



Universidad de Chile
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geología
Semestre Otoño 2004

DATACIÓN DE ROCAS MEDIANTE EL PROCESO RUBIDIO 87 – ESTRONCIO 87

Ana María Gangas
Cristóbal Gil M.

1. PRINCIPIOS FÍSICOS Y TEORÍA

Cada átomo tiene un núcleo, que contiene protones y neutrones. Alrededor del núcleo orbitan los electrones. Los electrones tienen una carga eléctrica negativa y los protones tienen una carga eléctrica positiva. Un neutrón es en realidad una combinación de un protón y un electrón combinados, pues no tiene carga, es decir, es neutro.

El número atómico (el número que identifica cada elemento) es el número de protones que tiene en su núcleo. Cada elemento tiene un número diferente de protones y, por tanto, un número atómico diferente. Los átomos de un mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, de manera que el número atómico se mantiene constante.

Casi toda la masa de un átomo (99,99%) se encuentra en el núcleo, lo que indica que los electrones no tienen prácticamente masa. Así pues, sumando los protones y los neutrones de un núcleo de un átomo se obtiene el número másico del átomo. El número de neutrones puede variar, y estas variantes, o isótopos tienen diferentes números másicos.

Para resumir con un ejemplo y aplicado al caso que se tiene que estudiar, el Rubidio tiene 37 protones, de manera que su número atómico es siempre 37, pero su población de neutrones varía, de modo que el Rubidio presenta 2 isótopos en la naturaleza: ^{85}Rb y ^{87}Rb . El ^{87}Rb es radioactivo y decae a ^{87}Sr estable por emisión de una partícula Beta negativa. Este proceso se describe más adelante.

1.1. Radiactividad

Las fuerzas que unen los protones y los neutrones en el núcleo suelen ser fuertes. Sin embargo, en algunos isótopos, los núcleos son inestables porque las fuerzas que unen los protones y los neutrones no son lo suficientemente fuertes. Como consecuencia, los núcleos se descomponen, o desintegran, espontáneamente en un proceso llamado radioactividad.

A continuación se describen tres tipos de descomposición radioactiva:

1. Pueden emitirse *partículas Alfa* del núcleo. Una partícula Alfa está compuesta por dos protones y dos neutrones. Por tanto, la emisión de una partícula alfa significa que el número másico del isótopo se reduce en 4 y el número atómico en 2.
2. Cuando se expulsa una *partícula Beta*, o electrón, de un núcleo, el número másico se mantiene inalterado, porque los electrones prácticamente no tienen masa. Sin embargo, dado que los electrones proceden de un neutrón, el núcleo contiene un protón más que antes. Por consiguiente, el número atómico aumenta en 1.
3. A veces un electrón es capturado por el núcleo. El electrón se combina con un protón y forma un neutrón. El número másico se mantiene invariable. Sin embargo, dado que el núcleo contiene ahora un protón menos, el número atómico disminuye en 1.

Se denominará padre al isótopo radioactivo inestable e hijo a los isótopos que resultan de su desintegración.

Una de las consecuencias más importantes de la radioactividad, es que proporciona un medio muy fiable para calcular la edad de las rocas y los minerales que contienen isótopos radioactivos concretos. El procedimiento se denomina Datación Radiométrica.

Fiable, en el sentido de que las velocidades de desintegración de muchos isótopos se han medido con precisión y no varían bajo las condiciones físicas que existen en las capas externas de la tierra. Por consiguiente, cada isótopo radioactivo utilizado para datación ha estado desintegrándose a una velocidad fija desde la formación de las rocas en las que aparece, y los productos de su descomposición se han estado acumulando a una velocidad equivalente.

1.2 Período de Semidesintegración

El tiempo necesario para que se desintegre la mitad de los núcleos de una muestra se denomina período de semidesintegración del isótopo (o reducción a la mitad de su abundancia) y es una forma común de expresar la velocidad de desintegración radioactiva. Si se conoce el período de semidesintegración de un isótopo radioactivo y puede determinarse la proporción padre/hijo, puede calcularse entonces la edad de la muestra.

1.3. Datación Radiométrica

El porcentaje de átomos radioactivos que se descomponen durante un período de semidesintegración es siempre el mismo: 50%. Sin embargo, el número real de átomos que se descomponen con cada período de semidesintegración disminuye continuamente. Por lo tanto, a medida que disminuye el porcentaje de átomos del radioisótopo padre, aumenta la proporción de átomos del isótopo hijo estable, coincidiendo exactamente el aumento de átomos hijo con la caída de los átomos padre. Este hecho es la clave para la datación radiométrica.

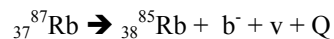
De los muchos isótopos radioactivos que existen en la naturaleza, cinco han demostrado ser particularmente útiles para proporcionar edades radiométricas de las rocas antiguas: EL Rubidio 87, Torio 232, los isótopos de Uranio 235 y 238 y el Potasio 40.

A continuación, se describe la datación radiométrica utilizando el isótopo ^{87}Rb y su decaimiento a ^{87}Sr .

2. Método $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$

El Rubidio es un metal alcalino perteneciente al grupo IA (Litio, Sodio, Potasio, Rubidio, Cesio y Francio). Este elemento posee 2 isótopos de ocurrencia natural: ^{85}Rb y ^{87}Rb , cuyas abundancias isotópicas son 72,16% y 27,83% respectivamente. Su radio iónico (1,48 Å) es bastante similar al del potasio (1,33 Å) como para permitir que el rubidio sustituya al potasio en los minerales de K-aporte. En consecuencia, el rubidio es un elemento disperso que no forma minerales por sí mismo, pero si ocurre en cantidades detectables en minerales portadores de (K)Potasio, tales como micas (moscovita, biotita, lepidota, phlogopite) en feldespatos de potasio (ortoclasa y microcline), en algunas arcillas y en minerales de evaporitas, como silvita y carnacita.

Como ya se dijo anteriormente, el rubidio tiene 2 isótopos naturales $^{85}_{37}\text{Rb}$ y $^{87}_{37}\text{Rb}$, donde ^{87}Rb es radioactivo y decae en ^{87}Sr estable por emisión de partículas beta negativas proceso definido por la siguiente ecuación:



Donde b^- es la partícula beta, ν es el antineutrino y Q es la energía decaída que tiene un valor aproximado de 0,275 MeV.

El Estroncio, es un miembro del grupo alcalino IIA donde (Berilio, Magnesio, Calcio, Estroncio, Berio y Radio). Su radio iónico es de 1.13 Å, y es bastante similar con el del Calcio (0.99 Å), los cuales pueden ser remplazados en algunos minerales. Así, el estroncio aparece en minerales tales como Plagioclasa, Apatita y Calcio Carbonatado, especialmente Aragonita. Aunque la capacidad de remplazo es limitada, por su diferencia electromagnética, que hace que el Si^{+4} deba remplazar la Al^{+3} , y el hecho de que el estroncio solo tenga una coordinación 8 y el calcio 8 y 6.

El estroncio tiene 4 ocurrencias naturales, todas las cuales son estables $^{88}_{38}\text{Sr}$, $^{87}_{38}\text{Sr}$, $^{86}_{38}\text{Sr}$, $^{84}_{38}\text{Sr}$, cuyas abundancias isotópicas son: 82,53%, 7,04%, 9,87% y 0,56%. Estas abundancias son variables debido al decaimiento del ^{87}Rb radioactivo en ^{87}Sr . Por esta razón la composición isotópica del estroncio en una roca varía dependiendo de la edad y de la relación Rb/Sr de ésta.

La relación Rb/Sr se incrementa con el grado de diferenciación magmática es decir desde 0.06 en rocas basálticas hasta 1.7 en rocas más felsicas.

Método $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$

El número total de átomos ^{87}Rb en un mineral de edad t se obtiene de:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda \cdot t} - 1)$$

donde Sr_i es el número de átomos originales, Rb y Sr es el número de átomos en el tiempo presente y “ λ ” es la constante de decaimiento del ^{87}Rb . Si la ecuación es dividida por ^{86}Sr , un isótopo estable, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta ecuación es la base para el método Rb-Sr, válida solo cuando el número de ^{87}Rb y ^{87}Sr haya decaído radiactivamente en un sistema cerrado con respecto a Rb y Sr.

La medición de la vida media de ^{87}Rb se ha tomado varias veces y actualmente se toma el consenso de $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ y $^{-1}$ correspondiente a 48800 MA.

Para calcular “t”, se debe observar la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. La concentración de Rb/Sr se mide a través de rayos x fluorescentes o disolución de isótopos convirtiéndolos de la siguiente manera:

$$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = (\text{Rb}/\text{Sr}) \cdot (\text{Ab}^{87}\text{Rb}) / (\text{Ab}^{86}\text{Sr}) \cdot (\text{WSr}) / (\text{WRb})$$

donde Wsr, WRb corresponden a los pesos atómicos del estroncio y rubidio respectivamente; Ab^{87}Rb y Ab^{86}Sr la abundancia isotópica de los elementos y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ la relación presente entre los elementos.

Con esto podemos calcular t de la siguiente manera

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i}{\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}} + 1 \right]$$

Este valor de t, entrega la edad desde donde el sistema se cerró. Las relaciones iniciales pueden ser seleccionadas por tablas que reflejen al tipo de roca que se está datando. Las fechas calculadas se denominan *fechas radiométricas*. Idealmente todos los minerales de la roca deberían indicar la misma edad, pero desafortunadamente casi nunca ocurre así, producto de la pérdida o ganancia de ^{87}Sr durante recalentamientos de la roca.

3. APLICACIONES

3.1. Datación de rocas ígneas

Se asume que inicialmente las rocas formadas de un mismo magma tenían la misma relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los tiempos de cristalización de un magma es para todos los minerales el mismo. Considerando esas condiciones, todas las rocas comagmáticas (creadas a partir del mismo magma) caen en una misma línea; si se grafican en eje “y” $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y en eje “x” $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, dicha línea será llamada *línea isócrona*, para todas las muestras comagmáticas entonces se cumple lo siguiente: $y = b + mx$

donde $m = e^{\lambda t} - 1$ y $b = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$

El método funciona eligiendo una amplia gama de rocas comagmáticas que den a su vez un amplio rango de relaciones Rb/Sr para poder definir la pendiente de la curva. Luego se plotan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de las muestras y se traza una recta; analíticamente se le calcula su pendiente. El resultado da el tiempo en que ha pasado desde la cristalización. Los supuestos iniciales se ven luego justificadas, no sólo el método entrega la edad de la roca si no que además da la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la intersección de la recta con el eje de coordenadas (y). Los minerales que no hayan sufrido metamorfismo quedan sobre la línea isócrona.

3.2. Datación de rocas metamórficas

El metamorfismo va asociado a un metasomatismo (en la mayoría de los casos) que entre ambos hacen que la composición de los elementos de traza cambien; alteraciones químicas, estructurales, composicionales físicas en la roca van asociadas a estos procesos. De hecho una variación de 100° tiene drásticos efectos sobre la relación padre/hijo de los isótopos. Esto afecta profundamente los esquemas de decaimiento usados.

Se utilizan nuevos supuestos; ^{87}Sr es una concentración móvil en estos procesos, por lo tanto, Rb y Sr se mantienen constantes durante el metamorfismo regional o de contacto.

Para facilitar el análisis se usan simplificaciones matemáticas y aproximaciones en series del tipo:

$$e^{\lambda * t} = 1 + \lambda * t + (e^{\lambda * t})^2/2! + (e^{\lambda * t})^3/3! + (e^{\lambda * t})^4/4! + \dots$$

pero como $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ año}^{-1} \rightarrow e^{\lambda * t} = 1 + \lambda * t$

dejando la ecuación original como

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (\lambda * t)$$

de esta forma podemos decir que $m = ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (\lambda)$

El método funciona de la siguiente manera: se considera que la roca tiene 2 minerales ricos en Rb (biotita y microlita por ejemplo) y otro pobre en Rb, pero rico en Sr (epatita por ejemplo). La roca inicialmente formada en “ti” estaba originalmente constituida de igual constitución isotópica $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Un tiempo después en dt la roca se calentó, pero luego volvió a la temperatura original, en la cual no hay cambios de ningún tipo, solo decaimiento, continuando en este estado hasta nuestra época.

Cuando subió la temperatura (en dt) los minerales ricos en Rb perdieron ^{87}Sr y su relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajó hasta ser idéntico al de la roca en total. El ^{87}Sr perdido entro en la epatita (pobre en Rb) y su relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se incrementó para quedar igual al de la roca. Esto significa que la roca se homogenizó en:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m \quad [\text{notar que } (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m > (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i].$$

Es lógico pensar que la relación Rb/Sr se viera igualmente afectada, pero para la simplificación del modelo no es tomado así.

El sistema se cierra en “tm”. Luego las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se incrementan hasta el tiempo actual (si $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumenta $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ disminuye). El elemento rico en Sr se usa para calcular la relación original de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ y el tiempo tm se busca resolviendo como anteriormente vimos con los elementos ricos en Rb. Al obtener tm y asumiendo $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (de las tablas para distintos tipos de roca) se puede trazar la recta de la roca, lo cual finalmente nos permite encontrar “ti”.

3.3. Datación de rocas sedimentarias no metamorfizadas

Algunas rocas sedimentarias tienen suficiente Rb/Sr como para causar un enriquecimiento medible del Sr enriquecido radiogénicamente del Rb. Los minerales ricos en Rb, pueden ser “authigenic” (glauconita, minerales arcillosos, feldespato potásico, silvita, carnalita etc) o alogénicos y detríticos (micas, feldespato potásico, arcillas etc). Minerales “authigenic” se forman en el ambiente de depositación, por esto indicarían el tiempo desde el final de la depositación.

Excluyendo rocas que hayan recrystalizado por enterramiento, deformación, tectónica o cambio químico con aguas subterráneas, se buscan muestras glauconíticas con 6% o mas de K_2O , para una buena datación. Silvita y carnalita no son geocronómetros fiables, por su fácil alteración.

Datación de Lutitas: se utiliza el método de datación por isócronas de la roca completa, aunque su interpretación es compleja pues no hay una homogenización completa. Recristalización por enterramiento y aportes de material detrítico viejo son algunas de las causas.

Determinación de origen: todas las rocas clásticas contienen partículas de rocas derivadas de la erosión de rocas pre-existentes. Los minerales que sobreviven este proceso de erosión incluyen la muscovita, feldespato de potasio, illita, circón y otros minerales que encajan en la utilización de métodos de datación. Estos minerales pueden ser separados y datados apropiadamente para conseguir una fecha de las rocas de adonde derivan.

Si el caso fuera que una roca contiene más de 2 rocas de adonde deriva, de diferentes edades, un estudio sistemático regional de las edades de unidades litoestratigráficas puede llevar a datar localidades de aporte a la roca. Esto aun no se ha sido testeado y toma las siguientes premisas:

- Durante la erosión el sistema Sr-Rb permanece cerrado.
- Los minerales no fueron alterados durante la diagénesis.
- Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocas de distinta edad son similares.

3.4. Hipótesis de trabajo en la Datación

Para encontrar las relaciones originales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se asume que:

- Todas las muestras son del mismo tiempo.
- Tienen la misma relación original de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
- Se excluyen todas las muestras que se vean erosionadas.

-Cuando se encuentran las relaciones ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) i originales se plotean los puntos. El problema erradica en encontrar la mejor línea que cruce los puntos. Para esto debemos considerar 2 clases de errores, los azarosos: que llevan una distribución gaussiana sobre la expresión aritmética medida, que mejora con la cantidad de muestras tomadas, y los errores sistemáticos: que representan las diferencias entre los valores reales y los calculados. Por lo tanto es de bastante importancia considerar la coordinación de los errores en la determinación de los puntos e intercepciones, ver punto a punto como este se ajusta a la isócrona. Algunos métodos para integrar los errores son simples regresiones lineales o regresiones de raíces enésimas, ambas 2 deben tomar en cuenta el error analítico de la coordinación de los datos.

4. EJEMPLOS

- 4.1. En la provincia de Río Negro(latitud 40° 38' S y longitud 66° 45' w) se dataron 2 intrusivos mediante el método de Rb-Sr de la roca completa mediante isocronas, las edades resultantes fueron:
- Para el Granodiorito Navarrete 332+-15 Ma.
-y una edad de 320+/-Ma para el Granito Flores una edad isotópica
- 4.2. En el complejo metamórfico de Belén se dataron esquistos de cuarzo mediante el método Rb-Sr de rocas metamórficas por isocronas de la roca completa y las edades resultantes de dicho estudio fueron de 544 +/- 22 Ma.
- 4.3. Otra datación por este método tuvo lugar en península de mejillones, a un cuerpo plutónico metamorfizado. Las muestras elegidas eran principalmente esquistos de mica, pero incluían algunas anfibolitas y cuarcitas. Se llego a determinar que el evento de alteración fue de origen termal hace unos 200 Ma datando a la roca en 530 Ma de principios del paleozoico.
- 4.4. Existe también un estudio isotópico en la Quebrada Las Animas (26° 25'S). Las rocas de esta localidad son sedimentarias y se componen en una secuencia de 5000 m de ancho de cuarzós arcósicos con un grado de metamorfismo. Se estimo que el sistema se cerro por segunda vez en una edad de 235-245 Ma. mediante el métodos de isocronas para rocas metamórficas se puedo estimar entonces que estas rocas tenian una edad de 380 +/- 59 Ma

5. LIMITACIONES

- El sistema debe permanecer cerrado, es decir, que la roca no esté alterada (meteorización, lixiviación) o con adición ni pérdida de isótopos padre (^{87}Rb) o hijo (^{87}Sr) después que la roca se haya formado.
- Ausencia de Alteraciones físicas y químicas después del cierre del sistema.
- Fuentes de error pueden generarse en los trabajos de laboratorio debido a negligencias tanto en la calibración de los instrumentos como en la persona que hace la medición.
- La vida media del isótopo ^{87}Rb es demasiado grande

REFERENCIAS

- | | |
|--|--|
| GUNTER, FAURE
Turbuck & Lutgens
Duhart, Paul | Principles of Isotope Geology. Second Edition.
Ciencias de la Tierra, Sexta Edición. 1999.
Geocronología y Depósitos Minerales: Ejemplos de Aplicación. Programa de Pos
Grado en Recursos Minerales e hidrogeología. Universidad de Sao Paulo,
Instituto de Geociencias. Junio 2003. |
| Herve, Francisco | New Ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from Supposed Pre-Cambrian Units in Northern
Chile: Some geotectonic Implications. ORSTOM 1996. pág 763 |
| Caminos & Parica | El Significado De Nuevas Edades Rb-Sr De Rocas Igneas De Patagonia
Septentrional |
| Herve,, Francisco
K. Berg & A Baumann | Edades Radiométricas Preliminares De Península Mejillones, Norte De Chile
Estudios Isotópicos U- Pb Y Rb-Sr De Rocas Sedimentarias De La Quebrada Las
Animas (26°25'S) Cordillera De La Costa Chile |