



Fechamiento de Muestras Geológicas por el Método de Termoluminiscencia

Ángel Ramírez Luna

Laboratorio de Termoluminiscencia

Instituto de Geofísica

Universidad Nacional Autónoma de México

rangel@geofisica.unam.mx

1. Introducción

La Termoluminiscencia (TL) es un método de fechamiento que se basa en la determinación de los efectos causados por la radiación ionizante sobre la estructura de una red cristalina, en la cual, considerando ciertos factores que son inherentes a cada tipo de muestra nos proporciona una posibilidad para determinar su edad. La gran demanda en el fechamiento de materiales geológicos cuaternarios y arqueológicos requiere un método práctico y la termoluminiscencia es actualmente una herramienta promisoriosa para este propósito, aportando ayuda al extenso campo de la geofísica, geología, arqueología y de muchas otras ciencias en el establecimiento de inferencias sobre condiciones y características sufridas por la tierra en el pasado. El rango de edad para fechamiento por TL es de 100 hasta 800 000 años aproximadamente. Sin embargo, el límite superior de fechamiento está en función de la tasa de dosis anual que recibe la muestra en su medio natural hasta llegar al punto de saturación. Una de las características que hacen al método TL atractivo es el rango de edad, ya que cubre un periodo en la escala de tiempo el cual queda fuera del alcance de otros métodos conocidos como el de radiocarbono (^{14}C) y el de potasio-argón (K-Ar). En algunos casos la insuficiencia o total ausencia de material orgánico o geológico fechable imposibilita la aplicación de estos métodos de fechamiento, dando espacio al fechamiento por TL.

2. Fenómeno Termoluminiscente

Los efectos de la luminiscencia han sido estudiados por muchos científicos a través de los años. En un artículo presentado por Robert Boyle ante la Royal Society of London en octubre de 1663 relata las observaciones que realizó la noche anterior acerca del resplandor de un diamante en la oscuridad. Este fue el primer reporte sobre la termoluminiscencia la cual es exhibida por muchos minerales. La emisión de la luz ocurre



cuando el material es calentado y representa la energía liberada que ha sido retenida en la red cristalina del mineral. Dicha energía es emitida por los electrones atrapados en los defectos de la red cristalina por efectos de la radiación. A principios de los años 40 de siglo pasado la termoluminiscencia fue considerada como una herramienta para la identificación de la edad de los minerales. Fue a partir de los trabajos de Farrington Daniels y colaboradores en 1953 [1] cuando la termoluminiscencia fue sugerida para fechamiento arqueológico. Actualmente diferentes laboratorios en el mundo utilizan la termoluminiscencia como un método para el fechamiento de muestras geológicas del cuaternario así como también para el fechamiento y pruebas de autenticidad en piezas arqueológicas.

Los detalles del mecanismo general por el cual la termoluminiscencia es producida en un mineral aun no está bien entendida esto debido a los mecanismos que cada mineral presenta relacionados con la impurezas por lo que cada mineral debe ser calibrado individualmente respecto a su sensibilidad [2]. La explicación del fenómeno TL es el siguiente: al irradiar el cristal, su estructura sufre alteraciones por la ionización, en este proceso se liberan electrones de la red y se generan dos tipos de entes móviles: electrones y agujeros, ambos portadores de carga, que pueden viajar por el cristal hasta quedar atrapados en defectos de la red, generando centros de color. Los electrones y agujeros permanecen atrapados hasta que se proporciona al cristal la energía térmica o luminosa suficiente para liberarlos, volviéndolos a su estado natural que tenían antes de la irradiación. Cuando esto ocurre, se desprenden del exceso de energía que adquirieron, emitiendo fotones de luz. Existe un modelo para explicar este fenómeno a partir de la existencia de tres elementos principales: Los centros de recombinación, los entes móviles o portadores de cargas y las trampas. Además, se usa el modelo de bandas del sólido respecto a sus estados electrónicos de energía. Se supone que en la banda prohibida (B.P.) existen estados excitados de energía que tienen una vida media relativamente grande (estados metaestables), que son producidos por defectos de la red cristalina del material y pueden funcionar como trampas o centros de recombinación. Al interaccionar la radiación ionizante con el sólido, se puede proporcionar la energía suficiente para crear entes móviles; es decir, los electrones y los agujeros (con movimiento a través de la red por el exceso de energía contenida). Los primeros son transferidos de la banda de valencia (B.V.) a la banda de conducción (B.C.) mientras que los agujeros quedan en ésta al ocurrir la transferencia de electrón. Estos portadores de carga viajan por el cristal hasta que se recombinan; o bien, son atrapados por estados metaestables de energía asociados con los defectos del material, tal como se muestra en la figura 1a. Posteriormente durante el calentamiento del sólido irradiado los electrones y agujeros son desalojados de sus trampas para viajar por el cristal, hasta que se recombinan emitiendo un fotón de luz visible como se muestran en las figuras 1b, 1c y 1d.



El proceso de emisión luminosa (fotones) durante el calentamiento del sólido cristalino implica la desocupación de las trampas en el cristal dando origen a un patrón de luminiscencia en función de la temperatura y longitud de onda de los fotones llamado curva termoluminiscente, figura 2.

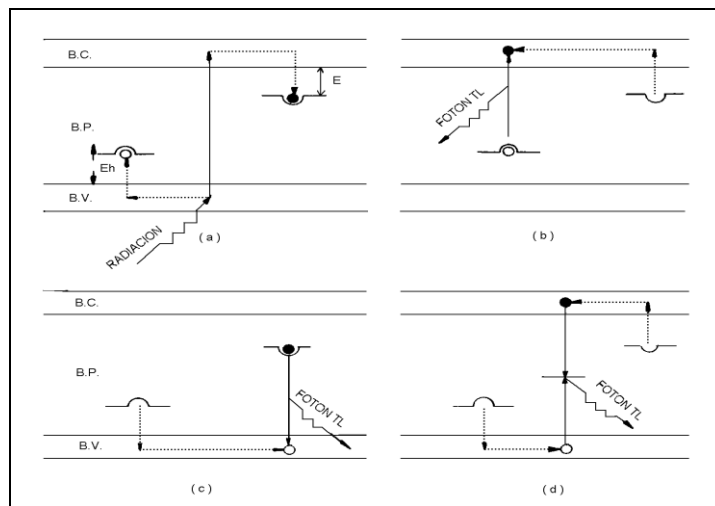


Figura 1: Diagramas de bandas de energía del fenómeno de termoluminiscencia, en el inciso a) un electrón es excitado por efecto de la radiación dejando la banda de valencia y pasando a la banda de conducción hasta que finalmente queda atrapado en la banda prohibida (estado metaestable), los incisos b), c), y d) representan la emisión de fotones al regreso de los electrones a su estado base a causa de una desexcitación provocada por un agente como la temperatura o luz.

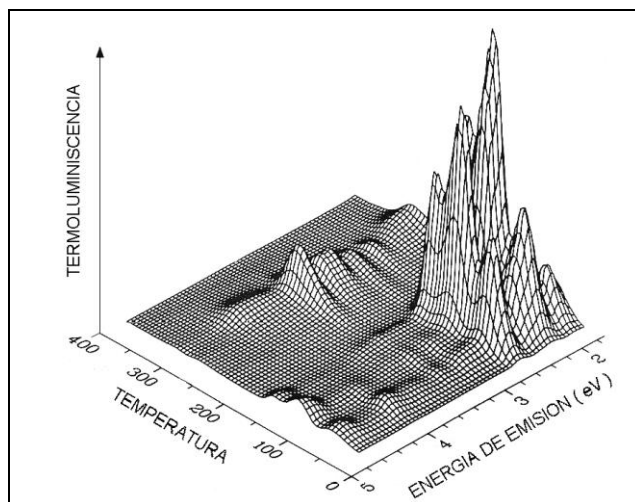


Figura 2: típica curva termoluminiscente tridimensional, la cual proporciona información de cada pico TL tal como la energía de emisión a la que se forma.

3. Fechamiento geológico por termoluminiscencia

La aplicación del método de termoluminiscencia para fechamiento geológico se basa en la relación entre la paleodosis que es la dosis que ha recibido la muestra en su entorno a través del paso del tiempo y la tasa de dosis anual que proveniente de radioisótopos naturales además de la contribución cósmica. En el entendido que una muestra geológica antigua, por ejemplo de 100,000 años ha recibido una mayor paleodosis que una muestra geológica reciente de 5000 años. Los minerales que más se utilizan para el fechamiento de muestras geológicas son los vidrios y cuarzos por presentar un espectro termoluminiscente con picos TL bien definidos. Los eventos que se pueden fechar en una muestra geológica son: El último calentamiento al que fueron sometidos los minerales y la última exposición a la luz solar de los minerales (sedimentos). Como ya se menciono, al calentar la muestra ésta emite fotones de diferentes longitudes de onda, sin embargo, para fechamiento se selecciona un filtro que permita el paso solo de ciertas longitudes de onda, con esto se facilita su visualización y su estudio. Se debe seleccionar un filtro que proporcione una curva de brillo con picos TL lo mas definidos posibles, obteniéndose con ello un espectro termoluminiscente de dos dimensiones (intensidad vs dosis)

La dosis que ha recibido la muestra en su entorno natural a través del paso de tiempo se denomina paleodosis y esta compuesta por las dosis alfa, beta, gamma y cósmica, a



excepción de la dosis cósmica, las dosis provienen de la desintegración radiactiva de los isotopos naturales ^{238}U , ^{232}Th , y ^{40}K los cuales son los más abundantes y con vidas medias de varios miles de millones de años, por los que se les puede considerar como una fuente constante de irradiación para las edades estimadas por el método TL. Estos elementos están presentes también dentro de la misma composición de la muestra por lo que además se debe considerar la autoirradiación que se genera.

La intensidad TL natural es proporcional a la dosis que han recibido los minerales presentes en la muestra de interés (geológico o arqueológico) a lo largo de los años, por lo que la edad se puede expresar como:

$$\text{Edad (años)} = \frac{\text{TL natural de los minerales}}{\text{TL adquirida al año}} = \frac{\text{Paleodosis [Gy]}}{\text{Tasa de dosis anual [Gy/año]}}$$

La TL natural de los minerales es la paleodosis, la cual está compuesta por la dosis equivalente (Q) y el factor por supralinealidad (I), considerando la contribución de las partículas alfa (α), de las partículas beta (β), de la radiación gama (γ) y de la radiación cósmica (c), la TL adquirida al año se transforma, por lo que la ecuación anterior toma la siguiente forma:

$$\text{Edad (años)} = \frac{Q + I}{D_{\alpha} \cdot k + D_{\beta} \cdot (0.9) + D_{\gamma} + D_c}$$

Donde:	Q = Dosis equivalente	D_{γ} = Dosis gama
	I = Factor por supralinealidad	D_c = Dosis cósmica
	D_{α} = Dosis alfa	k = Efectividad de las
partículas alfa/beta		
	D_{β} = Dosis beta	0.9 = Factor de
atenuación beta		



4. Trabajo de campo y procesamiento de la muestra

En el punto donde se realiza la toma de la muestra, se coloca un espectrómetro gama portátil para la medición de la concentración de los radioisótopos naturales uranio (^{238}U), torio (^{232}Th) y potasio (^{40}K) mas la contribución cósmica (figura 3). Una vez en el laboratorio la muestra es analizada con un microscopio para identificar y cuantificar los componentes que la constituyen determinando de esta manera el material a separar (figura 4) con una concentración por arriba del 95%. Generalmente se separan vidrios y cuarzos ya que estos minerales presentan un espectro TL óptimo. Para la separación de los minerales se aprovechan las diferencias en sus propiedades físicas tales como: tamaño, susceptibilidad magnética (figura 5), densidad, resistencia a la corrosión. Se colocan 2 mg de muestra con un tamaño de grano de 100 – 300 micras (técnica de grano grueso) en discos de acero para poder ser analizadas en el equipo lector de termoluminiscencia.



Figura 3: Espectrometría gama en campo minerales en muestra total



Figura 4: Identificación de



Figura 5: Separador magnético Frantz Isodinamic LB-1

5. Cálculo de la paleodosis y tasa de dosis anual

Para calcular la dosis equivalente (Q) es empleado el método aditivo (figura 6) que consta de irradiar las muestras naturales (TLN) a cuatro diferentes dosis beta ($TLN + \beta$). A partir de los datos obtenidos a una temperatura que es determinada por la presencia del pico termoluminiscente natural (TLN) es elaborada una regresión lineal para calcular el valor de la dosis equivalente (figura 7). La prueba de la meseta (figura 8) es realizada para asegurar que no ha habido pérdida de la señal termoluminiscente natural (TLN) a través del tiempo y por tanto exista certidumbre en el resultado del fechamiento. La presencia de dicha meseta esta asociada a la temperatura del pico TLN. Para calcular el factor por supralinealidad (I) es empleado tanto el método aditivo como la regresión lineal como en el caso del cálculo de la dosis equivalente, con la diferencia que estas muestras han sido previamente leídas por lo que no contienen señal TL.

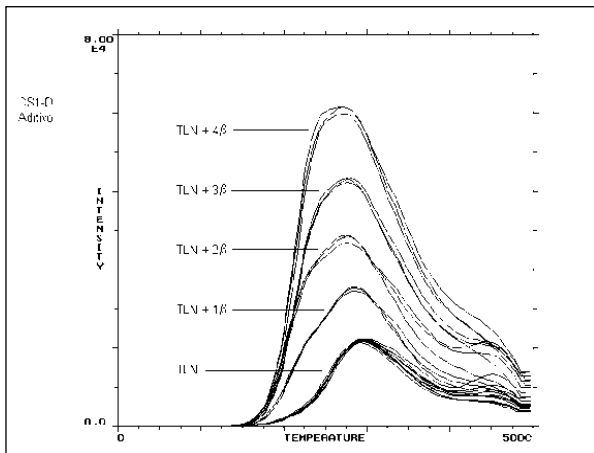


Figura 6: Método aditivo para el cálculo de la dosis equivalente Q.

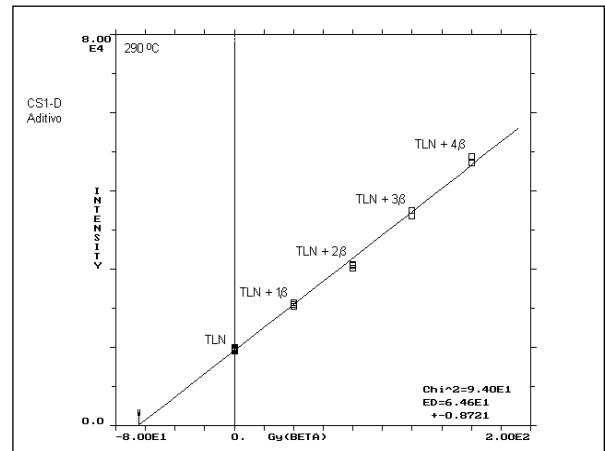


Figura 7: Extrapolación en la regresión lineal para el cálculo de la dosis equivalente Q.

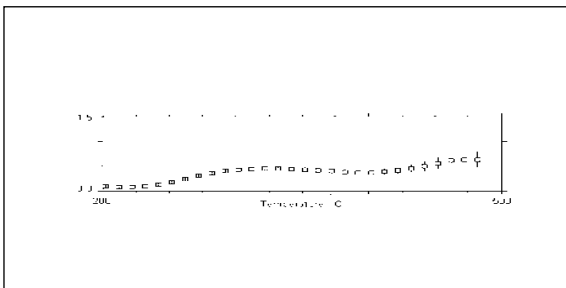


Figura 8: Prueba de la meseta.

Una vez calculada la dosis equivalente Q y el factor por supralinealidad I estos se suman, dando como resultado el valor de la paleodosis.

Las dosis alfa, beta, y gama se calculan a partir de la concentración de los radioisótopos naturales uranio 238, torio 232 y potasio 40 determinados por la espectrometría gama en campo además de la dosis cósmica también calculada por la espectrometría gama.

Obtenidos los valores de la paleodosis y la tasa de dosis anual, además de los factores como el de humedad y de la efectividad de las partículas alfa/beta estos son sustituidos en la ecuación antes mencionada, obteniéndose la edad de la muestra.



4. Referencias y Bibliografía

1. Daniels, F., Boyd, C. and Saunders, D.F., 1953, *Thermoluminescence as a research tool*, Science 117, 343-349
2. Aitken, M.J., 1985, *Thermoluminescence dating*, Academic Press, 359
3. Adamiec, G and Aitken, M.J., 1998, *Dose-rate conversion factors: update*, Ancient TL, Vol. 16, No. 2, 37-50.
4. Fattahi, M., Stokes, S., 2003. *Dating volcanic and related deposits by luminescence methods: a review*. Earth-Science Reviews 62, 229-264.
5. Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000a. *Application of the single-aliquot regenerative-dose protocol to the 375°C quartz TL signals*. Radiation Measurements 32, 579-583.
6. Ramírez, A., Schaaf, P. y Gonzalez, P., 1997, *Fechamientos arqueológicos y geológicos por el método de termoluminiscencia*, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Reportes Internos 97-14.
7. Zimmerman, D.W., 1971, *Thermoluminescence dating using fine grains from pottery*, Archaeometry, Vol. 13, 29-52.