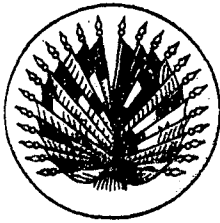


05.78.16



COMISION INTERAMERICANA DE ENERGIA NUCLEAR Y
COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA DE LA REPUBLICA ARGENTINA



**CURSO LATINOAMERICANO DE CAPACITACION
PARA LA PROSPECCION Y EXPLORACION
DE YACIMIENTOS URANIFEROS**

C. N. E. A. Biblioteca	
ARCHIVO PUBLICACIONES	
Nº 1	AÑO 1978

CNEA-AC-20/78

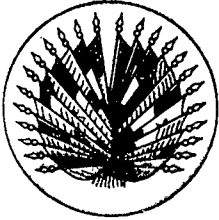
III- METODOS DE PROSPECCION URANIFERA

8- APLICACIONES DE LA GEOLOGIA ISOTOPICA
EN LA PROSPECCION DE LOS YACIMIENTOS
URANIFEROS

ENRIQUE LINARES

INSTITUTO DE GEOCRONOLOGIA Y GEOLOGIA ISOTOPICA
(INGEIS)

BUENOS AIRES
OCTUBRE 1978



COMISION INTERAMERICANA DE ENERGIA NUCLEAR Y
COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA DE LA REPUBLICA ARGENTINA



CURSO LATINOAMERICANO DE CAPACITACION PARA LA PROSPECCION Y EXPLORACION DE YACIMIENTOS URANIFEROS

CONFERENCIA III-8

APLICACIONES DE LA GEOLOGIA ISOTOPICA EN LA PROSPECCION DE LOS YACIMIENTOS URANIFEROS

ENRIQUE LINARES

INSTITUTO DE GEOCRONOLOGIA Y GEOLOGIA ISOTOPICA (INGEIS)

I. Introducción

El motivo de la presente exposición es la de presentar una reseña de las principales aplicaciones de la Geología Isotópica, en especial aquellas útiles en la prospección de yacimientos uraníferos.

La Geología Isotópica es la ciencia que se dedica a la investigación de los fenómenos geológicos en base al estudio de los isótopos de los elementos constituyentes de la corteza terrestre, su abundancia, distribución y propiedades físicas y químicas.

Los mayores aportes de esta disciplina se llevaron a cabo en los últimos treinta años, en especial debido al desarrollo de todo un conjunto de métodos instrumentales y de técnicas analíticas, que permiten determinar con muy buena precisión y exactitud, las pequeñas cantidades existentes de los isótopos en estudio, como así también detectar las ligeras diferencias de abundancias isotópicas de diversos elementos componentes de los materiales en análisis.

Las aplicaciones de los isótopos en Geología se remontan a los años posteriores al descubrimiento de la desintegración radiactiva, debiendo mencionarse entre las primeras la propuesta de Boltwood en 1904, de utilizar la relación uranio-radio

en diferentes minerales, para determinar su edad y por ende el valor temporal del tiempo geológico. Sin embargo, su avance fue limitado en las primeras décadas de este siglo, hasta que dos hechos ocurridos entre 1938 y 1945 permitieron el incremento y desarrollo de esta ciencia en los últimos años.

El primero de ellos se debe a A.O. Nier quien en 1938 construye el primer espectrómetro de masas, lo que permite diferenciar y medir la abundancia de los isótopos de los elementos. El segundo, se basa en el desarrollo del método analítico de dilución isotópica llevado a cabo por Inghram y colaboradores en 1945, luego de contarse con isótopos trazadores para casi todos los elementos químicos a analizar.

Dentro de la Geología Isotópica se distinguen dos grandes áreas. En la primera de ellas se incluyen los estudios basados en las variaciones de las abundancias relativas de los llamados "isótopos estables", mientras que en la segunda se agrupan todos aquéllos que utilizan los denominados "isótopos inestables" o radiactivos.

A continuación se esbozarán las aplicaciones más importantes de los distintos métodos isotópicos en Geología, en especial de aquéllas útiles en la prospección de yacimientos uraníferos.

2. Isótopos estables

El término isótopos estables se emplea para destacar la existencia de núclidos con muy pequeña probabilidad de desestabilización de sus núcleos atómicos; en otras palabras, esto implica que bajo esa denominación se hallan todos los núclidos que no poseen la propiedad física de la desintegración radiactiva.

En un principio se supuso que los isótopos de un elemento químico, por ejemplo los isótopos del oxígeno: O^{16} , O^{17} , O^{18} , poseían iguales propiedades químicas y sólo diferían entre sí, por sus propiedades físicas ya que ellas dependen de la masa del átomo. A partir de 1930, se demuestra que los isótopos de un elemento presentan también ligeras variaciones en sus propiedades químicas, las que se producen debido a diferencias en sus características termodinámicas.

En el primer supuesto, se entendía que la composición isotópica de un elemento químico era constante en todos los mate

riales naturales. Los descubrimientos posteriores ya citados, que demostraron la presencia de esas modificaciones, determinaron asimismo, los fenómenos que daban origen a esas variaciones. El conjunto de los procesos productores de ellas se denomina fraccionamiento isotópico.

Los fraccionamientos isotópicos en sistemas naturales son muy pequeños y dependen de la naturaleza de los elementos químicos involucrados, como así también de los compuestos y reacciones químicas participantes. En general este proceso de fraccionamiento sólo se produce en los isótopos de los elementos químicos livianos.

Esas ligeras diferencias en las propiedades químicas no alcanzan a superar el 10 % de la relación isotópica media, por lo cual para su detección se deben utilizar técnicas analíticas muy precisas y de gran sensibilidad. En el caso particular de la medición de las abundancias relativas de dos isótopos de un elemento, ella se efectúa utilizando espectrómetros de masas especiales.

En este caso particular, los elementos cuya composición isotópica pueden brindar información de interés son: hidrógeno, carbono, nitrógeno, oxígeno y azufre, aunque también se han llevado a cabo estudios utilizando los de litio, boro, silicio, etc. Dado que los mejores resultados hasta el presente se tienen usando los primeros, se mencionarán las principales aplicaciones de los mismos.

3. Aplicaciones de los isótopos estables en petrología y génesis de yacimientos minerales

En las figuras 1 a 4, se presentan las variaciones de la composición isotópica de los isótopos del hidrógeno (D/H), carbono (C^{13}/C^{12}), oxígeno (O^{18}/O^{16}) y azufre (S^{32}/S^{34}), para diversos materiales naturales. En ellas esas variaciones están expresadas utilizando la ecuación

$$\delta \text{ ‰} = \left[\frac{R_m - R_s}{R_s} \right] \times 1000$$

donde R_m y R_s representan la relación entre el isótopo pesado y el liviano en la muestra y en el estándar utilizado para efectuar la comparación. En todos los casos un valor positivo de δ indica que la abundancia del isótopo pesado es mayor en la muestra que en el estándar y un valor negativo que la muestra está empobrecida en ese isótopo.

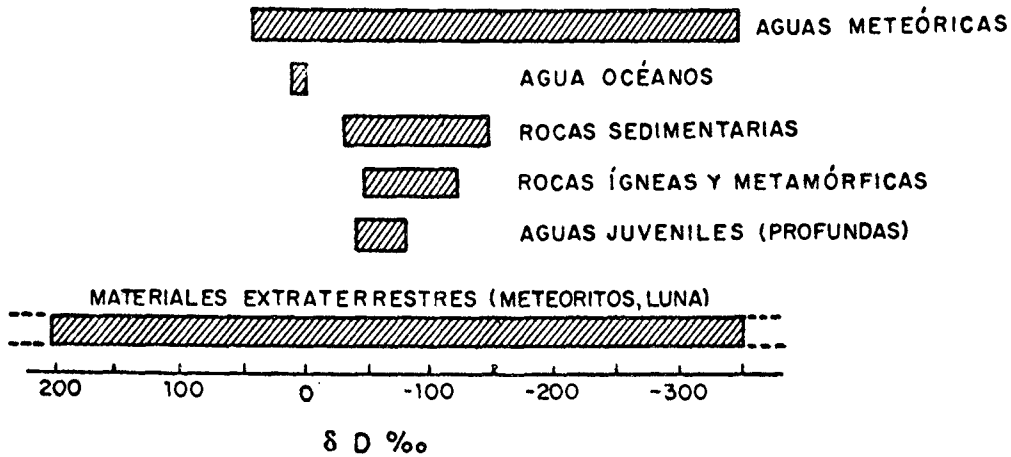


Fig. 1. Relaciones D/H de algunos materiales terrestres (estándar SMOW)

En el caso de los isótopos del carbono, es notable señalar que estos permiten con cierta facilidad diferenciar los carbonatos o rocas carbonáticas formadas a partir de aguas dulces, de aquéllas originadas en ambientes marinos. Del mismo modo petróleos de una misma cuenca y origen, poseerán iguales valores de δC^{13} , mientras que de distintas formaciones en general presentan relaciones diferentes.

Los isótopos del oxígeno, donde el fraccionamiento máximo medido es del orden del 60-70 ‰, permiten distinguir rocas formadas en diferentes ambientes geológicos. Así por ejemplo, las

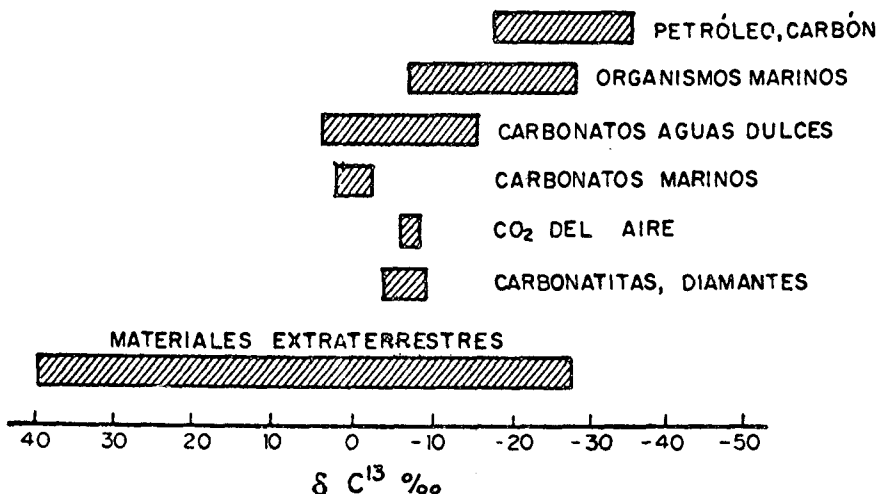


Fig. 2. Relaciones C¹³/C¹² en algunas materiales (estándar PDB)

rocas eruptivas más básicas se hallan empobrecidas en el isótopo más pesado con respecto a las ácidas y del mismo modo los minerales más ricos en sílice se hallan enriquecidos en ese isótopo. Un mismo mineral puede presentar distintos valores de la relación O^{18}/O^{16} , lo que se vincula con el ambiente de formación y origen; así por ejemplo, un cuarzo de origen magmático está empobrecido en O^{18} con relación a otro formado en ambiente sedimentario. Del mismo modo, las rocas sedimentarias, además de mostrar una mayor dispersión de los valores de δO^{18} , se hallan más enriquecidas en el isótopo O^{18} que las rocas eruptivas, lo que se explica por la mayor acumulación en ellas de minerales más ricos en sílice (cuarzo, feldespatos, micas, etc.), que como se mencionó se enriquecen en el isótopo pesado.

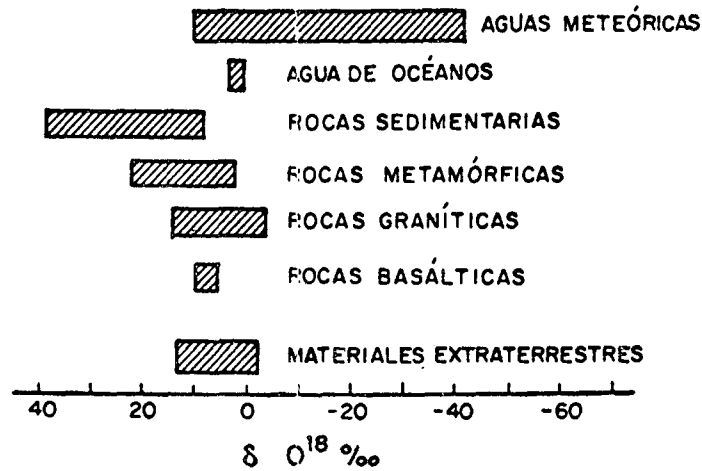


Fig.3. Relaciones O^{18}/O^{16} de algunos materiales (estándar SMOW)

Los isótopos del azufre brindan una información muy detallada sobre diversos procesos formadores de rocas, minerales y yacimientos. Ellos permiten distinguir rocas de origen magmático profundo, de otras formadas en la corteza, como así también diferenciar minerales hipogénicos de los de alteración para un mismo yacimiento. En general, las rocas magmáticas básicas poseen menor dispersión de los valores de δS^{34} , mientras que en las más ácidas se observa una dispersión algo mayor. Las sedimentarias presentan la mayor variación para el valor de δS^{34} y cubren casi todo el rango conocido. De la misma manera, se puede citar que los sulfatos de origen marino presentan valores de δS^{34} cercanos a + 20 % que es el valor de los sulfatos disueltos en aguas de mar, mientras que los depositados a partir de aguas dulces presentan valores con gran dispersión como las rocas sedimentarias. Esto se explica por el diferente contenido isotópico del azufre

disuelto en las aguas frescas en comparación con la homogeneidad isotópica hallada para ese elemento en aguas de mar.

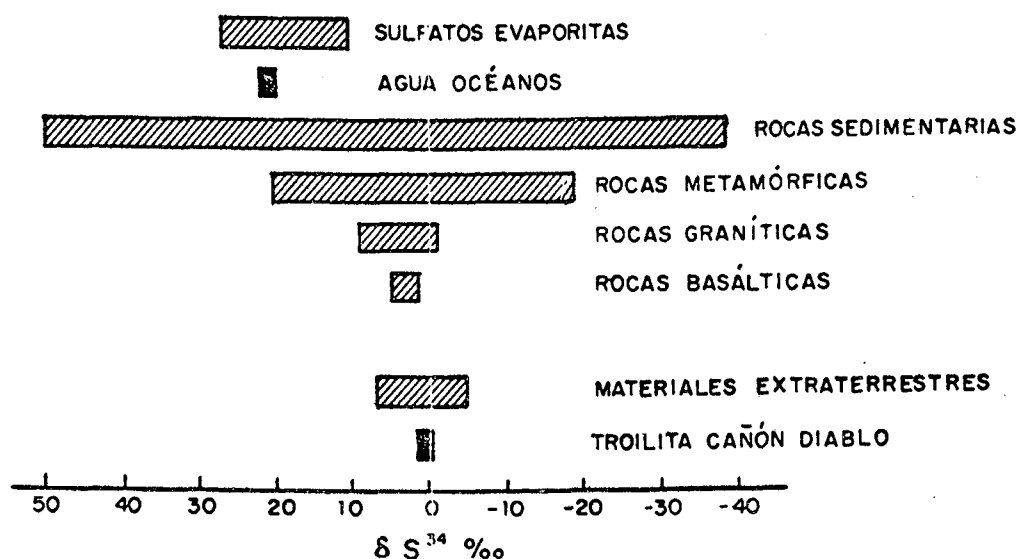


Fig.4 - Relaciones S^{34}/S^{32} (estándar troilita)

Además, como el fraccionamiento isotópico depende de la temperatura, determinando la extensión del mismo puede obtenerse información sobre la temperatura de formación de algunos minerales, en especial aquéllos portadores de isótopos del oxígeno y azufre.

Resumiendo, puede decirse que la determinación de la composición isotópica de algunos elementos, como carbono, oxígeno y azufre, permiten conocer entre otros:

- a- fuente de origen del material que originó una roca, depósito mineral o mineral.
- b- temperatura de formación de minerales y rocas.
- c- probables fuentes de contaminación de materiales profundos.

En el caso de yacimientos uraníferos, las principales aplicaciones se hallan en la determinación de:

- a- ambiente geológico en el cual se depositó el uranio (magnético, sedimentario, metamórfico)
- b- el o los fenómenos geológicos que dieron origen al yacimiento, temperatura de formación de los minerales de valor económico,

incluidos los no-uraníferos, como ser sulfuros, óxidos, etc.

- c- procesos de meteorización posteriores al emplazamiento original del yacimiento.

4.2. Otras aplicaciones

Otras aplicaciones de importancia de los isótopos estables se hallan en hidrogeología y en contaminación ambiental.

En el primer caso, la información obtenida con los llamados "isótopos ambientales", o sea trazadores naturales que el agua posee como ser los isótopos del hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre, además de Tritio (T^3) y carbono-14 (C^{14}), permiten conocer datos sobre:

- a- conexiones entre aguas subterráneas y reservorios (lagos, lagunas, etc.)
- b- conexiones entre aguas subterráneas y ríos
- c- conexiones entre acuíferos
- d- tiempo de tránsito y origen del agua en acuíferos
- e- contaminaciones con aguas marinas o cloacales

Todos estos datos son de sumo valor no sólo para la búsqueda del agua, sino también para un uso adecuado del recurso hídrico.

En el otro caso, la composición isotópica de gases, aguas, nieves, etc., permite determinar la extensión de la contaminación ambiental y las fuentes probables de ellas.

5. Isótopos inestables

Los isótopos inestables, también llamados radiactivos, presentan la propiedad física de la desintegración radiactiva. Debido a ella un radionuclídeo original, denominado padre, decae de acuerdo a la ley de desintegración radiactiva dando origen a otro producto, hijo, que puede o no ser estable.

Esta propiedad física, base de todos los avances de la ciencia atómica, presenta diversas aplicaciones en Geología entre las que se señalan: la determinación de edades de materiales naturales que se conoce como Geocronología; la prospección de yacimientos minerales nucleares y de algunos no-nucleares; los estudios de génesis de rocas y yacimientos, etc.

6. Aplicaciones en Geocronología

Los métodos de determinación de edades llamados métodos radimétricos tienen su fundamento en la llamada ley de desintegración radiactiva. Si se determinan las cantidades de los isótopos padre (P) e hijo (D), presentes en la muestra y se conoce el valor de la constante de desintegración (λ) del isótopo radiactivo, la edad se puede determinar en base a la ecuación general:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{D}{P} + 1 \right] \text{ millones de años}$$

Para que la cantidad así obtenida refleje la edad verdadera del mineral, roca o material a fechar, deben cumplirse una serie de premisas o condiciones fundamentales, comunes a todos los métodos, que se reseñan a continuación:

- a- El valor de la constante de desintegración λ del elemento radiactivo se conoce con buena precisión. En general para todos los métodos en uso en la actualidad, esta condición es satisfecha.
- b- La determinación de las cantidades de los isótopos padre e hijo, puede obtenerse con muy buena precisión y exactitud. También al presente, esta condición se cumple.
- c- La roca o mineral ha actuado como un sistema geoquímico cerrado o sea que no ha habido pérdida ni ganancia de ninguno de los isótopos intervinientes, salvo el debido a la desintegración radiactiva, durante toda la historia geológica de la muestra. Esta condición no todas las veces es satisfecha, pero este inconveniente en ciertas ocasiones puede subsanarse con la correcta elección de la muestra más adecuada para el método a utilizar.
- d- La roca o mineral no debe poseer en el momento de su cristalización isótopo hijo. Si ello sucede, se debe poder determinar con exactitud esa cantidad, para poder deducirla del total del isótopo hijo hallado. Las técnicas analíticas en uso permiten llevar a cabo esto, como sucede en los métodos U/Pb y Rb/Sr.
- e- El tiempo de formación de la roca o mineral es corto en comparación con su edad. Esto es casi siempre cierto, ya que las rocas que necesitan mucho tiempo para enfriarse y formarse, se originan a gran profundidad y como consecuencia es necesario que pase un tiempo muy prolongado para que sean expuestas en superficie.
- f- El valor del período de semidesintegración $t_{1/2}$ del isótopo radiactivo debe ser del mismo rango que la edad de la Tierra o sea estar dentro de los órdenes de 10^8 a 10^{10} años. Si este va

lor es muy grande, mayor de 10^{12} años, la cantidad de isótopo estable formado será muy pequeña llegando a no ser medible con las técnicas en uso. Si el mismo es pequeño, 10^5 años, o menos, al presente no quedará isótopo padre en la muestra, por lo cual no podrá efectuarse la determinación de la edad.

g- La concentración química en la muestra de los isótopos padre e hijo debe ser del orden de magnitud que pueda medirse con precisión.

Con relación a las dos últimas premisas, es de destacar que si bien se conocen 58 isótopos radiactivos naturales, no todos ellos son útiles para la datación radimétrica. En el cuadro siguiente se presentan 10 de los más comunes isótopos radiactivos, su abundancia, forma de decaimiento y período de semideintegración $t_{1/2}$.

Padre	Abundancia %	Hijo y forma de decaimiento	$t_{1/2}$ años
K ⁴⁰	0,0119	e Ar ⁴⁰ ; β -Ca ⁴⁰	$1,33 \cdot 10^9$
Rb ⁸⁷	27,85	β -Sr ⁸⁷	$5,0 \cdot 10^{10}$
In ¹¹⁵	95,77	β -Sn ¹¹⁵	$6,0 \cdot 10^{14}$
La ¹³⁸	0,089	e Ba ¹³⁸ ; β -Ce ¹³⁵	$7,0 \cdot 10^{10}$
Sm ¹⁴⁷	15,09	α Nd ¹⁴³	$1,25 \cdot 10^{16}$
Lu ¹⁷⁶	2,59	e Tb ¹⁷⁶ ; β -Hf ¹⁷⁶	$2,4 \cdot 10^{10}$
Re ¹⁸⁷	62,93	β -Os ¹⁸⁷	$5,0 \cdot 10^{10}$
Th ²³²	100,0	compleja a Pb ²⁰⁸	$1,39 \cdot 10^{10}$
U ²³⁵	0,72	compleja a Pb ²⁰⁷	$7,1 \cdot 10^8$
U ²³⁸	99,27	compleja a Pb ²⁰⁶	$4,5 \cdot 10^9$

De la observación de este cuadro se notan que existen para esos isótopos 13 pares posibles para llevar a cabo el cálculo de la edad. Sin embargo, por no cumplir las últimas dos condiciones señaladas anteriormente, esa cantidad se reduce a 6, que son: K⁴⁰/Ar⁴⁰, Rb⁸⁷/Sr⁸⁷, Re¹⁸⁷/Os¹⁸⁷, Th²³²/Pb²⁰⁸, U²³⁵/Pb²⁰⁷ y U²³⁸/Pb²⁰⁶.

Los métodos radimétricos de determinación de edades de materiales naturales más comunes son:

Tritio (T³). Permite determinar edad de aguas; su rango alcanza

hasta 50 años, pudiendo llegar en ciertas condiciones especiales a 70 años.

Carbono-14 (C^{14}). Se utiliza también para el fechado de aguas, oscilando su rango entre 200-250 años y 40.000-50.000 años. También es muy usado para la datación de materiales arqueológicos, antropológicos e históricos, teniendo menor aplicación en Geología, dado su pequeño alcance.

Métodos basados en la desintegración del uranio (U) y torio (Th)

Se basan en la desintegración radiactiva de los isótopos U^{238} , U^{235} y Th^{232} que decaen dando como producto final Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} respectivamente. Además de utilizar las relaciones extremas de las series como ser Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} y Pb^{208}/Th^{232} , se pueden usar términos intermedios de las mismas, lo que produce toda una gama de técnicas de datación aplicables a distintos problemas.

Las relaciones Pb^{206}/U^{238} , Pb^{207}/U^{235} y Pb^{208}/Th^{232} las más comúnmente utilizadas, permiten determinar la edad de minerales y rocas, en el rango comprendido entre 0,5 millones de años y 4.500 millones de años, que es la supuesta edad de la Tierra. En este caso, la datación se realiza sobre minerales portadores de uranio y/o torio, como ser uraninita, pechblenda, coffinita, circón, monacita, etc.

Una de las variaciones de este método denominado trazas de fisión, es muy utilizado al presente ya que permite determinar la edad de diversos minerales y rocas, en un rango de edad que oscila entre 15.000 años y 2000 millones de años.

Las relaciones entre varios de los isótopos intermedios, se usan para la datación de sedimentos marinos, depósitos aluviales, etc. En este caso, el rango oscila entre 10.000 y 200.000 años.

Método potasio-argón. Se basa en la desintegración del isótopo radiactivo del potasio, K^{40} , que decae en argón (Ar^{40}). Es una de las técnicas más utilizadas por tener un rango de aplicación entre 50.000 años y más de 4.500 millones de años y además porque permite analizar una gran variedad de tipos de rocas.

Método rubidio-estroncio. Juntamente con el anterior, es uno de los más usados. Permite datar casi las mismas rocas que se usan

en el método potasio-argón, siendo su rango menor, entre 60 y más de 4.500 millones de años.

La determinación de edades radimétricas sobre minerales y rocas permite:

- a- Fijar las distintas etapas de la historia geológica de la Tierra, reconstruir los diferentes procesos formadores de continentes, mares, etc. y efectuar correlaciones de interés geológico. La teoría de la Deriva de los Continentes o Teoría de las Placas, se basa en gran parte en resultados obtenidos con estos métodos.
- b- Determinar la edad de distintas épocas metalogénicas o sea ubicar las mineralizaciones de interés económico en el tiempo. Esto reviste gran valor práctico para la orientación de futuras exploraciones.
- c- En estudios sedimentológicos permiten determinar los lugares de proveniencia de los sedimentos, flujos de corrientes, etc.
- d- Desde el punto de vista netamente científico, estudiar la probable edad de la Tierra y del Universo.

7. Génesis de rocas y yacimientos minerales

La desintegración radiactiva del U^{238} , U^{235} y Th^{232} da origen, como se ha citado, a la formación de Pb^{206} , Pb^{207} y Pb^{208} respectivamente. Por lo tanto, las abundancias de esos isótopos ha crecido con el tiempo, o sea que al presente la cantidad total de cada uno de ellos es mayor que la existente 4.500 millones de años atrás, considerando esta fecha como la edad de la Tierra. Esto produce que las relaciones Pb^{206}/Pb^{204} , Pb^{207}/Pb^{204} y Pb^{208}/Pb^{204} sean cada vez mayores a partir de esa fecha, ya que la abundancia del isótopo Pb^{204} no varió debido a que no existe proceso radiactivo conocido que origine este tipo de plomo.

Del mismo modo, el decaimiento del isótopo radiactivo Rb^{87} ha producido un aumento en la cantidad del isótopo del estroncio, Sr^{87} con el tiempo, por lo cual al presente la relación Sr^{87}/Sr^{86} es mayor que en épocas geológicas pretéritas.

Esto produce que la composición isotópica de minerales portadores de plomo y estroncio sea variable en diferentes materiales, en forma similar a lo observado con los isótopos del hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre. En este caso, esas variaciones no son debidas al fraccionamiento isotópico sino al proceso

de desintegración radiactiva.

Los datos obtenidos al analizar minerales de esos elementos, permiten llevar a cabo investigaciones de sumo interés en la interpretación de génesis y origen de yacimientos minerales y de rocas, entre las cuales se destacan: profundidad de formación de rocas y yacimientos, probable fuente de origen de soluciones mineralizadoras, posibles lugares de contaminación cortical, etc.