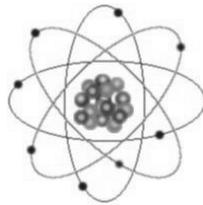


FÍSICA NUCLEAR Y PARTÍCULAS (2006-2007)

DATACIÓN RADIATIVA



Francisco Cánovas Picón

ÍNDICE GENERAL

1. Orígenes de la datación	4
1.1. Dataciones antiguas	4
1.2. Datación radiactiva	4
1.2.1. Cronología de la datación radiactiva	5
2. Radiactividad y desintegración	9
2.1. Radiactividad	9
2.1.1. Series radiactivas	11
2.2. Desintegración	13
3. Métodos, aplicaciones generales y ejemplos	19
3.1. Datación con Carbono 14	19
3.1.1. Biología	22
3.1.2. Arqueología	23
3.1.3. Carbono 14 contra el fraude en los vinos	25
3.2. Datación Uranio–Torio–Plomo	26
3.2.1. Geología	27
3.3. Datación Uranio–Radio–Plomo	28
3.4. Otros métodos	33
3.4.1. Método del Potasio–Argón	33
3.4.2. Método Calcio–41	35
3.4.3. Método Berilio–10	36
3.4.4. Método del Aluminio–26	37
3.4.5. Método del Rubidio–Estroncio	38
3.4.6. Método Samario–Neodimio	39

3.5. Datación de la Tierra	40
3.6. Datación de la Luna	40
3.7. Antigüedad de la vida terrestre	42
4. Conclusiones	43
4.1. La defensa de la datación radiactiva	43
4.2. Limitaciones de la datación radiactiva	46

ORÍGENES DE LA DATACIÓN

1.1. Dataciones antiguas

En 1650, el arzobispo de Ussher realizó uno de los primeros cálculos serios de la edad de la Tierra. Basándose en la genealogías de la Biblia, situó el día de la creación en el año 404 a. C.; esto asignaba a la Tierra una edad de 5654 años. Valores más recientes, basados en genealogías nucleares, sitúan la cifra próxima a 4500 millones de años. Curiosamente, la edad de la Tierra de Ussher es casi exactamente una vida media del carbono-14.

La Tierra apareció hace 4600 millones de años, estuvo 1400 millones de años sin vida, hasta que apareció, y lleva existiendo en el planeta 3400 millones de años, y estos datos solo pueden conocerse gracias a la datación radiactiva.

1.2. Datación radiactiva

La datación radiactiva funciona de forma semejante a un reloj de arena, para dar una medida del tiempo. Si sabemos que la arena tarda 60 minutos en descender de la cámara superior a la inferior, entonces sabemos que, como promedio, cae $1/3600$ de la cantidad total de arena por segundo a la cámara inferior. Para saber el número aproximado de segundos que han pasado, o el tiempo que ha pasado desde que la arena empezó a caer cuando aún no ha transcurrido una hora, podríamos medir la cantidad de arena que ha caído hasta aquel instante y dividirla por la cantidad que cae por segundo.

En los primeros tiempos de los métodos de datación radiométrica, se utilizaba de manera similar la desintegración radiactiva de ciertos elementos para determinar la edad de la tierra y asignar fechas a los sucesos geológicos. Por ejemplo, en el caso del isótopo del uranio de peso atómico 238, cada segundo se descompone $4,9 \cdot 10^{-18}$ de la masa del uranio (cualquiera que sea) a torio de peso atómico 234. El torio se desintegra entonces a protoactinio, y así siguiendo la serie hasta el radio y el radón, terminando en el plomo de peso atómico 206. Entonces, se tomó aproximadamente la

edad como:

$$\frac{\text{Cantidad de } ^{206}\text{Pb producido por la desintegración del } ^{238}\text{U}}{\frac{\text{Velocidad de conversión del } ^{238}\text{U al } ^{206}\text{Pb}}{\text{Cantidad de } ^{238}\text{U presente}}} \quad (1.2.1)$$

Aunque actualmente los geocronólogos usan otras ecuaciones más específicas.

1.2.1. Cronología de la datación radiactiva

El periodo comprendido entre 1896-1905 es cuando se descubre la radiactividad y la posibilidad de aplicarlo a la datación de las rocas. Al aparecer este método, inicialmente se desarrolló para evaluar la edad de las rocas y formaciones geológicas. Sin embargo, los investigadores comenzaron a utilizar los mismos métodos para conocer la edad de la Tierra, así nos encontraremos que una de las motivaciones más fuertes que hace que se mejore la datación radiactiva es la de conocer la edad de la tierra. Aquí comenzamos una cronología de los descubrimientos de la datación radiactiva aplicada al objetivo principal que hizo que se desarrollara este método, conocer la edad de la Tierra. En este viaje veremos como las mejoras se aplican a otros métodos:

1896 Henri Becquerel descubre que hay compuestos que llevan uranio, y emiten rayos invisibles similares a los rayos X (los rayos X, habían sido descubiertos en 1895 por Wilhelm Roentgen).

1898 Marie y Pierre Curie acuñan el término “la radiactividad”; demuestran que la radiactividad es una característica de los átomos (a diferencia de la composición molecular), descubren la radiactividad del torio, e identifican algunos de los productos intermedios del uranio y la serie de descomposición del torio.

1902 Ernest Rutherford y Federico Soddy demuestran la naturaleza exponencial de la descomposición radiactiva.

1905 En una conferencia en Harvard, Ernest Rutherford sugiere que el uranio–helio o proporciones de uranio–plomo teóricamente podrían ser usados para calcular la edad de rocas.

A estas alturas el fenómeno de la descomposición radiactiva todavía no estaba del todo claro. No se conocían los productos intermedios y los finales con seguridad. Las velocidades de descomposición eran completamente desconocidas, excepto la del radio (un producto efímero intermedio que Curie había identificado y aislado). Los investigadores ignoraban que podía haber múltiples isótopos del mismo elemento, cada uno con una velocidad de desintegración diferente. Sin embargo, esto no impidió a los geólogos hacer medidas de uranio–helio, y uranio–plomo, en los años siguientes. En muchos casos el trabajo fue realizado sobre rocas de edad conocida. Así se descubrió que el uranio–helio no era generalmente fiable, porque el helio no se conservaba linealmente.

1907 B.B. Boltwood toma las medidas que indican que el plomo es un producto final de la descomposición del uranio, ya que su gran abundancia sirve como fuente para hallar la edad relativa de los minerales que tienen un poco de uranio. Boltwood, trabajó durante algunos

años con el uranio–plomo de manera simple, extrapolando la velocidad de descomposición del uranio, y la del radio cuando están en equilibrio (cuando una serie está en equilibrio, la proporción de la cantidad presente de un elemento que se desintegra es igual a la velocidad de desintegración del siguiente elemento de la serie).

1911 Arthur Holmes después de varios años publica sus conclusiones con uranio–plomo, basándose en las medidas tomadas por Boltwood, dando un valor mejorado de la velocidad de desintegración del uranio. El rango que da es de 340 millones de años (una muestra Carbonífera), a 1640 millones de años (una muestra del Precámbrico).

Esta época es denominada los años “químicos” (a diferencia de los años “isótopos”), porque se obtienen las proporciones de elementos sin tener en cuenta los isótopos. En 1911 los geólogos no conocían los isótopos, ni todos los productos de la descomposición, ni los intermedios del uranio–plomo, ni que el plomo procedía del torio. Como consecuencia, estos factores hicieron que la edad calculada fuera demasiado alta.

Aunque en los años del Holmes los cálculos fueran incorrectos, resultaban mejores estimaciones que las que disponían los geólogos por entonces, basadas en la velocidad de sedimentación. Los cálculos para la época Paleozoica se diferencia en un 20 % de la edad actual reconocida. A principios de 1900, los datos obtenidos por Holmes parecían estar en desacuerdo con otros métodos empleados por entonces, así que no fueron aceptados.

1913 J.J. Thompson observa que los átomos de neón tienen dos pesos atómicos diferentes (20 y 22), usando el equipo al que llamó “de rayo positivo”. Confirman la existencia de isótopos. Lamentablemente, tardaría mucho en acumular el conocimiento significativo sobre los isótopos relevantes para la datación geológica. La sustancia química que se utiliza para datar no cederá el paso al isótopo hasta 1940.

1917 J. Barrell publica una escala de tiempo, Paleozoica basada en los años químicos producidos por Holmes (1911), con interpolaciones que implican métodos menos cuantitativos. Los desacuerdos en el tiempo se acercan bastante a los valores aceptados hoy en día.

1920 F.W. Aston mejora a Thompson (1913) en el aparato de rayo positivo, e inventa lo que él llamó “espectrografía de masa”. Usando este dispositivo, descubre un tercer isótopo de neón con el peso atómico 21. Aston dedica el resto de su vida a mejorar el diseño y la precisión de su dispositivo, y con el tiempo descubre 212 de los 287 isótopos que existen de manera natural.

1921 Henry Russell calcula una edad máxima química de ocho mil millones de años para la corteza de la Tierra, basada en las estimaciones de su uranio total y el contenido de plomo.

1927 Arthur Holmes publica un folleto sobre la edad de la Tierra, que se hace popular. El folleto contiene una versión revisada del cálculo de Russell, basado en estimaciones diferentes de la cantidad total de uranio y el plomo en la corteza de la Tierra. Holmes sugiere que la edad de la Tierra está entre 1,6 y 3 mil millones de años. Veinte años después de las primeras tentativas serias en descomposición radiactiva (Boltwood 1907), el número total de años calculados en los minerales es todavía bastante pequeño comparado con los cálculos de Holmes.

F.W. Aston hace las primeras medidas de las proporciones isotópicas del plomo común. En este tiempo ya conocía que el plomo solía encontrarse junto con el uranio, y tenía un peso atómico relativamente bajo, pero también había otro plomo (conocido como plomo común) que tenía el mismo peso atómico (el peso atómico ligero del plomo se asociaba al enriquecimiento del uranio, al descomponerse el uranio-238 para dar plomo-206, que tiene un peso atómico más bajo que el plomo común, que tiene un peso de 207,2).

1927 Alfred Nier comienza a hacer una serie de medidas cuidadosas sobre la composición isotópica del plomo común. Descubre que las proporciones isotópicas del plomo común pueden variar considerablemente, hasta en casos donde el peso atómico no varía. La radiogénesis más común conduce a isótopos – ^{208}Pb (^{232}Th), ^{206}Pb (^{238}U) – que tienen por regla general aproximadamente el mismo peso atómico que el plomo común. Mientras ambos son agregados en cantidades aproximadamente iguales, la composición isotópica (en relación ^{204}Pb) iría cambiando pero el peso atómico no. Nier concluye que las variaciones en la composición isotópica del plomo común están previstas en la mezcla de cantidades que varían entre el plomo de radiogénesis y el plomo “primitivo” (que existió de manera fija, pero este punto en el tiempo es desconocido).

1941 Alfred Nier obtiene y mide algunas menas antiguas de Plomo que tienen la relación mas baja en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que las proporciones de cualquier roca encontrada hasta el momento. El ^{204}Pb no es producido por la descomposición radiactiva, mientras todos los demás isótopos estables de plomo sí. La proporción más baja es la de isótopos de plomo ^{204}Pb , con respecto al plomo radiogénico presente. Neir especula que estos representan aproximadamente las proporciones de isótopos “primitivos” de plomo.

E. Gerling utiliza lo dicho por Nier (1941) en las proporciones de isótopos “primitivos” de plomo para crear las curvas de crecimiento isotópicas del plomo, y así poder estimar la edad mínima de la corteza terrestre en 3,2 mil millones de años. Gerling inventa la técnica básica que eventualmente producirá una edad exacta para la Tierra y el sistema solar. Lamentablemente, los cálculos originales de Gerling son incorrectos principalmente porque la mena antigua de plomo de Nier no es realmente “primitiva” en la composición. Aunque el resultado de Gerling está dentro del 30 % de la edad real de la Tierra, esto es simplemente una medida buena de la edad de las muestras de Nier más que una edad correcta del planeta.

1944 Durante la segunda Guerra Mundial, la investigación intensa sobre la bomba atómica conduce a mejoras fantásticas del equipo para identificar y analizar isótopos. Se hace posible descubrir las cantidades diminutas de isótopos específicos, y medir su abundancia con alta precisión.

1946 Alfred Nier mejora el diseño del espectrómetro de masas y en su taller de máquinas construye docenas de dispositivos. La disponibilidad extendida de este equipo permite a un número mucho más de grande de investigadores establecer el estudio de geología del isótopo. Al inicio de los años 1950, las universidades de todo el mundo tienen laboratorios dedicados a la realización de evaluaciones isotópica de la edad.

Arthur Holmes reproduce los cálculos basados en Nier (1941). Holmes no conocía los datos de Gerling (1941) y trabajo e intentó una técnica ligeramente diferente. Los cómputos de

Holmes terminan en una amplia gama de valores; cuando se trazan sobre un histograma, un pico obvio en las medidas ocurre en aproximadamente 3,3 mil millones de años (similar a Gerling).

Los cálculos de Holmes implican la idea de que la Tierra, cuando se creó, dejó que sus unidades (rocas) se descompusieran formando curvas isotópicas independientes. Debido a esta suposición cometió errores. Holmes interpreta mal, se centra en las curvas de crecimiento independientes, no trata las series radiactivas lo que le lleva a resultados poco significativos.

F. Houtermans por separado realiza los cálculos que son similares a Holmes (1946) y erróneos, esencialmente del mismo modo. Su trabajo es significativo en esto, es el primero en acentuar que los datos sobre las curvas de crecimiento isotópicas diferentes serían colineales si comenzaran en el mismo punto, y para estas líneas él acuña el término “isócronas”.

Los equipos y el entendimiento del proceso de descomposición son suficientemente maduros para generar una evaluación exacta de la Tierra, así como de otros materiales. Esto había sido establecido porque un isótopo de datación podía dar resultados exactos y significativos. Sin embargo, el problema todavía es como el de treinta años atrás: como aplicar exactamente las técnicas para obtener la edad de cualquier roca. La evaluación del isótopo del plomo con las curvas de crecimiento, sostiene la esperanza, ya que se pueden hacer pruebas mirando en acontecimientos recientes. Pero la llave estaba en conocer la cantidad de plomo en la roca inicialmente (plomo primitivo).

RADIOACTIVIDAD Y DESINTEGRACIÓN

2.1. Radiactividad

Radiactividad es el término aplicado a aquellos fenómenos naturales en los que el núcleo de un átomo deviene inestable y emite o “expulsa” una partícula alfa o beta. Generalmente este proceso va acompañado de la emisión de varias radiaciones.

Un núcleo radiactivo puede desintegrarse de modos diferentes. El núcleo puede emitir una partícula a alta velocidad. En la desintegración alfa el número atómico, Z , del núcleo disminuye en dos a causa de la emisión de los protones, y en número de masa, A , disminuye en cuatro. La energía cinética de las partículas alfa es generalmente de varios millones de electrón-voltios.

Otro modo de desintegración radiactiva es la desintegración beta. Probablemente, este tipo de desintegraciones involucran el decaimiento de un neutrón a un protón y un electrón, con la emisión del electrón como partícula beta. El número de protones en un núcleo que sufre desintegración beta aumenta en uno, y el núcleo originario pasa a ser un núcleo del siguiente elemento más elevado en un orden en la tabla periódica. La energía de la partícula beta emitida por el núcleo puede ser desde cero hasta el máximo permitido para la transición.

Puede haber desintegraciones por captura de electrón. El núcleo captura un electrón de la capa más interna de la nube electrónica, y el electrón se combina con un protón, transformándolo en un neutrón. La captura del electrón reduce el número atómico en uno, dejando la masa atómica constante. El núcleo producido por captura del electrón puede quedar en un estado excitado, y puede entonces pasar a un estado inferior de energía emitiendo el exceso en forma de rayos gamma.

Como resultado de estas acciones, el núcleo pierde sus características originales y viene a ser el núcleo de un átomo diferente. La radiactividad se da naturalmente en todos los elementos que tienen un número atómico mayor de 80, aunque, en algunos casos asilados, también se presenta en elementos de número más bajo: el potasio, con número atómico 19, es radiactivo.

El radio, que es un metal muy denso, emite partículas alfa y se transmuta lentamente en un nuevo elemento que aparece en su lugar. Si adquiriésemos 100 gramos de radio, nuestros descendientes se encontrarían con que al cabo de unos 1600 años solamente quedaría la mitad. Al

intervalo de tiempo que se precisa para que la cantidad de sustancia se desintegre a la mitad se le da el nombre de *vida media*. La constante de desintegración es la proporción de sustancia que se desintegra por unidad de tiempo. A diferencia de las tasa lineales de “agotamiento” de la mayor parte de los procesos de la vida normal, la desintegración radiactiva es un proceso exponencial:

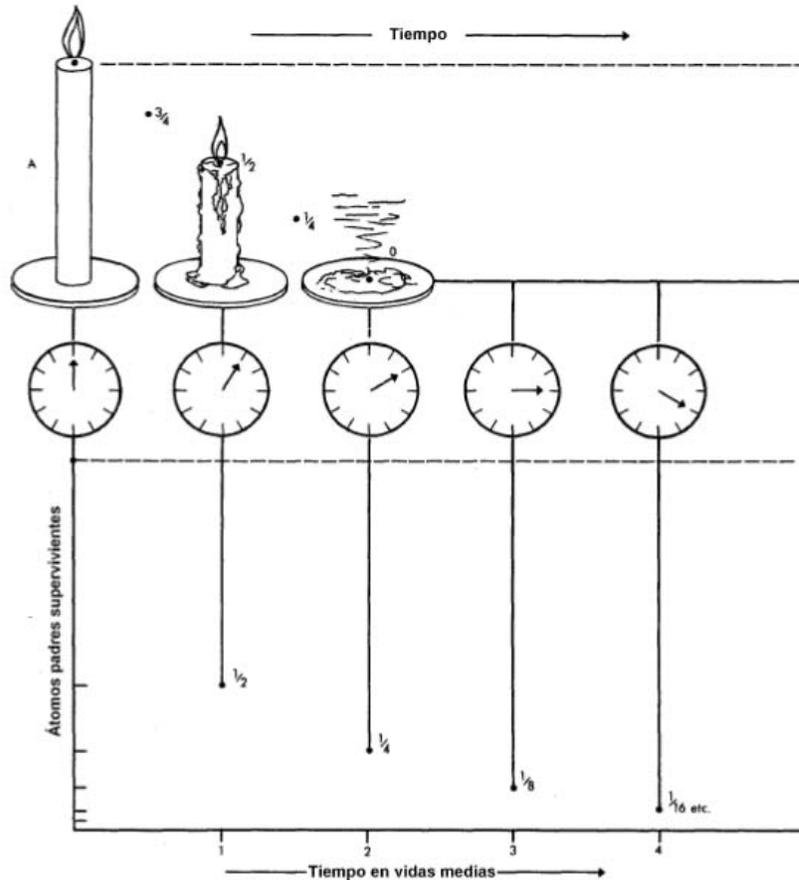


Figura 2.1: Línea recta uniforme que representa el agotamiento de la mayor parte de los procesos en la vida diaria, por el contrario, la línea de desintegración radiactiva se aproxima indefinidamente a la línea cero asintóticamente. El final de un intervalo de vida media es el principio del siguiente.

También podemos ver que algunos elementos químicos cambian espontáneamente a otros por transmisión natural. Además de estas transmisiones naturales, las partículas emitidas por estos elementos pueden causar la transmutación de los núcleos de otros elementos en sus cercanías. Además, por el bombardeo de átomos estables de casi cualquier elemento con partículas de alta energía, se pueden producir nuevos elementos radiactivos, cada uno de ellos con un árbol genealógico de núclidos radiactivos que finalizan en algún átomo estable.

Padre	Hijo	Vida media (años)	Tipo de desintegración
Potasio-40	Argón-40	$1,3 \cdot 10^9$	Captura de electrón
	Calcio-40		Beta
Vanadio-50	Titanio-50	$\sim 6 \cdot 10^{15}$	Captura de electrón
	Cromo-50		Beta
Rubidio-87	Estroncio-87	$4,7 \cdot 10^{10}$	Beta
Indio-115	Estaño-115	$5 \cdot 10^{14}$	Beta
Teluro-123	Antimonio-123	$1,2 \cdot 10^{13}$	Captura de electrón
Lantano-138	Bario-138	$1,1 \cdot 10^{11}$	Captura de electrón
	Cerio-138		Beta
Cerio-142	Bario-138	$5 \cdot 10^{15}$	Alfa
Neodimio-144	Cerio-140	$2,4 \cdot 10^{15}$	Alfa
Samario-147	Neodimio-143	$1,06 \cdot 10^{11}$	Alfa
Samario-148	Neodimio-141	$1,2 \cdot 10^{13}$	Alfa
Samario-149	Neodimio-145	$\sim 4 \cdot 10^{14}?$	Alfa
Gadolinio-152	Samario-148	$1,1 \cdot 10^{11}$	Alfa
Disproseo-150	Gadolinio-152	$2 \cdot 10^{14}$	Alfa
Hafnio-174	Yterbio-170	$4,3 \cdot 10^{15}$	Alfa
Lutecio-176	Hafnio-176	$2,2 \cdot 10^{10}$	Beta
Renio-187	Osmio-187	$4 \cdot 10^{10}$	Beta
Platino-190	Osmio-186	$7 \cdot 10^{11}$	Alfa
Plomo-204	Mercurio-200	$1,4 \cdot 10^{17}$	Alfa
Torio-232	Plomo-208	$1,41 \cdot 10^{10}$	8Alfa+4Beta
Uranio-235	Plomo-207	$7,13 \cdot 10^8$	7Alfa+4Beta
Uranio-238	Plomo-206	$4,51 \cdot 10^9$	8Alfa+6Beta

Cuadro 2.1.1: Núclidos de largo período de vida media.

2.1.1. Series radiactivas

Los elementos radiactivos se pueden clasificar en grupos o en series de tal manera que cualquier elemento del grupo está formado por la desintegración del elemento anterior a él, como se verá en los siguientes dibujos. Son pocos los grupos que aparecen naturalmente, y hay otros grupos que se pueden producir mediante el bombardeo de átomos con neutrones a alta velocidad, protones, etc. Algunas de las series que se encuentran naturalmente y que son de interés en la datación radiométrica son :

- Serie uranio-radio, empezando con el uranio-238 y acabando en el plomo-206.
- Las series del actinio, empezando con el uranio-235 y acabando con el plomo-207.
- La serie del torio, empezando con el torio-232 y acabando en el plomo -208.

- La serie rubidio-estroncio, empezando con el rubidio-87 y acabando con el estroncio-87.
- La serie potasio-argón, empezando por el potasio-40 y acabando por el argón-40
- La serie del carbono-14, empezando por carbono-14 y acabando por el nitrógeno-14.

Ejemplos:

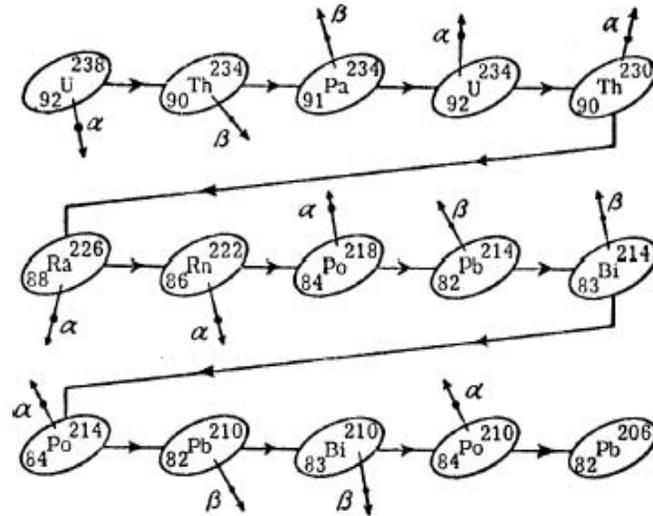


Figura 2.2: Las series uranio-radio de desintegración radiactiva. El índice inferior es el número de protones en el núcleo, o número atómico Z . El índice superior es la suma de los protones y de los neutrones en el núcleo, llamado número másico A . Con la emisión de una partícula α , ${}^4_2\text{He}$, A disminuye en 4 y el atómico en 2. Cuando se expulsa una partícula β , A permanece constante y Z se incrementa en 1.

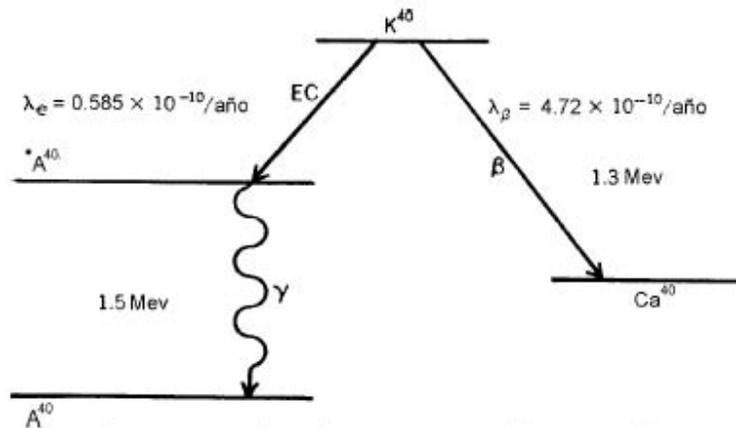


Figura 2.3: Esquema de la desintegración del potasio-40. La captura de electrón produce argón-40 en estado excitado, que se desintegra al estado de equilibrio con emisión de rayos gamma.

2.2. Desintegración

Mediante la desintegración radiactiva, por ejemplo, el potasio-40 se convierte en argón ¿Cuánto tiempo se precisa para efectuar esta transformación? ¿Cuánto tiempo se necesita para que una cantidad de potasio se transforme en argón? Esta transformación ¿Se efectúa de manera uniforme, con una tasa constante? Consideremos las respuestas a estas preguntas en lo que concierne a los elementos radiactivos.

No hay manera de predecir cuándo se desintegrará un átomo determinado de cierto elemento radiactivo. Puede expulsar un partícula alfa o un partícula beta dentro de unos pocos segundos, o puede permanecer estable por un tiempo muy largo. Si quisiéramos ponernos a observar unos pocos átomos radiactivos podría ser que no tuviéramos ni tiempo de acomodarnos, o podría ser que pudiéramos tomarnos una larga siesta (quizás de millones de años) antes de que sucediera nada. Pero si tenemos un gran número de átomos de un elemento radiactivo, entonces la cosa cambia, porque habrá desintegraciones radiactivas constantes.

Si $t(1/2)$ es la vida media de un elemento radiactivo y N_0 es el número de átomos iniciales (a $t = 0$ segundos), tendríamos $N_0/2$ átomos al cabo de $t(1/2)$ segundos. No importa cuántos átomos tengamos en cualquier momento, la mitad de ellos se habrá desintegrado $t(1/2)$ segundos después. La constante de desintegración, λ , de un elemento es la fracción de átomos que se desintegran por segundo. La actividad de una muestra radiactiva es una medida del número de desintegraciones que sufre la muestra en cada segundo. Cuando la velocidad de producción de átomos de una especie iguala a la velocidad de desintegración de la siguiente, existe equilibrio para los miembros de la serie radiactiva.

Desarrollemos una expresión matemática con un tratamiento más bien elemental, que describe la desintegración radiactiva. Consideremos que la desintegración radiactiva tiene lugar en un intervalo de tiempo, t , y digamos que t se puede dividir en n intervalos pequeños e iguales de tiempo: N_0 es el número de átomos del elemento presentes al principio del tiempo t , y N será el número de átomos que queden al finalizar el tiempo t , λ representará la fracción de átomos que se desintegran por unidad de tiempo:

$$\Delta t = \frac{t}{n} \quad (2.2.1)$$

En el corto intervalo de tiempo Δt se desintegrarán $\lambda \Delta t$ veces N_0 átomos. El número de átomos que quedarán será el original menos el perdido por la desintegración, y tendremos $N_0 - N_0 \lambda \Delta t$, que se puede expresar como $N_0(1 - \lambda \Delta t)$.

En el segundo corto intervalo de Δt se desintegrarán otra vez en la misma proporción constante. Así, se multiplica $N_0 - N_0 \lambda \Delta t$ por t para hallar el número de átomos que quedaban al principio del segundo corto intervalo de tiempo encontramos el número que queda al final del segundo intervalo:

$$\begin{aligned} N_0 - N_0 \lambda \Delta t - (N_0 \Delta t - N_0 \lambda^2 \Delta t^2) &= \\ &= N_0 - N_0 \lambda \Delta t - N_0 \Delta t + N_0 \lambda^2 \Delta t^2 = \\ &= N_0 + 2N_0 \lambda \Delta t + N_0 \lambda^2 \Delta t^2 = \\ &= N_0 (1 - 2\lambda \Delta t + \lambda^2 \Delta t^2) = N_0 (1 - \lambda \Delta t)^2 \end{aligned} \quad (2.2.2)$$

Que es la cantidad de átomos que quedan al final del segundo intervalo Δt , y tendríamos $N_0 (1 - \lambda\Delta t)^2$. Podríamos ir al tercer intervalo Δt , y tendríamos $N_0 (1 - \lambda\Delta t)^3$, y al cuarto intervalo $N_0 (1 - \lambda\Delta t)^4$ y así sucesivamente. Consideremos n intervalos de Δt . Después de n intervalos de Δt , el número de átomos que quedarán será $N_0 (1 - \lambda\Delta t)^n$. Ahora, sean $n\Delta t$ de intervalos en el tiempo total t . Así $n\Delta t = t$ ó $\Delta t = t/n$; sustituyamos t/n en lugar de Δt en la expresión general del número de átomos que quedan.

Así $N_0 (1 - \lambda\Delta t)^n$ se transforma en $N_0 (1 - \lambda t/n)^n$. Esto lleva a una ecuación que nos da la ley de desintegración, que expresa la cantidad de átomos restante N en cualquier momento en la muestra. Así, $N = N_0 (1 - \lambda t/n)^n$.

Para conseguir una mejor forma de esta ecuación, tendremos que hacer muy pequeños intervalos de Δt . Cuanto más pequeños sean, mayor será n , el número de estos intervalos. La mayor precisión se obtiene cuando hacemos que Δt tienda a cero; entonces n tiende a infinito. En nuestro caso entonces tendremos

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 - \lambda \frac{t}{n}\right)^n = e^{-\lambda t} \quad (2.2.3)$$

Utilizando esta forma exponencial, podemos escribir la ley de desintegración como $N = N_0 e^{-\lambda t}$; si N_0 es el número original digamos que de átomos de Uranio en una muestra formada hace tiempo, y λ es la proporción de átomos de Uranio que se desintegran cada segundo, entonces N será la cantidad de átomos de Uranio que quedarán al finalizar el tiempo t .

Hagamos un planteamiento más riguroso del problema. Supongamos que comenzamos con A_0 átomos de un elemento radiactivo con una constante de desintegración λ_1 . Sea A la cantidad de átomos del elemento padre presente en cualquier momento t a partir de entonces. La tasa de desintegración será:

$$\frac{dA}{dt} = -\lambda_1 A(t) \quad (2.2.4)$$

Luego,

$$\int_0^A dA = -\lambda_1 \int_0^t dt \Rightarrow \ln \frac{A}{A_0} = -\lambda_1 t \Rightarrow A = A_0 e^{-\lambda_1 t} \quad (2.2.5)$$

El número de nuevos átomos que se han formado a partir de A hasta cualquier instante t es:

$$B = A_0 - A = A_0 (1 - e^{-\lambda_1 t}) \quad (2.2.6)$$

Luego,

$$\frac{dB}{dt} = \lambda_1 A - \lambda_2 B \Rightarrow \frac{dB}{dt} = \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_1 t} - \lambda_2 B \quad (2.2.7)$$

Que es una ecuación lineal. Por tanto,

$$B' = -\lambda_2 B \Rightarrow \frac{B'}{B} = -\lambda_2; \ln \frac{B}{C} = -\lambda_2 t \quad (2.2.8)$$

Así que,

$$\begin{cases} B = C(t)r^{-\lambda_2 t} \\ B' = C'e^{-\lambda_2 t} - C\lambda_2 e^{-\lambda_2 t} \end{cases} \quad (2.2.9)$$

En la ecuación lineal:

$$C'e^{-\lambda_2 t} - C\lambda_2 e^{-\lambda_2 t} = \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_1 t} - C\lambda_2 e^{-\lambda_2 t} \Rightarrow C' = \lambda_1 A_0 e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t} \quad (2.2.10)$$

Integrando,

$$\int_0^C C' dt = \lambda_1 A_0 \int_0^t e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t} \Rightarrow C = \frac{\lambda_1 A_0 e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t}}{\lambda_2 - \lambda_1} - \frac{\lambda_1 A_0}{\lambda_2 - \lambda_1} \quad (2.2.11)$$

Entonces queda que:

$$B = \left[\frac{\lambda_1 A_0 e^{(\lambda_2 - \lambda_1)t}}{\lambda_2 - \lambda_1} - \frac{\lambda_1 A_0}{\lambda_2 - \lambda_1} \right] e^{-\lambda_2 t} = \frac{\lambda_1 A_0}{\lambda_2 - \lambda_1} [e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}] \quad (2.2.12)$$

De manera similar para el tercer elemento de la serie:

$$\frac{dC}{dt} = \lambda_2 B - \lambda_3 C \Rightarrow C' = \lambda_2 B - \lambda_3 C \quad (2.2.13)$$

De ahí que,

$$C' = \lambda_2 k [e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}] - \lambda_3 C ; k = \frac{\lambda_1 A_0}{\lambda_2 - \lambda_1} \quad (2.2.14)$$

que es, de nuevo, una ecuación lineal. Tenemos que,

$$C' = -\lambda_3 C \Rightarrow \frac{C'}{C} = -\lambda_3 \Rightarrow \ln \frac{C}{S} = -\lambda_3 t \quad (2.2.15)$$

Por tanto,

$$\begin{cases} C = S(t)e^{-\lambda_3 t} \\ C' = S'e^{-\lambda_3 t} - S\lambda_3 e^{-\lambda_3 t} \end{cases} \quad (2.2.16)$$

En la ecuación lineal,

$$\begin{aligned} S'e^{-\lambda_3 t} - S\lambda_3 e^{-\lambda_3 t} &= \lambda_2 k [e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}] - \lambda_3 S e^{-\lambda_3 t} \\ S' &= \lambda_2 k [e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}] e^{\lambda_3 t} \\ \int_0^S dS &= \lambda_2 k \int_0^t e^{(\lambda_3 - \lambda_1)t} dt - \lambda_2 k \int_0^t e^{(\lambda_3 - \lambda_2)t} dt \end{aligned} \quad (2.2.17)$$

Así que,

$$\begin{aligned}
S &= \left[\frac{\lambda_2 k}{\lambda_3 - \lambda_1} e^{(\lambda_3 - \lambda_1)t} - \frac{\lambda_2 k}{\lambda_3 - \lambda_2} e^{(\lambda_3 - \lambda_2)t} \right]_0^t = \\
&= \frac{\lambda_2 k}{\lambda_3 - \lambda_1} e^{(\lambda_3 - \lambda_1)t} - \frac{\lambda_2 k}{\lambda_3 - \lambda_2} e^{(\lambda_3 - \lambda_2)t} - \frac{\lambda_2 k}{\lambda_3 - \lambda_1} + \frac{\lambda_2 k}{\lambda_3 - \lambda_2} = \\
&= \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{(\lambda_3 - \lambda_1)t} - \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0}{(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{(\lambda_3 - \lambda_2)t} - \\
&\quad - \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_1)} + \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0}{(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_2 - \lambda_1)}
\end{aligned} \tag{2.2.18}$$

Pero,

$$C = S(t)e^{-\lambda_3 t} \tag{2.2.19}$$

Luego,

$$\begin{aligned}
C &= \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{(\lambda_3 - \lambda_1)t} - \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{(\lambda_3 - \lambda_2)t} - \\
&\quad - \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_1)} + \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_2 - \lambda_1)}
\end{aligned} \tag{2.2.20}$$

Podemos operar en el último par de fracciones,

$$\frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_3 t}}{\lambda_2 - \lambda_1} \left[-\frac{1}{\lambda_3 - \lambda_1} + \frac{1}{\lambda_3 - \lambda_2} \right] = \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_2)} \tag{2.2.21}$$

Por tanto,

$$C = \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_1 t}}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_1)} + \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_2 t}}{(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_1 - \lambda_2)} + \frac{\lambda_2 \lambda_1 A_0 e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_1 - \lambda_3)(\lambda_2 - \lambda_3)} \tag{2.2.22}$$

No importa lo larga que sea la serie, la forma de la ecuación diferencial será,

$$\frac{dM}{dt} = \lambda_m M - \lambda_n N \tag{2.2.23}$$

En la que M y N son el número de átomos de dos miembros sucesivos de la serie presentes en cualquier instante, λ_m y λ_n son constantes de desintegración. El número de átomos de N será:

$$N = A_0 (F_1 e^{-\lambda_1 t} + F_2 e^{-\lambda_2 t} + \dots + F_n e^{-\lambda_n t}) = AF_1 + F_2 e^{(\lambda_1 - \lambda_2)t} + \dots + F_n e^{(\lambda_1 - \lambda_n)t} \tag{2.2.24}$$

$F_1, F_2, F_3, \dots, F_n$, son los coeficientes constantes de los términos de $e^{-\lambda_1 t}$. Estas ecuaciones se pueden simplificar si λ_1 es mucho más pequeña que cualquiera de las otras constantes de desintegración de la serie. En este caso, después de un tiempo suficiente largo para que $\lambda_2 t$ sea mucho más grande que la mitad. Entonces las ecuaciones anteriores se podrá poner como:

$$B = \frac{\lambda_1 A}{\lambda_2} ; C = \frac{\lambda_1 A}{\lambda_3} \tag{2.2.25}$$

y por analogía, para cualquier elemento N excepto el producto final de la serie:

$$N = \frac{\lambda_1 A}{\lambda_n} \quad (2.2.26)$$

El producto final P no es radiactivo. Por lo tanto λ_p es cero, que no es grande comparado con λ_1 . El significado de “la aproximación $\lambda_n t$ es mucho mayor que 1”, se puede ver si observamos la relación de λ_n con la correspondiente vida media de un elemento, $t_{1/2}$. En $t = t_{1/2}$ la ecuación:

$$A = A_0 e^{-\lambda_1 t}; \quad A = A_0 e^{-\lambda_1 t_{1/2}} \quad (2.2.27)$$

Despejando $t_{1/2}$:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda_1} \quad (2.2.28)$$

Esta relación $t_{1/2}$ y la constante de desintegración se aplica a todos los elementos radiactivos. Por tanto, “la aproximación $\lambda_n t$ es mucho más grande que 1” significa que $\ln 2t/t_n$ excede muchísimo de la unidad, o que han transcurrido muchas vidas medias del elemento considerado. Ya que las vidas medias de todos los elementos intermedios en las series del Uranio y del Torio son pequeñas en comparación con las vidas medias de los elementos de cabeza de serie, esta es generalmente buena aproximación.

Para hallar la cantidad de producto final presente, es suficiente el considerar que el número total de átomos presente en cualquier momento (sin contar los núcleos de Helio formado) debe ser siempre igual al número presente originalmente:

$$A_0 = A + B + C + \dots + N + P \quad (2.2.29)$$

Resolviendo esto para P y empleando:

$$A = A_0 e^{-\lambda_1 t}; \quad N = \frac{\lambda_1 A}{\lambda_n} \quad (2.2.30)$$

Luego,

$$\begin{aligned} P &= A_0 - A - B - C - \dots - N = \\ &= A_0 e^{\lambda_1 t} - A - \frac{\lambda_1 A}{\lambda_2} - \frac{\lambda_1 A}{\lambda_3} - \dots - \frac{\lambda_1 A}{\lambda_n} = \\ &= A (e^{\lambda_1 t} - 1 - \lambda) \end{aligned} \quad (2.2.31)$$

en la que λ es la fracción de los elementos en las etapas intermedias de desintegración. Después de que ha transcurrido suficiente tiempo, λ tiende al valor:

$$\lambda = \sum_{m=2}^{m=n} \frac{\lambda_1}{\lambda_m} \quad (2.2.32)$$

Lo que es una cantidad muy pequeña para las series del Uranio y del Torio ($\lambda = 7,4 \cdot 10^{-4}$; para la serie del ^{238}U , quedaría, $P = A (e^{\lambda_1 t} - 1)$).

La ecuación para P anterior se puede resolver para t , lo que da:

$$t = \lambda_1^{-1} \ln \left(1 + \frac{P}{A} + \lambda \right) \quad (2.2.33)$$

Si $(P/A) + \lambda$ es menor que 1, el término logarítmico puede expandirse como una serie infinita:

$$t = \lambda_1^{-1} \left[\left(1 + \frac{P}{A} + \lambda \right) + \frac{1}{2} \left(1 + \frac{P}{A} + \lambda \right)^2 + \frac{1}{3} \left(1 + \frac{P}{A} + \lambda \right)^3 + \dots \right] \quad (2.2.34)$$

Cuando P/A es mucho menor que 1 pero mucho mayor que λ entonces el tiempo t es aproximadamente:

$$t = \frac{P}{\lambda_1 A} \quad (2.2.35)$$

De esta forma más adelante podremos explicar el método de Uranio-Torio-Plomo, así como otros métodos, ya que en esencia todos tienen un mismo desarrollo, sólo cambia la serie radiactiva.

MÉTODOS, APLICACIONES GENERALES Y EJEMPLOS

3.1. Datación con Carbono 14

Las reacciones que se producen en la parte superior de la atmósfera mediante los neutrones cósmicos hacen que el contenido de la atmósfera en carbono sea constante, de acuerdo con la reacción:



Mientras un organismo vivo, mantiene una proporción constante de carbono-14 en relación con la de carbono-12 estable. Un organismo vivo pierde continuamente carbono en forma de CO_2 y productos de desecho orgánico, y en los alimentos ingiere nuevo carbono. En las plantas, el carbono adquirido de la atmósfera lo es de forma directa, por medio de la fotosíntesis. Los animales que se alimentan de vegetales, o de las proteínas de otros animales que hayan comido vegetales, mantienen también una adquisición constante de carbono procedente del proceso de la fotosíntesis. Puesto que el ciclo de los átomos de carbono en la cadena alimenticia es tan rápido, comparado con la vida media de la desintegración del carbono-14, la composición isotópica de carbono en un organismo viviente es la misma que la de la atmósfera que lo rodea. Pero tan pronto como el organismo muere, cesa el equilibrio de su carbono isotópico con el de la atmósfera. La desintegración del carbono-14 mediante la reacción:



no se compensa más por el carbono de la atmósfera. Así, la proporción de carbono-14 disminuye en un organismo muerto. La razón de $\text{C}^{14}/\text{C}^{12}$ se puede utilizar para revelar la edad de una muestra de una sustancia que contenga carbono (o más precisamente, en qué momento del pasado dejó de vivir).

Los organismos vivos contienen mezclas de carbono-12 y carbono-14 que producen 15.3 ± 0.1 desintegraciones de átomos de carbono-14 por minuto y por gramo de carbono. El número de

átomos de carbono-14 de una muestra es proporcional a la velocidad de desintegración: $n \propto d$. A partir de la ecuación de desintegración, tendremos, considerando que los núcleos que se desintegran en la unidad de tiempo son $-\Delta n/\Delta t = \lambda n$, luego tendremos,

$$n = n_0 e^{-\lambda t} \quad (3.1.3)$$

Podemos escribir:

$$\lambda t = \ln \left(\frac{n_0}{n} \right) = \ln \left(\frac{d_0}{d} \right) \quad (3.1.4)$$

Donde d es la velocidad de desintegración en impulsos por minuto y por gramo. Puesto que la constante de velocidad, λ , está relacionada con la vida media $t_{1/2}$, mediante $t_{1/2} = 0,693/\lambda$ podemos escribir:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{d_0}{d} \right) = \frac{t_{1/2}}{0,693} \ln \left(\frac{d_0}{d} \right) \quad (3.1.5)$$

Operando,

$$t = 3,33 t_{1/2} \log_{10} \left(\frac{d_0}{d} \right) \quad (3.1.6)$$

Para el ^{14}C , que tiene una vida media de 5570 años y una velocidad de desintegración inicial de 15,3 impulsos por minuto y gramo, podemos escribir

$$t = 18600 \log_{10} \left(\frac{15,3}{d} \right) \quad (3.1.7)$$

Así que,

$$\Delta t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N(t_0)}{N(t)} \right) = \frac{5730}{0,693} 2,303 \log_{10} \left(\frac{N(t_0)}{N(t)} \right) \quad (3.1.8)$$

Las técnicas de datación con radiocarbono, desarrolladas en un primer momento por el químico estadounidense Willard Frank Libby y sus colaboradores de la Universidad de Chicago en 1947, suelen ser útiles para la datación en arqueología, antropología, oceanografía, edafología, climatología y geología reciente.

Aunque el método se adapta a una gran variedad de materiales orgánicos, su precisión depende del valor usado para la vida media de las variaciones en las concentraciones atmosféricas de carbono 14 y de la contaminación. En 1962, la vida media del radiocarbono fue redefinida desde 5570 ± 30 años a 5730 ± 40 años; por ello, algunas determinaciones anteriores requieren un ajuste, y debido a la radiactividad introducida en los últimos años en la atmósfera, las dataciones de radiocarbono se calculan desde 1950. La escala temporal del carbono 14 contiene otras fuentes de incertidumbre que pueden producir errores entre 2000 y 5000 años.

El problema más grave es la contaminación posterior al depósito, que puede estar causada por filtración de agua subterránea, por incorporación de carbono más antiguo o más joven, y por captación de impurezas en el terreno o en el laboratorio.

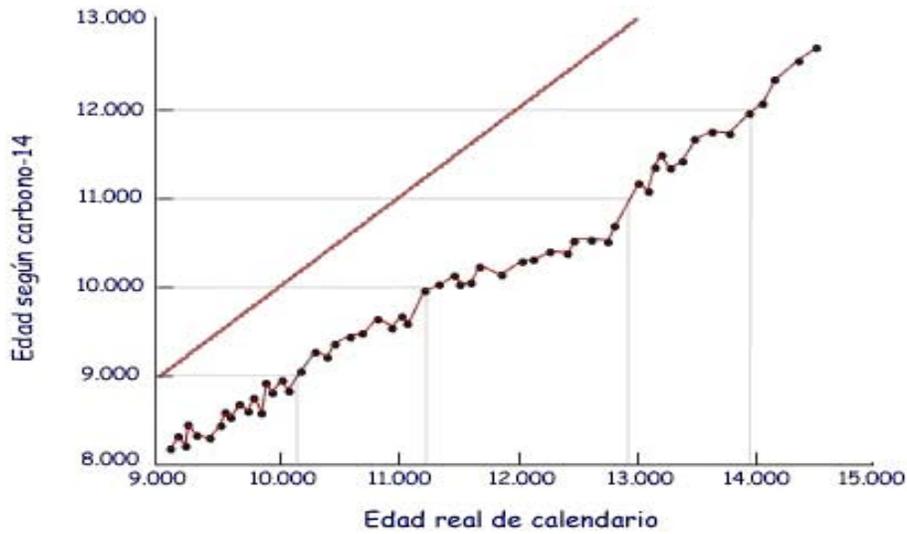


Figura 3.1: Curva de correspondencia entre la edad real y la edad según el carbono-14, desde el 9000 al 15000 antes del presente, según mediciones en Cariaco.

Si la concentración atmosférica de carbono-14 hubiese permanecido fija, la correspondencia habría sido perfecta y seguiría la diagonal recta. Sin embargo se observa que existen desfases importantes. Por ejemplo, la edad de 11.000 años según el carbono-14 (en la ordenada), corresponde a una edad real de casi 13000 (en la abscisa).

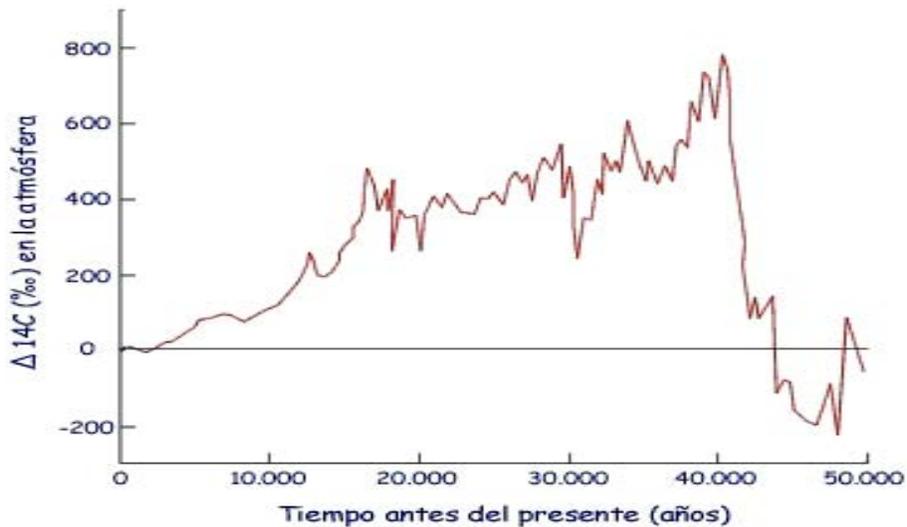


Figura 3.2: Diferencia aproximada del carbono-14 atmosférico en los últimos 50000 años con respecto al presente según mediciones en Cariaco.

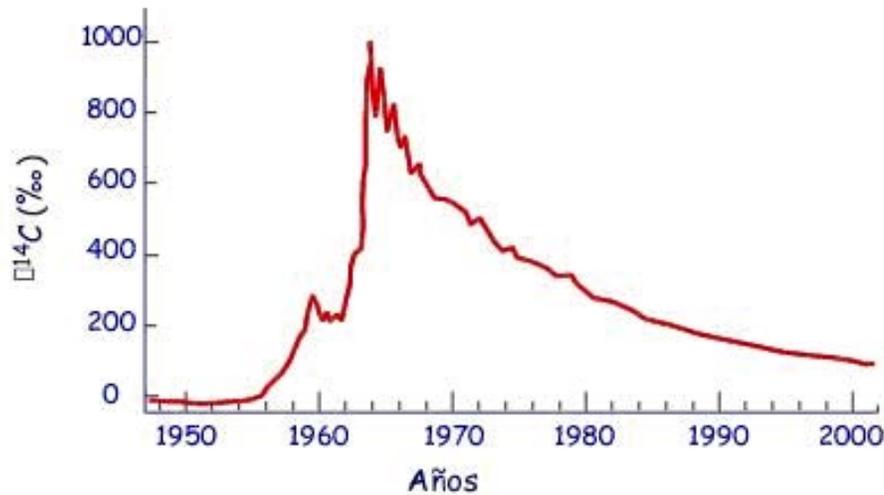


Figura 3.3: Anomalía positiva en el siglo XX (décadas de los 60 y 70) debido a las explosiones nucleares en la atmósfera.

No obstante, el principio de datación por carbono-14 también se puede aplicar a otros isótopos. En concreto, el potasio-40 es otro elemento radioactivo que se encuentra de forma natural en su organismo y tiene un período de 1,3 mil millones de años. Otros radioisótopos útiles para la datación son: el uranio-235 (período de 704 millones de años), el uranio-238 (período de 4,5 mil millones de años), el torio-232 (período de 14 mil millones de años) y el rubidio-87 (período de 49 mil millones de años).

3.1.1. Biología

La relación de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ en un carbón es del 25.4 % de la que existes en la actualidad en el CO_2 atmosférico. ¿Cuál sería la edad de dicho carbón? El período de desintegración del ^{14}C es de 5730 años.

Solución.-

Sabemos que:

$$\Delta t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N(t_0)}{N(t)} \right) \quad \left\{ \begin{array}{l} N(t_0) = \text{Cantidad inicial de sustancia} \\ N(t) = \text{Cantidad actual de sustancia} \\ \lambda = \text{Constante de desintegración} \\ t_{1/2} = \text{Vida media} \end{array} \right. \quad (3.1.9)$$

Además:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \Rightarrow \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \approx 1,2097 \cdot 10^{-4} \text{ años}^{-1} \quad (3.1.10)$$

Por otra parte,

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} = 100 \text{ (CO}_2\text{)} \\ \frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} = 25,4 \text{ (Carbón)} \end{array} \right. \quad (3.1.11)$$

De aquí, tomando ^{12}C como constante, K , tenemos,

$$\left\{ \begin{array}{l} ^{14}\text{C}(t_0) = N(t_0) = 100^{12}\text{C} = 100K \\ ^{14}\text{C}(t) = N(t) = 25,4^{12}\text{C} = 25,4K \end{array} \right. \quad (3.1.12)$$

Luego,

$$\frac{N(t_0)}{N(t)} = \frac{100K}{25,4K} = 3,937 \quad (3.1.13)$$

Sustituyendo en (3.1.9), tenemos

$$\Delta t \approx 1133,22 \text{ años} \quad (3.1.14)$$

3.1.2. Arqueología

Tumba egipcia

Una muestra de carbón de madera procedente de un tronco de ciprés de la tumba de un rey egipcio tiene una relación de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ que es del 52.4 % del que presenta el carbono actual. Queremos saber cuál es la fecha más probable de la muerte del rey. Consideramos el período de desintegración del ^{14}C de 5730 años.

Solución.-

Procediendo de la misma forma que en el ejemplo anterior tendremos,

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \Rightarrow \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \approx 1,2097 \cdot 10^{-4} \text{ años}^{-1} \quad (3.1.15)$$

Por otra parte,

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} = 100 \text{ (CO}_2\text{)} \\ \frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} = 54,2 \text{ (Carbón)} \end{array} \right. \quad (3.1.16)$$

De aquí, tomando ^{12}C como constante, K , tenemos,

$$\left\{ \begin{array}{l} ^{14}\text{C}(t_0) = N(t_0) = 100^{12}\text{C} = 100K \\ ^{14}\text{C}(t) = N(t) = 54,2^{12}\text{C} = 54,2K \text{ (Carbón)} \end{array} \right. \quad (3.1.17)$$

Luego,

$$\frac{N(t_0)}{N(t)} = \frac{100K}{54,2K} = 1,85 \quad (3.1.18)$$

Sustituyendo en (3.1.9), tenemos

$$\Delta t \approx 5065,21 \text{ años} \quad (3.1.19)$$

Luego murió, aproximadamente, en el año 3000 antes de Cristo.

La Tabla Redonda

Otro caso que pudiera ser diferente se resuelve de una manera similar a los anteriores, por ejemplo; en el castillo de Winchester (Inglaterra) se encontró una tabla de mesa, redonda, y con 25 sectores dibujados. Se especuló durante bastante tiempo si ésta no sería precisamente la legendaria “tabla redonda” del Rey Arturo. Finalmente se pudo fechar en 1976 su edad por la técnica del carbono-14.

El carbono-14 tiene aproximadamente una vida media de 5568 años. Las mediciones que se realizaron mostraron que el número de átomos desintegrados de carbono-14 por minuto y gramo de un pequeño trozo de la tabla eran aproximadamente 6,08, y las desintegraciones en una muestra similar del mismo tipo de madera pero ahora recién cortada ascendía a 6’68. Sabiendo que Arturo vivió en el siglo V, ¿podría ser la tabla mítica?

Solución.-

Como sabemos por la teoría explicada de este método, el número de átomos de carbono-14 de una muestra es proporcional a la velocidad de desintegración, esto es,

$$\ln\left(\frac{N_0}{N}\right) = \ln\left(\frac{d_0}{d}\right) \quad (3.1.20)$$

siendo d la velocidad de desintegración en impulsos por minuto y por gramo.

Lo que tenemos entonces es,

$$\frac{d}{d_0} = e^{-\lambda(t-t_0)} \Rightarrow d = d_0 e^{-\lambda(t-t_0)} \quad (3.1.21)$$

Entonces:

$$d(t_0) = d_0 e^{-\lambda(t-t_0)=6,68} \quad (3.1.22)$$

$$d(t = 1976) = d_0 e^{-\lambda(1976-t_0)} = 6,08 \quad (3.1.23)$$

Dividiendo (3.1.22) y (3.1.23), tenemos,

$$e^{\lambda(1976-t_0)=\frac{6,68}{6,08}} \quad (3.1.24)$$

Además, sabemos que:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \Rightarrow \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} = \frac{\ln 2}{5568} \quad (3.1.25)$$

Sustituyendo en (3.1.24),

$$\frac{\ln 2}{5568}(1976 - t_0) = \ln(1,09) \Rightarrow t_0 = 1283 \quad (3.1.26)$$

Es decir, la tabla se hizo hacia el 1280.

3.1.3. Carbono 14 contra el fraude en los vinos

Los científicos australianos han inventado un método para descubrir los vinos fraudulentos, según un estudio realizado por expertos de la Universidad de Adelaida y de la Australian Nuclear Science and Technology Organization (Organización Australiana de Ciencia y Tecnología Nucleares, ANSTO). El director del equipo, el doctor Graham Jones, del Departamento de Horticultura, Viticultura y Enología de esa Universidad, ha colaborado con el doctor Ewan Lawson y con el doctor Claudio Tuniz de la División de Física de ANSTO para autenticar muestras de vinos utilizando su datación por carbono 14. Y es que, por muy bien que se imite, el líquido dentro de una falsa botella de Vega Sicilia 1970 no va a haber sido elaborado en 1970...

El método se fundamenta en la medición de las minúsculas cantidades de carbono 14 en elementos que estuvieron en su día en equilibrio con la atmósfera. Incorporadas en el dióxido de carbono, se liberaron cantidades relativamente grandes de carbono 14 como resultado de las pruebas atmosféricas con armas nucleares durante los años 50 y principios de los 60. La captación de este dióxido de carbono atmosférico por las plantas significa que los productos derivados de las mismas pueden ser datados con exactitud.

El doctor Jones afirma que “las cantidades de carbono 14 que se hallan en los elementos de las plantas en fechas determinadas se conocen por los estudios de los anillos de los árboles y por las muestras de dióxido de carbono atmosférico”. Y agrega: “En el caso del vino, los azúcares y otros componentes, tales como los compuestos de sabor acumulados en las uvas durante su maduración, contienen esta información sobre su edad. Cuando las uvas han fermentado en vino, esta información es retenida en el alcohol y en muchos otros componentes del vino”.

Los niveles de radiocarbono atmosférico aumentaron tras las pruebas nucleares durante la Guerra Fría. En las explosiones de bombas se generaron las partículas eléctricamente neutras, los neutrones, que interactuaron con el nitrógeno atmosférico para formar el radioisótopo de carbono.

El doctor Jones explica un descubrimiento importante, como parte de esta investigación, es que la cantidad de carbono 14 en el hemisferio sur aumentó aproximadamente un año después de que hubiera aumentado en el hemisferio norte. Puesto que el carbono 14 se encuentra en una parte por cada billón o menos de otros isótopos de carbono, precisa unas mediciones extremadamente sensibles. Estas mediciones fueron supervisadas por el Doctor Tuniz y por el doctor Lawson, del grupo del Acelerador de Espectrometría de Masa (AEM) del ANSTO. El AEM es una técnica analítica ultrasensible, basada en la utilización de un acelerador de iones.

La mayor parte de las mediciones de las cosechas coincidieron exactamente con las fechas que figuraban en las etiquetas. Sin embargo, los investigadores prosiguen su trabajo para verificar los resultados de una muestra que arrojaba una discrepancia significativa con respecto a la cosecha impresa en la botella.

El doctor Jones señala que la proporción de carbono 14 a carbono ordinario (carbono-12) en el dióxido de carbono de la atmósfera está disminuyendo hasta el punto en que este método puede volverse inexacto dentro de un periodo de 10 años aproximadamente, a menos que se diseñe un equipo más sensible.

3.2. Datación Uranio–Torio–Plomo

Los cronómetros U-Th-Pb son probablemente los más precisos que se pueden utilizar para materiales geológicos con edades superiores a los 30 M.a.; para materiales de estas antigüedades se puede suponer que el uranio y el torio están en equilibrio secular y se puede considerar que la filiación U-Pb y Th-Pb es directa, aunque en realidad constituyen familias radiactivas con una filiación larga y compleja, en la que participan numerosos isótopos radiogénicos y radiactivos con períodos muy variables.

El uranio sólo se presenta en forma de dos isótopos U-238 (representaría el 99,3 % aproximadamente del total) y el U-235 (que se encuentra en una proporción del 0,7 % del uranio total). La relación actual U-238/U-235 es igual a 137,88. Por otra parte la desintegración del U-235 es unas seis veces más rápida que la del U-238 y por lo tanto el U-235 debía ser mucho más abundante en los tiempos geológicos pasados. Es interesante hacer notar que desde la formación de la Tierra, hace aproximadamente unos 4.500 M.a., casi el 50 % del U-238 original se ha desintegrado en Pb-206, el 99 % del U-235 original en Pb-207 y el 20 % del Th-232 en Pb-208.

El Uranio y el Torio se encuentran frecuentemente en el mismo mineral y es por lo tanto posible en muchos casos hacer tres determinaciones de la edad independientes, una por cada isótopo, en un mismo mineral. Los contenidos de los distintos isótopos radiogénicos de un determinado elemento radioactivo presentes actualmente en un mineral, están constituidos por los existentes en el ámbito generador, mas los que se han originado dentro del cristal hasta la actualidad. Los existentes en el ámbito generador del cristal, están formados por una parte denominada “primordial”, que corresponde a los contenidos de los distintos isótopos presentes en la Tierra en su origen, mas los isótopos radiogénicos generados en el medio antes de que se formara el cristal o la roca. Así el plomo original presente en un mineral de uranio determina que su edad radiométrica sea mayor que su edad geológica. Por este motivo y al igual que los otros métodos debe realizarse una corrección para conocer que parte de plomo presente en la muestra se ha formado dentro del cristal y que parte se incorporó en su origen.

El plomo ordinario consta de cuatro isótopos Pb-204, Pb-206, Pb-207 y Pb-208. De todos ellos el único que no es radiogénico es el Pb-204 y se usa para corregir la componente del plomo ordinario que ya pudiera existir en el mineral en su origen. Para ello y al igual que se hace con otros métodos, se toma un mineral con alto contenido de plomo como una galena y pobre en uranio de la misma formación y sobre él se determinan los porcentajes de los distintos isótopos de Pb. Los resultados de esta valoración se consideran como la relación entre los distintos isótopos de plomo que existían en el medio en el momento en que se formó el mineral problema, es decir la relación en el origen. Es evidente que esta relación isotópica no habrá variado con el tiempo al estar la galena exenta de uranio radioactivo. El hecho de que el uranio y el torio se encuentren frecuentemente en el mismo mineral determina la posibilidad de poder usar el método de tres formas distintas:

- a) **Método de la Concordia.** Para sistemas que tengan inicialmente poco plomo, como puede ser un circón y la esfena, frecuentes en rocas ígneas y metamórficas.
- b) **Método Torio–Plomo.** Para sistemas que tengan plomo inicial y la medida de la abundancia del isótopo padre es significativa, es decir presenta un contenido relativamente alto

debido a su período de semidesintegración.

- c) **Método Plomo–Plomo.** Para sistemas que contengan plomo inicial, pero para los que la medida del isótopo padre (uranio) no es significativa en relación con el valor alcanzado durante la historia geológica del sistema.

Las ecuaciones de desintegración serán,

$$\begin{aligned} N(\text{Pb}^{206}) &= N(\text{U}^{238}) (e^{\lambda_{238}t} - 1) \\ N(\text{Pb}^{207}) &= N(\text{U}^{235}) (e^{\lambda_{235}t} - 1) \\ N(\text{Pb}^{208}) &= N(\text{Th}^{232}) (e^{\lambda_{232}t} - 1) \\ \frac{N(\text{Pb}^{207})}{N(\text{Pb}^{206})} &= \frac{N(\text{U}^{235})}{N(\text{U}^{238})} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \right) \end{aligned} \quad (3.2.1)$$

N representa el número de átomos presente ahora. Si D representa el isótopo hijo formado por desintegración radiactiva, el número de átomos del isótopo hijo formado al cabo de un tiempo t será $D = N_0 - N$ (es decir, la diferencia entre el número inicial de átomos padres y el número de átomos padres que aún existen en el tiempo t). Esto puede reescribirse como $D = N_0 - N_0 e^{-\lambda t} = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$.

Como ejemplo, tomemos el caso del U-238. Si hubiera inicialmente: U-238, Pb-206, Th-232 y Pb-208 presentes cuando empezó la desintegración, en el presente tendríamos la siguiente cantidad de plomo en las muestras, suponiendo que no hubiera habido diferenciación ni contaminación,

$$\text{Pb}_{\text{Ahora}}^{206} = \text{Pb}_0^{206} + \text{U}_0^{238} (1 - e^{-\lambda_{238}t}) \quad ; \quad \text{Pb}_{\text{Ahora}}^{208} = \text{Pb}_0^{208} + \text{U}_0^{232} (1 - e^{-\lambda_{232}t}) \quad (3.2.2)$$

Suponiendo que de alguna manera podemos conocer las cantidades U_0^{238} y Pb_0^{206} , entonces se pueden solucionar las ecuaciones para obtener el tiempo t desde que quedó mineralizada la roca en que se halla el plomo y el uranio. Las ecuaciones para las otras series radiactivas que se utilizan en datación radiométrica son similares a estas. Brevemente expuesto, esta es la manera convencional mediante la que se halla una edad con este método.

3.2.1. Geología

Una muestra de uranita contiene 0.124 gramos de ^{206}Pb , por cada gramo de ^{238}U . Si el período de desintegración del Uranio es de $4,59 \cdot 10^9$ años, ¿cuánto tiempo ha transcurrido desde la formación geológica del mineral?

Solución.-

Si el Plomo es, por completo, un producto de la desintegración del ^{238}U , entonces, para obtener 0,124 gramos de Plomo, se tendría que haber desintegrado la siguiente cantidad de Uranio,

$$0,124 \cdot \frac{238}{206} = 0,143 \text{ gramos de Uranio} \quad (3.2.3)$$

En consecuencia, la cantidad de Uranio era, $0,143 + 1 = 1,143$ gramos ($N(t) = 1$, $N(t_0) = 1,143$). Entonces,

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \Rightarrow \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \approx 1,54 \cdot 10^{-10} \text{ años}^{-1} \quad (3.2.4)$$

Sustituyendo en (3.1.9), tenemos

$$\Delta t \approx 8,7 \cdot 10^8 \text{ años} \quad (3.2.5)$$

En un mineral de Uranio se determinó el contenido de ^{206}Pb de 0.252 gramos por cada gramo de ^{238}U presente. Podemos calcular la edad del mineral de Uranio sabiendo que el período de desintegración del Uranio es de $4,59 \cdot 10^9$ años.

Solución.-

Si el Plomo es, por completo, un producto de la desintegración del ^{238}U , entonces, para obtener 0,252 gramos de Plomo, se tendría que haber desintegrado la siguiente cantidad de Uranio,

$$0,252 \cdot \frac{238}{206} = 0,291 \text{ gramos de Uranio} \quad (3.2.6)$$

En consecuencia, la cantidad de Uranio era, $0,143 + 1 = 1,143$ gramos ($N(t) = 1$, $N(t_0) = 1,143$). Entonces,

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \Rightarrow \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \approx 1,54 \cdot 10^{-10} \text{ años}^{-1} \quad (3.2.7)$$

Sustituyendo en (3.1.9), tenemos

$$\Delta t \approx 1,67 \cdot 10^8 \text{ años} \quad (3.2.8)$$

3.3. Datación Uranio–Radio–Plomo

Después de la liberación de Bélgica en la II Guerra Mundial, el Cuerpo de Seguridad Holandés se dio a la caza de colaboradores nazis. Descubrieron por un registro de firmas, que un banquero vendió a los alemanes un cuadro “Mujeres sorprendidas en adulterio” del pintor Jan Vermeer (S. XVII). Pero el banquero dijo que fue intermediario de otro pintor de menor categoría, H. A. Van Meegeren. Entonces el 29 de Mayo de 1945 fue detenido por colaboración con el enemigo. Pero el poco después Van Meegeren dijo que no había colaborado con el enemigo, que había sido él quien lo pintó, además de otros famosos cuadros de otros pintores, como “Discípulos de Emaús”. Muchas personas pensaron que metía para salvarse de la acusación de traición. Para probarlo, el pintor comenzó a pintar en la prisión el cuadro de Vermeer “Jesús entre los doctores”. El trabajo estaba casi listo cuando supo que definitivamente había sido acusado de falsificación, no de traición, así que, se negó a terminar y envejecer la pintura, para que los investigadores no conocieran la forma de envejecer el cuadro.

Para esclarecerlo todo, se formó una comisión internacional de científicos, químicos, físicos, historiadores de arte, se aplicó rayos X, para saber si había pinturas debajo y se analizaron las pinturas utilizadas. Pero Van Meegeren conocía esos métodos, así que para que no lo descubrieran, raspó la tinta de viejos cuadros de escaso valor, y utilizó esa tela y la pintura. Pero las tintas viejas estaban duras, y era difícil disolverlas, así que las mezcló con un producto químico, el fenol formaldehído, y esto endureció como baquelita y entonces lo llevó al horno.

Pero Meegeren fue descuidado con muchas de sus falsificaciones y la comisión encontró rastros del moderno pigmento azul cobalto. Y también descubrieron en muchos otros cuadros suyos el fenol formaldehído, que no había sido descubierto hasta finales del siglo XIX. Bajo estas evidencias, fue acusado culpable de falsificación, y sentenciado a un año de prisión. Todavía en prisión, sufrió un ataque cardíaco y murió.

Mientras aún a pesar de la evidencia presentada por la comisión de especialistas, muchos rehusaban creer que el famoso cuadro “Discípulos de Emaús” fuera una falsificación de Meegeren. Alegaban que el cuadro que pintó en la cárcel y otras falsificaciones reconocidas eran de muy inferior calidad. De hecho, el cuadro “Discípulos de Emaús” fue certificado como un verdadero Vermeer por el historiador de arte A. Bredius, y comprado por la Sociedad de Rembrandt, por 170.000 dólares. Y la Comisión de investigación le respondió a los escépticos diciendo que Meegeren se motivó tanto en hacer ese cuadro para demostrar que era el mejor pintor de tercera categoría. Viendo que el cuadro se vendía fácilmente, bajó el nivel con los siguientes cuadros que pintó. Pero los escépticos pedían una prueba científica y meticulosa. Esto pasó en la Carnegie Mellon University de la siguiente manera. Casi todas las rocas de la corteza terrestre contienen una pequeña cantidad de uranio y este se descompone en otro elemento radioactivo, y éste en otro, y así sucesivamente formando una cadena que termina en plomo, que no es radioactivo.

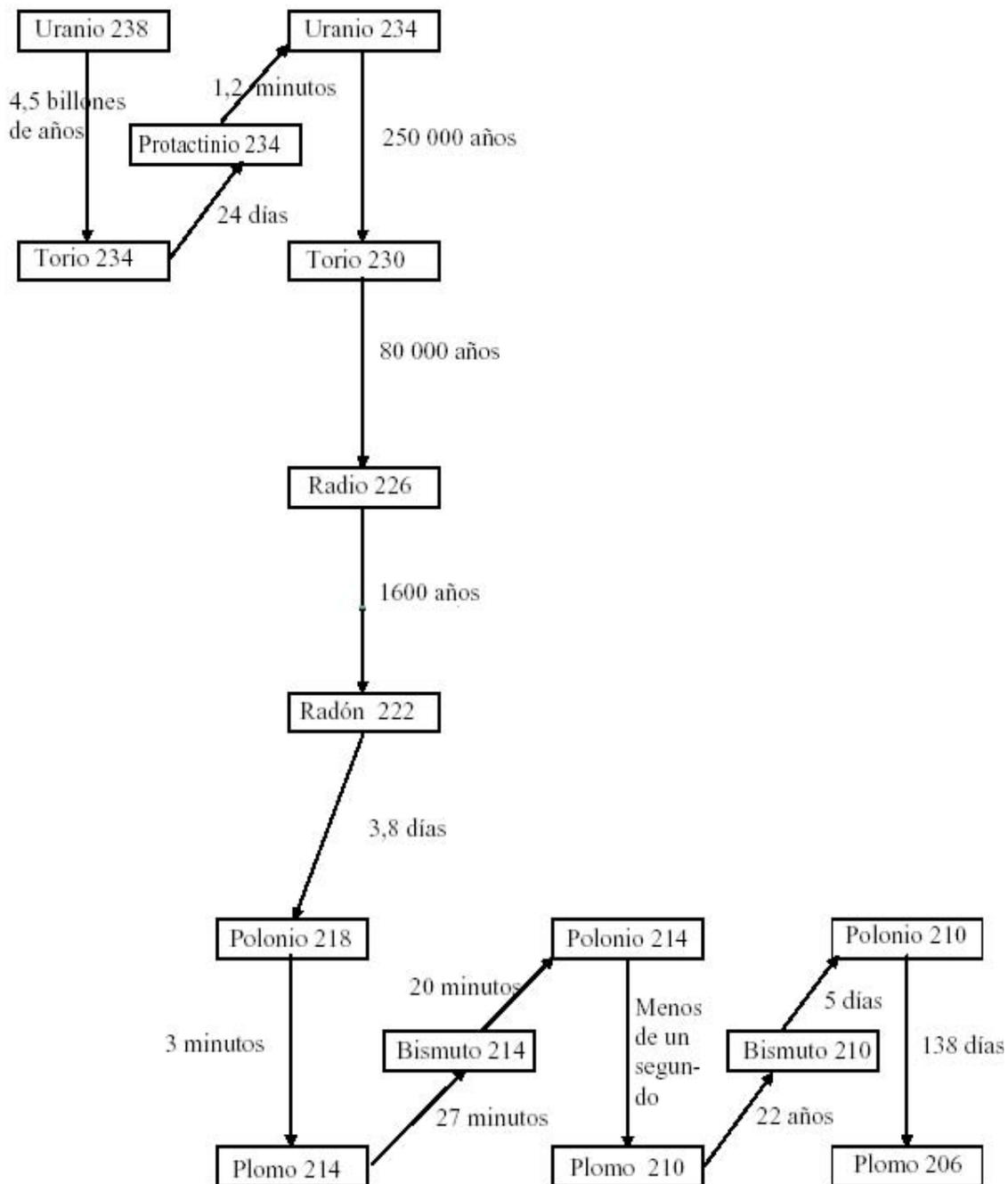


Figura 3.4: La serie del Uranio. Los tiempos mostrados en las flechas son las vidas medias en cada paso.

El uranio es el responsable del mantenimiento de la cadena, pues a medida que ellos se descomponen son sustituidos por los elementos anteriores a ellos.

Ahora bien, todos los cuadros tienen una pequeña cantidad del elemento radioactivo plomo-210, y mucha menor cantidad de radio-226, estos elementos están presentes en el albayalde (óxido

de plomo), en el colorante usado por los artistas desde hace más de 2000 años. Para el análisis que sigue es necesario saber que el albayalde está hecho de metal plomo, que es extraído de una roca llamada mineral de plomo, en un proceso llamado reducción. En este proceso, el plomo-210 acompaña al metal plomo. Entretanto el 90-95 % de radio y sus descendientes son transformados en otros residuos de fabricación, en un material llamado lava. Es decir la mayor parte de la dotación de plomo 210 es eliminada y ella comienza a descomponerse muy rápidamente, con una vida media de 22 años. Este proceso continúa hasta que el plomo 210 del albayalde queda una vez más en equilibrio radioactivo con la pequeña cantidad de radio presente, esto es, la desintegración del plomo 210 es exactamente equilibrada por la desintegración del radio. Esto se reduce a:

$$\begin{aligned}\frac{N_{Ra^{226}}}{dt} &= -\lambda_1 N_{Ra^{226}} \\ \frac{N_{Pb^{210}}}{dt} &= \lambda_1 N_{Ra^{226}} - \lambda_2 N_{Pb^{210}} \\ \lambda_1 &= 4,3 \cdot 10^{-4} ; \lambda_2 = 3,1 \cdot 10^{-2}\end{aligned}\tag{3.3.1}$$

Como estamos interesados apenas en un período de tiempo de un máximo de 300 años, podemos admitir que la cantidad de radio-226, cuya vida media es de 1600 años, permanece constante:

$$\frac{N_{Pb^{210}}}{dt} = K - \lambda_2 N_{Pb^{210}}\tag{3.3.2}$$

$$(3.3.3)$$

Lo que tenemos es que la desintegración del radio -226 da una cantidad de plomo-210, y este se desintegra a bismuto-210, pero la desintegración de plomo-210 es más rápida de la desintegración de radio-226, esto quiere decir que no se acumulará plomo, en el material, nada más que una cantidad estable, cuando a pasado mucho tiempo, la cantidad que se desintegra de plomo-210 es la misma que la que se desintegra el radio-226, ya que este impone la cantidad de material a transformarse.

Así que el hecho de que la cantidad inicial de plomo-210 estaba en equilibrio con la mayor cantidad del radio-226 en la mina de la cual fue extraído el metal.

Luego se podía distinguir si el cuadro era del siglo XVII o una falsificación moderna. La base de esta afirmación es que la simple observación de que si la tinta es muy antigua comparada con los 22 años de vida media del plomo, entonces la radioactividad del plomo-210 en la tinta será aproximadamente igual a la radioactividad del radio presente en la tinta. Por otro lado si el cuadro es moderno (aproximadamente 20 años de edad o cerca) entonces la radioactividad del plomo-210 será mucho mayor que la radioactividad del radio.

Podemos utilizar el siguiente símil:

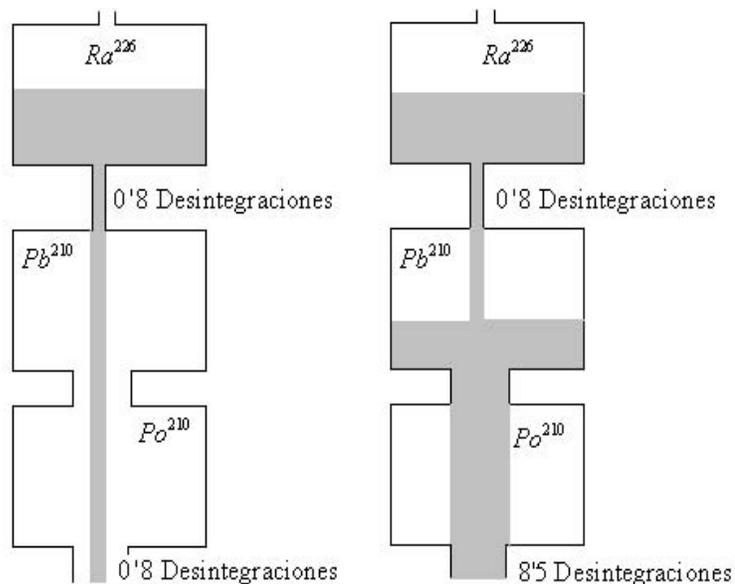


Figura 3.5: Caso de “Los discípulos de Emaús”. En la primera figura correspondería a un cuadro verdadero y la segunda, a uno falsificado con un desequilibrio entre las desintegraciones de radio-226 y plomo-210.

Como la tasa de desintegración del polonio 210 es igual a la del plomo 210 después de muchos años, y como es más fácil medir la tasa de desintegración del polonio se obtuvieron los siguientes datos:

Descripción	Desintegración de ^{210}Po	Desintegración de ^{210}Ra
“Discípulos de Emús”	8,5	0,8
“Lavaje de los pies”	12,6	0,26
“Mujer escuchando música”	10,3	0,3
“Mujer tocando la mandolina”	8,2	0,17
“La campesina”	1,5	1,4
“Muchachas riendo”	5,2	6,0

Cuadro 3.3.1: Cuadros de autoría cuestionada. Todas las tasas de desintegración son por minuto y por gramo de albayalde.

Por lo tanto este cuadro debe ser una falsificación moderna. Mediante un análisis semejante se mostró que los cuadros “Lavaje de los pies”, “Mujer escuchando música” y “Mujer tocando la mandolina” son indiscutiblemente falsos Vermeers. Por otro lado, los cuadros “La campesina”, “Muchachas riendo” no pueden ser falsificaciones recientes de Vermeers, como decían algunos peritos, toda vez que para esto dos cuadros el polonio -210 está aproximadamente en equilibrio radioactivo con el radio-226, y tal equilibrio no fue observado en ninguna muestra de cuadros de los siglos XIX o XX.

3.4. Otros métodos

3.4.1. Método del Potasio–Argón

El método K-40/Ar-40 es uno de los métodos de datación por fenómenos nucleares naturales cuyo uso está más extendido. Presenta en los últimos decenios dos variantes, el método K-40/Ar-40 clásico, y una variante, el método Ar-40/Ar-39.

K/Ar clásico

El potasio se presenta en forma de tres isótopos K-39, K-40 y K-41, de los cuales sólo el K-40 es radiactivo, desintegrándose según dos procesos diferentes. El K-40 representa el 0,112 % del total del potasio que se encuentra en la naturaleza. Un 88,3 % de este potasio se transforma en calcio y un 11,7 % en argón. El método K/Ar cubre casi por completo la escala de los tiempos geológicos ($T=1.300$ M.a.) pudiendo datarse con éste método las rocas terrestres más antiguas (de más de 3.000 M.a.) hasta las más modernas, situándose como límite antigüedades próximas a 1 millón de años. Para materiales geológicos con edades más recientes al millón de años, las dataciones por éste método son difíciles de realizar debido a los pequeños contenidos en Ar-40 radiogénico presentes en la muestra.

Como en los demás métodos hay que suponer que el sistema ha permanecido cerrado tanto para el potasio como para el argón. Ninguna cantidad de argón debe haberse introducido después de la formación del mineral, o del proceso metamórfico a datar. Esto permite despreocupar la cantidad de argón inicial (en origen) debido a sus bajos contenidos al ser gaseoso. No obstante también es posible detraer al argón inicial, utilizando las proporciones de Ar-40 con respecto a sus isótopos Ar-38 y Ar-36 que hay actualmente en la atmósfera. El Ar-40 es el isótopo más abundante en la atmósfera y tiene también un origen radiogénico. Los minerales ígneos y metamórficos más adecuados para aplicar este método son la biotita, moscovita, hornblenda y nefelina. También son adecuados las formas de feldespato potásico de alta temperatura, como sanidina y plagioclasas. Por el contrario, los feldespatos potásicos más comunes como la ortosa y microclina, son poco adecuados, pues pierden fácilmente el argón, incluso a temperatura ambiente debido a que presentan frecuentemente defectos estructurales en su red cristalina.

Usualmente, las medidas realizadas por este método dan edades inferiores a la edad real de cristalización, debido a que el argón no se posiciona fácilmente en el espacio ocupado por el potasio del que deriva en la red cristalina, escapando por difusión hacia la atmósfera, mezclándose con el argón atmosférico, que representa el 1 % de los gases de la atmósfera terrestre.

Método analítico Ar-40/Ar-39

La técnica del Ar-40/Ar-39 fue descrita en primer lugar por Sigurgeisson (1962), y analizada más en detalle en posteriores informes de Merrihue (1965), Merrihue y Turner (1966) y Michell (1968). La teoría y técnicas analíticas usadas en este método son generalmente similares a las del método K-Ar convencional. La diferencia fundamental es que en la geocronología por Ar-40/Ar-39 no se requiere ningún análisis directo del Potasio. Este se mide como una función del Ar-39 que

se produce a partir del K-39, que se activa mediante neutrones en el núcleo de un reactor nuclear. De esta manera, para la determinación de edades sólo se requiere la relación del Ar-40 radiogénico y del Ar-39 producido mediante el flujo de neutrones.

En la técnica del Ar-40/Ar-39, se preparan en pequeñas cápsula de cuarzo muestras monominerales o de roca total, y se disponen con una geometría conocida, incluyéndose varias muestras cuya edad K-Ar es ya conocida. Este “paquete” estandarizado se introduce entonces en el núcleo de un reactor nuclear e irradiado con un flujo de aproximadamente 1018 neutrones rápidos por cm^2 . Varios miles de reacciones nucleares ocurren como resultado de la irradiación, pero la reacción K-39(n, p)- Ar-39 es la más importante para las dataciones puesto que produce Ar39 (con una vida media de 265 años) a partir del K-39. Una vez que se ha obtenido una cantidad fácilmente medible de Ar-39 se finaliza la irradiación, y se espera un período de 2 ó 3 semanas para permitir la desintegración de los radionucleidos de vida corta. Terminado este período de “enfriamiento” el “paquete” irradiado se devuelve al laboratorio desde el reactor nuclear, éste se desempaqueta cuidadosamente, y las muestras se introducen en un sistema de extracción al ultra vacío (idéntico a los utilizados en el método K-Ar clásico). Entonces, una vez sellado el sistema soldando los tubos de vidrio, las muestras se funden una a una (una muestra al día) calentadas con un inductor de radiofrecuencias. Los gases liberados por la muestra en cada incremento escalar de temperatura, son filtrados y conducidos hasta el espectrómetros de masas donde se analizan. Como en el reactor, en cada nivel había una muestra de edad conocida, se puede calcular una constante correctora J para cada nivel mediante cada muestra de edad conocida. Este valor J se utilizará para calcular posteriormente la edad de las muestras restantes del mismo nivel aplicando la siguiente formula ya conocida:

$$t = T \ln(1 + J(\text{Ar}40/\text{Ar}39K)) = \text{edad de la muestra conocida} \quad (3.4.1)$$

donde t es la edad para cada incremento de gas de la muestra (o para el gas liberado total), T es el Tiempo de semidesintegración del potasio, J es el valor que permite corregir la relación de Ar-39/K obtenida en cada muestra. La cantidad de Ar-39 producida durante la irradiación de una muestra, depende del número de átomos de K-39 en la muestra, de la intensidad del flujo de neutrones, del nivel de energía del flujo y de la duración de la irradiación.

Espectro de la Edad

Con posterioridad a la irradiación, una muestra puede ser calentada en varios incrementos de temperatura hasta su fusión total y todo el argón liberado analizado en un experimento único.

El hecho de que todo el análisis se realice en un sólo experimento, y que la fusión se realice en incrementos de temperatura escalonados es la gran ventaja que presenta el método frente al K/Ar convencional: la edad que podemos calcular mediante la fórmula anterior, supone la edad equivalente a una fusión total, y es aproximadamente análoga a una edad K/Ar convencional. Sin embargo el mayor potencial del método Ar-40/Ar-39 es que permite calentar la muestra de modo paulatino, de una manera escalonada.

En este método en vez de fundir la muestra y analizar todo el argón liberado, la muestra se calienta a incrementos prefijados de temperatura, durante aproximadamente una hora para cada

incremento. El argón liberado en cada incremento es conducido y filtrado y tratado como un muestra desconocida, analizándose en el espectrómetro de masas para calcular su edad mediante la relación $\text{Ar}40/\text{Ar}39\text{K}$. Así se obtiene toda una serie de edades aparentes (cada una de las cuales corresponde a una temperatura específica) para cada muestra. Las edades de cada uno de estos incrementos se representan en una figura en función de la temperatura de cada experimento (que generalmente se representa como un porcentaje acumulativo del $\text{Ar}39/\text{K}$ liberado en cada incremento), dando lo que se denomina un espectro de edad para cada muestra.

Espectro de la edad $\text{Ar}40/\text{Ar}39\text{K}$ de una muestra de biotita

Las características del espectro de edad permiten la evaluación del comportamiento del Potasio y del Argón en la muestra de roca total o monomineral, permitiendo así una mejor comprensión del significado geológico de los resultados geocronológicos que en el método convencional. Otra de las ventajas del método estriba en que en la pauta de este espectro se puede reconocer pérdida de Argón.

Las posibilidades de utilización del método, para la datación de eventos metamórficos de muy bajo grado, ha sido objeto de numerosos trabajos realizados por Reuter y Dallmeyer. Las conclusiones más importantes de estos trabajos son las siguientes: Pueden datarse rocas de las facies de las zeolitas, esquistos verdes y anquizona superior correctamente, pero en la anquizona media comienza a haber numerosos problemas por pérdida de Argón. Esta son debidas a que la red cristalina no está lo suficientemente bien desarrollada como para retener la totalidad del Argón radiogénico. Por otra parte, son frecuentes las muestras con bordes irregulares, en las que hay pérdida de $\text{Ar}39$ durante la irradiación. Por ello en rocas de muy bajo grado, debe previamente determinarse el grado metamórfico mediante cristalinidad de la illita, seleccionar mediante un estudio por microscopía electrónica un tamaño de grano apropiado. Esta muestra seleccionada es la que se irradia. No se pueden medir rocas de condiciones de metamorfismo inferior a Anquizona Superior.

3.4.2. Método Calcio-41

El isótopo radioactivo del Calcio, $\text{Ca}41$ mediante una captura simple de un electrón decrece a $\text{K}41$ acompañando una emisión de rayos X de baja energía. Existen 6 isótopos estables de Calcio, de los cuáles el $\text{Ca}40$ es sin duda y con diferencia el más abundante (96,04%).



Contrariamente que los dos isótopos de Berilo y de Aluminio, el Calcio-41, no se forma en las altas capas de la atmósfera más que en cantidades omisibles. En efecto las únicas reacciones nucleares susceptibles de producir $\text{Ca}41$ son inducidas por el Kriptón, cuya concentración en el aire es de 10-4 %, o en el Argón por partículas a de muy baja energía con un rendimiento muy bajo. Sin embargo en la superficie terrestre el Calcio es muy abundante, y la radiación cósmica al penetrar en la atmósfera produce neutrones secundarios rápidos que indirectamente mediante un flujo térmico

dan lugar a Ca-41. Sin embargo la concentración relativa de este radioisótopo es extremadamente baja; las evaluaciones realizadas dan una relación Ca-41/Ca-40 de aproximadamente $8 \cdot 10^{-15}$, en muestras saturadas de calcio. Como puede verse pese a todo esta proporción es extremadamente baja. Ello explica porque las medidas de este isótopo mediante radioactividad eran inexistentes, y porqué hasta hace poco el estudio de este isótopo para dataciones no había recibido prácticamente atención alguna. La técnica de espectrometría de masas atómicas, al permitir la detección de Ca-41 ha hecho resurgir un nuevo interés en este isótopo como técnica de datación.

Interés potencial del Ca-41 en dataciones radiométricas

El interés más espectacular del Ca-41, es que gracias a su período radioactivo de 100000 años, puede permitir datar restos óseos en un intervalo de tiempo entre 50000 y 1000000 de años ($5 \cdot 10^4$ a 10^6). En este período de tiempo tan importante para la evolución de la especie humana, son sumamente escasos los métodos de dataciones absolutas aplicables.

Las dataciones mediante la técnica del C-14 no pueden aventurarse más allá de los 70000 años, 100000 años a los sumo, y resulta que el Ca-41 es el único isótopo cosmogénico que puede tomar el relevo del carbono radioactivo. El calcio es un elemento muy abundante en la naturaleza, del que particularmente los mamíferos absorben una gran cantidad durante su vida, para la construcción de su esqueleto.

Puede suponerse que la relación Ca-41/Ca-40 es la misma en la superficie terrestre en un momento dado que en la estructura ósea de un ser vivo. A la muerte de éste, al no renovarse, el Ca-41 contenido en estos huesos comenzará a decrecer en función del Tiempo de semidesintegración que es de 100000 años, lo que nos permitirá datar los huesos. Sin embargo el Ca-41, recordemos se produce en la superficie, por lo que es condición necesaria que los restos estén al cubierto de la radiación cósmica, enterrados o en una gruta.

La datación absoluta tiene algún problema ya que hay que determinar la relación Ca-41/Ca-40 en el momento inicial $t=0$. Esto necesita algunas medidas previas. Sin embargo estos problemas se facilitan sustancialmente si lo que se necesita es una datación relativa: por ejemplo, en un yacimiento a huesos humanos y de osos, si la relación Ca-41/Ca-40 es igual los restos tienen la misma edad, por el contrario son de edades diferentes. Esta es una pregunta frecuente en arqueología o paleontología del cuaternario.

El método del Ca-41 en el dominio del estudio de la prehistoria es extremadamente prometedor. Sin embargo de momento la detección del Ca-41 mediante espectrometría no es una tarea fácil dada su muy pequeña proporción (y que hay que separarlo del K-41, más abundante). Actualmente se están desarrollando técnicas instrumentales en los espectrómetros para facilitar su detección, por lo que puede decirse que en realidad este método se encuentra actualmente en estado embrionario.

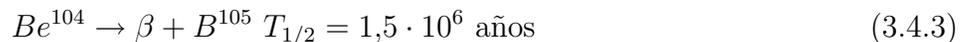
3.4.3. Método Berilio-10

El Berilio tiene tres isótopos de los que Be-7 y Be-10 son radioactivo, siendo el isótopo estable el Be-9. Las partículas de la radiación cósmica, compuestas esencialmente de protones, partículas α , y sobre todo por neutrones secundarios, producen, en función de su energía, distintas reacciones

nucleares en las capas altas de la atmósfera. Es así que se producen el Be-74 y el Be-104 por reacciones inducidas por protones y neutrones de alta energía que actúan sobre el Nitrógeno y el Oxígeno de la atmósfera.

Por supuesto el isótopo estable Be-94 se produce en este mismo tipo de reacciones, pero no se distingue en nada del isótopo estable incorporado en el momento de creación del sistema solar, hace unos $4,6 \cdot 10^9$ años. Por el contrario el Be-104 y el Be-74 son señales incontestables del paso de la radiación cósmica por la atmósfera terrestre. Desde el momento de su formación, estos isótopos que son químicamente muy reactivos se fijan en los aerosoles atmosféricos y van a acompañar a los aerosoles en su itinerario por la estratosfera (donde el 70 % de estos isótopos se forman) y por la troposfera, antes de introducirse como precipitación seca o húmeda sobre los océanos o sobre la superficie de las masas continentales.

Antes de llegar a los océanos o a la superficie el Be-74, de vida media muy corta habrá decrecido notoriamente, incluso desaparecido, pero el Be-104 podrá incorporarse a los sedimentos marinos, a los sedimentos lacustres, al hielo polar en un tiempo prácticamente despreciable comparado con su vida media (un millón y medio de años). Así pues por ejemplo en los hielos polares el Be se irá acumulando registrando la radiación cósmica que interfiere con la atmósfera terrestre en el transcurso del tiempo. El modo de formación del Be-104 por radiación cósmica y la duración de su $T(1/2)$, confieren a este isótopo un lugar excepcional en la página de los isótopos naturales radioactivos. El Berilio radioactivo decrece mediante la emisión de un electrón (β^-) a Boro, con un tiempo de semidesintegración de un millón y medio de años.



El interés del Be-10 radica en que al producirse a partir del Ni y del O, muy abundantes en el aire (mayor del 98 %), su concentración es suficiente, como para que con métodos de Espectrometría de Masas no haya problemas en su detección y cuantificación.

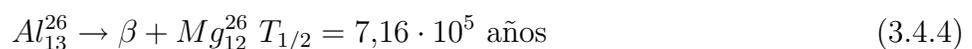
El $T(1/2)$ en el caso del C-14 es de 5370 años, por lo que como hemos visto su aplicación está sujeta aproximadamente a los últimos 50000 años de la historia del planeta.

El Berilio tiene la misma aplicación que el C-14, pero tiene un período de semidesintegración muchísimo mayor, por lo que permite dataciones de 10 millones de años, e incluso de hasta 15 millones de años.

3.4.4. Método del Aluminio-26

El Al-26 es un isótopo cosmogénico radioactivo, del Al-27 que es único el isótopo estable del aluminio. Se genera en las capas altas de la atmósfera a partir de Argón. Como el argón es un gas noble, más escaso en la atmósfera que el O y Ni de los que se generaba el Be (el Ar representa el 1 % de la composición de la atmósfera) su concentración es 100 veces menor que la del Be-10.

El isótopo radioactivo del aluminio Al26,13 decrece mediante la emisión de un protón dando Magnesio; el Tiempo de semidesintegración es de 716.000 años.



El aluminio es un metal reactivo por lo que desde el momento de su formación, va a fijarse sobre los aerosoles atmosféricos como Be-10, y como el va a seguir una historia análoga; se le encuentra en los sedimentos marinos y lacustres, en nódulos de Manganeso, en el hielo de los casquetes polares.

Debe señalarse que la débil concentración de Al-26, comparada a la del Be-10 (1/100), aún agravada por la gran proporción del aluminio estable Al-27 en la superficie terrestre, es un handicap para las mediciones de Al-26. La relación Al-26/Al-27 es del orden de 10^{-14} en un sedimento, mientras que la relación Be-10/Be-9 es del orden de 10^{-8} .

Por lo tanto las medidas no podrán ser tan numerosas ni sistemáticas como las del Be-10, incluso por Espectrometría de Masas Atómicas (SMA). Pero la materia extraterrestre es un lugar mucho más favorable que la alta atmósfera terrestre para la producción de Al-26: la superficie lunar, los meteoritos, el polvo de las cometas, etc... En estos medios, Be-10 y Al-26 se producen en cantidades aproximadamente idénticas, por reacciones nucleares inducidas en los blancos más abundantes, es decir en la materia condritica por ejemplo, el silicio para el Al-26, y el oxígeno, el magnesio, el silicio para el Be-10. En estos blancos, Be-10 se producirá esencialmente por la radiación cósmica galáctica de alta energía, mientras que el Al-26 podrá ser producido simultáneamente por la radiación cósmica y por los protones solares de más baja energía.

Se está perfeccionando un método de datación mediante la relación Al-26/Be-10 que permite reducir el efecto de las variaciones del campo magnético y del flujo solar. Este método permite realizar medidas en muestras extraterrestres, con cantidades de menos de 100 mg, si se utiliza SMA. Por lo tanto este isótopo tiene un gran futuro particularmente en el estudio de materia extraterrestre, y del contenido de polvo de cometas en sedimentos marinos

3.4.5. Método del Rubidio–Estroncio

El rubidio se presenta en la naturaleza en forma de dos isótopos con número másico 85 y 87. El isótopo Rb-85 es estable y es el más abundante, representando el 72,17% del total del rubidio presente en la naturaleza. Por el contrario el Rb-87 es radiactivo, representa solo el 27,83% del total y por emisión de una partícula beta se transmuta en Sr-87, isótopo estable del estroncio, que representa el 7,00% del total del estroncio existente en la naturaleza.

El rubidio es un elemento poco frecuente, que no forma minerales propios, pero que se encuentra siempre en los minerales de potasio, sustituyéndole en la red debido a su afinidad geoquímica.

El Sr-87 radiogénico producido por la desintegración del Rb-87. El isótopo Rb-87 se desintegra por emisión β produciendo Sr-87. La emisión de la partícula β , implica un aumento del número atómico, ya que el electrón emitido no pertenece a su envoltura electrónica, sino que resulta del desdoblamiento de un neutrón del núcleo excitado, en un protón más un electrón. Con lo que el número de protones del núcleo aumenta en una unidad, es decir aumenta su número atómico, pero su número másico permanece sin modificación alguna.

La constante de desintegración tiene un valor $\lambda = 1,3910^{-11}$ años, haciendo que su vida media sea de 49,9 mil millones de años. Este reloj Rb-87/Sr-87 se emplea en particular en intentos de datar rocas metamórficas.

Entonces para una roca que contiene los estroncios iniciales y radiogénico, la cantidad total de Sr-87 vendrá dado por:

Rubidio natural	Estroncio natural
${}_{37}^{85}\text{Rb}(72,12\%)$ estable	${}_{38}^{86}\text{Rb}(9,86\%)$ estable H'
${}_{37}^{87}\text{Rb}(27,83\%)$ P_0^1	${}_{38}^{87}\text{Rb}(7,00\%)$ estable H

Tenemos:: $P(t_0) + H(t_0) = P(t) + H(t)$, dividiendo los dos miembros:

$$\frac{P(t_0) + H(t_0)}{H'(t_0)} = \frac{P(t) + H(t)}{H'(t)} \quad (3.4.5)$$

Además como H' es estable, $H'(t_0) = H'(t)$, entonces, operando y despejando:

$$\frac{H(t)}{H'(t)} = \frac{P(t)}{H'(t)} [e^{\lambda(t-t_0)} - 1] + \frac{H(t_0)}{H'(t_0)} \quad (3.4.6)$$

Es decir,

$$\frac{{}_{38}^{87}\text{Sr}(t)}{{}_{38}^{86}\text{Sr}(t)} = \frac{{}_{37}^{87}\text{Rb}(t)}{{}_{38}^{86}\text{Sr}(t)} [e^{\lambda(t-t_0)} - 1] + \frac{{}_{38}^{87}\text{Sr}(t_0)}{{}_{38}^{86}\text{Sr}(t_0)} \quad (3.4.7)$$

Esta es la ecuación de la recta, llamada isócrona. Cuando se representa gráficamente para diferentes muestras de la misma roca, la pendiente de la isócrona da la edad de la roca y la intersección de la recta con el eje Sr-87/Sr-86 da la cantidad inicial de Sr-87.

Los minerales aptos para ser utilizados por este método deben contener como mínimo entre 100 y 1000 ppm de Rb. En las determinaciones debe realizarse una corrección para saber qué parte del Sr87 se incorporó al mineral en el momento de la cristalización y que parte es radiogénico y originado después de la cristalización. Esta corrección se realiza a partir de un mineral de calcio de la misma roca.

3.4.6. Método Samario–Neodimio

El desarrollo del método Sm-Nd ha sido una consecuencia directa de la investigación cosmoquímica y notoriamente del estudio de los meteoritos y de las muestra lunares tomadas por el programa Apolo. Los progresos experimentados en este campo, y su aplicación a las rocas terrestres la han convertido en método particularmente eficaz para las ciencias geológicas. Además de tener un interés geocronológico, posiblemente es en el campo de la geoquímica isotópica y de la petrología ígnea donde este método encuentra sus aplicaciones más fructíferas y más específicas.

Tanto el Samario como el Neodimio pertenecen al grupo de las “Tierras Raras” o Lantánidos, y cada uno de ellos posee varios isótopos:

- Sm-62 : 144, 147, 148, 149, 150, 152, 154

- Nd-60 : 142, 143, 144, 145, 146, 148, 150

El método es más apropiado para medir rocas muy antiguas, superiores a los 1000 millones de años, que para edades recientes. Debe notarse sin embargo, que en algunos casos, utilizando simplemente minerales, se han datado con precisión rocas de tan sólo 100 M.a. (Cretácicas). En un sentido general el método es simplemente aplicable a rocas precámbricas y extraterrestres. Los conceptos que ha continuación utilizamos, ya se han desarrollado en el apartado dedicado al método Rb/Sr. El método Sm-Nd permite teóricamente obtener dataciones de rocas de tres maneras distintas:

- Calculando edades convencionales.
- Construyendo isócronas de minerales o de roca total (método de la isócrona).
- Mediante el método de las “edades modelo”.

3.5. Datación de la Tierra

La serie radiactiva del Uranio-238 se puede usar para determinar la edad de las rocas de la Tierra, hallando la razón entre Uranio -238 y su producto final Plomo-206 (suponiendo que todo el isótopo del plomo tenga su origen en la descomposición del Uranio-238). Puesto que la vida del Uranio-238 es de 4500 millones de años, es 20000 veces mayor que la vida media más larga del siguiente elemento, así que podemos suponer que el tiempo requerido para desintegrarse el Uranio-238 en Torio-234 , y que el resto de la cadena es relativamente instantáneo. Obtenemos:

$$t_{1/2} = 4,51 \cdot 10^9 \text{ años} \quad (3.5.1)$$

Nuestra suposición simplificada de que todo el plomo-206 procede del Uranio-238, se puede corregir investigando la relación de los distintos isótopos del plomo en materiales que contengan y falte el Uranio-238. Las rocas más antiguas que se han encontrado hasta ahora, granito de la costa occidental de Groenlandia, tienen una edad ligeramente superior a $3,7 \cdot 10^9$ años. A partir del fechado de meteoritos pétreos, se sabe que la Tierra se formó por aglomerados de materias rocosas y polvo hace, aproximadamente 4600 millones de años (se ha obtenido la misma edad también por dataciones rubidio-estroncio, y potasio-argón). Los primeros millones de años de la historia de nuestro planeta han sido borrados por los continuos ataques de agentes atmosféricos, erosión y otros fenómenos.

3.6. Datación de la Luna

Las muestras de rocas y suelo traídas desde la Luna por el *Apolo* 11-17 han transformado nuestras ideas sobre el origen e historia de la Luna. Antes del programa *Apolo*, discutían sobre si los cráteres lunares se debían a impactos de meteoritos, o bien a la actividad volcánica había contribuido a configurar su superficie. Se propusieron dos teorías antagónicas para el origen de la

Luna: que se había formado por aglomeración de polvo y rocas, de la misma forma y al mismo tiempo que la Tierra, o que se había separado de la Tierra mucho más tarde, quizá dejando la huella que conocemos como fosa del Pacífico.

El *Apolo* 11 y 12 aterrizaron en dos “mares” o regiones llanas de tierras bajas de la Luna en 1969: el Mar de la Tranquilidad y el Océano de las Tormentas. En ambos sitios se encontraron dos clases de materiales: rocas cristalinas de origen volcánico, parecidas al basalto y brecha, un conglomerado rocoso formado por resquebrajamiento y reagrupamiento de fragmentos y polvo durante eones. Las muestras de basalto volcánico traídas a la Tierra fueron fechadas por tres métodos de relación isotópica: potasio-argón, rubidio-estroncio y uranio-torio-plomo. Todos dieron la misma edad, entre 3600 y 4200 millones de años. Se hizo evidente que los “mares” de la Luna son el resultado de flujo de lava desde el interior, que tuvo lugar durante los primeros mil millones de años de los 4600 millones de años de existencia de la Luna. Los cráteres de estos mares se produjeron por los impactos de los meteoritos, una vez endurecida la lava.

Además, la lava del fondo del Océano de las Tormentas es 300 millones de años más joven que la del Mar de la Tranquilidad. Esto no es sorprendente, ya que el Océano de las Tormentas tiene una proporción menor de cráteres de meteoritos, por lo que debe ser más reciente. Pero la diferencia de edad no es tan grande como sugiere la diferencia de densidad de cráteres. Para conciliar la densidad de cráteres y la edad, debemos admitir que las colisiones de los meteoritos fueron más frecuentes durante los primeros mil millones de años de la Luna, habiendo disminuido gradualmente. Esto encaja con la teoría de que la Luna se formó por nucleación, junto con la Tierra y los demás planetas, a partir de la masa de polvo y detritos existentes alrededor del Sol.

A principios de 1971, el *Apolo* 14 aterrizó cerca de Fra Mauro, sobre una capa de material lanzado durante la colisión meteorítica que produjo el Mar Imbrius, cerca de Hadley Rille. La determinación isotópica de edad mediante Rb-Sr, K-Ar y ^{40}Ar - ^{39}Ar , dio una sorpresa. Las muestras de basalto en ambos lugares, pero en el fondo del Mar Imbrius, cerca de Hadley Rille, resultaron ser más jóvenes que los restos arrojados por los impactos: 3300 millones de años, frente a los 3800 millones de años. Esto sólo puede significar que, después de formarse el mar, se produjeron nuevos flujos de lava. Los meteoritos no hicieron solamente los cráteres que se observan sobre los lechos de lava, sino que se originaron nuevos flujos de lava en los cráteres grandes, dando la figura final de la Luna.

La “roca del Génesis” que tanto excitó a Scott e Irwin durante el paseo lunar del *Apolo* 15, era anortosita, un silicato de aluminio y calcio de un tipo que se encuentra en las rocas terrestres primitivas, cristalizadas a partir de un magma fundido. Los astronautas habían sido entrenados para buscar este tipo de roca, muestra posiblemente de la corteza original de la Luna, y la roca Genesis demostró tener una edad de 4200 millones de años. Las misiones del *Apolo* 16 y 17 a tierras altas de la Luna, encontraron principalmente esta vieja anortosita, que no había sido cubierta por flujos de lava, como en el resto de los mares.

3.7. Antigüedad de la vida terrestre

Los primeros estratos geológicos terrestres en los que aparecen fósiles de invertebrados en cantidad pertenecen a la era Cámbrica; mediante los métodos de radioisótopos se ha determinado que esta era tuvo sus comienzos hace 600 millones de años. Incluso casi todos los filos de los invertebrados actuales están ya representados en los fósiles del Cámbrico. ¿Dónde están los fósiles de sus predecesores durante el período de diferenciación de los filos?

Estos fósiles pre-Cámbricos son más difíciles de hallar; pues los animales eran de cuerpos blandos y las rocas en las que se endurecían su sedimento han sufrido metamorfosis que destruyeron la huella del fósil. Se han desenterrado restos de una planta fósil en los depósitos pizarrosos de Nonesuch, Michigan septentrional, y la edad de este depósito, determinada por los métodos de rubidio-estroncio, ha resultado ser de unos 1050 millones de años. En las formaciones férreas de Gunflint, Ontario, se han descubierto plantas fósiles que se parecen a las algas verdes azuladas, y otras que no se parecen a ninguna de las especies conocidas; mediante potasio-argón se ha determinado su edad de unos 2000 millones de años. Los restos de los fósiles más antiguos y que se cree son de organismos vivos, son las bacterias fósiles de los depósitos Fig-Tree del Transvaal, en África del Sur. Por el método del rubidio-estroncio se ha determinado que tienen 3100 millones de años. Mientras que los fondos de los grandes mares lunares estaban siendo acibillados por los meteoritos y cubiertos por lava, en los océanos de nuestro planeta empezaban a aparecer las primeras trazas de vida.

CONCLUSIONES

4.1. La defensa de la datación radiactiva

La radiodatación es factible porque el decaimiento radioactivo de un elemento en otro tiene lugar a una velocidad proporcional a su concentración, existiendo por ello una propiedad de todo elemento radioactivo que es su “vida media”: el tiempo en que la concentración de dicho elemento se reduce a la mitad. Las vidas medias de los isótopos radioactivos pueden ser (y han sido) medidas con gran precisión.

Si medimos la razón de plomo a uranio que hay en una roca determinada, podemos calcular que tiempo ha transcurrido desde que el uranio original empezó a decaer. Por ejemplo, se determinamos que una roca tiene 1/16 partes de U-235 y 15/16 partes de Pb-207; sabemos que han transcurrido un total de cuatro vidas medias de U-235; y por lo tanto la roca tiene aproximadamente cuatro veces la vida media del uranio 235 de edad; es decir, 2800 millones de años.

Ya que las rocas no se encuentran casi nunca en estado elemental puro, sino que consisten en una serie de diferentes minerales mezclados; es totalmente posible (e incluso es muy probable) que alguna cantidad de plomo existiera junto con el uranio original cuando se formó la roca; por lo que los geólogos tienen que encontrar una forma para calcular cuanto plomo existía en la roca “primigenia”, y cuanto de este plomo es “radiogénico”, o producido por el decaimiento radioactivo. Ello se logra utilizando el hecho de que el isótopo Pb-204 no es radiogénico (es estable), por lo que este isótopo no pudo ser producido por el decaimiento radioactivo. Todo el Pb-204 de la roca, es por lo tanto, primordial. Y ya que todos los isótopos de un elemento dado son químicamente idénticos, no hay manera de que un proceso natural mueva Pb-204 en una masa de roca sin mover simultáneamente los otros isótopos. Por lo tanto, en una masa de plomo primordial, la razón entre el isótopo Pb-204 con respecto a sus otros isótopos permanece el estable, y esta razón (o cociente), depende de la concentración específica de cada uno de los otros isótopos al momento en que se formó el plomo primordial. Esta razón varía ligeramente de un lugar a otro, pero el promedio es de 15 partes de Pb-204 por cada 1000 partes de plomo primordial. Por esta razón, cuando datamos una roca utilizando el método del uranio-plomo, podemos estimar que por cada 15 partes de Pb-204 se encontrarán 985 partes de Pb-207 primordiales; plomo que no es de origen

radiogénico. Todo el Pb-207 que quede luego de restar el plomo primordial 207 es radiogénico; por lo que comparando esta cantidad con la cantidad de U-235 restante, podemos calcular la edad (en la práctica, el cálculo es más complicado que lo que acabamos de describir, porque hay otros isótopos de plomo que deben ser tomados en cuenta, pero a éstos se les aplican los mismos principios con los que hemos ilustrado cómo funciona el proceso). Una ventaja del método de datación por uranio es que las rocas que contienen U-235 también contienen el isótopo U-238, que decae para formar Pb-206 con una vida media de 4470 millones de años. Ello es afortunado, ya que provee de un método de control cruzado, una verdadera auditoría para verificar la validez de un resultado al comparar la fecha obtenida por los cálculos de la serie U-235 a Pb-207 con los calculados de la serie U-238 a Pb-206.

Sin embargo, puesto que en el proceso de mutación de uranio a plomo no hay manera precisa de determinar la cantidad original de plomo primordial (lo mejor que podemos hacer es utilizar un estimado sobre la base de la concentración media de Pb-204 encontrado en nuestros días), se introduce un error en esta parte de los cálculos (la mayoría de las dataciones que utilizan la técnica del uranio-plomo varían por unos pocos puntos porcentuales en más ó en menos). Por esta razón, la datación por uranio-plomo tiende a dar un rango más amplio de edades que otros métodos; y se considera como el método menos preciso de todos los radiométricos. En consecuencia, y por esta falta de precisión ha sido mayormente abandonado y reemplazado por métodos más modernos. Así y todo, las rocas más antiguas descubiertas hasta el momento en la tierra han sido datadas por este método dando una fecha aproximada de 3600 millones de años, más ó menos 500 millones de años, mientras que rocas de meteoros y la superficie de la luna, que se cree se formaron al mismo tiempo que la tierra, han dado una edad de unos 4500 millones de años (la superficie original de la tierra ha sido destruida desde entonces a través de fenómenos erosivos).

Un método más preciso de radiodatación depende del decaimiento del isótopo potasio 40 (K-40) que forma argón 40 (Ar-40) a través de decaimiento beta, con una vida media más modesta de 1200 millones de años.

La precisión del método potasio a argón proviene de la forma de determinar la cantidad original de “elemento hijo” presente en la roca primordial, y que elimina la fuente de error del método uranio-plomo. Muchos minerales que contienen potasio forman estructuras cristalinas precisas, con un número específico de átomos de potasio inmovilizados en lugares específicos. Puesto que el argón es un gas químicamente inerte, hay muy poca oportunidad de que cualquier átomo de argón que resulte atrapado por el cristal (las rocas seleccionadas para datar por este método son casi siempre rocas volcánicas que estaban en estado líquido al momento de su formación, y en los que cualquier contaminación de argón difundiría fuera del líquido, como el gas de una Coca cola cuando se la calienta). Por ello, cada átomo de argón que encontremos en una estructura cristalina de compuestos potásicos tiene que corresponder a la transmutación de un átomo de potasio que sufrió decaimiento radioactivo, y la cantidad de átomos originales de potasio puede ser conocida con exactitud porque los cristales minerales siempre tienen un número fijo de átomos de potasio por cristal. Esto hace posible determinar la cantidad de argón 40 radiogénico de forma muy precisa, lo que reduce el error de este método de datación K-40 a Ar-40. Cuando este método se aplica a las rocas terrestres más antiguas, obtenemos nuevamente fechas de unos 4500 millones de años.

Otro método aún más preciso de datación radiométrica, el llamado método “isócrono”, depende del decaimiento beta del isótopo rubidio 87 (Rb-87) a Estroncio 87 (Sr-87), con una vida media de 4800 millones de años. Los métodos rubidio - estroncio tienen la ventaja de que tres isótopos no radiogénicos del estroncio se encuentran usualmente junto con el Sr-87; los isótopos Sr-84, Sr-86 y Sr-88. Al igual que con los isótopos del plomo, todos los isótopos del estroncio son químicamente idénticos, y no hay forma de que un isótopo difunda sin que los otros difundan simultáneamente, manteniendo sus razones constantes.

En cualquier mineral, no importa cuanto estroncio primordial estuviera originalmente presente, las proporciones Sr-87 a Rb-87 se incrementan en el tiempo (porque el Rubidio decae en estroncio), mientras que las proporciones de Sr-87 con cada uno de sus isótopos no radiogénicos (Sr-84, Sr-86 y Sr-88) también se incrementa. En otros minerales presentes en la misma roca, conteniendo cantidades iniciales diferentes de estroncio, la proporción estroncio rubidio puede diferir (por existir diferentes cantidades de rubidio), pero las razones de los isótopos de estroncio unos a otros siempre serán las mismas ya que son químicamente idénticos y no pueden ser separados. Por lo tanto, en cada mineral, y a lo largo del tiempo, los cocientes Sr-87 a Sr-84, y Sr-87 a Sr-88 van a cambiar, pero este cambio también será proporcional al cociente rubidio:estroncio. Cuando estas razones se dibujan unas respecto a otras, forman una línea recta; cuya pendiente varía de acuerdo al cambio en la razón rubidio:estroncio; y por lo tanto, de acuerdo a la edad de la roca.

Estas pendientes se denominan “isócronas”, y nos obsequian un poderoso método de datación. En este método, no requerimos una estimación de la cantidad de elemento hijo que pudiera haber contaminado la muestra, ya que cualquier estroncio removido ó agregado a la muestra, producirá un punto que quede fuera de la línea isócrona, invalidando el análisis. Toda muestra que produce radios que caen en la línea recta isócrona, indican con certeza que la muestra no está contaminada, y que la edad calculada es correcta. Utilizando este método, las rocas terrestres más antiguas encontradas hasta ahora datan de 3700 millones de años, mientras que las rocas lunares y los meteoros han sido datados en unos 4200 millones de años.

Los creacionistas, por supuesto, no pueden aceptar que la tierra tenga una edad aproximada de 4500 millones de años, y deben entonces encontrar algunas argucias para “demostrar” que las dataciones radiométricas son “un tanto” incorrectas. En su libro *Creacionismo Científico*, Henry Morris lista varias razones por las que cree que la radiodatación es poco fiable y debe ser dejada de lado. Pero como veremos, ninguno de estos argumentos es válido:

Los problemas creacionistas con los métodos de datación radiométrica: “Los minerales de uranio siempre existen en sistemas abiertos, no cerrados ... A menos que se sepa que el sistema es cerrado a lo largo de todas las edades desde su formación, las dataciones son absurdas.” (Morris, *Scientific Creationism*, 1973, páginas 140 a 141).

Como hemos visto, determinar la cantidad de plomo “primordial” presente antes del decaimiento radioactivo es ciertamente un factor limitante del método uranio-plomo. Sin embargo, la utilización de Pb-204 como forma de calibrar la medición hace que el mismo sea razonablemente preciso en estimar el plomo no radiogénico original, ya que los diferentes isótopos son químicamente idénticos y mantienen siempre sus mismas proporciones. Es ciertamente posible que suficiente plomo haya entrado o abandonado la muestra incrementando el error en unos cuantos puntos porcentuales; y hemos señalado que esta es una de las razones por las que este método prácticamente ya no se

utiliza. Pero incluso con errores superiores al 10%, ¿no hay forma de concluir que la tierra tenga unos 6000 años de antigüedad! (Morris y otros creacionistas cristianos, Judíos y Musulmanes, arguyen que el cambio en la edad aparente de la roca tiene un error de miles de millones de años sobre su valor a priori, de 6000 años; un error de “solo” un millón por ciento).

En todo caso, los otros métodos como Potasio-Argón y Rubidio-Estroncio presentan formas precisas para determinar la cantidad radiogénica de un elemento hijo, y el método isócrono provee un procedimiento preciso para verificar posibles contaminaciones.

Un fenómeno aún más importante por el que estos balances pueden estar equivocados es el de la “captura de neutrones libres”, por el cual los neutrones libres del medio ambiente pueden ser capturados por el plomo del sistema y cambiar el valor isotópico del plomo (Morris, Scientific Creationism, 1974, página 141).

Mientras que la captura de un neutrón por un núcleo atómico no es un fenómeno imposible, este es un proceso extremadamente raro, que solo ocurre en presencia de enormes números de neutrones libres (como por ejemplo, en el interior de un reactor nuclear). No hay evidencia de que la captura de neutrones pueda alterar las proporciones de los isótopos geológicos de plomo en una cantidad observable. Por ello, esta posible captura podría introducir un error de digamos unas décimas de por ciento, pero no como para justificar un error de un millón por ciento, como los creacionistas intentan postular.

Otro problema adicional es que la radiación de neutrones es letal a todas las formas de vida. Un flujo de neutrones suficientemente grande como para lograr algún ligero efecto observable sobre las rocas a datarse habría terminado con todas las formas de vida y esterilizado el planeta hace mucho tiempo. Los creacionistas no tienen una explicación para justificar como las formas de vida habrían podido sobrevivir a su postulada “captura” de neutrones, por lo que deberán “capturar” nuevamente su imaginación.

“El decaimiento del uranio tiene tasas que podrían ser variables”. (Morris, Scientific Creationism, página 142). Todos los métodos de radiodatación se basan en el hecho de que las tasas de decaimiento de los isótopos radioactivos son proporcionales a la concentración del isótopo (como sucede en todas las reacciones de primer orden), y que por ello la vida media de un isótopo es una magnitud constante fijada de antemano por la naturaleza. Sí la tasa de decaimiento fuera más rápida o más lenta en el pasado que hoy en día, todo el método se torna poco fiable.

Es un tanto irónico que Morris intente utilizar este argumento de que “la tasa de decaimiento podría haber cambiado con el tiempo” como una crítica a los resultados de las dataciones radiométricas; ya que en su ataque a la teoría de la evolución, efectuada en apenas el capítulo anterior de su libro señala que los evolucionistas afirman que los procesos básicos de la naturaleza han evolucionado en el tiempo, mientras que los creacionistas aseguran que ninguna de las leyes básicas de la materia ha cambiado jamás.

4.2. Limitaciones de la datación radiactiva

Es evidente que la edad calculada proporciona el tiempo de cristalización de un mineral o de una roca solamente si:

- No ha habido pérdidas ni ganancias de átomos del elemento padre o del elemento hijo.
- Si se conoce con exactitud los valores de λ y T del elemento utilizado. (Recordamos que λ es la constante de desintegración, y $t_{1/2}$ es el período de semidesintegración del elemento, y su valor es específico para cada elemento al estar en función de λ).
- Si el mineral o la roca se formó en un intervalo de tiempo corto comparado con su edad.

Cuando se aplica más de un método de datación a un mineral o a un conjunto de minerales singenéticos¹ y los resultados concuerdan dentro del error analítico, se dice que los resultados son concordantes. Esto ocurre en formaciones que han tenido una historia geológica relativamente sencilla, ya que lo más frecuente es que los resultados se presenten discordantes, debido a que no se cumplen las condiciones anteriores, sobre todo en regiones con una historia geológica compleja. Afortunadamente los valores discordantes pueden ser utilizados para datar fenómenos o acontecimientos sobreimpuestos. Los valores de λ y $t_{1/2}$ de los elementos radiactivos han sido determinados en muchos laboratorios, existiendo en general bastante uniformidad en los resultados. Sin embargo las mediciones en las muestras geológicas son siempre difíciles debido a la baja energía de radiación y a la lenta velocidad de desintegración que presentan los elementos radiactivos de vida larga. En los laboratorios los contenidos de los distintos isótopos suelen determinarse mediante un espectrógrafo de masas. Las determinaciones de las edades calculadas suelen darse con unos márgenes de error, por ejemplo $(1200 \pm 40 \text{ Ma})$ que representan entre el 2 % y el 5 %. Estos errores se refieren a la incertidumbre en las medidas analíticas, y representan una probabilidad, expresada como un 66 % o un 95 % del nivel de confianza de que las medidas repetidas en una misma muestra caigan dentro de los límites acotados. Estos errores no tienen en cuenta las desviaciones debidas a los valores de λ o $t_{1/2}$, ni tampoco a los debidos a las interpretaciones geológicas. Las determinaciones pueden realizarse sobre roca, es decir sobre un fragmento de roca. Este sistema se emplea en rocas de grano fino, rocas volcánicas como basaltos, andesitas y riolitas y también en rocas metamórficas como pizarras y filitas. En otros casos las determinaciones se realizan sobre monocristales, como puede ser un cristal de glauconita de una arenisca o un cristal de biotita o de circón de un granito. Entre los márgenes de error metodológico, que pueden llegar a ser del 5 % y los distintos valores calculados para λ , una muestra del Eoceno puede tener edades que difieran en más de 2 Ma., es decir superiores a la duración de una biozona de este período. Para interpretar correctamente el resultado de una medida radiométrica hay que conocer las condiciones en las que se ha obtenido la medida y las condiciones geológicas de la muestra. Esto implica: En el tiempo cero (en el origen) no debía existir ninguna sustitución del elemento padre por átomos del elemento hijo. Conociendo los contenidos en el origen ya sea en base a correcciones o utilizando paragénesis que no contengan elemento-hijo en el origen. Durante la historia geológica del mineral dado, no pueden haber existido pérdidas ni ganancias del elemento padre ni del elemento hijo, ni de ninguno de los isótopos de la cadena radiactiva. El hecho de que en el origen el elemento padre sea el único presente, es sólo posible en el supuesto que este elemento juegue un papel predominante en la estructura del mineral, es decir que en su ausencia el mineral no se pueda formar, tal es el caso en la Uraninita, o del potasio en la Carnalita y en la Moscovita. Por el contrario si el elemento padre es sólo un oligoelemento, puede haber entrado en la red con posterioridad, como ocurre con el uranio en los carbonos, o el rubidio en los silicatos. Con respecto a las pérdidas, estas son probables cuando el elemento hijo es un gas noble, sin carga, que sólo está retenido en el retículo por fuerzas

de Van der Waals. En estos casos se debe tener en cuenta el poder de difusión de este gas. Por esta razón se ha desechado los métodos que utilizaban el helio como elemento hijo. El argón tiene un poder de difusión menor, aunque tiende a escapar de los retículos con defectos, como en las redes cristalinas de los filosilicatos, aunque su difusión es menor en todo tipo de estructuras, como en ciertos feldespatos. Hay que tener en cuenta que la difusión está condicionada por la temperatura, particularmente depende del concepto de temperatura de bloqueo. El caso más sencillo sería el de las lavas, cuya edad de enfriamiento coincide con la edad de la cristalización de los minerales, con la edad de la temperatura de bloqueo de los mismos y de la de la roca en conjunto. En otros tipos de rocas ígneas, lo que se determina es la edad de la temperatura de bloqueo de determinados minerales, que no tienen por qué coincidir exactamente con la edad de cristalización. La edad de enfriamiento (de bloqueo) puede ser interpretada de dos formas:

- Si la roca que contiene el mineral mantiene fija su posición altimétrica, el enfriamiento se realiza de acuerdo con la disminución del gradiente geotérmico con el tiempo.
- En el supuesto de que la roca ascienda hacia la superficie, por erosión, deformaciones tectónicas o reajuste isostático, irá cruzando isotermas cada vez más bajas.

El cierre de las estructuras, es decir la temperatura de bloqueo se alcanzará durante este ascenso, al alcanzar una determinada altitud. Frecuentemente los dos fenómenos, enfriamiento y surrección, son simultáneas y los datos que se obtienen varían de un mineral a otro dentro de una misma roca, en función de la temperatura de bloque de cada mineral y según el elemento radioactivo utilizado. El orden de las edades obtenidas de mayor a menor antigüedad, sería teóricamente el siguiente:

- Rb/Sr en roca total
- Pb-207/Pb-206 en circón
- Rb/Sr en feldespato potásico ($T_b=500^\circ\text{C}$)
- K/Ar en hornblenda ($T_b=500-400^\circ\text{C}$)
- Rb/Sr en moscovita K/Ar en moscovita ($T_b=400-350^\circ\text{C}$)
- Rb/Sr en biotita K/Ar en biotita ($T_b=300^\circ\text{C}$)

Las edades de K/Ar convencional son en muchos casos algo más jóvenes que las de Ar/Ar y Rb/Sr. En muchos caso las edades obtenidas con Rb/Sr y Ar/Ar, al ser los dos métodos son muy fiables y son prácticamente las mismas, dependiendo de si la muestra es de roca total, pudiendo entonces influir su fracción, o más generalmente de la naturaleza de los minerales. En términos geológicos esto es lo que puede ocurrir durante el levantamiento y enfriamiento gradual de un cinturón orogénico, y lógicamente en el mismo orden de la relación anterior. Un estudio detallado de las edades en el cinturón orogénico Precámbrico de Greenville en Canadá, en el Paleozoico Inferior del cinturón Caledoniano de las Islas Británicas y en Terciario del cinturón alpino de Suiza, han permitido observar diferencias entre el tiempo de cristalización y el tiempo de alcanzar la temperatura de bloqueo, en minerales micáceos, de aproximadamente 150, 70 y 20 M.a. respectivamente.

Estas diferencias se deben probablemente a las diferentes profundidades de erosión que muestran estos tres orógenos. Es decir las dataciones realizadas en niveles idénticos y con el mismo método ponen en evidencia las partes superficiales, medias y profundas de un orógeno, pudiéndose evaluar la velocidad de elevación. Evidentemente y para un mismo nivel estructural, se encuentran diferencias de edad en las determinaciones realizadas entre distintos minerales utilizando un mismo método. Para el método K/Ar, las edades determinadas sobre moscovita suelen ser en el cinturón Caledoniano de Escocia de unos 12 M.a., más antiguas que las determinadas sobre biotita con el mismo método, y de unos 8 M.a., para el método Rb/Sr. Por último hay que recordar que los métodos radiométricos obligan a que no exista ninguna ganancia del elemento radiogénico hijo a lo largo de la historia geológica de la muestra a dar. Aunque incrementos de este tipo no son frecuentes, en algunos minerales neumatolíticos (berilo, topacio, fluorita, etc...) el Argon puede ser heredado a partir de soluciones fluidas que se concentran en las inclusiones. Este exceso de Argon puede originar errores importantes en las medidas radiométricas.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Antonio Ferrer Soria, *Física nuclear y de partículas*. Editorial Universidad de Valencia.
- [2] Francis W. Sears et al., *Física Universitaria*. Editorial Pearson.
- [3] Willard F. Libby, *Datación radiocarbónica*. Editorial Labor, D.L. 1970.
- [4] Alan H. Cromer, *Física para las ciencias*. Editorial Reverté.
- [5] Frederick E. Zeuner, *Geocronología: la datación del pasado*. Editorial Omega.
- [6] Edward J. Finn, *Física*. Editorial Addison-Wesley Iberoamericana, 1995.
- [7] *Radiometric Dating and the Geological Time Scale*.
- [8] *Radiocarbon Dating*.
- [9] *Geochemistry lecture notes*, Universidad de Cornell.
- [10] *Radiometric dating resource list*.