

CAPÍTULO 3. MÉTODOS DE DATACIÓN

3.1 Introducción

El hombre siempre ha mostrado gran interés por su origen y desarrollo a través de los tiempos, preguntas como: ¿Qué?, ¿Cómo?, ¿Dónde? y ¿Cuándo? se han planteado para tal fin. La respuesta al Cuándo, de manera relativa o absoluta, le corresponde al campo de la Datación. La Datación permite que las interpretaciones arqueológicas sean ubicadas en un espacio y tiempo determinados de forma útil y coherente, para esto, fenómenos físicos, químicos y geológicos que se dieron en un pasado son aprovechados para fechar eventos y materiales y escribir la historia de la tierra y sus habitantes (Ikeya, 1993).

Los diversos métodos de datación se basan en fenómenos como el decaimiento radiactivo, la concentración de defectos por radiación natural y las reacciones químicas. Todos ellos buscan determinar la edad de la muestra. El más conocido y convencional de estos métodos es el de datación por ^{14}C .

Como lo habíamos mencionado en el capítulo 1, la técnica EPR ha sido aplicada recientemente a cuestiones de dosimetría y arqueología y se ha convertido en una excelente herramienta para las ciencias de las radiaciones. Esta aplicación está basada en el hecho de que la radiación ionizante produce centros paramagnéticos o radicales libres que puedan ser detectables por EPR, además de que estos centros gozan de una vida media bastante prolongada en diversos materiales. La concentración de centros en una muestra dada es una medida de la dosis total de radiación a la que ha sido expuesta. Este efecto puede ser usado para determinar los tiempos de exposición y por ende, en algunos de los casos, el tiempo burial de la muestra (Jonas, 1997).

En este capítulo se presentan brevemente las técnicas de datación convencionales, sus principios y métodos y se enfatiza en el papel que juega la datación por EPR entre estos métodos por ser nuestra técnica de interés.

3.2 Datación por Radioisótopos

Los elementos radiactivos emiten partículas alfa (α), beta (β) y rayos gamma (γ) (que corresponden a núcleos de He, electrones y ondas electromagnéticas). Los elementos radiactivos decaen con una vida media característica $T_{1/2}$, como:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N = -(0.693/T_{1/2})N$$

Cuya solución sería:

$$N = N_0 e^{-(0.693/T_{1/2})t}$$

Donde N_0 y N son los números de átomos radiactivos presentes en un tiempo $t=0$ y un t , respectivamente, λ es la constante de decaimiento ($\lambda=0.693/T_{1/2}$) y la radioactividad en desintegraciones por segundo o por año es expresado como $-\lambda N$. El decaimiento exponencial de los elementos radioactivos es mostrado en la figura 3.1.

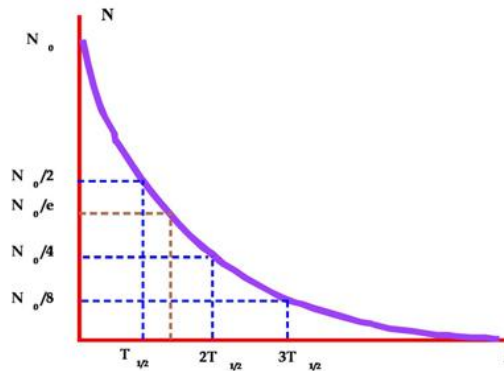


Figura 3.1 Decaimiento exponencial del número de núcleos radiactivos en función del tiempo.

La cantidad de elementos radiactivos se hace extremadamente pequeña conforme pasan varias vidas medias del radioisótopo. Como el decaimiento de radioisótopos es una reacción nuclear profunda en el núcleo, este no es afectado por reacciones químicas o estructuras atómicas en el ambiente circundante. El desarrollo de la tecnología nuclear ha hecho fiable las medidas de radioactividad, por consecuencia, la datación por radioisótopos, especialmente la datación radiocarbónica ha sido aceptada como un método de datación estándar. A menos

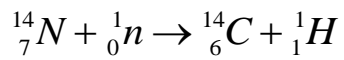
que exista un intercambio de elementos de la muestra con el ambiente, el contenido radiactivo es un buen indicador del tiempo transcurrido, este tipo de muestra es conocido como *sistema cerrado*.

3.2.1 Datación por Radiocarbono (^{14}C)

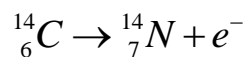
“La vida existe en el universo solo porque los átomos de carbono poseen ciertas propiedades excepcionales”

Sir James Jeans.

Este método ha sido aceptado como un método de datación fiable y estándar. Naturalmente el ^{14}C es producido por reacción nuclear entre el nitrógeno (^{14}N) y neutrones térmicos (^1_0n) de los rayos cósmicos originados en la parte superior de la atmósfera:



El ^{14}C decae con una vida media de 5570 años por emisión de una partícula beta (Ikeya, 1993):



La datación radiocarbónica se basa en que los procesos de generación-degradación de ^{14}C se encuentran prácticamente equilibrados, de manera que el isótopo se encuentra homogéneamente mezclado con los átomos no radiactivos del CO_2 alcanzado el equilibrio en la atmósfera. Las plantas vivientes tienen una concentración equilibrada de ^{14}C en sus constituyentes orgánicos debido al constante intercambio de CO_2 durante la vida. La mayor parte del ^{14}C (más del 95%) es absorbido en los océanos como carbonato disuelto, lo que significa que los organismos que viven en el agua de mar (corales, moluscos, etc.), absorberán ^{14}C durante su ciclo de vida. Aunque la concentración de ^{14}C en la biosfera

terrestre y en los océanos decae constantemente, este es continuamente repuesto a partir de la atmosfera, por tanto la cantidad de ^{14}C que es almacenado en plantas, tejidos de animales y en el mundo oceánico, el “reservorio de carbono global”, permanece aproximadamente constante a través del tiempo. En efecto, se ha concebido que el ^{14}C de las plantas y animales esta en *equilibrio isotópico* con la atmosfera, es decir, los niveles de actividad de ^{14}C en plantas y animales son las mismas que en la atmosfera (Walker M, 2005).

Después de la muerte del organismo, este intercambio cesa. La concentración de ^{14}C decae entonces con una vida media de 5570 años. La edad después de la muerte puede determinarse entonces por conteo de los haces de partículas beta provenientes del carbono o usando un acelerador de espectrometría de masas. La concentración de ^{14}C es usualmente mucho menor que una parte por billón (1ppb) del ^{12}C estable, esta cantidad, sin embargo, puede ser medida por equipos modernos. Bajo circunstancias normales, el límite de medida de la actividad del ^{14}C es de ocho vidas medias. Esto traduce en un limite de edad de alrededor de 45000a (años). Las muestras antiguas que usualmente son descritas como de “edad infinita”, son expresadas como: > 45000a.

Se ha encontrado, sin embargo, que la tasa de producción de ^{14}C en la atmosfera no es constante debido a la fluctuación de los rayos cósmicos. Para corregir esta discrepancia se usa la dendrocronología (datación con anillos de árboles) que ha sido la más importante fuente de calibración de las edades radiocarbónicas. Además, los pequeños intercambios en el periodo burial de CO_2 o de agua, con la muestra, conlleva a un gran error en el cálculo de la edad. La suposición de que la muestra es un sistema cerrado (no existe intercambio de ^{14}C después de la muerte) se rompe para muestras antiguas debido al pequeño intercambio de carbono contaminado del ambiente (Ikeya, 1993).

3.2.2 Datación Potasio-Argón (^{40}K - ^{40}Ar)

El ^{40}K radioactivo se presenta en la naturaleza solo en un 0.0012% del potasio estable (^{41}K y ^{39}K). El ^{40}K se desintegra en ^{40}Ca por emisión de una partícula β o se convierte en ^{40}Ar por captura electrónica (ver figura 3.2). Los principios fundamentales de la datación ^{40}K - ^{40}Ar son relativamente sencillos. En un estado fundido, las rocas volcánicas, como lavas o

componentes cristalinas de las cenizas volcánicas, liberan ^{40}Ar que es generado por el decaimiento de ^{40}K . Una vez que las rocas se enfrían, el argón ya no puede escapar y es atrapado dentro de las redes cristalinas del mineral en donde empieza a incrementar con el tiempo. El ^{40}Ar se acumula como una función de la forma $\{exp(\lambda t)-1\}$ por la captura electrónica del ^{40}K . Como la vida media del ^{40}K es extremadamente grande, $1,25 \times 10^{10}\text{a}$, la tasa de decaimiento es aproximadamente constante en cortos periodos, es decir, el ^{40}Ar se acumula linealmente con el tiempo transcurrido y esta concentración de ^{40}Ar puede detectarse usando espectrometría de masas. El límite inferior de este método de datación es cerca de medio millón de años en casos ordinarios. Estudios recientes han permitido bajar este límite de manera considerable para algunos especímenes. La edad calculada por este método puede ser errónea si el argón no es retenido en la roca, que es uno de las fuentes de error que más se puede incurrir en el cálculo de edad. Los principios de otros métodos de datación tal como el de $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$ es exactamente el mismo que el de $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$. Los calentamientos geotérmicos pueden causar la disipación de helio o argón de los minerales, haciendo este método de datación inútil. Sin embargo puede usarse como un reloj que funciona desde la formación o erupción en muestras de origen volcánico.

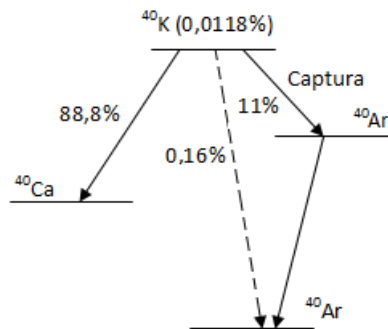


Figura 3.2 Decaimiento radiactivo del ^{40}K

Uno de los problemas con la datación de potasio-argón es que la muestra debe dividirse en alícuotas separadas (iguales proporciones de la muestra) y esto podría conducir a un gran error en la edad cuando la muestra es muy heterogénea. Con el fin de superar esta dificultad fue desarrollada la datación argón-argón en el que las medidas son hechas con una sola muestra. El contenido de ^{40}Ar es medido directamente como antes pero la concentración de

^{40}K es medida indirectamente conociendo las proporciones entre el potasio y los isotopos de argón.

En la tabla 3.1 se muestran los diferentes métodos de datación con los mismos principios del ^{40}K - ^{40}Ar , usando el decaimiento del núcleo padre al hijo, determinados por espectroscopia de masas.

Núcleo Padre (P)	Núcleo hijo (H)	Vida Media $T_{1/2}$ (a)
^{40}K	^{40}Ar	$1,25 \times 10^9$
^{87}Rb	^{87}Sr	$4,88 \times 10^{10}$
^{147}Sm	^{147}Nd	$1,06 \times 10^{11}$
^{176}Lu	^{176}Hf	$3,60 \times 10^{10}$
^{187}Re	^{187}Os	$4,56 \times 10^{10}$

Tabla 3.1 Métodos de datación radiactiva, basados en la producción de núcleos hijos.

Teniendo en cuenta la ecuación de decaimiento radioactivo, la relación entre el número de núcleos padre (P) e hijos (H) por captura electrónica, se obtendría:

$$H = P(e^{\lambda t} - 1)$$

Por tanto el tiempo transcurrido (que podría corresponder con la edad de la muestra de estudio) sería:

$$T = \ln(1 + H/P) / \lambda$$

3.2.3 Datación Uranio-Torio ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$)

La datación uranio-torio es probablemente la técnica de datación radiométrica más usada después de la datación radiocarbónica. El metodo fue desarrollado en los años siguientes a la Segunda Guerra Mundial y fue inicialmente aplicada a la datación de sedimentos en las profundidades oceánicas, pero desde la época de los sesenta se ha usado para datar carbonatos tanto marinos como terrestres. Tuvo un significativo avance en la época de los

ochenta a través de la aplicación de la espectrometría de masas y se ha refinado significativamente en los últimos 15 años, convirtiéndose en una técnica de alta precisión.

El método es usado utilizando la razón de actividad debida al desequilibrio radioactivo de la desintegración del ^{238}U (figura 3.3) y puede determinar edades cerca de 10ka hasta los 400ka (Ivanovich et al, 1982). En un sistema cerrado de corales, el ^{238}U y ^{234}U están presentes desde su formación. Una vez el ^{238}U se desintegra, pronto el ^{234}U es formado. La vida media del ^{234}U para desintegrar en ^{230}Th es de $2,48 \times 10^5$ a y la vida media de decaimiento del ^{230}Th a ^{222}Rn es de $7,52 \times 10^4$ a.

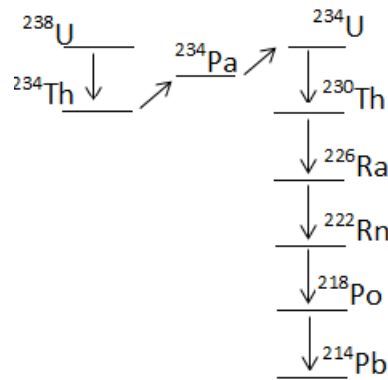


Figura 3.3. Series de desintegración radiactiva del ^{238}U .

El ^{230}Th que esta inicialmente ausente en la muestra, empieza acumularse gradualmente desde cero y se aproxima al equilibrio de radiación (ya que la vida media de los núcleos padres son tan altas, su actividad puede llegar a ser igual a la de los núcleos hijos). Como resultado, la razón de actividades de ^{234}U a ^{238}U y ^{230}Th a ^{234}U pueden ser descritas como una función de la edad y por tanto la edad puede determinarse. Es decir, la razón de actividades del ^{234}U y ^{238}U , $r(t)$, puede escribirse:

$$r(t) = \frac{\lambda_{234} N_{234}}{\lambda_{238} N_{238}}$$

De igual forma la razón de actividades, $p(t)$, para ^{230}Th y ^{234}U sería:

$$p(t) = \frac{\lambda_{230} N_{230}}{\lambda_{234} N_{234}}$$

Por tanto el producto $r(t)p(t)$ puede escribirse:

$$p(t)r(t) = \frac{\lambda_{230}N_{230}}{\lambda_{238}N_{238}} = 1 - e^{-\lambda_{230}t} + \lambda_{230}(r_0 - 1)/(\lambda_{230} - \lambda_{234})[e^{-\lambda_{234}t} - e^{-\lambda_{230}t}]$$

Por tanto la derivación de la actividad puede efectuarse resolviendo la ecuación diferencial anterior.

Experimentalmente las actividades del ^{230}Th y ^{234}U han sido medidas usando espectroscopia de rayos α luego de una separación radioquímica. De forma alternativa se ha utilizado la espectrometría γ y en la que se recomienda utilizar un detector de Ge (Li) o un detector de Ge puro. La datación uranio-torio ha sido efectiva para datar sistemas cerrados como corales, pero no para sistemas parcialmente abiertos como conchas y cuevas.

3.3 Datación por Efectos de Radiación

Debido a que los elementos radiactivos presentes en el suelo o en la atmosfera emiten partículas α , β y rayos γ , estos producen defectos atómicos y/o electrónicos en los sólidos. Estos son los llamados “efectos de radiación”. Estos elementos al igual que la radiación cósmica pueden causar defectos como vacancias e intersticios, pistas de fisión y huecos. La radiación ionizante como los rayos β y γ , por ejemplo, producen excitones, un par electrón hueco que al alcanzar la recombinación se emite luz, la formación de átomos intersticiales y vacancias en materiales aislantes. Algunos de estos electrones o huecos son atrapados en sitios normales de la red cristalina, en algunas vacancias o en el sitio de una impureza y pueden permanecer estables por millones de años (Ikeya, 1993; Grun, 1989). Por simplicidad, a todos los efectos generados por radiación podemos llamarlos simplemente: “defectos”. La datación por efectos de radiación se basa en la observación de los defectos ocasionados por esta en sólidos. Por tanto, cualquier técnica física que permita detectar los efectos de la radiación puede considerarse como un metodo de datación en esta categoría (Ikeya, 1993).

Los métodos de datación típica que están en esta categoría son: datación por Fission Track, Datación por Termoluminiscencia, Datación por Resonancia Paramagnética Electrónica y la

Datación por Emisión de Luz Ópticamente Estimulada. Estas técnicas pueden estimar la edad de una amplia variedad de materiales como rocas, granos de sedimento, espeleotemas, calcita, estalactita, esmalte dental y cerámicas.

3.3.1 Datación por Fission Track (Datación FT)

La fisión espontánea del ^{238}U en dos núcleos con una vida media de $1,01 \times 10^{16}$ a, emiten una gran cantidad de energía. En este proceso se generan colisiones de alta energía entre los fragmentos de la fisión y los átomos cercanos, produciendo defectos atómicos a lo largo de una estrecha pista, conocida como Fission Track (pistas de fisión). Las pistas resultantes van desde 25 a 40Å en diámetro y 10 a $20\mu\text{m}$ de longitud. Para explicar la formación de pistas se ha propuesto el modelo de "ion- explosivo" (Fleischer et al, 1975), sin embargo este fenómeno no ha logrado entenderse por completo, pero se ha observado que en la colisión, dos fragmentos con carga positiva son expulsados; estos van arrancado electrones de los átomos en la red y luego de su paso, permanece una zona de iones de carga positiva que se repelen entre ellos.

El número de pistas es una función del contenido original de uranio del material y del tiempo. La tasa de decaimiento radiactiva por fisión espontánea del ^{238}U es conocida y por tanto, el tiempo durante el cual las pistas de fisión han sido formadas en el material puede determinarse por el conteo de las pistas que han sido creadas. La datación FT es particularmente aplicable a rocas volcánicas como basaltos, tobas y tefras; también ha sido aplicada a vidrios volcánicos como las obsidianas (Walker, 2005).

El procedimiento de Datación FT involucra entonces el conteo de las pistas generadas por la fisión del ^{238}U usando un microscopio óptico después que la superficie sea limpiada con ácido. El número de defectos puntuales puede ser contado directamente usando un microscopio potente con alta resolución tal como un microscópico de fuerza atómica, que a veces es llamado microscopio de datación.



Figura 3.4 Pistas de fisión observadas en Zr con un microscopio electrónico.

El contenido de ^{238}U puede ser evaluado por irradiación del espécimen con neutrones térmicos en un reactor nuclear, de manera indirecta con la cantidad menos abundante de ^{235}U que está en la muestra. El rango de tiempo que cubre la datación FT depende del contenido de ^{238}U y del calentamiento ya que las pistas (esencialmente desordenes atómicos o alta concentración de defectos locales) desaparecen por calentamiento de la muestra. Esta es una limitación de todos los métodos de datación por efecto de radiación, pero a su vez este es aprovechado para estudios geotérmicos.

El conteo de pistas usando un microscopio es un proceso tedioso y es una de las mayores fuentes de error de la técnica a pesar que se ha hecho uso de tecnología computarizada para hacer más fácil el conteo.

3.3.2 Datación por Resonancia Paramagnética Electrónica (Datación EPR)

La radiación natural de radionúclidos de uranio (^{238}U y ^{235}U), torio (^{232}Th) (y sus radionúclidos hijos) y del potasio (^{40}K) en el ambiente, inciden sobre materiales arqueológicos y geológicos produciendo defectos paramagnéticos y radicales en los mismos. Es decir, la radiación produce electrones “libres” (radicales) que pueden ser atrapados por impurezas y crear defectos estables que se acumulan a lo largo del tiempo. Estos electrones desapareados pueden ser detectados por EPR (orgánicos o inorgánicos). La intensidad de la señal EPR es

proporcional a la concentración de espines que a su vez es proporcional a la dosis de radiación a la que ha sido expuesta la muestra, a la tasa de dosis de radiación y al tiempo transcurrido desde su formación. La EPR detecta, por tanto, electrones desapareados creados por rayos alfa, beta y gamma.

El concepto de datación EPR está basado en la determinación de la “dosis total de radiación natural” (TD) recibida por la muestra desde el momento de su muerte hasta el momento de su hallazgo (periodo burial) y es medida en Gy. La TD también es llamada Dosis Arqueológica (AD) e incluso también se le asigna el nombre de dosis equivalente (D_E), dependiendo del campo de aplicación (geología o arqueometría).

La D_E depende de la tasa de dosis media anual de radiación natural ($\langle D \rangle$), que es la rapidez promedio con la que el material recibe la radiación natural en un año y es medida en Gy/año. De esta forma la edad (t), determinada por EPR, puede ser obtenida por la razón entre la D_E y $\langle D \rangle$:

$$t = \frac{D_E}{\langle D \rangle} \quad (3.1)$$

Las ventajas de la datación por EPR radica en que las medidas pueden ser hechas sin la necesidad del calentamiento del material, lo que facilita el estudio de materiales orgánicos, es decir la técnica EPR es no destructiva y la medición de una misma muestra puede ser realizada una y otra vez.

Cálculos de $\langle D \rangle$ y D_E

Para obtener la edad de una muestra por EPR se necesita entonces encontrar dos parámetros importantes: La dosis acumulada D_E y la tasa de dosis anual $\langle D \rangle$ durante el periodo burial.

D_E puede ser obtenida por el método de dosis aditiva, en el que la intensidad de la señal EPR es calibrada a la dosis de radiación. Para esto, alícuotas de la muestra son irradiadas paso a paso, a diferentes dosis, con fuentes de irradiación artificial como ^{60}Co o ^{137}Cs , con el fin de ver la dependencia de la intensidad EPR con la dosis absorbida. Al graficar esta dependencia,

conocida como curva de respuesta de dosis, se extrapola a dosis cero y de esta forma D_E puede ser obtenida (ver figura 3.5).

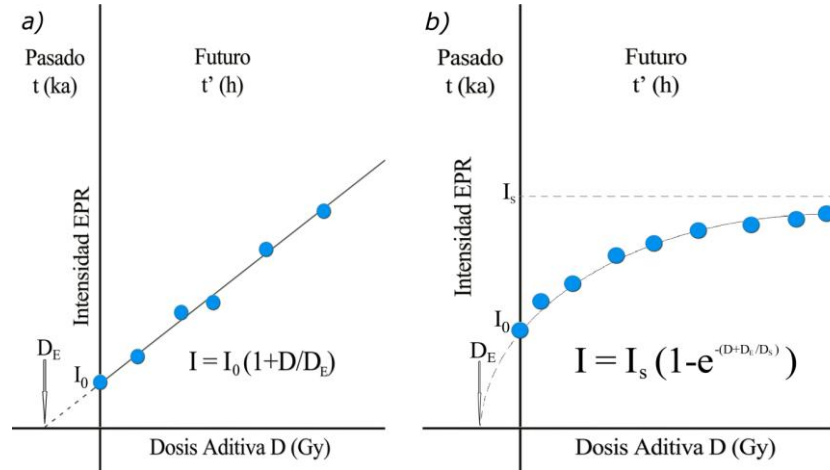


Figura 3.5. Metodo de Dosis Aditiva. La intensidad de la señal EPR incrementa como una función de la dosis de radiación artificial. La dosis equivalente puede obtenerse por extrapolación al cero de la ordenada. a) Ajuste lineal b) También puede darse un ajuste exponencial por la saturación de la señal EPR con la dosis.

La D_E puede obtenerse asumiendo una relación lineal entre la intensidad EPR y la dosis D :

$$I = I_0 \left(1 + \frac{D}{D_E} \right) \quad (3.2)$$

La curva de respuesta de dosis también puede ajustarse a una curva de saturación:

$$I = I_0 \left(1 - e^{-(D+D_0)/D_s} \right) \quad (3.3)$$

Con D_s la dosis a intensidad de saturación I_s .

Tanto el ajuste lineal como el exponencial son completamente posibles y validos (Grun, 1989; Ikeya, 1993).

Por otra parte $\langle D \rangle$ no es necesariamente constante sobre el tiempo y es obtenida del análisis de los elementos radioactivos en la muestra y de sus alrededores y de la contribución de la radiación cósmica (Ikeya, 1993; Jonas 1997; Walker 2005; Grun 1989). Experimentalmente $\langle D \rangle$ puede ser obtenido conociendo la concentración en ppm de los principales elementos radiactivos, ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K del sedimento alrededor de la muestra. Comúnmente es usada espectrometría gamma, Análisis de Activación de Neutrones (AAN) y ultimamente se ha usado espectrometría de masas (Ikeya, 1993). En cuanto a la contribución de radiación cósmica puede usarse un espectrómetro gamma portátil en el sitio del hallazgo arqueológico o un detector de radiación portátil (Grun, 2006). También se puede determinar este valor por los cálculos y gráficos de Prescott y Stephan (Prescott et al, 1982).

El cálculo de $\langle D \rangle$ es tedioso y relativamente extenso, lo que puede dar lugar a errores de tipo espurio. Hace poco (Brennan et al, 1999) fue desarrollado el software ROSY, que permite obtener la dosis media anual con solo introducir las concentraciones de los elementos radiactivos del suelo y la contribución de radiación cósmica encontrada. Incluso, también puede estimar la edad de la muestra si se introduce la dosis equivalente encontrada (Brennan et al, 1999, Kinoshita et al, 2008).

La datación por EPR es a veces considerado como un metodo de datación dosimétrica (Jonas, 1997) cuyo objetivo es encontrar la dosis a la que la muestra fue expuesta durante el periodo burial y así encontrar el tiempo de exposición de la muestra conociendo la tasa de dosis promedio en este periodo. El metodo de dosis aditiva ha sido usado en dosimetría para calcular la D_E en accidentes nucleares como el de Hiroshima y Nagasaki y Chernobyl (Ikeya 1993).

El rango que cubre la datación EPR es de 10^3 - 10^7 a. Su principal limitación son los procesos de calentamiento que se generen en la muestra en su periodo burial ya que este destruye los defectos generados a lo largo del tiempo, sin embargo este hecho puede ser aprovechado para datar eventos como erupciones volcánicas.

3.3.2.1 Muestras datadas con EPR

Las muestras que son apropiadas para datar por EPR son aquellas cuyas señales que son factibles medir por esta técnica permanecen por grandes periodos de tiempo, debido a que los defectos generados por la radiación son bastante estables y tienen una vida media alta. Los materiales más usados para datación por EPR son estalactita, conchas, corales, hueso, cuarzos, feldespatos y esmalte dental.

El esmalte dental consiste en su mayoría de una parte inorgánica llamada Hidroxiapatita ($\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$) y constituye el 95 al 98% del esmalte. Es el material más mineralizado, estable y duro que posee el cuerpo humano, lo que lo hace útil en datación de restos arqueológicos humanos y de animales. En la hidroxiapatita pueden existir sustituciones isomórficas o impurezas de carbonatos (principalmente CO_3^{2-}) que pueden reemplazar los fosfatos o hidróxidos constituyentes de esta. Los diferentes tipos de radiación ionizante que inciden en esmalte dental (como rayos X o rayos γ) generan radicales en estos carbonatos como: CO_2^- , CO_3^- , CO^- , CO_3^{3-} que pueden ser plenamente detectados por EPR. Sin embargo algunos de ellos no son lo suficientemente estables en el tiempo para ser usados en datación, excepto el radical CO_2^- , cuya tiempo de vida es de 10^7 años (AIEA, 2002).

Por tanto, el radical CO_2^- es el radical que juega el papel fundamental en datación y dosimetría EPR utilizando esmalte dental y es usado para construir la curva de respuesta de dosis y así evaluar D_E . Numerosos trabajos han reportado del uso de la señal de este radical para datar fósiles humanos y hasta de animales como mamuts y venados (Ikeya, 1993). Este radical también es usado para datar hueso y estalactita, y en general es recomendado para datar material que contengan carbonatos.

3.3.3 Datación por Termoluminiscencia (Datación TL)

La datación por TL utiliza los mismos principios, procedimientos y dosimetría de la datación por EPR. Los electrones desapareados o huecos producidos por radiación natural en los materiales son atrapados por impurezas o vacancias de la red, que pudieron estar presentes

desde un principio o fueron inducidos por radiación. Estos electrones o huecos se liberan de las trampas por efecto de calentamiento, procedimiento que puede realizarse en un laboratorio, produciendo una recombinación electrón – hueco y la emisión de luz. Este proceso es conocido como “Termoluminiscencia” (TL). La emisión de luz es proporcional a la concentración de electrones atrapados y por tanto a la dosis de radiación natural que el material ha recibido. La figura 3.6 ilustra el proceso descrito arriba.

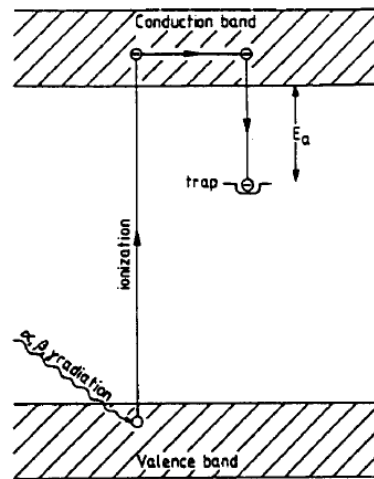


Figura 3.6. Captura de electrones por una trampa usando teoría de bandas. Al incidir radiación sobre el material este produce un salto electrónico, dejando un hueco en la banda de valencia.

Cuando la muestra es calentada, el electrón regresa a la banda de valencia provocando emisión de luz por la recombinación con un hueco. (Grun, 1989)

La datación TL usa entonces la intensidad TL como propiedad física dependiente de la dosis y permite construir la curva de respuesta de dosis por el método de dosis aditiva para poder determinar D_E en completa analogía a la datación EPR. La determinación de $\langle D \rangle$ también es análoga a como se hace en datación por EPR. En cuanto al equipo usado en datación TL, éste posee un funcionamiento relativamente sencillo (figura 3.7). Las muestras son calentadas en vacío y la débil emisión de luz es convertida en una corriente eléctrica con un fotomultiplicador. La intensidad TL es mostrada como una función de la temperatura.

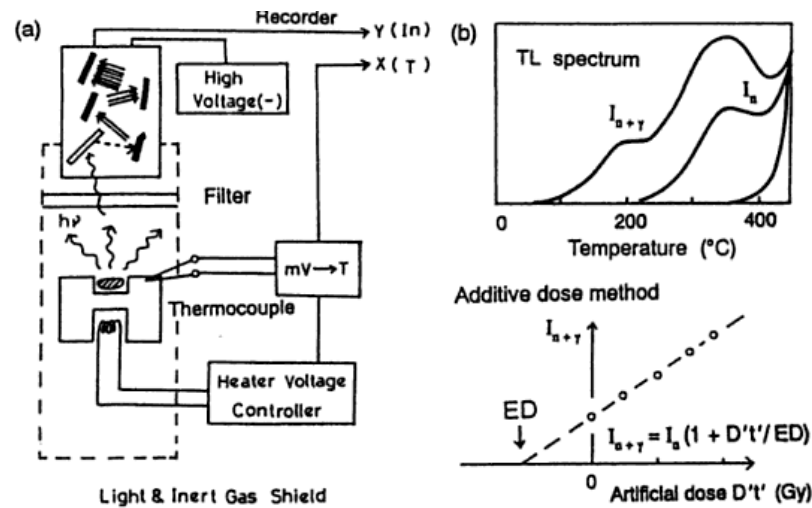


Figura 3.7 a) Esquema de funcionamiento de un equipo de TL b) registro de intensidad TL en función de la temperatura y construcción de la curva de respuesta de dosis. (Ikeya, 1993).

Las aplicaciones más importantes de la datación TL se han basado en cerámicas, que contienen cuarzo, feldespato y zirconio, cuyas propiedades TL son ya bien conocidas.

3.3.4 Datación por Luminiscencia Ópticamente Estimulada (Datación OSL)

Aunque la TL juega un papel muy importante dentro de la datación luminiscente, desarrollos recientes en este campo han sido principalmente asociados con la datación óptica. Algunos de los principios de la datación TL sustentan la datación OSL, pero la mayor diferencia es que durante la medición los electrones atrapados son liberados por luz y no por calentamiento.

La principal aplicación de la datación OSL ha sido la datación de cuevas y minerales como el cuarzo y los feldespatos. En la figura 3.8 se muestra el esquema de un equipo de OSL.

(Ugumori et al, 1980).

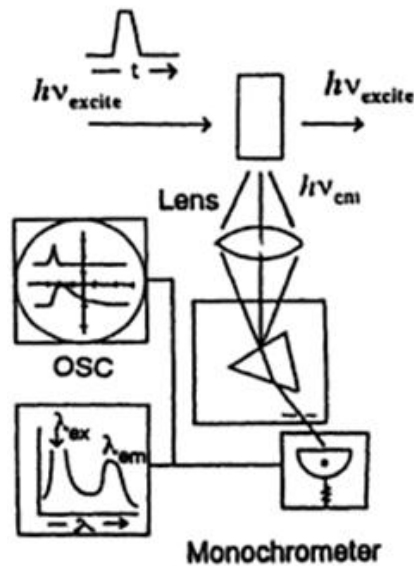


Figura 3.8. Esquema del funcionamiento de un equipo de OSL. La luz monocromática excita el electrón (hueco) creado por radiación natural. El espectro de emisión y el tiempo de vida pueden ser medidos (Ikeya, 1993).

3.4 Datación Química

3.4.1 Reacciones Químicas y Datación Analítica

Una reacción química procede a una tasa constante si la temperatura, T , durante la reacción no se varía y este proceso puede ser la base para el método de datación. La tasa constante para el proceso de activación térmica generalmente es de la forma, $\exp(-E/k_B T)$, con E la energía de activación y k_B la constante de Boltzmann. Por tanto una pequeña variación de T resulta en una gran variación de lo que era considerado una tasa constante. Como las reacciones químicas dependen de factores ambientales tales como la temperatura, contenido de agua y el contenido de iones, los métodos químicos son a menudo limitados a métodos de datación auxiliares.

La determinación de la edad relativa de algunos fósiles, especialmente huesos, puede hacerse por la evaluación del contenido de flúor, uranio, nitrógeno y otros elementos. El nitrógeno es naturalmente lixiviado del hueso, pero por el contrario, flúor y uranio entre otros

son gradualmente absorbidos del ambiente; es decir, la edad puede determinarse, al menos de manera relativa, por el análisis químico de estos elementos.

La técnica EPR puede usarse como una herramienta para la detección de iones paramagnéticos como Mn^{2+} , Fe^{3+} y Cu^{2+} en la datación analítica: las foraníferas contienen una alta concentración de Mn^{2+} que es aproximadamente proporcional a la edad (Ikeya, 1993).

Una de las más famosas aplicaciones de la datación analítica fue la refutación del “*Engaño de Piltdown*” en el que se mostró un cráneo humano que presentaba una mandíbula como la de un simio, mostrando así un posible paso de la evolución del hombre. Los análisis químicos mostraron que el hueso el cráneo fue teñido con sulfatos de hierro y oxidados con soluciones dicromáticas. Al parecer, el engaño fue elaborado con un cráneo humano y una mandíbula de simio reciente para obtener así el tan anhelado hombre-simio.

En las reacciones químicas se producen radicales como los generados por radiación ionizante, la edad puede ser estimada de manera aproximada resolviendo las ecuaciones cinéticas de la formación del material.

3.4.2 Racemización de Aminoácidos

Los aminoácidos están presentes en conchas, huesos y dientes, y existen en dos formas isoméricas que tienen el mismo tipo de átomos en la misma proporción pero rotan en direcciones opuestas con la presencia de luz. Estos isómeros son llamados L-enantiómeros y D-enantiómeros. Las proteínas en animales y plantas consisten solo de aminoácidos del tipo L. Luego de la muerte del organismo, una reacción química llamada *racemización* convierte los L-aminoácidos en D-aminoácidos hasta alcanzar el equilibrio entre los dos aminoácidos. Por tanto la cantidad de D-aminoácidos está atada a la edad y la reacción es usada para determinar la edad biológica después de la muerte por estudio de la tasa de reacción a diferentes temperaturas (Abelson, 1955).

3.4.3 Hidratación de Obsidianas

Un trozo delgado de obsidiana, un vidrio natural volcánico que fue ampliamente usado como herramienta prehistórica, muestra un anillo de luz bajo un microscopio de luz polarizada, debido a la birrefringencia causada por la inclusión de agua. La superficie de la obsidiana incorpora agua a una profundidad de unos pocos μm . Este fenómeno de hidratación puede determinar la edad de la obsidiana (Friedman et al, 1959). El proceso de hidratación comienza desde que se desarrolla la herramienta y como las moléculas de agua se difunden al interior de la obsidiana con el tiempo, el espesor del anillo de hidratación aumenta. El espesor puede ser estimado de la ecuación de difusión teórica. El coeficiente de difusión depende de la temperatura y del medio.

Bibliografía.

Abelson P.H. 1995. *Paleobiochem. Carnegie Inst. Washintong. Yearbook* 54, 107-109.

A. Kinoshita, A.M.G. Figueiredo, G.D. Felice, M.C.S.M. Lage, N. Guidon, O. Baffa. 2008. Electron Spin Resonance Dating of Human Teeth from Toca da Santa Shelter of São Raimundo Nonato, Piauí, Brazil *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, Volume 266, Issue 4, , Pages 635-639. ICRU, (1980), *Radiations quantities and unints*, ICRU Report 33.

B. J. Brennan, W.J. Rink, E. M. Rule, H. P. Schwarcz and W.V. Prestwich. 1999. The ROSY ESR Dating Program. *Ancient TL* vol 17 No. 2.

Caldas, L.V.E., Teixeira, M.I., 2002. Commercial glass for high doses using different dosimetric techniques. *Radiat. Prot. Dosim.* 100 (1–4), 149–152.

Fleischer R.L, Price P.B and Walter R.M. 1975: *Nuclear Tracks in Solids: Principle and Application*. Univ. California Press, Berkeley.

International Atomic Energy Agency. 2002. *Use of Electron Paramagnetic Resonance Dosimetry With Tooth Enamel for Retrospective Dose Assessment*. Viena, Austria.

Ikeya, M. 1993. *New Applications of Electron Spin Resonance: Dating, Dosimetry and Microscopy*. World Scientific Publishing Company. Capítulos 3 y 4.

Ivanovich M. and Harmon R.S. 1982. *Uranium Series Disequilibrium Aplication to Environmental Problems In the Earth Science*. Oxford Univ. Press, Oxford.

Jonas M. 1997. *Concepts and Methods of ESR Dating*. *Radiat. Meas.* 27, 943-973.

J.R. Prescott and J.T. Hutton. 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large Depths and Long-term Time Variations, *Radiation Measurements* 23, pp. 497–500.

Mann W.B., Rytz, A and Spornol , A., 1988 *Radioactivity Measurements. Principles and Practices. Appl. Radiact. Isotopes*, 39, 717.

Marfunin A.S., 1979. *Spectroscopy, Luminescence and Radiation Centers in Minerals*. Springer, Berlin.

Rainer Grun., *Electron Spin Resonance (ESR) Dating, Quaternary International*, Vol 1, pp. 65-109,(1989).

Schauer D.A, Iwasaki, A., Romanyokha, A., Swartz H., Onori, S., 2007. Electron paramagnetic reosonance (EPR) in medical dosimetry.

Teixeira M.I., Ferraz G.M, Caldas L. V.E, 2005. EPR dosimetry using commercial glasses for high gamma doses *Appl.Radiat.Inst.* 62, 365-370.

Ugumori T. and Ikeya M. 1980. Luminiscence of CaCO₃ Under N₂ Laser Excitacion. *Jpn.J. Appl. Phys.* 19. 459-465.

Vaijapurkar S.G., Bhatnagar, P.K., 1993. Low cost thermoluminescence (TL) gamma dosimeter for radiotherapy. *Nucl. Tracks Radiat. Measur.* 21 (2), 267–269.

Vaijapurkar S.G., Raman, R., Bhatnagar, P.K., 1998. Sand—a high gamma dose thermoluminescence dosimeter. *Radiat. Meas.* 29 (2), 223–226.

Walker M. 2005. *Quaternary Dating Methods*. John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester. Capítulos 1, 2, 3 y 4.