos incluidos bajo la denominación de "radimétricos" se basan en la desintegración radiactiva de un elemento (llamado elemento padre), el que luego de un cierto intervalo de tiempo constante, da origen a otro elemento (denominado elemento hijo).

Si se conocen las cantidades de los elementos padre e hijo presentes en la muestra, el valor de la constante de desintegración del elemento radiactivo, o de la vida media  $t_{\frac{1}{2}}$  del mismo, se puede efectuar el cálculo de la edad de la misma, o sea el tiempo transcurrido desde la cristalización de la roca o mineral, hasta el momento de efectuarse la medición.

Para que la edad calculada aplicando cualquiera de los métodos radimétricos sea la edad verdadera o real, deben cumplirse las siguientes premisas:

a) la desintegración del elemento radiactivo padre ha sido constante durante todo el tiempo de vida geológica, cualquiera sea el ambiente químico o físico en que se ha encontrado la

muestra.

b) el valor de la constante de desintegración del elemento radiactivo se conoce con suficiente precisión

c) la roca o mineral ha actuado como un sistema químico cerrado, desde el momento de su cristalización  $t$ , o sea que desde dicho instante no ha habido pérdida ni ganancia de ninguno de los dos elementos, padre o hijo, salvo el debido a la desintegración radiactiva

d) la cantidad de elemento hijo, si la hubiera, en el momento de formación del mineral, puede ser determinada con precisión, para de ese modo poder conocer perfectamente la cantidad de elemento hijo formado a partir del elemento radiactivo.

### 3.2.0. METODOS RADIMETRICOS

Si bien cualquier par radiactivo, constituido por el elemento o isótopo radiactivo y su producto de desintegración, puede ser utilizado en la datación radimétrica, no todos los radionucleidos naturales son útiles. En la Tabla II se dan los mas comunes radionucleidos que aparecen en la naturaleza, su abundancia, su producto/s hijo y su vida media  $t_{\frac{1}{2}}$ .

De la observación de esta tabla pueden notarse que algunos de los elementos radiactivos son raros o poco comunes en la naturaleza, por lo cual su aplicación se ve reducida por su escasa abundancia en minerales y rocas (casos del  $^{115}\text{In}$ ,  $^{138}\text{La}$ ,  $^{147}\text{Sm}$  y  $^{176}\text{Lu}$ ). Por otra parte, alguno de ellos tienen una vida media muy larga, por lo cual la cantidad de elemento hijo formado es tan pequeña que no puede ser medida con las técnicas analíticas conocidas (casos del  $^{115}\text{In}$ ,  $^{147}\text{Sm}$  y  $^{176}\text{Lu}$ ). Por lo tanto de los elementos radiactivos citados en la tabla los verdaderamente útiles son:  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{187}\text{Re}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ , los cuales son la base de los métodos radimétricos utilizados en la actualidad.

De acuerdo a lo expresado podemos señalar que para que un elemento radiactivo sea útil para su uso como reloj geológico debe cumplir las condiciones fundamentales:

a) Debe ser lo suficientemente abundante, como para que su presencia sea posible ser medida con las técnicas analíticas actuales.

b) su vida media debe ser del mismo orden que el tiempo geológico, o sea estar comprendida en el rango de  $10^8$  -  $10^{10}$  a. Una vida media muy corta, producirá que la cantidad de elemento padre existente en la actualidad sea nula o muy pequeña (caso de los nucleidos extinguidos); de poseer una vida media muy larga, la cantidad de elemento hijo formado será en este caso muy pequeña. En ambos casos, no podremos medir las cantidades de nucleidos padre o hijo, con precisión, por lo cual su uso es virtualmente nulo.

Tampoco en la Tabla se han incluido los radionucleidos  $^3\text{T}$

o  $^{14}\text{C}$ , ya que los mismos no se forman en la naturaleza y además serán tema de capítulos aparte a tratarse durante este curso.

En base a lo expresado podemos clasificar los métodos radiométricos de utilidad en geología de acuerdo a lo expuesto en la Tabla III.-

### 3.3.0. DEDUCCION DE LA FORMULA GENERAL PARA EL CALCULO DE LA EDAD

La deducción de la fórmula general para el cálculo de la edad geológica utilizando los métodos radiométricos, se basa en la ecuación general de la desintegración

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1)$$

en la cual  $N_0$  es el número inicial de átomos del elemento padre al tiempo  $t_0$  (cristalización del mineral) y  $N$  el número de átomos del citado elemento que quedan al tiempo  $t$  (actual).

Con esta ecuación no se puede calcular la edad, por cuanto no es posible determinar el valor de  $N_0$  si no se conoce primero el de  $t$ .

Pero si durante la historia del sistema no ha existido pérdida o ganancia de nucleidos padre o hijo, salvo el debido a la desintegración radiactiva, en el momento  $t$ , el número de nucleido padre que se ha desintegrado es igual al incremento del número de nucleido hijo formado, o sea

$$N_0 = N + D \quad (2)$$

donde  $D$  es el número de nucleido hijo formado durante el tiempo  $t$ . Sustituyendo (2) en (1) resulta

$$N = (N + D) \cdot e^{-\lambda t}$$

$$\frac{N}{N + D} = e^{-\lambda t} \quad \text{ó} \quad N + D = N \cdot e^{\lambda t}$$

$$D = N \cdot e^{\lambda t} - N \quad \text{ó} \quad D = N (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\frac{D}{N} + 1 = e^{\lambda t}$$

y resolviendo esta ecuación para  $t$ , resulta

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{D}{N} + 1 \right) \quad (3)$$

que es la ecuación general para efectuar la determinación de la edad geológica. Esta ecuación es válida si los átomos hijos  $D$  son debidos a la desintegración radiactiva, o sea si

$$Dt = D \quad (4)$$

como puede ser el caso del potasio-argón. Pero en general esto no es válido, ya que en la mayoría de los casos se debe efectuar una corrección debida al número de átomos hijos presentes en el momento inicial de la cristalización, como en los casos

del uranio-plomo, rubidio-estroncio, etc. En este caso será

$$D_t = D + D_o \quad (5)$$

donde  $D_o$  representa el número de átomos del elemento hijo presentes en el momento de la cristalización. Entonces será

$$D = D_t - D_o \quad (6)$$

por lo que la ecuación general (3) se convierte en

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{D_t - D_o}{N} + 1 \right) \quad (7)$$

### 3.4.0. GRUPO I: DEL URANIO Y/O TORIO/PLOMO

En este grupo tenemos una gran diversidad de métodos, todos ellos basados en la desintegración del uranio y del torio. Como sabemos el Uranio tiene tres isótopos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ , y  $^{234}\text{U}$  de los cuales los dos primeros son cabeza de dos series de desintegración denominadas uranio-238 y uranio-235 (o actinouranio). Esas dos series dan como producto final  $^{206}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}$  respectivamente. El torio, en cambio, tiene un solo isótopo,  $^{232}\text{Th}$ , que forma también una serie radiactiva cuyo producto final es el  $^{208}\text{Pb}$ .

Estas tres series de desintegración dan origen a una gran variedad de métodos radimétricos que se verán a continuación.

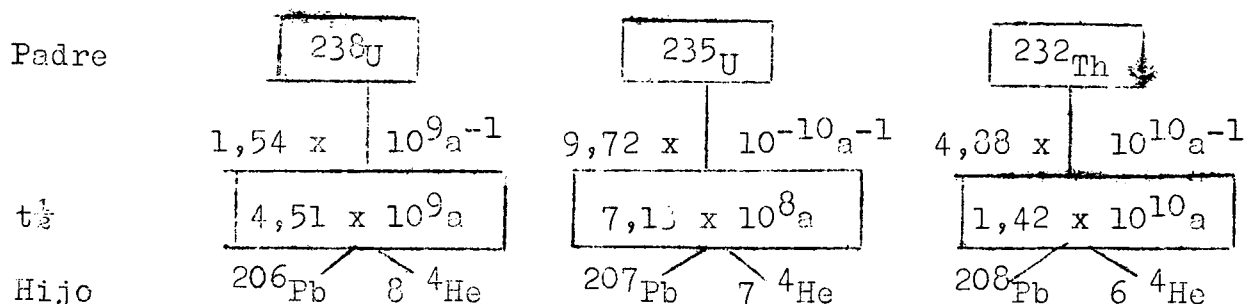
#### 3.4.1. Método uranio-plomo y torio plomo

Este método es uno de los mas conocidos y utilizados; además de ser el primero de los métodos de datación basados en la desintegración radiactiva, es utilizado en muchos casos como standard de comparación para la verificación de otros métodos; comunmente se lo denomina uranio-plomo, pero incluye dentro de esa denominación la relación torio-plomo.

Si bien su aplicación se reduce a los minerales portadores de uranio y/o torio, es uno de los métodos que ha aportado un gran número de resultados.

Se basa en las series de desintegración del uranio y torio, ya mencionadas, la del  $^{238}\text{U}$  o uranio natural que como producto final da origen a  $^{206}\text{Pb}$ , la del  $^{235}\text{U}$  o actino-uranio, que tiene como producto final  $^{207}\text{Pb}$  y la del  $^{232}\text{Th}$  cuyo producto final es table es el  $^{208}\text{Pb}$ .

De acuerdo al gráfico, el  $^{238}\text{U}$  que constituye el 99,27% del uranio total y también llamado U I, al cabo de un intervalo de tiempo de  $4,5 \cdot 10^9$  a. origina un átomo de  $^{206}\text{Pb}$  y 3 de  $^4\text{He}$ ; del mismo modo el  $^{235}\text{U}$  al cabo del tiempo de  $7,1 \cdot 10^8$  a., da origen a uno de  $^{207}\text{Pb}$  y 7 de  $^4\text{He}$  y uno de  $^{232}\text{Th}$  decae en un tiempo de  $1,4 \cdot 10^{10}$  a. en un átomo de  $^{208}\text{Pb}$  y 6 de He.



Tanto el  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y el  $^{208}\text{Pb}$  son isótopos estables y al ser producidos por la desintegración radiactiva, reciben en conjunto el nombre de plomo radiogénico, para ser diferenciado de los isótopos que constituyen el plomo común, por lo cual es necesario definir los diferentes tipos de plomo que veremos en el curso de nuestra clase.

Plomo primitivo, es aquel cuya composición isotópica corresponde a la del plomo existente en el momento de la cristalización de la primera corteza de la Tierra. Se supone que correspondió a la composición del plomo en meteoritos y a la del plomo del manto.

Plomo radiogénico, corresponde al plomo originado en los procesos de desintegración del uranio y/o torio.

Plomo común, es el elemento plomo presente en minerales portadores de dicho elemento; está constituido por la mezcla del plomo primitivo y del plomo radiogénico.

Con respecto al uranio ya hemos mencionado que posee tres isótopos, de los cuales dos son la cabeza de dos series o familias radiactivas. La relación actual entre el uranio-238 y el uranio-235 es constante y bien conocida e igual a

$$\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} = 137,7 \quad (8)$$

por lo cual determinada la cantidad de uranio total de la muestra se puede calcular las cantidades de los dos isótopos mencionados.

Finalmente con relación al torio este solo tiene un isótopo,  $^{232}\text{Th}$ .

En el método uranio-plomo existen dos formas de efectuar el cálculo de la edad geológica. En uno de ellos se utilizan los datos suministrados por el análisis químico y fue el primero en ser utilizado en datación; se lo conoce como método uranio-plomo químico. En el segundo caso, se utilizan los datos del análisis químico y del análisis isotópico del plomo, por lo cual se lo llama método uranio-plomo isotópico.

### 3.4.2. Método uranio-plomo químico

Fue el primer método radiométrico utilizado en la datación geológica. En base a los resultados de los análisis químicos por uranio, plomo y torio del mineral, se puede calcular la edad por

medio de la ecuación desarrollada por Kovarik

$$t = \frac{Pb}{U + 0,36 Th} = 7.600 \text{ m.a.} \quad (9)$$

Si bien la aplicación de este método es muy sencillo, al profundizarse los estudios se estableció que su utilización llevaba a errores debido a:

- a) presencia de plomo común en el mineral;
- b) pérdida de uranio y/o torio o plomo y
- c) precipitación de uranio

De estos factores el primero es el mas importante, dado que el análisis químico nos da la cantidad de plomo presente en el mineral, pero no permite diferenciar entre el plomo de origen radiogénico del plomo común, Por lo tanto de existir plomo común en el mineral, como contaminación, se cometerá un error por exceso y la edad obtenida será mayor que la real.

De los yacimientos portadores de minerales de uranio y/o torio se conoce que los únicos donde este método puede aplicarse son los de origen pegmatítico, pues en estos no existe plomo común. En cambio en los yacimientos hidrotermales o sedimentarios, es común la presencia de ese tipo de plomo, por lo cual su uso es restringido.

Los otros factores serán considerados con el método uranio-plomo isotópico, con el cual son comunes, por lo cual se verán mas adelante.

### 3.4.3. Método uranio-plomo isotópico

Este método propuesto por Nier en 1938, se basa en la determinación de la composición isotópica del plomo radiogénico y del contenido químico en uranio, torio y plomo de la muestra en análisis.

Dado que el resultado del análisis químico del uranio permite determinar las cantidades de  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$  presentes (ver ecuación (8)), no es necesario efectuar la determinación isotópica del uranio.

El análisis isotópico del plomo del mineral permite determinar la abundancia de los cuatro isótopos de este elemento:  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$ ; esto permite conocer si el mineral está contaminado por plomo común ya que su presencia esta determinada por la cantidad del isótopo de masa 204 presente, pues es conocido que este tipo de plomo no se forma en ningún proceso de desintegración radiactiva. Si el análisis isotópico revela la ausencia de  $^{204}\text{Pb}$ , ello indica que el mineral no está contaminado por plomo común y en este caso la edad obtenida por el método isotópico será igual a la hallada por el método químico. En cambio la presencia de  $^{204}\text{Pb}$  indica contaminación por plomo común y la cantidad de  $^{204}\text{Pb}$  permite efectuar la corrección necesaria,

de modo de conocer la verdadera cantidad de los isótopos de masa 206, 207 y 208 originados en los procesos de desintegración del U y del Th.

En base a los datos del análisis químico, de la determinación de la abundancia isotópica del plomo corregida por la presencia del plomo común, la edad se calcula aplicando ecuaciones que se basan en las relaciones:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  y además en la que relaciona los plomos de los dos uranios o sea  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ :

$$t = 1,515 \log \left( 1 + 1,156 \frac{^{206}\text{Pb}}{U_t} \right) \cdot 10^4 \text{ m.a.} \quad (10)$$

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ :

$$t = 2,37 \log \left( 1 + 1,114 \frac{^{207}\text{Pb}}{U_t} \right) \cdot 10^3 \text{ m.a.} \quad (11)$$

$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ :

$$t = 46,185 \log \left( 1 + 1,1154 \frac{^{208}\text{Pb}}{\text{Th}} \right) \cdot 10^3 \text{ m.a.} \quad (12)$$

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ :

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \frac{1}{137,7} \cdot \frac{e^{235t} - 1}{e^{238t} - 1} \quad (13)$$

La posible utilización de varias relaciones tiene una gran importancia, ya que permite calcular la edad de un mineral siguiendo varios caminos; de este modo se puede determinar si la muestra en estudio ha actuado durante su historia geológica como un sistema químico cerrado o no; en el primer caso el valor de las edades obtenidas por las distintas relaciones debe ser concordante dentro de los límites de error de cada relación. En cambio, si el mineral estuvo sometido a fenómenos geológicos que modificaron su edad, las edades halladas por las diferentes relaciones serán distintas y será necesario entonces determinar el fenómeno que afectó al sistema para elegir la relación menos afectada y conocer de ese modo la edad.

En el caso de concordancia de los resultados la edad obtenida por este método es considerada como edad real o verdadera.

Las causas posibles que producen discordancia en los resultados pueden ser:

- a) pérdida de  $^{222}\text{Rn}$  u otros productos hijos intermedios de las series de desintegración;
- b) pérdida de uranio, torio y plomo, o de todos ellos;
- c) errores analíticos;
- d) constantes físicas.

Las dos últimas causas virtualmente pueden desecharse al presente dado el conocimiento que se tiene del valor de las cons

presente dado el conocimiento que se tiene del valor de las constantes físicas y de la refinación de las técnicas analíticas en uso. En cambio las otras dos son importantes y son las responsables en forma diversa de los problemas de discordancia encontrados.

Diversos autores han propuesto soluciones a este problema y algunos han desarrollado soluciones matemáticas y gráficas, de modo tal que partiendo de edades discordantes se puedan obtener los valores verdaderos. Como esto escapa al objeto de esta clase, se remite a los interesados a la bibliografía dada al final.

#### 3.4.4. Método plomo-alfa o de Larsen

Larsen en 1952 propuso un método para datar rocas ígneas en especial las ácidas y mesosilícicas, en base a los minerales accesorios contenidas en ellas, como zircón y monacita, y en menor proporción allanita, xenotima y terita.

Estos minerales pueden llevar en su estructura uranio y/o torio, en reemplazo de uno de los elementos comunes de ellos, como por ejemplo reemplazo de circonio por U y/o Th en el zircón. Dado que el uranio y torio se desintegran se originará plomo radiogénico, por lo cual midiendo las cantidades de uranio, torio y plomo presentes se puede calcular la edad. La edad obtenida aplicando este método será la de la roca si:

- a) los minerales accesorios son contemporáneos con los demás minerales constituyentes de la roca;
- b) todo el plomo del mineral es de origen radiogénico y proviene de la desintegración de elementos radiactivos presentes en el momento de la cristalización del mineral;
- c) no se ha producido pérdida ni ganancia de elementos radiactivos ni de sus productos de desintegración, durante toda la vida geológica de la muestra.

Según Larsen el método no se hallaba afectado por la presencia de plomo común en el mineral, dado que éste último elemento se presenta como  $^{208}\text{Pb}$  cuyo radio iónico es diferente al del circonio, por lo cual no puede entrar en la estructura del mineral en el momento de su cristalización.

El método se aplica a rocas ígneas ácidas y mesosilícicas que son las que contienen mayor cantidad de zircón y consiste en la separación del mineral accesorio a utilizar en la datación, midiendo sobre el concentrado (que debe ser de pureza del orden del 100 %), la cantidad de plomo y la de uranio y/o torio presentes. El plomo en general se determina por espectrografía óptica, mientras que el uranio y/o torio por contaje de la radiación alfa emitida en una cámara de ionización.

En general los resultados obtenidos están en concordancia con los hallados en otros métodos sobre rocas ígneas magmáticas, no sucediendo lo mismo cuando la datación se efectúa sobre rocas

metamórficas o rocas donde haya habido aporte de otras fuentes.

Su mayor utilidad estriba en su simplicidad y la economía del mismo; mientras que el mayor problema se encuentra en la separación del mineral y en la baja precisión del mismo que es del orden del 10 %.

Actualmente se utiliza en combinación con el método isotópico, ya que luego de separado el zircón, se efectúa sobre el concentrado el análisis químico por Pb, U y Th y el isotópico del Pb, lo que permite entonces efectuar el cálculo utilizando las relaciones ya mencionadas antes. No es muy utilizado.

#### 3.4.5. Métodos helio-uranio y xenon-uranio

El xenon se acumula en minerales radiactivos como producto de la fisión espontánea del uranio; el helio como vimos se produce durante el proceso de desintegración de las tres series radiactivas ya citadas  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ . En ambos casos la relación Xe/U ó He/U y He/Th puede efectuarse la determinación de la edad.

En ambos casos la naturaleza gaseosa del producto hijo limita seriamente el uso de estos dos métodos, pues es común la pérdida del Xe y He por difusión, con lo cual las edades obtenidas son inferiores a la real. Son poco utilizados.

#### 3.4.6. Método de los halos pleocroicos

En 1880 Michel Levy utilizando el microscopio de polarización, observó en ciertos minerales la presencia de aureolas coloreadas alrededor de inclusiones microscópicas de minerales accesorios. Estas aureolas fueron observadas en minerales coloreados con biotita, turmalina y anfíboles, como así también en otros no coloreados como muscovita, fluorita, etc., siendo en general la inclusión común en el centro de las aureolas, el zircón. Mas tarde, en 1907, Mugge y Joly demostraron que este fenómeno se debía a la emisión de partículas alfa, por la inclusión alrededor de la cual se originaban y dado su color y forma, se denominaron halos pleocroicos.

Las observaciones efectuadas hasta el presente demuestran:

- a) todos los minerales que forman halos, son conocidos como radiactivos;
- b) los radios de los anillos de los halos corresponden al rango de las partículas alfa emitidas por el radioelemento;
- c) los colores observados pueden ser reproducidos experimentalmente.

El mecanismo de coloración de los halos se debe a la ionización producida por las partículas alfa y el grado de coloración aumenta con la cantidad de radiación; por lo tanto se suponía que midiendo la intensidad de la coloración del halo y la cantidad de elemento radiactivo, se podría efectuar el cálculo de la edad.

Posteriormente se demostró que si la irradiación era prolongada un mayor tiempo, el color permanecía constante al principio, para luego producirse una regresión y en ciertos casos la anulación del halo.

Por lo tanto el método virtualmente no se utiliza, pues solo es posible efectuar el cálculo en ciertos casos muy particulares.

#### 3.4.7. Métodos basados en la destrucción de la estructura cristalina

Holland y Kulp en 1950 sugirieron la posibilidad de medir el daño causado en la estructura cristalina de ciertos minerales por la radiación y el de relacionar ese daño con la edad del mineral.

Dichos autores y Hurley y Fairbain estudiaron detenidamente el daño causado en la estructura del zircón y hallaron que para poder aplicarlo deben cumplirse los siguientes requisitos:

- a) la relación entre la cantidad de radiación y el daño en la estructura es constante durante la vida del mineral;
- b) la cantidad de radiación emitida es constante;
- c) la estructura no se ha destruido totalmente.

Si bien el método es muy interesante, dado su economía y simplicidad de la operación, no ha sido muy aplicado. Su principal inconveniente reside en aquellos casos donde se produce la saturación del daño estructural por radiación, por lo cual las edades que se obtienen son mas jóvenes que las reales o cuando la estructura se destruye totalmente (metamictización), pues en este caso no se puede efectuar la medición.

Asimismo, dentro de este tipo de métodos entra el propuesto por Wasserburg en 1951, basado en la medición de la reducción del tamaño de la celda elemental de las uraninitas con su edad. Según dicho autor la radiactividad produce la disminución del parámetro de su celda elemental de dicho mineral, lo cual puede determinarse con mediciones muy precisas por difracción de rayos X.

A pesar de que este método es muy interesante su utilización no ha progresado ya que se demostró que la dimensión de la celda elemental de las uraninitas varía no solo con la edad, sino también con otra serie de factores, como tipo de yacimiento, temperatura de formación, grado de alteración de las muestras, contenido de elementos trazas, etc., lo que prácticamente anula su utilización.

#### 3.4.8. Método de las trazas de fisión

Es uno de los métodos mas modernos y de acuerdo a los resultados que se han obtenido, parece tener un futuro muy promisorio.

Price y Walker en 1962, basándose en el fenómeno de la fisión espontánea del uranio efectuaron las siguientes deduccio-

nes:

- a) el uranio es el único elemento presente en minerales y rocas que posee el fenómeno de la fisión espontánea. En este proceso, se producen una serie de partículas, las que al atravesar los minerales provocan en ellos marcas denominadas trazas de fisión ("fission-tracks");
- b) estas marcas o trazas tienen por lo general la forma de un delgado cilindro de no más de  $10\ \mu$  de largo por  $1-2\ \mu$  de diámetro. Las mismas pueden ser observadas en los minerales utilizando un microscopio de polarización, si las muestras son sometidas previamente a un ataque químico para que sean fácilmente detectadas;
- c) el tratamiento del mineral en estudio, se efectúa de acuerdo al mineral y utilizando reactivos adecuados. Luego de producido el "revelado" de las trazas, se procede a realizar el conteo de las mismas por unidad de superficie;
- d) la cantidad de uranio en la muestra se determina por medios químicos o irradiando la misma en un reactor y efectuando un nuevo conteo de las trazas producidas;
- e) la relación: número de trazas/contenido de uranio, permite calcular la edad.

Los resultados obtenidos con la aplicación de este método en los últimos 5-8 años han sido concordantes con los hallados por otros métodos por lo cual al presente se están efectuando numerosas investigaciones para verificar su aplicación a diferentes tipos de rocas y minerales.

#### 3.4.9. Método del plomo-210/plomo-206

Kulp et al. en 1953 sugirieron que la edad de minerales de uranio podía determinarse por medio del uso de la relación  $^{210}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , además de las relaciones mencionadas al hablar del método Pb-U isotópico (Ver Grippo I.2). En esta forma se relacionaba uno de los miembros intermedios de la serie del  $^{238}\text{U}$  con su producto final y según dicho autor, este presentaba la ventaja de que el cálculo de la edad no estaba afectado por la pérdida de plomo, como sucedía en el caso de las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ .

A pesar de que las primeras determinaciones efectuadas con este método dieron resultados muy buenos, su utilización ha sido muy limitada, dados los problemas presentes para medir la cantidad de  $^{210}\text{Pb}$  y al hecho del poco uso que se efectúa en la actualidad de los métodos basados en la desintegración del uranio y torio, ya que como veremos la utilización de otras relaciones (potasio-argon y rubidio-estroncio) ofrece mayores perspectivas.

#### 3.4.10. Método radio-ionio

La determinación de la edad de sedimentos marinos y continentales recientes, ha adquirido importancia en los últimos años. Joly en 1908 destacó que los sedimentos marinos, en especial las

arcillas rojas, contenían una cantidad grande de  $^{226}\text{Ra}$ , siendo en cambio deficiente la cantidad de este elemento en agua del mar; mas tarde en 1935 Karlik determinó que el agua del mar contenía cinco veces mas uranio que el necesario para estar en equilibrio con el  $^{226}\text{Ra}$  de dichos sedimentos. Según Piggot y Urry, 1941, esa anomalía se explicaría por una precipitación selectiva del radio en los sedimentos, lo que se debería a la total precipitación del torio y del ionio ( $^{230}\text{Th}$ ), mientras que el uranio permanecería en solución.

Si la velocidad de sedimentación es constante, el contenido de  $^{226}\text{Ra}$  resultará mayor en las capas superiores que en las inferiores, produciéndose una variación del contenido entre capas mas profundas y superficiales.

La edad de estos sedimentos se determina entonces midiendo la radiactividad de los nucleidos que quedan atrapados o absorbidos por los sedimentos en el momento de su depositación. Las tres relaciones mas utilizadas a este efecto son  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ,  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  y  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , de las cuales la primera es la mas utilizada y que mejores resultados ha dado hasta el presente.

### 3.5.0. Gru 3.5.0. GRUPO II: METODO PLOMO-PLOMO

La posibilidad de determinar la edad, aunque sea aproximada, de yacimientos de sulfuros tiene mucha importancia, ya que ellos se encuentran entre los mas importantes. La génesis de muchos de éstos depósitos no es bien conocida y las relaciones de edad entre los diferentes sulfuros de un mismo yacimiento y entre éstos y las rocas portadoras, no siempre son muy claras.

El método de cálculo de edad basado en la relación plomo-plomo, de minerales portadores de este elemento, principalmente sulfuros como galena o feldespatos de roca, ha permitido conocer mejor no solo el momento de formación de los yacimientos sino algunos de los procesos geoquímicos que tuvieron lugar en el momento de la formación de los mismos.

Luego de las primeras determinaciones efectuadas por Nier en 1938, se observó que con pocas excepciones, la constitución isotópica del plomo (de minerales como galena, feldespatos, etc) tiende a variar regularmente con la edad. Diversos investigadores estudiaron el problema y llegaron a la conclusión de que dicha variación se debía a que al plomo primitivo u original, se le había añadido durante los diferentes procesos geológicos posteriores, plomo de origen radiogénico. Como este último es una función de la desintegración, queda bien claro que la adición de plomo radiogénico aumentará con la edad, o sea que a medida que el mineral sea mas joven, mas cantidad de plomo radiogénico habrá en él.

Como ya vimos los isótopos de origen radiogénico del plomo son los de masa 206, 207 y 208, mientras que el de masa 204 no se produce en los procesos de desintegración. Esto es importante pues se ha observado que la cantidad de  $^{204}\text{Pb}$  disminuye a medida que también lo hace la edad del material, lo que se debe

al hecho de que el contenido de los isótopos 206, 207, 208 aumenta con el tiempo, produciendo la consiguiente disminución relativa del  $^{204}\text{Pb}$ , con respecto a la del plomo original.

Estos razonamientos fueron utilizados por Houtermanns y Holmes en 1946, sugiriendo que se podían utilizar las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , para determinar la edad de minerales portadores de este elemento. En forma general podemos decir que el cálculo de la edad de minerales de plomo se basa en las siguientes premisas fundamentales:

- a) Se conoce la composición isotópica del plomo primitivo.
- b) Se conoce el tiempo transcurrido desde la cristalización del plomo original, aceptada actualmente como de  $4.560 \pm 70$  m.a.
- c) se puede determinar la composición isotópica del plomo del mineral a investigar.

Con respecto a la primera condición los estudios de Patterson y otros sobre la composición isotópica del plomo en meteoritos y rocas ultrabásicas y básicas (supuestas de origen profundo), han demostrado la similitud de los valores hallados, por lo cual se han aceptado los mismos como los correspondientes a la composición isotópica del plomo primitivo.

Sin entrar en el detalle matemático del desarrollo del método podemos decir que el mismo se basa en que el plomo del mineral en estudio (plomo común) es igual al plomo primitivo mas el plomo de origen radiogénico.

$$\text{Pb}_c = \text{Pb}_p + \text{Pb}_r \quad (14)$$

como el plomo radiogénico está en relación con el contenido de uranio o sea con la ley de la desintegración y como en ella se tiene el tiempo  $t$  de la desintegración, la edad puede ser calculada.

En realidad con este método se puede obtener la edad de un mineral de acuerdo a un modelo matemático basado en las tres premisas mencionadas y para ello han sido desarrollados diversos modelos por distintos investigadores. En general la edad que se obtiene con éste método es una edad aparente o cercana a la edad verdadera.

### 3.6.0. GRUPO III. METODOS BASADOS EN LA DESINTEGRACION DEL $^{40}\text{K}$

El potasio tiene tres isótopos naturales de masas 39, 40 y 41, de los cuales el  $^{40}\text{K}$  es un radionucleido natural que se desintegra en doble forma; por emisión de radiación beta da origen a  $^{40}\text{Ca}$ , mientras que por captura electrónica y emisión de radiación gamma da origen a  $^{40}\text{Ar}$ .

Esto permite efectuar el cálculo de la edad recurriendo a las relaciones  $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$  y  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ . Desafortunadamente el  $^{40}\text{Ca}$  formado por la desintegración del  $^{40}\text{K}$ , no puede diferenciarse del isótopo mas común del calcio que tiene la misma masa, por

lo cual la aplicación de la relación  $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$  está restringida a aquellos minerales exentos de calcio, como silvita.

En cambio si bien el  $^{40}\text{Ar}$  es el isótopo más común del argón, al no entrar en la constitución de los minerales, la cantidad presente de  $^{40}\text{Ar}$  en un mineral corresponderá a:

- a) argón de origen radiogénico producido en la desintegración del  $^{40}\text{K}$ ; y
- b) argón proveniente de la contaminación atmosférica. Por lo tanto si se mide la cantidad de argón total y la correspondiente a la de argón atmosférico puede calcularse la del argón de origen radiogénico.

$$^{40}\text{Ar}_{\text{rad.}} = ^{40}\text{Ar}_{\text{tot}} - ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}} \quad (15)$$

En general la determinación de argón se efectúa por espectrometría de masa, en base al método de dilución isotópica, sobre el gas argón extraído y purificado del mineral o roca a datar. También puede hacerse la determinación utilizando activación neutrónica. La determinación del potasio se efectúa por métodos químicos, como fotometría de llama (lo más común) o por espectrometría de masa.

Una vez determinadas las cantidades de  $^{40}\text{K}$  y de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico, la edad se calcula en base a la ecuación general dada.

Las ventajas de este método son las siguientes:

- a) el potasio es un elemento común en todas las rocas y minerales; el contenido de potasio en rocas ácidas es del orden del 5 %, mientras que en ultrabásicas y básicas, llega a ser del 0,5 a 1,5 %. Como estas proporciones son fácilmente medibles con las técnicas actuales, pueden ser utilizadas para la datación casi todas las rocas ígneas, pues ellas contienen potasio en mayor o menor proporción;
- b) su vida media de  $1,39 \cdot 10^9$  a. es ideal, pues permite datar muestras de edades muy antiguas, como así también rocas jóvenes. Con las técnicas actuales de detección de argón, se miden con buena precisión rocas con edades comprendidas entre 0,03 a 0,1 m.a. (o sea 30.000 a 100.000 años), a pesar de que debemos señalar que algunos autores han efectuado mediciones en rocas aún más jóvenes que el límite inferior.

Estas dos características hacen que este método sea uno de los más utilizados en la actualidad, ya que permite virtualmente datar todo tipo de rocas ígneas de diferente edad. Además se puede utilizar sobre minerales separados de rocas o sobre la roca en conjunto (roca total). Asimismo se han datado con éxito, rocas sedimentarias, utilizando los minerales, como glauconita, formados en el momento de la diagénesis, con lo cual se puede datar el momento de dicho proceso.

La principal desventaja del método estriba en la posible

pérdida de argón por difusión. Los estudios realizados en los últimos años, demuestran que los minerales mas útiles, o sea aquellos que poseen la mayor retentividad para el argón son anfíbol, muscovita, flogopita, sanidina (de rocas volcánicas), biotita y plagiocasa, no siendo conveniente utilizar el feldespato potásico pues posee una baja retentividad de argón. En los casos de que la roca o mineral no han sufrido procesos de alteración o de calentamiento (metamorfismo) durante su historia geológica, la edad obtenida con este método es concordante con la hallada con el uso de otros; en cambio si la roca ha estado sujeta a fenómenos metamórficos, la edad que se obtiene puede ser diferente de la real. En general se acepta que una edad obtenida por este método significa una edad mínima.

A pesar de lo señalado es uno de los métodos mas utilizados dado su versatilidad y ventajas señaladas; las desventajas indicadas deben ser tenidas en cuenta, en especial para evaluar el dato obtenido.

#### 3.7.0. GRUPO IV: METODO BASADO EN LA DESINTEGRACION DEL RUBIDIO 87

El rubidio comunmente asociado al sodio y al potasio se halla muy extendido en las rocas de la corteza terrestre, aunque no forma minerales propios. Sin embargo entra en la composición de numerosos minerales comunes, como feldespatos, micas, etc. Posee dos isótopos de masas 85 y 87, de los cuales éste último es radiactivo y da origen por emisión beta a  $^{87}\text{Sr}$ .

El estroncio es comparable en abundancia con el rubidio y posee 4 isótopos de masas 84, 86, 87 y 88, por lo cual es necesario determinar la cantidad de  $^{87}\text{Sr}$  de origen no-radiogénico presente en el momento de la cristalización, para efectuar el cálculo de la edad.

Las primeras investigaciones efectuadas con este método se aplicaron a minerales ricos en rubidio y pobres en estroncio, como lepidolita, en el cual el estroncio presente es virtualmente de origen radiogénico. Con las técnicas actuales de análisis el método puede aplicarse a gran número de minerales y rocas, lo que ha extendido el uso del mismo.

Puede utilizarse de dos formas:

- a) determinando las cantidades de  $^{87}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Rb}$  y aplicando la ecuación general de la edad. En este caso obtendremos una edad aparente y no la real;
- b) siguiendo el método conocido como de la isocrona, que permite determinar con precisión la cantidad de  $^{87}\text{Sr}$  existente en el momento de la cristalización, por lo cual la edad hallada de ese modo se considera como edad real.

En este último caso, se determinan para cada muestras por espectrometría de masa y siguiendo el método de dilución isotó-

pica, las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , además de las cantidades presentes de estroncio y de rubidio. Luego se representan gráficamente las relaciones señaladas, para varias muestras correspondientes a una misma roca pero obtenida en diferentes lugares; si ellas poseen diferentes valores de las relaciones citadas, se obtendrá una recta, denominada isocrona (línea que une muestras de igual edad, independientemente de su composición en Rb y Sr). El valor obtenido con la isocrona para la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el punto del gráfico donde  $^{87}\text{Rb}$  es cero, nos indicará el valor de esa relación en el momento de la cristalización del mineral (valor inicial) y nos permitirá deducirlo en la ecuación del cálculo de la edad. Por otra parte la pendiente de la isocrona multiplicada por la constante de desintegración del  $^{87}\text{Rb}$ , nos dará la edad.

Este método tiene la ventaja de poder conocer con precisión el valor de la relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , lo que permite obtener la edad con mayor exactitud; además de acuerdo al valor de la relación inicial, podremos saber si la roca es o no de origen ígneo y si ha estado sujeta a fenómenos posteriores a su cristalización inicial, como ser metamorfismo, etc.

Como hemos señalado la edad obtenida por el método Rb-Sr por isocronas sobre roca total, permite obtener una edad real y además conocer la posible génesis de la roca, lo que es muy importante para la evaluación del dato. Por ello es que este método es uno de los que más se aplica en la actualidad y puede decirse que junto al método K-Ar, virtualmente cubren el 90 % o más de las determinaciones geocronológicas que se efectúan en la actualidad.

El inconveniente del método rubidio-estroncio se halla en el hecho de que dada su vida media muy grande ( $50 \cdot 10^9$  a), solo permite datar con precisión rocas de alrededor de 100 m.a. o mayores, no pudiendo utilizárselo para rocas más jóvenes. Asimismo, al utilizar el método de isocronas, para obtener una edad se deben procesar por lo menos tres muestras, con el fin de obtener tres puntos separados que nos permitan construir la isocrona. Como en el caso del método potasio-argón se aplica virtualmente a casi todas las rocas ígneas, especialmente ácidas y mesosilícicas, a rocas metamórficas y se ha aplicado también a algunas rocas sedimentarias.

### 3.8.0. GRUPO V: MÉTODO BASADO EN LA DESINTEGRACION DEL $^{187}\text{Re}$

El renio posee dos isótopos de masas 185 y 187, siendo este último radiactivo y decayendo por emisión beta a  $^{187}\text{Os}$ .

La relación  $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$  es similar a la de  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ , pero a diferencia de esta ofrece más restricciones debido principalmente a la menor importancia de estos elementos en minerales y rocas.

En general podemos decir que el único mineral posible de

utilizar para esta datación es la molibdenita, que contiene cantidades significativas de renio en reemplazo de molideno, siendo el único mineral que se ha utilizado hasta el presente con este método.

Su aplicación por el momento es limitada.

#### 4.0.0. CONSIDERACIONES FINALES

Para completar esta clase sobre los métodos geocronológicos podemos hacer una breve reseña de los puntos más importantes, comunes a todos ellos y que además deben ser tenidos en cuenta por cualquier investigador que utilice los mismos.

En primer lugar podemos decir que todos los elementos radiactivos pueden ser utilizados en la datación geológica; cualquier par radiactivo es útil siempre que cumpla tres condiciones fundamentales:

- a) la abundancia de los elementos padre e hijo, es tal que permita ser detectada con las técnicas de medición actuales;
- b) la vida media del radionucleido padre es del mismo rango que el tiempo geológico ( $10^8$  a  $10^{10}$  a. ). Una vida media muy corta producirá que no quede elemento padre y una vida media muy larga, que no se haya formado suficiente cantidad de nucleido hijo. En ambos casos, no se podrá efectuar el cálculo con la precisión requerida. Por ello si bien se conocen muchos radionucleidos naturales, no todos son utilizables en la datación geológica;
- c) la constante de desintegración del elemento radiactivo es bien conocida.

Asimismo para que la edad del mineral o roca sea aceptable deben cumplirse:

- a) la muestra a datar es representativa de la roca o mineral cuya edad se quiere conocer;
- b) en la muestra no ha habido pérdida ni ganancia, salvo los producidos por el proceso de desintegración, de los elementos padre e hijo;
- c) las técnicas analíticas ofrecen una buena precisión.

Finalmente debemos señalar que la edad obtenida por los métodos radiométricos debe estar apoyada por un buen conocimiento geológico de la zona en estudio. De ningún modo los métodos radiométricos representan la panacea para muchos problemas estratigráficos. Los métodos radiocronológicos bien aplicados, con conocimientos de sus ventajas, sus problemas y limitaciones son de ayuda inestimable para el geólogo. Mal utilizados, pueden hacer aparecer a esta parte de la Geología como inútil o inservible.-

BIBLIOGRAFIA

Textos generales

- Paul, H., (ed.), 1955. Nuclear geology. J. Wiley & Sons, N.York.
- Hamilton, E. J., 1965. Applied geochronology. Academic Press.
- Rankama, K., 1964. Progress in Isotope Geology. J. Wiley & Sons, N. York.
- Schaeffer, A. O. y Zahringer, J., 1966. Potassium-argon dating. Springer-Verlag, Berlín.
- Zeuner, F. E., 1956. Geocronología. Ed. Omega. Barcelona.
- Russell, R. D. y Farquhar, R. M., 1960. Lead isotopes in Geology. Interscience Publishers. Londres.
- Hamilton, E. I. y Farquhar, R. M. 1968. Radiometric dating for geologists. Interscience Publishers. 1968
- Lanphere y Dalrymple, 1969. K-Ar dating.

Método radio-ionio, ionio-torio, etc.

- Volchok, H. y Kulp, J. L., 1953. The ionium method of age determination. Geoch. et Cosm., 11, 219.
- Rosholt, J. N. et al., 1961. Absolute dating of deep sea cores by the  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  method. Journ. Geology, 69, 162-185.
- Goldberg, E. D. y Koide, M., 1962. Geochronological studies of deep sea sediments by the ionium-thorium method. Geoch. et Cosm, 26, 417-450.
- Thurber, D. L., 1962. Anomalous  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  in nature. Journ. Geophys. Res., 67, 4518-4520.
- Rosholt, J. W. y Antal, P., 1963. Evaluation of the Pa  $^{231}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  methods for dating Pleistocene carbonate rocks. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 450-E, 108-111.

Método del plomo 210.

- Goldberg, E. D., 1963. Geochronology with lead 210. Symp. on radioactive dating, Atenas 1962, Atomic Energy Agency, Viena.
- Kulp, J. L., et al., 1953. Age determination of uranium minerals by the lead 210 method, Nucleonics, 11, 8, 19-21.

Método plomo-alfa.

- Gottfried, D. et al., 1956. Age determination of zircon crystals from Ceylon. Amer. Miner., 41, 1-2, 157-161.
- Gottfried, D. et al., 1959. Evaluation of the lead-alpha (Larsen) method for determining ages of igneous rocks. U. S. Geol. Surv., 1097-A

- Hurley, P. M. y Fairbains, H. W., 1957. Abundance and distribution of uranium and thorium in zircon, sphene, apatite, epidote and monazite in granitic rocks. Amer. Geophys. Union Trans., 38, 939-944.
- Jaffe, H. W., 1960. Lead-alpha age determinations of accessory minerals of igneous rocks. U. S. Geol. Surv. Bull., 1097-B.
- Larsen, E. S. et al., 1952. Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. Bull. Geol. Soc. Amer., 63, 1045-1052.
- Larsen, E. S., 1957. Measurement and distribution of zircon in some granite rocks of magmatic origin. Miner. Mag., 31, 238, 544-564.
- Tilton, G. R. ET AL. Isotopic ages of zircon from granites and permatites. Amer. Geophys. Union Trans., 38, 360-371.

#### Métodos xenón-uranio y helio-uranio

- Hurley, P. M., 1943. Helium age measurements. I Preliminary magnetite index. Geol. Soc. Amer. Bull., 54, 3, 305-324.
- Macnamara, J. y Thode, H. G., 1950. The isotopes of xenon and krypton in pitchblendes and the spontaneous fission of  $^{238}\text{U}$ . Phys. Rev., 80, 471.
- Fanale, F. P. y Kulp, J. L., 1962. The helium method and the age of the Cornwall Pennsylvania magnetite ore. Econ. Geol., 57, 735-746.

#### Método de los halos pleocroicos

- Deustch, S. y Piccioto, E. E., 1954. Pleochroic haloes and the artificial coloration of biotites by alfa particles. Nuovo Cimento, 6, 797-810.
- Deustch, S. y Janssens, P., 1959. Coloration of biotites by alfa particles in pleochroic haloes. II. Nuovo Cimento, 11, 473-483.
- Piccioto, E. y Deustch, S., 1961. Pleochroic haloes, en Summer course in Nuclear Geology, Varenna, 263-310.

#### Método de destrucción estructura cristalina en minerales

- Kulp, J. L. et al., 1952. Age from metamitic minerals. Amer. Miner., 37, 9-10, 709-718.
- Holland, H. D. y Kulp, J. L., 1950. Geologic age from metamitic Minerals. Science, 111, 352.
- Hurley, P. M. y Fairbains, H. W., 1953. Radiation damage in zircon a possible age method. Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64, 659-673.
- Holland, H. D. y Gottfried, D., 1955. The effect of nuclear radiation of the structure of zircon. Acta Crystall., 8, 291-300.

Wasserstein, B., 1951. Cube-edges of uranioites as criterion of age. *Nature*, 168, 380.

Wasserstein, B., 1954. Ages of uranioites by a new method., *Nature*, 174, 1004.

#### Método de trazas de fisión

Price, P. B. y Walker, R. M., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journ. Geophys. Res.* 68, 4847.

Fleischer, R. L. y Price, P. B., 1963. Fission fragment tracks in glass. *Journ. Applied Physics*, 34, 2903.

Fleischer, R. L. y Price, P. B., 1964. Fission track evidence for the simultaneous origin of tektites and other natural glasses. *Geol. et Cosm.*, 28, 755.

Fleischer, R. L. et al., 1964. On the origin of anomalous etch pits in minerals. *Amer. Miner.*, 47, 794.

Fleischer, R. L. y Price, P. B., 1964. Fission track ages and track annealing behaviour of some micas. *Science*, 143, 349.

Fleischer, R. L. y Price, P. B., 1964. Techniques in geological dating by fission tracks. *Geoch. et Cosm.*, 30.

Fleischer, R. L. et al., 1965. Tracks of charged particles in solids. *Science*, 149, 383-393.

#### Método plomo-uranio

Boltwood, B. B., 1907. On the ultimate disintegration of the radioactive elements. Part II: the disintegration products of uranium. *Amer. Journ. Scienc.*, 23, 77.

Nier, A. O., 1938. Variations in the relative abundance of the isotopic constitution of common lead from various sources. *Journ. Chem. Amer. Soc.*, 60, 1571

Kulp, J. L., et al., 1954. Present status of the lead method of age determinations. *Amer. Journ. Science*, 252, 345-365.

Abrens, L. H., 1955. The convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites, *Geoch. et Cosm.*, 7, 5-6, 294.

Kulp, J. L. y Eckelmann, W., 1955. Anomalous uranium-lead ages. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 767-768.

Tilton, et al., 1955. The isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in Precambrian granites. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 66, 1131-1148.

Tilton, G. R., 1956. The interpretation of lead age discrepancies by acid-washing experiments. *Amer. Geophys. Trans. Union*, 37, 214-230.

Wetherill, W. G., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37, 320-326.

- Kulp, J. L. y Eckelmann, W. R., 1957. Discordant U-Pb ages and mineral age. *Amer. Miner.*, 42, 154-164.
- Stieff, L. R. et al., 1959, Tables for the calculation of lead isotopo ages. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 334-A.
- Stieff, L. R. y Stern, T. W., 1961. Graphic and algenraic solutions of the discordant lead-uranium ages. *Geoch. et Cosm.*, 22, 175.

#### Método plomo-plomo

- Holmes, A., 1949. Lead isotopes and the age of the earth. *Nature* 163, 453-456.
- Collins, C. B., et al., 1954. Isotopic contitution of radiogenic leads and the measurement of geological time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 65, 1-22
- Patterson, C. C., 1955, The Pb 207/Pb 206 ages of some sonte meteorites. *Geoch. et Cosm.*, 7, 3-4, 151.
- Patterson, C. C., 1956. Age of meteorites and the earin. *Geoch. et Cosm.* 10, 230-237.
- Cahen, L. et al., 1958. On a correlation between the common lead model age and the trace element content of galenas. *Geoch. et Cosm.*, 14, 134-149.
- Boyle, R. W., 1959. Some geochemical considerations on lead isotopes dating *Econ. Geol.*, 54, 1, 130-138.
- Tilton, G. R., 1960. Volumen Diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journ. Geophys. Res.*, 65, 2933-2945.
- Cannon, R. S. et al. The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis. *Econ. Geol.*, 56, 38
- Ostic, R. et al., 1963. A new calculation for the age of the earth from abundance of lead isotopes. *Nature*, 199, 1150-1152.
- Patterson, C. C. y Tatsumoto, M., 1964. The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the Earth's mantle. *Geoch. et Cosm.*, 28, 1-22.

#### Método argón-potasio

- Aldrich, L. T. y Nier, A. O., 1948. Argon 40 in potasium minerals *Phys. Rev.*, 74, 876-877
- Folinsnee, R. E., et al., 1955. K/Ar dating. *Geoch. et Cosm.*, 10, 60-68.
- Moljk, A. et al., 1955. Neutron activation applied to potassium mineral dating. *Nucleonics*, 13, 44-46.
- Wasserburg, G. J. y Hayden, R. J., 1955. Ar/K dating. *Geoch. et Cosm.*, 10, 149-151.
- Lipson, J., 1956. Potassium-argon dating of sediments. *Geoch. et*

- Cosm., 10, 149-151.
- Wasserburg, G. J. et al., 1956. Argon-potassium dating of igneous rocks and sediments. *Geoch. et Cosm.*, 10, 153-165.
- Carn, D. R. y Kulp, J. L., 1957. The potassium-argon method of geochronometry. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 68, 763-784.
- Everdenn, J. F. et al., 1957. Potassium-argon dating of igneous rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 41, 2120-2127.
- Curtis, G. H. y Reynolds, J. H., 1958. Notes on the K-Ar dating of sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 69, 151-160.
- Lipson, J., 1958. Potassium-argon dating of sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 69, 137-150.
- Stoenner, R. W. y Zahringer, J., 1958. Potassium-argon age of iron meteorites. *Geoch. et Cosm.*, 15, 40-50.
- Hurley, P. M. et al., 1960. Reliability of glauconite for age measurements by potassium-argon and strontium-rubidium methods. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 44, 1793-1808.
- Baadsgaard, H. et al., 1961. The leakage of radiogenic argon from sanidine. *Geoch. et Cosm.*, 25, 147-157.
- Everndern, J. F. et al., 1961. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the K/Ar method. *Geoch. et Cosm.* 23, 78-99.
- Amstrong, R. L., 1966. Potassium-argon dating using neutron activation analysis for argon. *Geoch. et Cosm.*, 30, 565-600.

#### Método estroncio-rubidio

- Ahrens, L. H., 1946. Determination of the age of minerals by means of the activity of rubidium. *Nature*, 157-169.
- Davis, G. L. y Aldrich, L. T., 1953. Determination of the age of lepidolite by the method of isotope dilution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64, 379-380.
- Ahrens, L. H., 1949, Measuring geologic time by the strontium method. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 60, 217-266.
- Compston, W. y Jeffery, P. M., 1959. Anomalous "common-strontium" in granites. *Nature*, 184, 1792-1793.
- Herzog, L. F., et al., 1960. Rubidium-strontium analysis and age determinations of certain lepidolites. *Amer. Journ., Science*, 258, 191-208.
- Fairbains, H. W. et al., 1961. The relation of discordant Rb/Sr mineral and whole rock ages in igneous rocks to time of subsequent  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  metamorphism. *Geoch. et Cosm.*, 23, 133-144
- Compston, W. y Pidgeon, R. T., 1962. Rb/Sr dating of shales by the total rock method. *Journ. Geophys. Res.*, 67, 5315-5334.
- Hurley, P. M. et al., 1962. Radiogenic strontium  $^{87}$  model of continental formation. *Journ. Geophys. Res.*, 67, 3493-3502.

Riley, G. H. y Composton, W., 1962. Theoretical and rechnical aspects of Rb/Sr geochronology. *Geoch. et Cosm.*, 26, 1225-1282.

Escala geocronológica

- Holmes, A., 1947. The age of the Earth. *Endeavour*, 6, 99-108.
- Holmes, A., 1957. The construccion of a geological time-scale. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 32, 117-152.
- Holmes, A., 1959. A revised geological time-scale. *Trans. Edinburg Geol. Soc.*, 17, 183-216.
- Faul, H., 1960. Geological time-scale. *Geological Soc. Amer. Bull.*, 71, 637-644.
- Kulp, J. L., 1961. Geological time-scale. *Science*, 133, 1105-1144.
- Harland, et al., 1964. The Phserozoic-time-scale. *Quart. Geol. Soc. of London Suppl.*

TABLA I. MÉTODOS DE CRONOLOGIA GEOLOGICA

A. <u>Métodos de edad relativa</u>	B. <u>Métodos Geocronológicos</u>
1. Estratográficos	1. Dendrocronología
2. Paleontológicos	2. Sedimentológicos (varves)
3. Geomorfológicos	3. Astronómicos
4. Pedológicos	4. Radimétricos

TABLA II. ELEMENTOS RADIATIVOS NATURALES

Padre	Abundancia %	Producto hijo y modo de decaimiento	Vida media (años)
$^{40}\text{K}$	0,0119	cap.elect. $^{40}\text{Ar}$ desint. $\beta^-$ $^{40}\text{Ca}$	$1,33 \cdot 10^9$
$^{87}\text{Rb}$	27,85	desint. $\beta^-$ $^{87}\text{Sr}$	$5,0 \cdot 10^{10}$
$^{115}\text{In}$	95,77	desint. $\beta^-$ $^{115}\text{Sn}$	$6,0 \cdot 10^{14}$
$^{138}\text{La}$	0,089	cap.elect. $^{138}\text{Ba}$ desint. $\beta^-$ $^{135}\text{Ce}$	$\sim 7,0 \cdot 10^{10}$
$^{147}\text{Sm}$	15,09	part. $\alpha$ $^{143}\text{Nd}$	$1,25 \cdot 10^{16}$
$^{176}\text{Lu}$	2,59	cap.elect. $^{176}\text{Tb}$ desint. $\beta^-$ $^{176}\text{Hf}$	$2,4 \cdot 10^{10}$
$^{187}\text{Re}$	62,93	desint. $\beta^-$ $^{187}\text{Os}$	$\sim 5,0 \cdot 10^{10}$
$^{232}\text{Th}$	100,00	Compleja $^{208}\text{Pb}$	$1,39 \cdot 10^{10}$
$^{235}\text{U}$	0,72	Compleja $^{207}\text{Pb}$	$7,1 \cdot 10^8$
$^{238}\text{U}$	99,27	Compleja $^{206}\text{Pb}$	$4,5 \cdot 10^9$

TABLA III. CLASIFICACION TENTATIVA DE LOS METODOS RADIMETRICOS  
DE APLICACION EN GEOLOGIA

Grupo I	<u>Uranio/plomo y torio/plomo</u> 1. Uranio/plomo químico (incluye Th/Pb) 2. Uranio/plomo isotópico (incluye Th/Pb) 3. Plomo-alfa (o de Larsen) 4. Helio/uranio y xenón/uranio 5. Halos pleocroicos 6. Destrucción estructura cristalina 7. Trazas de fisión 8. Plomo 210/ plomo 206 9. Radio/ionio
Grupo II	<u>Plomo/plomo</u>
Grupo III	<u>Potasio 40</u> 1. Potasio-argón 2. Potasio-calcio
Grupo IV	<u>Rubidio 87</u> Rubidio-estroncio
Grupo V	<u>Renio 187</u> Renio-osmio

