

## AVANCES RECIENTES EN GEOLOGIA ISOTOPICA \*

por *Enrique Linares* \*

### I. Introducción

Cuando se oye hablar de la energía atómica y de los átomos e isótopos, de inmediato se relaciona el tema con los artefactos nucleares tan temidos por su poder destructivos o con los reactores nucleares de potencia que tampoco son bien vistos por la posible contaminación ambiental que producirían en caso de alguna falla técnica en sus sistemas de seguridad. Sólo algunas personas conocen cuánto ha cambiado nuestra vida desde que se inició el uso pacífico de la energía atómica y de cómo ello gravita en lo cotidiano.

Muchas de las técnicas actuales que aplican radioisótopos e isótopos estables tienen un importante papel en campos de la investigación antes no explotados, tales como procesos industriales, químicos, de tratamiento de enfermedades y plagas, en Geología, Agronomía y en otros relacionados con nuestro diario accionar.

Tanta importancia han adquirido los isótopos de los elementos químicos —esos diminutos constituyentes de la materia— que, en el caso particular de la Geología, sus variadas e interesantes aplicaciones han dado origen al nacimiento y desarrollo de una nueva disciplina científica con nombre propio: la *Geología Isotópica*.

Para introducirnos en este tema recordemos que todos los materiales que conocemos en nuestro planeta están constituidos por átomos. Los átomos de un mismo elemento químico que poseen núcleos con diferentes masas son llamados isótopos. Muchos isótopos naturales poseen núcleos inestables y al transformarse en otro u otros diferentes, emiten una o más formas de radiación; estos son llamados isótopos inestables, radioisótopos o radionucleidos. Otros, tienen núcleos estables o cuya desintegración es tan lenta que al presente no se conocen los productos de esa transformación: en este caso se los denomina isótopos estables y en general corresponden a los elementos de menor masa atómica.

Sobre ambos tipos de isótopos y de sus aplicaciones en Geología versará esta conferencia. En primer lugar definiré la ciencia denominada Geología Isotópica esbozando una breve historia de su evolución, para fi-

\* Premio Eduardo L. Holmberg, trienio 1977-1979 (día 6 de diciembre de 1985).

\*\* Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) y Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

nalmente presentar una pequeña reseña de los avances más recientes en algunos de sus campos.

## 2. Definición

La Geología Isotópica se basa en el estudio del comportamiento, abundancia, distribución y propiedades de los isótopos de los elementos químicos en la corteza terrestre, como así también en materiales extra-terrestres, como meteoritos, tektitas, etc. En las últimas tres décadas se ha desarrollado a tal punto que dio origen a una disciplina muy diversificada e importante dentro del conjunto de las Ciencias de la Tierra y muchas de sus aplicaciones resuelven gran número de problemas de la Geología y ciencias afines.

Es necesario conocer el uso, campo de aplicaciones y limitaciones de cada una de las metodologías que la integran. El conocimiento de ellas permite no sólo obtener datos de valor, sino también lograr una mejor interpretación de los diversos procesos geológicos —como los de formación de minerales y rocas, origen y formación de montañas— y develar la historia geológica y evolución de nuestro planeta y del Universo.

Debe destacarse que las técnicas físicas y químicas empleadas no representan la última solución de los problemas que se estudian; en general, hacen posible el hallar un dato analítico. Si éste es bien interpretado se puede arribar a conclusiones satisfactorias y de interés científico para la dilucidación del problema investigado. Si por el contrario se desconocen sus posibilidades y limitaciones, esto puede oscurecer o minimizar la información que suministra.

## 3. Evolución histórica

Si bien los primeros estudios en que se aplican los isótopos en Geología se remontan a muy poco tiempo después del descubrimiento de la radioactividad, los mayores progresos se alcanzan en los últimos treinta años. En realidad la historia y desarrollo de esta ciencia se relaciona con una muy antigua inquietud del hombre: la de conocer la edad y origen de la Tierra y del Universo, motivo de diversas controversias desde más de trescientos años.

Mientras los hombres de ciencia trataban de determinar la duración y extensión de los procesos geológicos sobre la base de principios científicos, los pensadores religiosos no utilizaban los mismos fundamentos para estimar la edad de la Tierra. Así es como la Biblia sugiere para nuestro planeta una antigüedad de 6.000 años; la propuesta de una secta hindú fijaba en 3,4 millones de años esa edad y el famoso obispo inglés Usher, en el año 1650, proclamaba que la creación de nuestro mundo tuvo lugar en el año 4.004 Antes de Cristo.

Hacia 1750 la postura religiosa indicaba que todas las rocas sedimentarias se habían depositado como consecuencia del "Diluvio Universal", mientras que el pensamiento de los primeros geólogos sostenía que la edad de la Tierra era mucho mayor. Ya en esa época se planteaba el interrogante de si la enorme acumulación de sedimentos ocurrida durante lo que hoy se conoce como Fanerozoico —o sea el tiempo transcurrido desde la aparición de las primeras formas de vida organizada hasta el presente— podía haberse producido en tan corto lapso como el propuesto por el Obispo Usher y sus seguidores.

Debieron transcurrir más de dos siglos hasta que el gran físico inglés William Thomson, más conocido como Lord Kelvin atacara esas ideas basándose en principios físicos y químicos. Entre 1892 y 1899 publica una serie de trabajos en los cuales fija límites para la edad de nuestro planeta teniendo en cuenta para ello consideraciones sobre la luminosidad del sol, gradiente de enfriamiento de la Tierra con el tiempo y la relación entre mareas lunares y período de rotación. En 1887, en su célebre trabajo sobre el tiempo necesario para que el planeta se enfriara desde su temperatura original en estado de fusión hasta la actual que permitió la aparición de formas de vida, estima el mismo en unos 100 millones de años, aunque sugiere que la cifra más correcta podría estar entre 20 y 40 millones de años.

Dos años más tarde, Joly calcula la edad de los océanos basándose en el contenido total de sales de los mismos y el aporte anual a ellas que brindan los continentes, llegando a una cifra de 90-100 millones de años.

Tanto la cifra anterior como esta última, a pesar de ser mucho mayores que las propuestas anteriormente mencionadas, tampoco eran muy aceptadas por los geólogos, ya que estos consideraban necesario un mayor tiempo, como el calculado por Goodchild en 1893, de 600-700 millones de años para el intervalo Cámbrico-presente.

Por la misma época, en 1896 Becquerel descubre el velado de placas fotográficas por sales de uranio y con posterioridad, que ese mismo fenómeno lo producían los minerales portadores de ese elemento. Dos años más tarde, los esposos Curie determinan que la causa de ello se debe a la desintegración radioactiva que origina radiaciones ionizantes. Desde entonces, los conocimientos sobre la estructura de la materia, propiedad de sus constituyentes, etc., se desarrollan en forma vertiginosa, marcando un importante jalón del conocimiento científico que diera origen, años más tarde, a la llamada Era Atómica.

Ya en 1905, Strutt demuestra que las relaciones uranio-radio y uranio-helio en minerales de uranio, variaban con la edad geológica de los mismos y sugiere que el uso de ellas posibilitaría calcular la edad de formación del mineral.

A partir de allí se intensifican esos estudios y es así como Boltwood en 1907 demuestra que el producto final de la desintegración del uranio es el plomo y propone el uso de la relación Pb/U para determinar la edad de minerales y rocas portadoras de esos elementos. De esa época son las

primeras dataciones halladas por el denominado método uranio-plomo químico sobre uraninitas presentadas por el famoso geólogo inglés Holmes.

Al incrementarse el conocimiento de los procesos radiactivos como así también de la estructura atómica de los elementos durante las décadas comprendidas entre 1930 y 1950, se produce un notorio avance en el desarrollo de los métodos que darían lugar a la base y fundamento de la Geología Isotópica. En este período, tres hechos adquirieron singular importancia.

El primero de ellos en orden cronológico se debe a H. C. Urey quien en 1932 predice, basándose en consideraciones teóricas, la existencia de diferencia de presión de vapor entre isótopos del hidrógeno. En colaboración con Murphy y Brickwarde, demuestra la existencia del isótopo del hidrógeno de masa 2 al que denomina deuterio.

Asimismo, sus estudios llevan a la deducción de que los isótopos estables del oxígeno y de otros elementos químicos de bajo número atómico presentan el fenómeno de fraccionamiento isotópico que depende fundamentalmente de la temperatura.

Con el tiempo esta investigación se ha convertido en una rama muy importante, ya que ha podido demostrarse que el fraccionamiento isotópico de los isótopos estables de los elementos livianos depende de reacciones físicas y químicas que ocurren durante los procesos geológicos. Por lo tanto, el estudio del fraccionamiento isotópico en algunos elementos químicos como hidrógeno, carbono, oxígeno, nitrógeno, silicio, azufre, etc., puede proveer información sobre los procesos que se produjeron en los diferentes ambientes geológicos, como también en otras ciencias como Agronomía, Medicina, etc.

El segundo jalón de importancia lo constituye el diseño y construcción por O. Nier, en 1938, del primer espectrómetro de masas, equipo que permite medir con gran precisión y exactitud la composición isotópica de los elementos, aun en aquellos que se presentan en pequeña cantidad en la Naturaleza. De esta época datan las primeras determinaciones radimétricas de edades de minerales por medio del método plomo-uranio isotópico, como así también los análisis de abundancia isotópica de algunos elementos como argón, xenón, etc.

Finalmente, el tercer hecho fundamental se debe a la introducción en 1945, del método analítico conocido como dilución isotópica, efectuada por Inghram y colaboradores, al poder disponer de trazadores isotópicos, producidos por la tecnología nuclear, para casi todos los elementos químicos. Este método analítico, de alta precisión y exactitud, facilita la detección de isótopos presentes aun en muy bajas concentraciones y permite la aplicación de técnicas que hasta esa fecha no podían utilizarse, como potasio-argón, rubidio-estroncio, samario-neodimio, etc.

A partir de 1950 comienza un constante avance en las metodologías isotópicas que, con el progreso logrado en los últimos 15-20 años en las técnicas de electrónica y de computación, hacen posible determinar can-

tidades muy pequeñas de los isótopos estudiados en cada caso, con muy buena precisión y exactitud.

#### 4. Avances recientes en métodos de datación radimétrica

Me referiré ahora a los avances más recientes logrados con la aplicación de los isótopos haciendo hincapié en aquellos que se relacionan con estudios geológicos.

El mayor énfasis estará centrado en los métodos radimétricos de datación geológica, ya que ellos, desde 1958, permitieron que me introdujera en este apasionante campo de la ciencia.

Si me remonto a los años en que mis maestros en la Comisión Nacional de Energía Atómica —el Ing. V. Angelelli y el Dr. N. P. Stipanich— me impulsaron a iniciarme en este tema, puedo decir que en ese momento, sólo había una datación radimétrica de minerales de nuestro país, efectuada por un físico de la Universidad Nacional de Córdoba, sobre minerales de uranio de una pégmatita de esa provincia, por medio del método uranio-plomo. Hoy, con un número aproximado de 3.500 dataciones, por medio de los métodos K-Ar, Rb-Sr, Pb-U y Pb-a, algunas aceptadas y otras no tanto, creo que el mayor éxito —y aquí me refiero a mi instituto—, luego de casi 20 años de luchas y tropiezos, ha sido convencer a los investigadores de las Ciencias Geológicas que las edades radimétricas pueden ser ayuda inestimable, para un mejor conocimiento de la evolución y cronología de los distintos procesos geológicos.

Los métodos radimétricos de datación geológica se basan en la desintegración radiactiva de un isótopo inestable. En este caso, la transformación simple de un isótopo inestable en otro estable, como por ejemplo la desintegración del  $^{87}\text{Rb}$  en  $^{87}\text{Sr}$ , o la más compleja a través de una serie de modificaciones como en el caso del  $^{238}\text{U}$  en  $^{206}\text{Pb}$ , permite hallar la edad del mineral o roca portadora de esos elementos.

Para ello, si podemos determinar la cantidad del isótopo inestable llamado *padre* y la del estable final o *hijo*, que en la actualidad se hallan presentes en el mineral o roca estudiada, y si se conoce el valor de la constante de desintegración del isótopo radiactivo, la edad puede calcularse —dentro de ciertos límites— por medio de la ecuación general:

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

Esa edad física así obtenida puede ser la del evento geológico que queremos ubicar en el tiempo, si se cumplen ciertas condiciones fundamentales que se resumen a continuación:

1. El valor de la constante de desintegración  $\lambda$  del radionucleido se conoce con exactitud.

2. La determinación de la concentración de los elementos padre e hijo pueden hacerse con buena precisión analítica.
3. La muestra analizada ha permanecido como un sistema geoquímico cerrado, no perdiendo ni ganando cantidades de los isótopos involucrados, salvo por desintegración radiactiva.
4. La muestra no contiene al momento de su formación o del proceso que le dio origen, cantidades significativas del isótopo hijo, salvo que ellas puedan determinarse.
5. El valor del período de semidesintegración del isótopo radiactivo  $t^{1/2}$ , es del mismo orden de magnitud que la edad geológica a medir.

Estos condicionantes no permitían 40 años atrás utilizar todos los pares o series radiactivas, para la determinación de edades radimétricas. Así por ejemplo, los pares  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  y  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  conocidos antes de 1940, no podían usarse ya que era casi imposible medir con precisión las pequeñas concentraciones de los isótopos involucrados. Al presente, el mejoramiento de las metodologías analíticas de espectrometría de masas, el avance logrado con el uso de trazadores de muy buena pureza, permitieron superar esos problemas y es así como junto al uso de metodologías comunes como las conocidas como potasio-argón (K-Ar), rubidio-estroncio (Rb-Sr) y uranio-Plomo (U-Pb), se hallan otras más sofisticadas como potasio-calcio (K-Ca), renio-osmio (Re-Os), samario-neodimio (Sm-Nd), etc.

Esto no sólo ha permitido mejorar la calidad de las dataciones radimétricas, sino también poder estudiar una misma muestra por medio de diferentes métodos, con lo cual los procesos geológicos investigados cuentan así, con una mayor información.

Haciendo una rápida revisión de los métodos radimétricos, se presentarán a continuación los avances recientes en esta área.

#### MÉTODOS BASADOS EN LA DESINTEGRACIÓN $^{40}\text{K}$

Aparte del método convencional K-Ar en uso en muchos laboratorios y que puede considerarse como de exploración geocronológica, se han logrado los siguientes avances:

*Método K/Ar sobre rocas volcánicas jóvenes.* En este caso, la reducción de volumen del sistema de extracción usando nuevos elementos y materiales y la medición de la muestra por un espectrómetro de masas acoplado directamente al sistema de extracción ("on line"), permitió disminuir la cantidad de argón atmosférico que contaminaba la muestra. Esto a su vez permitió reducir sensiblemente el límite de detección.

Si con el método convencional, edades menores de 700.000 a 1.000.000 de años no podían ser medidas con precisión y exactitud, actualmente aquéllas del orden de los 50.000 años (límite superior del método carbono-14), pueden detectarse con buena precisión. Edades entre 100.000 y

700.000 años, antes imposible de discernir, pueden ser obtenidas con buena calidad analítica y algunos laboratorios han podido medir rocas jóvenes —30.000 años—, con errores no mayores del 30 por ciento.

*Método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .* Esta metodología propuesta hace pocos años atrás para medir en la misma muestra las concentraciones de potasio y argón, ha sido mejorada sustancialmente al irradiarse la muestra en un reactor nuclear y con posterioridad efectuarse la extracción por el método convencional.

Una modificación de la metodología primitiva, en la que el argón de la muestra se extrae en etapas a diferentes temperaturas hasta llegar a la de la fusión de la roca o mineral analizado, permite estudiar la historia térmica de la roca, en especial de aquellas que luego de su formación han estado sujetas a una compleja historia geológica, como sucede en las rocas metamórficas de viejos cratones. Además de poder reconstruir y conocer todos los eventos que modificaron la edad original, ésta en algunos casos, puede ser determinada.

*Método  $\text{K}/\text{Ca}$ .* Si bien era conocido que la desintegración del  $^{40}\text{K}$  daba origen además de  $^{40}\text{Ar}$  a  $^{40}\text{Ca}$  y que esta transformación era más abundante que la anterior, el par  $\text{K}/\text{Ca}$  no podía utilizarse dado que el isótopo estable de masa 40 era similar al más común de los isótopos del calcio. Por lo tanto, diferenciar el  $^{40}\text{Ca}$  radigénico originado en la desintegración radiactiva del  $^{40}\text{K}$  del  $^{40}\text{Ca}$  común, era imposible hasta hace pocos años atrás.

La facilidad de contar con trazadores enriquecidos en uno de los isótopos del calcio,  $^{43}\text{Ca}$ , ha hecho posible desarrollar una nueva metodología que permita conocer la cantidad de  $^{40}\text{Ca}$  existente en el momento de la cristalización del mineral y por lo tanto, determinar la de  $^{40}\text{Ca}$  radigénico, lo que posibilita determinar la edad de la roca o mineral, por medio del par  $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$ .

Por lo tanto la posibilidad de poder datar una misma muestra por medio de los pares isotópicos  $\text{Ca}/\text{K}$  y  $\text{Ar}/\text{K}$ , abre un nuevo campo de investigación que facilitará obtener mayor información y conocimiento que el que brinda el método convencional.

## MÉTODO RUBIDIO-ESTRONCIO

En este caso los avances más notables se registraron en:

*Métodos analíticos.* Las posibilidades que brindan los nuevos espectrómetros de masas, con un sistema mejorado de detección con lectura digital y el sistema de computación adosado, ha permitido mejorar sensiblemente la exactitud y precisión de las medidas. Relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  pueden medirse ahora con exactitud hasta la cuarta y quinta cifra decimal.

Por otra parte, el análisis químico Rb y Sr por espectrometría por fluorescencia de rayos-X, facilitó la selección previa de las muestras a investigar, reduciendo de ese modo el anterior tedioso trabajo analítico que debía efectuarse para lograr una edad. Al presente, en casi todos los laboratorios, la determinación de Rb se realiza por fluorescencia de rayos-X y sólo excepcionalmente aplicando el método de dilución isotópica, con lo que el número de muestras que se puede analizar ha aumentado considerablemente.

Con estos avances, este método puede ahora aplicarse a rocas pobres en potasio y por lo tanto en rubidio, lo que con anterioridad limitaba su utilización a cierto tipo de rocas e impedía una mayor aplicación del mismo.

*Límite inferior de datación.* Lo señalado anteriormente, también permitió extender el rango de aplicación del método, lo que se debe al alto valor de la constante de desintegración del  $^{87}\text{Rb}$ . Si hasta diez años atrás, solamente se podían datar rocas cuya edad superara los 80-100 millones de años de antigüedad, al presente ese límite se ha reducido a 25-40 millones de años, de acuerdo al tipo de roca analizado.

*Datación de rocas sedimentarias.* Todos los métodos geocronológicos se aplicaban a rocas eruptivas o metamórficas, o sea aquellas denominadas como "rocas duras". Excepcionalmente sólo algunas glauconitas podían fecharse por medio de los métodos K/Ar o Rb/Sr. La posibilidad de datar rocas sedimentarias pelíticas ricas en illita ha sido demostrado hace pocos años y se publicaron bastante trabajos sobre el particular.

Si bien el método es complejo y requiere un conocimiento previo de la sedimentología, mineralogía y del evento geológico que se está datando, como ser diagénesis o anquimetamorfismo del sedimento, esta nueva posibilidad amplía nuestro campo al poder datar algunas rocas sedimentarias, en especial cuando ellas no poseen registros fosilíferos que las ubiquen cronológicamente.

*Relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .* Otra de las aplicaciones que proporciona este método es la posibilidad de determinar el valor de las relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de rocas. El valor de esa relación adquiere mucha importancia en los últimos años, ya que determina el origen y procedencia del material constituyente de las rocas.

Los estudios realizados han demostrado que pueden diferenciarse rocas de origen profundo (corteza profunda o manto superior), de aquéllas que se forman cerca de la superficie.

Los isótopos del estroncio pueden ser utilizados como indicadores de los procesos de diferenciación que ocurren en el manto superior o en la corteza terrestre. Un ejemplo clásico se tiene en los basaltos modernos de las dorsales oceánicas, de los arcos de islas y continentales; en este caso se demostró que los primeros tienen los menores valores de la relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , mientras los continentales, los mayores. De esta manera



se distingue geoquímicamente el comportamiento de diferentes tipos de basaltos, caracterizando los distintos ambientes geológicos en que se originaron. Del mismo modo puede decirse que las rocas graníticas de origen profundo tienen valores menores para esa relación que aquellas similares originadas cerca de la superficie.

La información que suministra este dato es importante en estudios geoquímicos, petrológicos y en la explicación de la procedencia de los materiales, como así también para la hipótesis sobre teoría de las placas.

*Método uranio-plomo.* A pesar de ser el método de U-Pb uno de los primeros en ser utilizados en geocronología, la optimización y reconocimiento de su valor es relativamente reciente. Este avance fue posible debido al incremento de la capacidad analítica de los laboratorios y de poder efectuar análisis precisos en muestras con bajos contenidos de U y Pb.

El resultado más significativo de este método, es el de poder ser aplicado a la datación de una gran cantidad de rocas. La posibilidad de utilizar rocas metamórficas y eruptivas portadoras de circón u otros minerales accesorios que lleven U y Th, ha ampliado el campo de aplicación de ese método que con anterioridad estaba limitado a aquellos minerales ricos en uranio y torio, como uraninita, pechblenda, monacita, etc.

Para llevar a cabo una datación, cantidades tan pequeñas como 3 mg de circón pueden ser suficientes para su análisis con muy buena precisión. Los resultados hallados usando los llamados diagramas de concordia, suministran no sólo la edad de cristalización original del mineral sino también la del proceso metamórfico que produjo su recristalización.

Además, los estudios de diferentes poblaciones de circones de una misma roca permiten obtener datos sobre la evolución térmica del sistema y de la petrogénesis de las rocas analizadas.

*Método plomo-plomo.* La metodología plomo-plomo ha recibido un gran impulso en los últimos años, como consecuencia de los avances analíticos logrados en la determinación de la composición isotópica del plomo en rocas y minerales.

Sus más importantes aplicaciones son la de poder conocer la edad de yacimientos minerales, la fuente de procedencia del plomo y los procesos de evolución geoquímica de la corteza terrestre. Al contrario de lo que sucede con la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , la relación U/Pb muestra un empobrecimiento muy grande en la corteza con relación al manto. Ese comportamiento se evidencia por las relaciones Pb/Pb y permite caracterizar si el material es de origen juvenil o es el producto de un reprocesamiento de rocas corticales pre-existentes.

*Método samario-neodimio.* El desarrollo de este método está ligado a las investigaciones realizadas sobre muestras de la Luna; por eso pocos son los laboratorios en el mundo que se hallan en condiciones de realizar análisis por medio de esta nueva metodología.

Como estos elementos poseen baja movilidad química con respecto a los alcalinos, los torna geoquímicamente interesantes, ya que pueden aplicarse a rocas que se hallan alteradas o metamorfizadas. Por otra parte, al poder ser utilizado en rocas básicas y ultrabásicas, que difícilmente pueden ser datadas por los otros métodos citados llena un vacío que existía hasta su puesta en operación.

Además, las relaciones Sm/Nd permiten obtener conclusiones sobre el origen y procedencia del material formador de rocas y de los procesos relacionados con la evolución de la corteza terrestre y el manto superior. En este sentido, la potencialidad de estos isótopos parece ser mejor que las que ofrecen los de estroncio.

Como ejemplo de lo señalado puede citarse que los valores de la relación inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para basaltos de las cadenas centro oceánicas y de los continentales muestran diferencias apreciables, mayor del 10%, con los correspondientes a los arcos de islas en situación intermedia. Si bien estos datos confirman los hallados por medio de las relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , demuestran además, que en todos los casos el material deriva del manto o corteza profunda, pero de fuentes de diferentes composición, indicando la existencia de heterogeneidades en el manto superior.

Por otra parte, debe señalarse que las edades Sm-Nd se consideran hasta el presente como "edades modelos" y que el método sólo puede aplicarse a rocas de edades muy grandes, como las del Paleozoico inferior o Precámbrico, lo que restringe el rango de aplicación del mismo.

## 5. Avances recientes en isótopos ambientales

Pasaremos ahora a revisar lo actuado en el campo de los isótopos estables, también conocidos como ambientales. Antes de entrar en el tema debemos señalar cuáles son las propiedades de estos isótopos que permiten su utilización en geología y en otras ciencias.

Los isótopos de un cierto elemento químico poseen el mismo número y distribución de sus electrones, de allí que sus propiedades químicas sean similares. Sin embargo, esa similitud no es limitada y existen pequeñas diferencias en el comportamiento de especies químicas iguales que contienen distintos isótopos de un mismo elemento, que son medibles con las técnicas actuales.

Desde el descubrimiento del isótopo pesado del hidrógeno, deuterio, efectuado por Urey en 1932, se aplicaron conceptos de mecánica estadística al cálculo de las diferencias de las propiedades químicas de los isótopos del hidrógeno, carbono, oxígeno, nitrógeno, silicio, azufre y otros. Estas diferencias hacen que tanto en la naturaleza como en el laboratorio, se produzcan redistribuciones de los isótopos entre fases o compuestos químicos diferentes presentes en el sistema; ese acomodamiento hacia un estado de equilibrio se conoce como fraccionamiento isotópico. En la na-

turalidad, este fraccionamiento isotópico se produce en la mayoría de los elementos livianos hasta aquéllos cuyo valor del número atómico sea  $Z = 20$ .

Por efecto de este proceso ciertas moléculas portadoras de un elemento químico se enriquecen en uno de los isótopos, mientras que otros lo hacen en otro.

Por ejemplo, la molécula  $S^{2-}$  se enriquece en  $^{32}S$  y la  $SO_4^{2-}$  en  $^{34}S$ .

El estudio y comprensión de los procesos que producen el fraccionamiento isotópico a través de las evaluaciones de su magnitud, ha revelado las causas de ciertos procesos naturales. En forma general puede decirse que el fraccionamiento isotópico es función de la temperatura y del ambiente en que se produce. Por lo tanto, conocida la extensión del fraccionamiento, podemos sacar conclusiones sobre las condiciones que regulan el medio ambiente en que se originó la roca o material natural en estudio.

Los avances más recientes logrados en este campo, pueden resumirse de la siguiente manera:

#### ISÓTOPOS EN HIDROGEOLOGÍA E HIDROLOGÍA

La aplicación de los isótopos en el estudio de los recursos acuíferos puede dividirse en dos principales ramas: a) por medio de los radioisótopos artificiales; y b) por intermedio de los isótopos ambientales. En nuestro caso, solamente consideraremos el último, ya que nuestro trabajo se basa en estudiar los isótopos constituyentes de la molécula de agua, como hidrógeno, deuterio, tritio y oxígeno, o sea, utilizando a éstos como trazadores naturales de los procesos que producen ese elemento tan necesario para la vida del hombre como es el agua. La ventaja, en nuestro caso, es que las técnicas isotópicas no contaminan ese recurso.

Los isótopos constituyentes de la molécula agua son trazadores geoquímicos de su evolución e historia. La variación de la composición isotópica de aguas naturales, producida por procesos como latitud, altitud, etc., puede ser medida en la actualidad con gran precisión. Esa medición nos permite revelar los procesos y parámetros que intervienen en el ciclo del agua y colaborar en el conocimiento de:

- a) origen del agua y procedencia
- b) determinación del lugar de recarga del acuífero
- c) velocidad y dirección de la corriente de agua
- d) edad del agua
- e) interrelación entre aguas superficiales y subterráneas
- f) conexión entre acuíferos
- g) causas probables de la salinización de acuíferos

Estas metodologías están siendo aplicadas actualmente en diversas áreas de nuestro país, en especial en aquellas donde el estudio del recurso hídrico es fundamental. Del mismo modo, se están aplicando en investigaciones sobre recursos geotérmicos, nueva fuente de energía que puede ser de interés en algunas áreas de nuestro país.

## ISÓTOPOS ESTABLES EN GEOLOGÍA

Los isótopos del hidrógeno, carbono, oxígeno, silicio y azufre —por citar sólo aquellos sobre los que se han llevado a cabo las investigaciones más detalladas hasta el presente— permiten obtener datos sobre su abundancia y composición isotópica en diversos materiales naturales que constituyen la corteza terrestre. Esos datos, a su vez, permiten explicar en algunos casos, la evolución geoquímica de esos elementos en el ambiente que actuaron y los procesos geológicos que produjeron su acumulación.

Cada día y con el incremento del conocimiento del accionar de los isótopos, son más numerosas las aplicaciones de ellos a la resolución de problemas geológicos, como así también a otras disciplinas científicas. Para poder demostrar lo señalado presentaré algunos ejemplos:

1. *Fuente de origen de carbonatos.* Los carbonatos naturales como calcita, dolomita, etc., se depositan en general a partir de soluciones acuosas portadoras de bicarbonato.

Dado que los mares son grandes reservorios donde se produce una mezcla íntima de sus componentes, los carbonatos de origen marino poseen una composición isotópica similar.

Por el contrario, los carbonatos formados a partir de aguas dulces tienen composición isotópica que dependerá de las aguas que le dieron origen.

¿Qué es lo que nos indica esto? Simplemente que en la práctica, con unos pocos análisis isotópicos podemos diferenciar entre ambos tipos de bicarbonatos.

Además, en ciertos casos, hasta podemos intuir la edad relativa, ya que al haber cambiado la temperatura y composición de los mares durante la historia geológica, ello produjo también variaciones de la composición isotópica de los carbonatos formados. La información disponible de análisis isotópicos de carbonatos marinos de muchos lugares del mundo, en un número cercano a 4000 determinaciones, ha permitido distinguir en forma estadística la composición isotópica de calizas de diferentes procesos durante esa historia geológica.

2. *Estudios de correlación geológica.* Otro ejemplo práctico del empleo de los isótopos del carbono y oxígeno, lo tenemos en su utilización en estudios de correlación geológica de bancos de calizas. Si se tiene una secuencia de bancos de calizas y esos bancos poseen ligeras variaciones de la composición isotópica, esto nos permite determinar esa misma secuen-

cia en lugares cercanos entre sí, pero no conectados. Como ejemplo de ello, podemos mencionar la que puede llevarse a cabo en diferentes pozos petrolíferos si se dan las condiciones mencionadas para poder correlacionar los bancos similares de diferentes pozos.

3. *Isótopos del carbono y oxígeno en exploración petrolera.* También los isótopos del carbono, permiten determinar si dos pozos de petróleo pertenecen o no a una misma cuenca. Si la composición isotópica del carbono es similar, ello indica que provienen de una misma fuente, mientras que lo contrario permite mejorar el conocimiento de la cuenca.

También la determinación de composiciones isotópicas comunes del carbono y oxígeno en rocas con cemento carbonático permitió demostrar que esos valores isotópicos anómalos indicaban la distribución de una cuenca petrolífera ubicada a 1000 metros de profundidad.

Del mismo modo, la composición isotópica del metano de pozos en exploración permite diferenciar la presencia de gas metano proveniente de depósitos petrolíferos, del metano acumulado en suelos.

4. *Origen y génesis de yacimientos minerales.* Los isótopos del azufre son de gran aplicación en el estudio de la génesis de yacimientos minerales. Como la composición isotópica del azufre de minerales portadores de ese elemento depende de la temperatura de formación, esos isótopos nos dan información para distinguir entre yacimientos de origen magmático o profundo, de otros formados en procesos ocurridos a baja profundidad, como así también de las acumulaciones minerales debidas a procesos sedimentarios.

Más aún, los isótopos del azufre permiten distinguir la zona primaria del yacimiento de la zona de oxidación y además, utilizando pares minerales como galena-blenda, se puede determinar la temperatura de formación del depósito.

#### PALEOTEMPERATURA Y PALEOAMBIENTES

Como ya se señalara, el fraccionamiento isotópico depende de la temperatura. Por lo tanto, si se conocen las leyes que rigen el fraccionamiento y se puede medir su extensión, es posible determinar la temperatura a la que se produjo el proceso. En otras palabras, por medio de los isótopos contamos con geotermómetros que permiten conocer las condiciones térmicas existentes en el pasado.

La validez de esa paleotemperatura depende de tres hipótesis:

1. La reacción de intercambio isotópico alcanzó el equilibrio.
2. La magnitud del fraccionamiento con la temperatura es conocida.
3. La composición isotópica no fue afectada con posterioridad al equilibrio.

Con estas consideraciones vemos que, utilizando cualquiera de los isótopos estables, se pueden calcular temperaturas del pasado, o sea que podemos conocer el paleoambiente en que se desarrolló el proceso geológico que se estudia.

Además de aplicarse al conocimiento de temperaturas de formación de rocas, minerales y yacimientos como ya citamos, se puede:

- a — determinar la temperatura del mar en que se desarrollaron organismos, utilizando la determinación de la composición isotópica del oxígeno en conchillas, restos óseos de animales, etc.
- b — determinar las temperaturas en épocas glaciales e interglaciares usando como registro los isótopos del hidrógeno y oxígeno en perfiles de pozos de hielo de diferentes niveles.

Finalmente, y como broche de toda la información que nos brindan los isótopos, citaré que también podemos llegar a conocer el habitat de animales en el pasado, como así también el clima de la región que habitaban. Utilizando los isótopos del carbono sobre el colágeno de huesos podemos conocer si la alimentación de animales herbívoros era de origen marino (algas) o de clima húmedo o árido, dado que la composición isotópica del carbono es distinta en los tres tipos de vegetales señalados. La incorporación del carbono al organismo animal durante el ciclo alimenticio, respeta el registro isotópico y por lo tanto, midiendo el fraccionamiento, se pueden sacar las conclusiones señaladas anteriormente.

Quiero finalizar diciendo que sólo he tratado de esbozar algunas de las posibilidades que nos permite el conocimiento, distribución, abundancia y propiedades de los isótopos de los elementos, que no sólo son de aplicación en problemas geológicos.

Cuando, hace 25 años, me inicié en estas investigaciones, los isótopos estables estaban restringidos a Geología; actualmente, su campo se ha extendido a otras ciencias y es muy común su uso en Agronomía, Medicina y Biología, por citar algunas.

Los procesos de fotosíntesis, de relación entre cantidad de nutrientes y producción de proteínas, por dar algunos ejemplos, se estudian actualmente por medio de los isótopos del carbono y nitrógeno. En Medicina, ciertos fármacos marcados con isótopos estables como  $^{13}\text{C}$ , han reemplazado a otros radiactivos, como trazadores en el estudio y diagnóstico de enfermedades. En Biología ya citamos la posibilidad de determinar el habitat en que vivían vegetales y animales.

De todos modos, esto es una apretada síntesis de lo que estos diminutos componentes de los átomos pueden suministrarnos como información para comprender mejor los procesos naturales. Para aquellos interesados en el tema y que deseen profundizar en él, nuestro Instituto está abierto a todas las inquietudes de los investigadores.