

Fundamentos y Aplicaciones de la Geoquímica de Isótopos Radiogénicos a Problemas Medioambientales

L. Barbero

**Dpto. Geología, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales,
Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real (Cádiz)**

El estudio de las variaciones en la composición isotópica de ciertos elementos radioactivos y radiogénicos puede aportar luz sobre los procesos que tienen lugar en condiciones de baja temperatura (erosión, meteorización química, etc.) y pueden ayudarnos a caracterizar los términos finales en multitud de problemas ambientales. Los isótopos radiogénicos se pueden utilizar como trazadores ya que los materiales naturales y los contaminantes presentan en multitud de ocasiones composiciones isotópicas muy distintas y además, al contrario de lo que ocurre con la mayor parte de los trazadores químicos, los isótopos se comportan de forma conservativa. En contraste con lo que ocurre con los isótopos estables, en este caso, las variaciones en la composición isotópica de un elemento en concreto no se deben a fraccionamiento sino a la desintegración de un isótopo padre radioactivo para generar un isótopo hijo radiogénico.

Origen de los isótopos radiogénicos en condiciones superficiales

En condiciones superficiales, en las que el agua está casi siempre involucrada, los elementos radioactivos pueden tener dos orígenes fundamentales. Por un lado, la meteorización química de las rocas o sedimentos aflorantes va a ser capaz de liberar ciertos isótopos radioactivos y sus hijos radiogénicos. La composición isotópica del elemento que se libera durante la meteorización química dependerá, de entre otros factores, de la naturaleza y tipo de roca madre, lo que nos obliga a conocer bien los procesos responsables de las variaciones a gran escala de la composición isotópica de las rocas. También va a depender del comportamiento de los elementos químicos en cuestión durante el proceso de meteorización, en función de si se trata de elementos mayoritarios o traza (procesos de precipitación, disolución congruente e incongruente, difusión, intercambio iónico, adsorción, etc) y de otros procesos físicos como pueda ser el retroceso alfa de núcleos de U o Th.

La otra fuente de elementos radioactivos es debida a la interacción de los elementos con partículas nucleares tales como protones, neutrones, partículas alfa, que son capaces de cambiar la configuración nuclear y electrónica de un átomo. Existen tres fuentes fundamentales de partículas nucleares que son: la radiación cósmica, el U y Th contenido en los materiales terrestres y la radiación liberada por las pruebas atómicas. Estas tres fuentes de partículas son capaces de generar nuevos nucleidos que en contraposición con los anteriores que se dan en denominar

litogénicos, reciben el nombre genérico de nucleidos *cosmogénicos* a excepción del caso de los nucleidos generados como consecuencia de la interacción de partículas ligada a la desintegración del U y Th que se denominan nucleidos *litogénicos* “*in situ*”; por último, aquellos en los que interviene en su generación fuentes de radiación artificiales reciben el nombre de nucleidos *antropogénicos*.

¿Qué produce las variaciones de los isótopos radiogénicos en condiciones superficiales?

La primera fuente de variación de los isótopos radioactivos-radiogénicos en cualquier tipo de ambiente es la propia desintegración radioactiva. La desintegración radioactiva se rige por la denominada ley de la desintegración radioactiva que se verá a continuación. La estabilidad de un núcleo atómico está relacionada con el número de protones y neutrones del núcleo. Si observáramos la carta de los nucleidos observamos que para los nucleidos con masas atómicas bajas, la estabilidad mayor se logra cuando el número de protones Z es aproximadamente igual al de neutrones N . Conforme se aumenta la masa atómica la relación N/Z de la región en donde se proyectan los isótopos estables se aproxima a 1.5, es decir, la mayor estabilidad se logra incrementando el número de neutrones del núcleo. La zona de estabilidad es un “valle” energético en el cual los nucleidos radioactivos de los alrededores tienden a caer, emitiendo partículas y energía, fenómeno que conocemos por el nombre de desintegración radioactiva. La naturaleza de las partículas emitidas depende de la localización del nucleido inestable en relación con el valle energético. Los nucleidos inestables en cada lado del valle se desintegran normalmente mediante procesos isobáricos, esto es, un protón del núcleo se convierte en un neutrón o viceversa, pero la masa total del nucleido no varía. Por el contrario, los nucleidos inestables en la parte alta del valle energético se desintegran normalmente mediante emisión de una partícula pesada (partícula α), reduciendo la masa total del nucleido. Son por tanto desintegraciones no isobáricas.

Los principales mecanismos de desintegración radioactiva son (Figura 1):

- desintegración β^- : los átomos del elemento padre se desintegran mediante la emisión de una partícula beta cargada negativamente y neutrinos que provienen del núcleo atómico y que son acompañados de radiación en forma de rayos gama (γ). Esto puede verse como la transformación de 1 neutrón = 1 protón + 1 electrón (partícula β^-). El número atómico (Z) del átomo hijo se incrementa en uno y el número de neutrones (N) se reduce en uno, quedando el mismo número másico (A).
- desintegración β^+ (positrón): el nucleido emite electrones del núcleo cargados positivamente (positrón) y un neutrino. Esto es la transformación de 1 protón = 1 neutrón + 1 positrón (partícula β^+) + 1 neutrino. El elemento hijo tiene el mismo número másico que el padre, pero un protón menos.

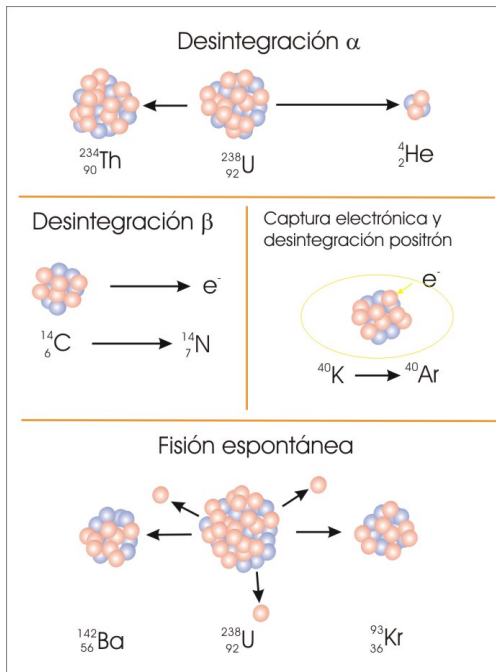


Figura 1.- Mecanismos de desintegración radioactiva

- desintegración por captura electrónica: un protón es capaz de capturar a uno de los electrones de los orbitales más internos formando un neutrón y emitiendo un neutrino. El nucleido resultante es un número atómico menor, conservando el mismo número másico (A).
- desintegración mediante emisión de partículas α : Este tipo de desintegración ocurre en átomos pesados mayores que el Bi. Puesto que las partículas alfa están compuestas por 2 protones y 2 neutrones, la emisión de una de estas partículas reduce en dos unidades el número atómico (Z) y en cuatro unidades el número másico (A). El isótopo hijo no es un isóbaro del padre.
- desintegración mediante fisión espontánea: para ciertos nucleidos pesados se sobrepasa una masa crítica que depende de Z^2/A las fuerzas de repulsión electrostática superan a las fuerzas que mantienen el núcleo unido, por lo que el núcleo se divide en dos núcleos de aproximadamente igual tamaño y se liberan partículas (α , neutrones, etc) y energía.

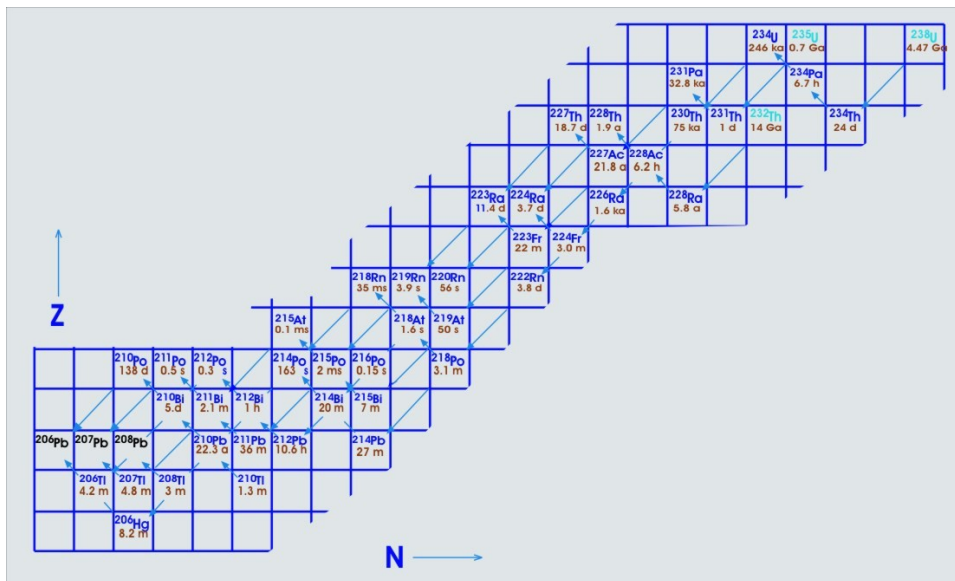
La desintegración radioactiva es un proceso estadístico, es decir, por ejemplo si aisláramos a un átomo de material radioactivo, no sabríamos en que momento se produciría su desintegración. En cambio, si consideramos un gramo de ^{238}U (que contiene aproximadamente 2.53×10^{21} átomos) tenemos que en un período de 4.468×10^9 años la mitad de éstos átomos se habrían desintegrado a ^{206}Pb . En los siguientes 4.468×10^9 años, se habrían desintegrado la mitad de los átomos restantes y así sucesivamente en forma exponencial. A este período en el cual se desintegra la mitad de los átomos padre, se le denomina *vida media* y es un valor característico de cada nucleido. En definitiva, la tasa a la que se desintegra un nucleido radioactivo depende de la cantidad de nucleido presente a cualquier tiempo, lo que expresado de forma matemática es:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

que integrando queda

$$-\int_N^{N_0} \frac{dN}{N} = \int_t^{t_0} dt; N = N_0 e^{-\lambda t};$$

como el número de hijos $D = N_0 - N$, y $N_0 = N e^{\lambda t}$ tenemos que $D = N (e^{\lambda t} - 1)$. Si inicialmente en el sistema había un cierto número de hijos D_0 entonces $D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1)$ que es la ecuación que nos dice el número de átomos hijo formados por desintegración de N_0 átomos iniciales de N cuanto ha transcurrido un tiempo t .



Existen en la naturaleza elementos radioactivos que en su desintegración dan lugar a un nucleido radiogénico que a su vez es radioactivo y así sucesivamente hasta llegar a un último elemento estable (Figura 2). Constituyen las denominadas series de desintegración del U y el Th, dentro de las cuales existen multitud de aplicaciones medioambientales. El aparato matemático que expresa estas series es farragoso y se encuentra bien recogido en libros de texto como Faure (1986). Cuando en una serie de N términos, la constante de desintegración del primero de ellos es mucho menor que cualquier otra constante de la serie e inicialmente existe un cierto número de átomos del primer miembro y cero del resto de los miembros de la cadena, transcurrido un determinado periodo de tiempo, la tasa de desintegración de $\lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots = \lambda_{N-1} N_{N-1}$. Esto es lo que se denomina *condición de equilibrio secular*. Las dos asunciones anteriores ($\lambda_1 \ll \lambda_2$, $N_2 = N_3 = \dots = N_{N-1} = 0$) no son gratuitas sino que están tomadas, en el primer caso de las series de U y Th (ver

figura de la series de desintegración) y en el segundo caso responde a un comportamiento geoquímico distinto de los diferentes elementos de la series. Es la rotura del equilibrio secular y su posterior reestablecimiento es lo que se usa para estimar tasas de muchos procesos de baja temperatura usando distintas partes de las series (tasas de extracción de materia particulada en medios oceánicos; tasas de sedimentación; tasas de crecimiento de nódulos, etc) y hace que estas series sean particularmente importantes en estudios medioambientales.

La segunda fuente de variación de los nucleidos radiogénicos que podemos considerar es intrínseca a los nucleidos *cosmogénicos* y a los *litogénicos "in situ"*. Se trata de factores externos que afectan a la productividad de estos nucleidos en las partes altas de la atmósfera o "in situ", como pueden ser la latitud geomagnética (afecta a la interacción de la radiación cósmica con la tierra en su conjunto), a la altitud topográfica, a la capacidad de penetración de las partículas en la superficie

terrestre (*litogénicos "in situ"*), entre otros. En la atmósfera la concentración de un nucleido radioactivo cosmogénico alcanza un nivel de equilibrio estacionario entre su producción y sus pérdidas mediante desintegración y intercambio (algo similar al equilibrio secular en las series de U y Th). Lógicamente, para que esto ocurra la homogenización del nucleido en el reservorio debe de ser muy rápida con respecto a la vida media del nucleido en si.

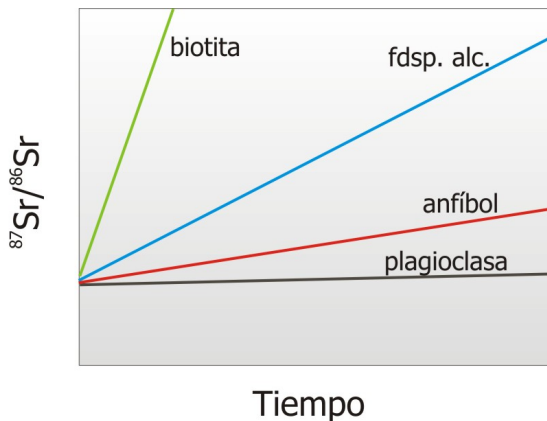


Figura 3.- Evolución de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con el tiempo en minerales típicos de una roca granítica

minerales derivados de una misma roca madre o suelos presentan composiciones isotópicas distintas. Y lo mismo es válido para las aguas involucradas en la meteorización química de una roca. En la Figura 3 se encuentra recogida la evolución de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con el tiempo en los distintos minerales de una roca granítica típica. Como podemos observar, aquellos minerales con relaciones Rb/Sr más altas (la pendiente en este diagrama es la relación Rb/Sr) desarrollan con el tiempo relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más elevadas. Como no todos los minerales de una roca o de un suelo se meteorizan a la misma tasa, algunos aportan Sr antes que otros a la solución durante los procesos de meteorización y por lo tanto, la secuencia y tasa de meteorización puede influir grandemente en la composición isotópica del agua ligada a la meteorización o del suelo resultante de una roca madre determinada.

Sistemas isotópicos no estables de interés medioambiental

Prácticamente todos los sistemas isotópicos tienen en mayor o menor medida un interés y una posible aplicación a problemas medioambientales y sería prolijo aquí enumerarlos todos. Para esta charla se han elegido algunos sistemas como el Rb-Sr, las series de desequilibrio de U-Th, Re-Os o algunos nucleidos cosmogénicos de los que se van a dar unos conceptos básicos a continuación.

Sistema Rb-Sr

El sistema Rb-Sr está basado en la desintegración del ^{85}Rb que mediante la emisión de una partícula beta genera el isótopo ^{87}Sr estable. La constante de desintegración es de $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. Durante la evolución terrestre a escala global, la tierra se ha diferenciado en términos de Rb-Sr. El Rb, un elemento que por su potencial iónico puede sustituir al K en la red de minerales como la moscovita o los feldespatos alcalinos, en los procesos de fusión tiende a ser más incompatible que el Sr. Esto hace que a lo largo de los sucesivos eventos que han ido generando la corteza continental, la relación Rb/Sr haya ido aumentando hacia los segmentos corticales, lo que a su vez provoca que la corteza continental sea más radiogénica que aquellos materiales que tienen una derivación mantélica más directa. En definitiva, dependiendo del origen de las rocas que afloran en un determinado sector, la composición isotópica de su Sr va a ser más o menos radiogénica según sea el porcentaje de participación de material mantélico y cortical en su génesis. Rocas tales como granitoides en general suelen ser más radiogénicas que tipos basálticos, si bien lógicamente esto depende también de la edad del material en sí.

Durante la meteorización química de las rocas el Sr se libera al agua preferentemente al Rb por lo que la relación Rb/Sr de la roca alterada aumenta. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la roca alterada tiende a aumentar lo que parece indicar que las fases minerales con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas son rápidamente puestas en solución quedando pues en la roca alterada aquellas fases con las relaciones más altas. Los minerales potásicos que son fundamentalmente reservorio de Rb son más estables frente a los procesos de meteorización química que los minerales cálcicos que pueden contener Sr en sustitución por el Ca en su estructura. Son, por lo tanto, biotita, feldespatos y plagioclasas, junto con los carbonatos, los que controlan el flujo de Rb y Sr de las rocas a las soluciones acuosas. Otro mineral potásico importante como es la moscovita es muy estable frente a la meteorización química por lo que no contribuye al balance de Rb y Sr de las soluciones. En la biotita, el Sr radiogénico forma enlaces más débiles en la estructura cristalina que su padre radioactivo, el ^{87}Rb , por lo que en los procesos de meteorización química se va a tender a liberar preferentemente al Sr no radiogénico. Por lo tanto, la meteorización química de biotitas pone en solución Sr radiogénico. Los feldespatos potásicos alterados ricos en fracciones arcillosas presentan unas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas. Es posible que esto sea debido a que las fracciones arcillosas contenidas en los

feldespatos incorporen el Sr radiogénico liberado en la meteorización de las posibles biotitas adyacentes de la roca.

En una cuenca de drenaje la composición isotópica de las aguas va a depender fundamentalmente del balance entre rocas silicatadas (fundamentalmente de origen cortical) y rocas carbonatadas aflorantes. La meteorización química de rocas silicatadas produce soluciones con bajas concentraciones en Sr pero con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas, mientras que las aguas resultantes de meteorización de rellenos carbonatados van a dar lugar a soluciones ricas en Sr, pero con composiciones isotópicas menos elevadas.

Por lo tanto, en estudios medioambientales se pueden utilizar los isótopos de Sr como trazadores de términos finales ya que los distintos reservorios van a dar lugar a aguas cuya composición isotópica está claramente influenciada por la naturaleza del material aflorante (tanto en términos de signatura isotópica como en términos de susceptibilidad a la meteorización). Pueden consultarse ejemplos clásicos a este respecto en Faure (1986) o en Fisher y Stueber (1976). También, determinados contaminantes como puedan ser fertilizantes presentan una composición isotópica de Sr muy distintiva que puede utilizarse como trazadora de una posible fuente de contaminación (Canals, com. pers.).

Series de U-Th

En cualquier sistema acuoso en el que se midan relaciones de actividades de dos miembros cualesquiera (exceptuando el último que es estable) de una serie de desintegración, si está establecida la condición de equilibrio secular, estas relaciones de actividades deberán ser igual a 1. Podemos entender como “actividad” de un radionucleido el número de átomos promedio que se desintegra por unidad de tiempo. En la tabla 1 se encuentran recogidas, a modo de ejemplo, relaciones de actividades medidas en distintos medios marinos. Como se puede observar en muy pocas ocasiones nos encontramos ante una situación de equilibrio secular, incluso aun tratándose de isótopos de un mismo elemento (relaciones de actividades de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$).

Tabla 1.- Relaciones de actividad típicas de elementos de las series de desintegración de U-Th en distintos tipos de aguas marinas (tomado de Broecker y Peng, 1982)

	Estuarios	Regiones costeras	Superficie del océano	Océano profundo
$^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$	-	-	>1	0.4 – 1.0
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	-	-	$< 3 \times 10^{-5}$	3×10^{-4}
$^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$	0.01	0.05	0.2	0.5 – 1.0
$^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$	0.2	0.6	> 0.9	~ 1
$^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$	-	-	-	2×10^{-3}
$^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$	-	-	0.5	1.0

¿Cuáles son las causas que rompen el equilibrio secular? Podemos involucrar fundamentalmente dos. La primera y más importante de todas es el distinto comportamiento geoquímico de los elementos que constituyen las series de desintegración que hace que se produzca un fraccionamiento químico en multitud de ambientes. Por ejemplo, en medio acuoso el U liberado de la meteorización de las rocas forma complejos uranilo (UO_2^{2+}) solubles, mientras que el Th es altamente insoluble y se retira del agua en la materia particulada. Por lo tanto, tanto el agua como los sólidos que precipiten a partir de esta están en una situación de desequilibrio secular. Esto, lejos de ser un inconveniente es una gran ventaja puesto que una vez roto el equilibrio secular este tenderá lógicamente a reestablecerse lo que se puede utilizar para saber cuándo se produjo la rotura del equilibrio. La segunda causa que se aduce para explicar el desequilibrio está relacionada con el retroceso al desintegrarse un nucleido de la serie mediante la formación de una partícula α . Este retroceso α (α -recoil en inglés) del nucleido radiogénico hace que sus enlaces con el resto de los elementos de la red cristalina queden debilitados por lo que ante procesos de meteorización química estos átomos que han sufrido retroceso α son más fácilmente puestos en solución.

Una forma muy útil de comprender el desequilibrio en las series de U y Th en sistemas roca-suelo-agua consiste en proyectar cocientes de actividades distintas en un diagrama como el que se muestra en la figura 5. En este diagrama, los procesos de disolución y precipitación que provocan el desequilibrio están marcados por líneas rectas mientras que el retorno del sistema al equilibrio está marcado por

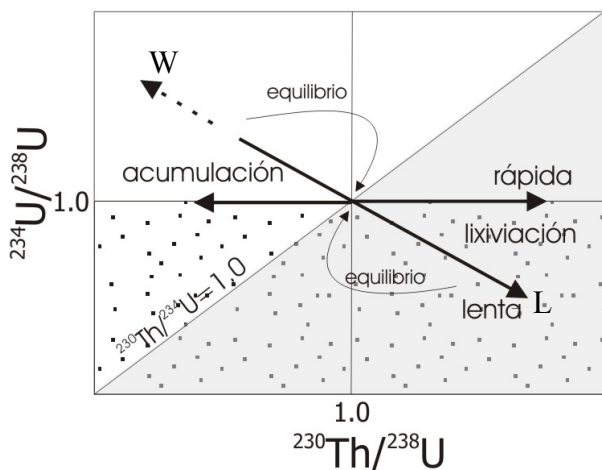


Figura 5.- Evolución de los cocientes de actividades en procesos de lixiviación-depósito en un sistema suelo-agua

por pautas curvas al ser las constantes de desintegración de los isótopos involucrados distintas. El punto (1, 1) representa las condiciones de equilibrio secular de las actividades proyectadas en abscisas y ordenadas, mientras que la línea diagonal representa equilibrio entre ^{234}U y ^{230}Th . Por debajo de esta diagonal (región sombreada del diagrama) hay lixiviado del U de la roca o el suelo y por encima precipitación del mismo. Una pérdida preferencial del ^{234}U en el sólido a causa del retroceso α produce una composición isotópica en el

vector L de la figura, mientras que, por conservación de masa, el agua involucrada tendrá una composición a lo largo del vector W. Lógicamente, si este U movilizado en el agua reprecipita lo hará con una composición en el vector W. Si el proceso de

disolución y lixiviación del U fuera del sólido se produce de forma rápida la posibilidad de que exista desequilibrio entre ^{234}U y ^{238}U son muy pequeñas y el sólido evolucionará según un vector horizontal hacia la derecha del diagrama y el agua de forma opuesta.

Sistema Re-Os

Desde un punto de vista geoquímico, tanto el Re como el Os son considerados globalmente como elementos siderófilos con algunas tendencias calcófilas. Esto hace que sus concentraciones en corteza y manto sean muy bajas y estén fundamentalmente concentrados en el núcleo terrestre. El Os es un platinoide cuyo estado de valencia más usual en condiciones superficiales oxidantes es +4 y su radio iónico es 0.69. El Re forma también cationes 4+ en condiciones superficiales pero su radio iónico es de 0.63. En condiciones endógenas, estos elementos se

encuentran con valencia +1 o 0. Con respecto a procesos de fusión el Re tiene un comportamiento moderadamente incompatible mientras que el Os es altamente compatible, es decir tiende a quedar en la fase sólida y no pasa al fundido. Esto provoca que en la corteza terrestre la concentración de Os sea mucho menor que en el manto. En la figura 6 se puede observar la evolución de las relaciones isotópicas $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ con el tiempo en el reservorio mantélico y cortical. Este

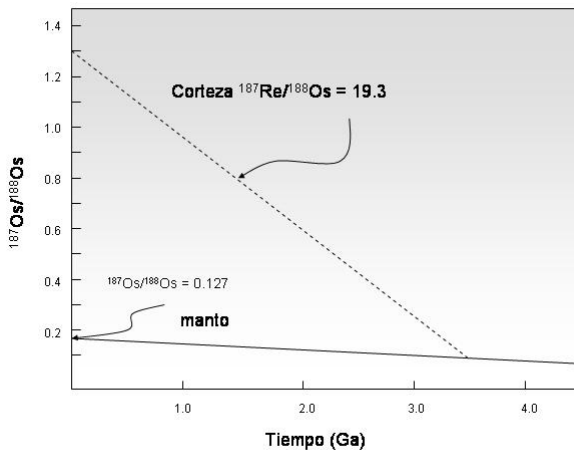


Figura 6.- Diagrama de evolución a escala terrestre del sistema Re-Os

fraccionamiento de la relación Re/Os y la contrastada signatura isotópica $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ entre el manto y la corteza se puede explotar para trazar procesos de contaminación ya que gran parte de los metales pesados industriales proceden de yacimientos que tienen un origen claramente mantélico. Por otro lado, la bajísima concentración de Os de los materiales corticales hace que cualquier tipo de contaminación de un material de corteza por un material de origen mantélico sea fácilmente detectable o dicho de otra forma, los materiales mantélicos no van a ver cambiada su concentración de Os mediante contaminación de materiales de corteza.

Algunas aplicaciones medioambientales de los isótopos radiogénicos

Son ciertamente muchas las aplicaciones que pueden tener los isótopos radiogénicos en problemas medioambientales a poco que se investigue en ellos ya que la posibilidad de caracterizar término final de aguas, suelos o contaminantes es enorme. En esta sección se pretenden recoger tan solo algunos ejemplos en distintos campos tales como la hidrología isotópica, contaminación, radiactividad ambiental, estimación de tasas de erosión o estudios de almacenamiento geológico de residuos radioactivos de alta actividad.

Hidrología isotópica

En la figura 7 se encuentra recogido de forma esquemática los procesos hidrológicos que tienen lugar en una cuenca de drenaje. El estudio de cada uno de estos procesos dentro del ciclo hidrológico local se puede abordar mediante el uso de isótopos radiogénicos, ya que como pueden existir diferencias notables en cuanto a

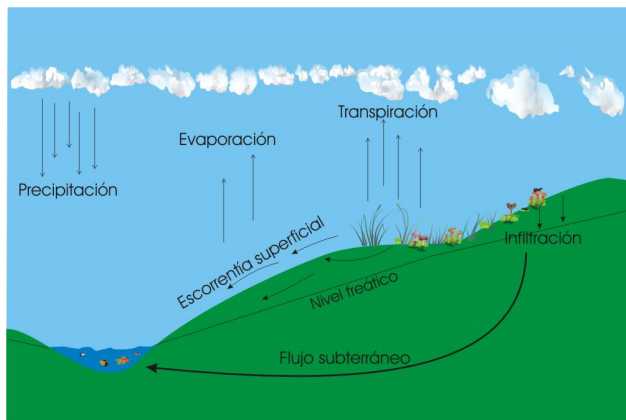


Figura 7.- Procesos hidrológicos en una cuenca de drenaje

la composición isotópica de determinados elementos como Sr o Pb entre el agua de lluvia, la escorrentía superficial o el flujo subterráneo. Las entradas de agua vía precipitación o en aerosoles estarán caracterizadas por una concentración y una composición isotópica de Sr determinada. Por ejemplo, Starinsky et al. (1983) en un estudio de aguas subterráneas en una región costera de la península de Sinaí determinaron que la relación Ca/Sr del agua era incompatible con una

derivación del Sr a partir del material del acuífero. Asimismo, la composición isotópica de Sr del agua era muy distinta a la de las rocas en las que se asentaba el acuífero. Las composiciones isotópicas de Sr más similares resultaron corresponder a cristales de aragonito de depósitos de playa y sabkhas de la llanura costera del Sinaí, localizados a unos 30 km de la cuenca de drenaje en cuestión, por lo que estos autores concluyeron que la composición isotópica de Sr del acuífero reflejaba la de los aerosoles generados en la región costera. Otros procesos como reacciones de meteorización pueden ser abordados con la ayuda de isótopos radiogénicos ya las variaciones en la composición isotópica dentro de un perfil de suelo pueden ser debidas a variaciones en la mineralogía residual dejada por los procesos de meteorización. Por ejemplo, Aberg et al (1989) y Wickman y Jacks (1992)

encontraron que en los 10 primeros centímetros de un perfil de suelo la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ era mas elevada que en el resto del perfil lo que interpretaron como relacionado con una mayor tasa de alteración del feldespato potásico en la zona superficial. La plagioclasa estaba empobrecida debido a meteorización temprana en la parte mas superficial y solo era abundante por debajo de los 10 primeros centímetros del suelo.

Los nucleidos cosmogénicos son también importantes en hidrología de superficie en particular a la hora de estudiar la infiltración de agua a través de la zona subsaturada en regiones áridas o semiáridas. Por ejemplo, se puede usar el pico en “input” atmosférico de ^{36}Cl producido como consecuencia de los experimentos de armas atómicas entre los años 1950 y 1960 estudiando su migración en profundidad en el perfil de suelo como consecuencia de la infiltración de agua. El flujo de infiltración se puede calcular en función de la profundidad de este pico anómalo en ^{36}Cl (ver por ejemplo Cecil et al., 1992 entre otros).

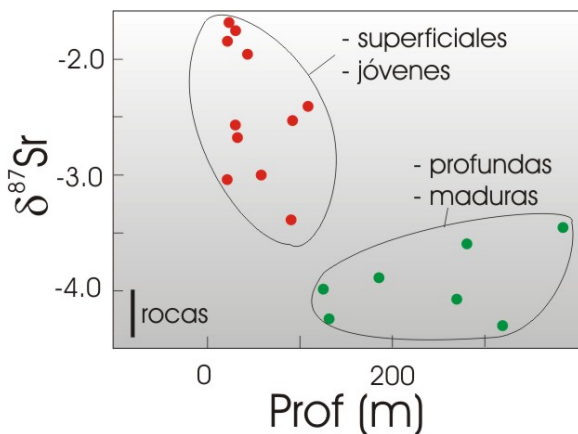


Figura 8.- Variación de la composición isotópica de Sr con la profundidad en la cuenca de Wawona (California) (Nimz et al., 1992)

recogidos datos isotópicos de Sr de aguas subterráneas de una cuenca en California; en dicha figura se puede observar cómo claramente se pueden separar dos tipos de agua en el acuífero: unas aguas superficiales, más jóvenes y más radiogénicas en términos de Sr cuya composición isotópica no está equilibrada con las rocas del acuífero y a su vez parece estar influenciada por equilibrios con biotita; otras aguas más profundas y menos radiogénicas que parecen haber alcanzado equilibrio isotópico con las rocas del acuífero al llevar más tiempo en contacto con la roca.

En hidrología subterránea son también múltiples las aplicaciones de los isótopos radiogénicos puesto se pueden caracterizar isotópicamente aguas subterráneas separadas físicamente. Por otra parte, las aguas subterráneas permanecen en contacto con su entorno durante un periodo de tiempo bastante mayor que las aguas superficiales por lo que la interacción agua-roca y/o suelo es importante. Esta interacción lógicamente se manifiesta también en cambios en la composición isotópica del agua.

En la figura 8 se encuentran

Estudios de contaminación y geoquímica médica

La influencia de contaminación antrópica puede ser detectada en ocasiones usando isótopos radiogénicos. Pueden ser interesantes a este respecto los isótopos de Pb ya que hasta no hace mucho las gasolinas contenían ciertas cantidades de Pb y el estudio de la composición isotópica de Pb de un agua determinada puede arrojar luz sobre una posible fuente de contaminación por gasolinas.

En ocasiones los problemas de contaminación pueden realmente representar un problema para la salud humana y en este campo los isótopos radiogénicos pueden resultar de utilidad a la hora de determinar la fuente de una determinada contaminación. Por ejemplo, Zhang et al. (2002) estudian un área en China en la que la población está desarrollando dermatosis, alopecia y cáncer de piel que pueden ser sintomáticos de contaminación por As. Estudian las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en las aguas subterráneas de la zona afectada por patologías, en las zonas próximas a unas mineralizaciones de sulfuros polimetálicos situadas topográficamente por encima de la región afectada y en las agua usadas para el riego de los cultivos y encuentran que el As es transportado en el agua subterránea desde regiones elevadas en donde se localizan los depósitos minerales. La actividad minera además contribuye en gran medida a un aumento de la contaminación al exponer en superficie gran cantidad de material muy reactivo.

Radioactividad ambiental

En cualquier contexto en el que exista U y Th es inevitable también la presencia de Rn. El Rn es un gas noble y la cantidad de Rn en condiciones superficiales depende de las características del suelo (humedad, permeabilidad), de la naturaleza del sustrato geológico y del grado de fracturación del mismo. Un dato que todo el mundo debería conocer es que el ^{222}Rn (un término de la serie de desintegración del ^{232}Th) representa un 47% de la carga total de radiación a la población humana, por lo que los estudios de Rn ambiental son de gran importancia. Este peso tan importante del Rn en el balance de radiación humana es el resultado de varios factores como pueden ser la presencia de sus progenitores U y Th en el sustrato geológico o en los materiales de construcción y la facilidad para el transporte del Rn al ser este un gas noble. Hay que tener también en cuenta que el Rn va a desintegrarse en un periodo de tiempo bastante corto (minutos) mediante emisión α a otros nucleidos tales como ^{218}Po que a su vez puede desintegrarse mediante el mismo mecanismo a ^{214}Pb y este a ^{214}Bi . La inhalación de Rn y de sus hijos radioactivos puede producir un incremento en el riesgo de sufrir cáncer de pulmón o incluso leucemia ya que los tejidos son susceptibles de ser dañados por la emisión de partículas α altamente energéticas. Además, se ha podido comprobar que a lo largo de fallas activas y en episodios sísmicos se incrementan los niveles de Rn por lo que la monitorización de los niveles de Rn en pozos y afloramientos de agua se puede usar como método de prevención.

Estimación de tasas de erosión

Los denominados nucleidos litogénicos “in situ”, aquellos generados por la interacción de la radiación cósmica con los primeros centímetros de la superficie de la tierra, pueden ser muy útiles a la hora de estimar tasas de erosión o tasas de incisión de ríos. Si imaginamos un contexto en el que se produce una estabilidad a largo-medio plazo del relieve, se establece un equilibrio estacionario entre la producción de nucleidos “in situ” y su pérdida radioactiva, algo similar a una situación de equilibrio secular. En una situación en la que existe una retirada de material vía erosión, a las pérdidas de tipo radioactivo habrá que sumar también las pérdidas no radioactivas por lo que en este caso no encontraremos una actividad del radionucleido en sí en equilibrio con su producción. En general, la concentración de un nucleido cosmogénico será función de dos variables independientes: la edad de exposición y la tasa de erosión, por lo que si queremos determinar ambos necesitaremos medir al menos dos nucleidos. Así, un nucleido de vida media corta como el ^{14}C puede darnos una estimación de la tasa de erosión ya que alcanza el equilibrio secular en un periodo corto de tiempo (unos 25000 años). Una vez que tenemos establecida la tasa de erosión podemos, con un nucleido cosmogénico de vida larga, por ejemplo ^{10}Be , establecer la edad de exposición de una determinada superficie corrigiendo para el efecto de la erosión. Incluso, si por inadecuación de material para hacer análisis de ^{14}C se podrían establecer duraciones de exposición total y tasas de erosión utilizando simultáneamente dos nucleidos cosmogénicos. Esto nos abre las puertas para realizar estudios sobre edades de deslizamientos en

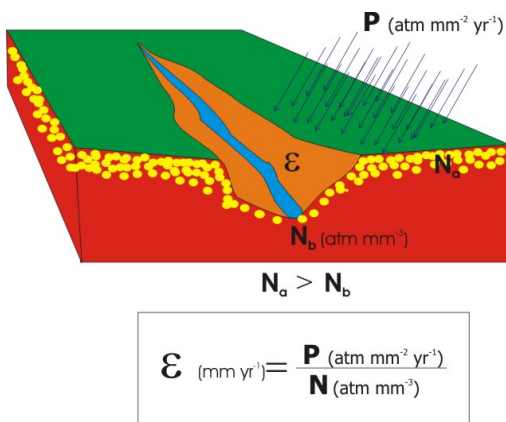


Figura 9.- Diagrama conceptual para el cálculo de las tasas de incisión de un río mediante el uso de nucleidos cosmogénicos.

laderas, estabilidad a largo plazo del relieve con vías al estudio de emplazamientos subterráneos de residuos, etc. Este campo relativamente nuevo de la que podríamos denominar geomorfología isotópica es sin duda bastante complejo y aquella persona interesada en ahondar más se puede dirigir a la extensa puesta al día del tema realizada por Gosse y Phillips (2001).

Almacenamiento geológico de residuos nucleares

El almacenamiento geológico de los residuos radioactivos se basa en el denominado concepto de multibarrera, una serie de barreras de distinto tipo contenidas unas en otras. Tres de estas barreras, las denominadas barreras del campo próximo, son barreras creadas por el hombre: el propio combustible que actúa como primera barrera, la barrera de ingeniería (una barrera metálica que contiene el

residuo) y la barrera de bentonita. Todas estas barreras están contenidas dentro de otra barrera natural que es el propio medio geológico y que es sin duda la más importante de todas desde el punto de vista de la seguridad del almacén. Uno de los principales mecanismos por el que el que parte de los componentes del residuo pueden migrar desde el repositorio es la mediante el lixiviado del mismo por circulación de aguas subterráneas. Esta agua puede corroer la barrera de ingeniería y provocar migración difusiva desde el campo próximo a la roca y de esta hacia las aguas subterráneas. Por lo tanto, una buena barrera geológica debe de permitir una circulación de agua muy restringida y proporcionar una buena capacidad de retardo vía adsorción de los radionucleidos del residuo. Las series de desequilibrio de U pueden ser útiles para el estudio de la seguridad de los almacenes de residuos radioactivos tal y como señalan Ivanovich y Harmon (1992) porque: 1) permiten caracterizar el sistema agua-roca en términos de circulación de aguas subterráneas, mezcla de aguas y distribución de los radionucleidos entre el soluto, coloides y fases sólidas. 2) Se pueden establecer con ellas escalas temporales y determinar la frecuencia de eventos geoquímicos responsables de la rotura del equilibrio secular en varias partes de las series de desintegración. 3) Pueden aportar datos relevantes sobre las características de adsorción del sistema agua-roca y por lo tanto permitir asentar las bases para establecer modelos de transporte de radionucleidos a escala geológica, determinar las zonas de recarga y descarga de aguas, estudiar las vías de migración, etc. 4) Pueden ayudar a desarrollar procedimientos basados en la medida del desequilibrio entre varios elementos de las series de vida larga larga como parte del estudio de la adecuación de un determinado medio geológico como almacén de residuos radioactivos. Son también de relevancia desde los estudios geoquímicos de análogos naturales, tanto del combustible irradiado, como de la barrera de ingeniería como de reactores de fisión natural, el caso del reactor natural de Oklo en Gabón, que nos permiten extraer conclusiones sobre el comportamiento a largo plazo de las distintas barreras.

Bibliografía recomendada

- Dickin, A. P. (1995) Radiogenic Isotope Geology, Cambridge University Press, 452pp.
- Faure, G. (1986) Principles of Isotope Geology. John Willey & Sons, New York, 589pp.
- Gosse, J. C. y Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Ivanovich, M. y Harmon, R. S. (1992): Uranium-series Disequilibrium. Oxford Science Publications, Clarendon Press, Oxford, 910 pp.
- Kendall, C. y McDonnell, (1998) Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Elsevier, Amsterdam, 839 pp.
- Stille, P. y Shields, G. (1997) Radiogenic Isotope Geochemistry of Sedimentary and Aquatic Systems, Springer, Berlin, 221pp.

Bibliografía citada

- Aberg, G. Jacks, G. y Hamilton, P. J. (1989) Weathering rates and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios: An isotopic approach. *Jour. Hydrol.*, 109, 65-78.
- Cecil, L. D., Pitman, J. R. Beaseley, T. M., Michel, L. R., Kibik, P. W., Sharma, P., Fehn, U. y Gove, H. E. (1992) Water infiltration rates in the unsaturated zone at the Idaho National Engineering Laboratory estimated from chlorine 36 and tritium profiles, and neutron logging. En: Y. K. Kharaka y A. S. Maest (editors), *Water-rock Interaction, Proceedings of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction*. Balkema Pub., Rotterdam, 709-714
- Broecker, W. S. y Peng, T-H. (1982) *Tracers in the Sea*, Lamont-Doherty Geological Observatory Pub., Columbia University, New York, 690pp.
- Faure, G. (1986) *Principles of Isotope Geology*. John Willey & Sons, New York, 589pp.
- Fisher, R. y Stueber, A. M. (1976) Strontium isotopes in selected streams within Susquehanna River basin. *Water Resources Res.*, 12, 1061-1068.
- Gosse, J. C. y Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Ivanovich, M. y Harmon, R. S. (1992) *Uranium-series Disequilibrium*. Oxford Science Publications, Clarendon Press, Oxford, 910 pp.
- Nimz, G. J., Smith, D. K., Caffè, M. W., Finkel, R. C., Hudson, G. B., Borchers, J. W., y Nimz, K. P. (1992) Isotopic characterization of hydrologic structure and chemical interaction between groundwater and granitic rock in the Wawona basin, Yosemite National Park. *Eos, Transaction Am. Geophys. Union*, 73, 170.
- Starinsky, A., Bielski, M., Ecker, A. y Steinitz, G. (1983) Tracing the origin of salts in groundwater by Sr isotope composition, The crystalline complex of southern Sinai, Egypt, *Chem. Geol. (Iso. Geo. Sect.)*, 1, 257-267.
- Wickman, T. y Jacks, G. (1992) Strontium isotopes in weathering budgeting. En: Y. K. Kharaka y A. S. Maest (editors), *Water-rock Interaction, Proceedings of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction*. Balkema Pub., Rotterdam, 611-614.
- Zhang, H., Ma, D. y Xiongxi, H. (2002) Aresenic pollution in groundwater from Hetao Area, China. *Environ. Geol.*, 41, 638-643.

Referencia de este artículo:

- Barbero, L. (2004): *Geoquímica de Isótopos Estables: Fundamentos, Técnicas y Aplicaciones*. En: L. Barbero y M.P. Mata (Eds.). *Geoquímica Isotópica Aplicada al Medioambiente, Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía (ISSN: 1698-5478)*, 1, 21-35.