

HIDROGEOQUIMICA E HIDROLOGIA ISOTOPICA

Parte 4. Hidrología Isotópica

J.R. Fagundo Castillo

La Hidrología Isotópica es una especialidad de la Hidrología que se ocupa de la aplicación de las técnicas isotópicas en los estudios hidrológicos. Puede dividirse en Hidrología Isotópica Ambiental e Hidrología Isotópica Artificial (Bradley et al, 1972).

La Hidrología Isotópica Ambiental toma como base las regularidades geoquímicas que presentan los isótopos en las aguas superficiales y subterráneas debido a los procesos naturales. El empleo de estos isótopos se basa en la observación e interpretación de sus variaciones en la naturaleza y la aplicación de esos conocimientos en los problemas hidrológicos.

La Hidrología Isotópica Artificial hace uso de los isótopos radiactivos artificiales mediante su inyección en un punto definido del sistema investigado y el seguimiento de la evolución de su concentración en el tiempo y el espacio de la cuenca o acuífero. Mediante estas técnicas se puede obtener una buena descripción del sistema hidrológico estudiado.

Las técnicas isotópicas han sido utilizadas para resolver entre otros los siguientes problemas: identificación del origen de las aguas subterráneas; determinación de la edad del agua (tiempo de residencia del agua en el acuífero); determinación de la dirección y velocidad del flujo; posibles interconexiones entre diferentes acuíferos y entre éstos y ríos o lagos, así como determinación de la porosidad, transmisividad y dispersividad locales en un acuífero.

HIDROLOGÍA ISOTÓPICA AMBIENTAL

La Hidrología Isotópica Ambiental puede utilizar tanto los isótopos estables como los radioisótopos. Los isótopos estables utilizados para los propósitos hidrológicos son: ^1H y ^2H (D); ^{12}C y ^{13}C ; ^{16}O y ^{18}O , ^{14}N y ^{15}N y ^{32}S y ^{34}S . Los isótopos ambientales radiactivos son: ^3H (T); ^{14}C y ^{32}Si .

La relación de los isótopos estables de los compuestos naturales puede cambiar como consecuencia de su evolución histórica y de los procesos del medio ambiente en que dichos compuestos han participado. Los isótopos ambientales radiactivos que se encuentran en la naturaleza, han sido producidos por interacción de las radiaciones cósmicas con la atmósfera y por el hombre mediante explosiones nucleares. Estos últimos se dispersan por la atmósfera e intervienen en el ciclo hidrológico a través de las precipitaciones, siendo entonces regulados por los procesos naturales.

Ley de caída de la radiactividad

Los radioisótopos sufren transformaciones por emisión de radiaciones hasta alcanzar una forma estable. La actividad del radioisótopo va disminuyendo en forma exponencial según la ecuación: $N = N_0 e^{-\lambda t}$, donde:

N: número de átomos radioactivos presentes en el tiempo t

N_0 : número de átomos radioactivos presentes al comienzo

λ : constante de caída

La velocidad de caída es única para cada radioisótopo que se describe por el tiempo de vida medio $t_{1/2}$, que es el tiempo requerido para que la radioactividad del isótopo disminuya hasta la mitad. Las unidades prácticas utilizadas en la Hidrología para medir la radioactividad son:

Curie (Ci) = $3.70 \cdot 10^{10}$ desintegraciones por segundo (d.p.s.) aproximadamente $2.22 \cdot 10^{12}$ desintegraciones por minuto (d.p.m.).

Mili Curie (mCi) = $2.22 \cdot 10^9$ d.p.m.

Micro Curie (μ Ci) = $2.22 \cdot 10^6$ d.p.m.

Pico Curie (pCi) = 2.22 d.p.m.

Tipo de radiaciones:

Alfa (α): Partícula positiva de núcleo de Helio.

Beta (β): Electrones que viajan a la velocidad de la luz.

Gamma (γ): Radiaciones electromagnéticas similares a los rayos X.

Expresión de la composición de isótopos estables.

La composición de isótopos estables en una muestra de agua se expresa en términos de desviación por mil de la relación isotópica de una sustancia de referencia. En el caso del hidrógeno y el oxígeno, el estándar de referencia (Craig, 1957) se denomina SMOG (Standard Medio de Agua Oceánica) y se expresa por

$$\delta = \frac{R - R_{muestra}}{R_{smog}} - 10^{-3} \text{‰}, \text{ donde } R = D/H \text{ ó } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$$

Así, una muestra, el $\delta ^{18}\text{O} = +5$ (ó -5) tiene un contenido de ^{18}O 5 ‰ por encima (o por de bajo) que el agua oceánica media.

Para determinación de las radiaciones isotópicas del oxígeno, el hidrógeno u otro elemento de interés, es necesario preparar la muestra en línea de vacío específicas para cada caso y determinar la relación de isótopos estables mediante Espectrometría de Masas con doble sistema de introducción de muestra y doble sistema de colección (en uno de los sistemas se introduce la muestra y en el otro el estándar).

Variación Isotópica

La diferencia de masa entre isótopos de un mismo elemento produce diferencias en sus propiedades físicas y químicas. Cuando un agua cambia su estado por evaporación o condensación tiene lugar un fraccionamiento isotópico porque los componentes isotópicos del agua HD^{18}O y H_2^{18}O tiene una presión de vapor más

baja que H_2^{16}O (ésta última molécula es más volátil que las anteriores). De ese modo, el vapor de agua producido por evaporación oceánica sufre una disminución de alrededor de 12-15 ‰ en ^{18}O y 80-120 ‰ en D con respecto al agua oceánica.

La disminución de la concentración de los isótopos estables del oxígeno y el hidrógeno depende de la presión de vapor de la relación correspondiente, la velocidad de evaporación, el intercambio de vapor de agua y de la condensación presente en el aire. Cuando el aire marino húmedo se enfría, la composición de la primera precipitación que condensa es relativamente más parecida al agua superficial de la cual ella deriva y las precipitaciones de la última etapa poseen menos isótopos pesados que el SMOG. También esta disminución de isótopos pesados es mayor mientras más continental sea la localización.

El fraccionamiento es particularmente dependiente de la temperatura. A temperaturas más bajas menor es la concentración de isótopos pesados. Este efecto produce también diferencias respecto a la latitud, de modo que existen correlaciones entre la variación de la composición isotópica y la latitud y la altura de la superficie de la tierra. Así, las precipitaciones en las altas montañas poseen menos isótopos pesados que las precipitaciones en tierras bajas. El análisis de las relaciones isotópicas en las precipitaciones muestran una correlación lineal del tipo: $\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$. En las aguas superficiales sujetas a evaporación ocurre una disminución de la pendiente.

Composición isotópicas en aguas subterráneas

Cuando las precipitaciones se infiltran y alimentan las aguas subterráneas, la mezcla en la zona no saturada del acuífero suaviza la variación isotópica, de modo que el agua adquiere una composición que se corresponde con la composición isotópica media de la infiltración en el área, aunque se pueden producir algunas diferencias debido al hecho de que no toda la precipitación anual se infiltra en igual proporción. Por ejemplo, a la temperatura de un determinado sitio continental, las precipitaciones del verano o el invierno se reevaporan parcial o totalmente desde el suelo antes de que tenga lugar la infiltración.

En el acuífero, la composición isotópica del agua no sufre un cambio ulterior a menos que se produzcan intercambio con el oxígeno de las rocas. Estos procesos de intercambio son por lo general muy pequeños a la temperatura normal del acuífero y sólo notable en el caso de las aguas termales (Craig, 1963).

La composición isotópica de las aguas subterráneas, se relaciona entonces con la de las precipitaciones en la región de recarga del acuífero en el tiempo en que ésta ocurre. El agua subterránea puede tener un origen antiguo, del orden de varios miles o decenas de miles de años y las condiciones climáticas de la región en el tiempo de la recarga puede ser diferente a la actual.

Las aguas subterráneas pueden ser recargadas solamente por aportes procedentes de aguas superficiales, tales como agua de ríos o lagos o por

infiltración vertical de aguas estancadas. En este caso las aguas subterráneas reflejan la composición isotópica media de los ríos o los lagos en lugar de la composición de las precipitaciones locales. Las ríos pueden coleccionar aguas que se originan de precipitaciones ocurridas en diferentes áreas, por ejemplo en regiones montañosas su contenido isotópico debe ser más bajo que las precipitaciones en zonas llanas debido al efecto de altitud.

En el caso de lagos o embalses las aguas pueden encontrarse considerablemente enriquecidas en isótopos pesados debido a la evaporación. Este enriquecimiento puede estar limitado por el intercambio con la humedad atmosférica, de modo que la magnitud del mismo es mayor cuando la evaporación es más intensa, tal como ocurre en los lagos cerrados de las regiones áridas.

ISÓTOPOS RADIATIVOS PRODUCIDOS EN LA ATMÓSFERA.

El tritio en el ciclo hidrológico.

El tritio (^3H) es el isótopo radiactivo del hidrógeno. Posee masa 3, emite una radiación β de energía máxima $E = 18.1 \text{ KeV}$ y posee tiempo de vida medio $t_{1/2} = 12.26$ años. Se produce tanto por procesos naturales como por la actividad del hombre. En forma natural se origina por acción de los rayos cósmicos con el nitrógeno y el oxígeno de la atmósfera superior a la velocidad de $0.25 \text{ átomos/cm}^2/\text{seg}$. La mayor cantidad de tritio liberado en la atmósfera tuvo lugar durante los ensayos nucleares a partir de 1953 y en menor cantidad es liberado por la actividad de la industria nuclear.

El contenido de tritio en las aguas naturales se expresa en Unidades de Tritio (U. T.) = 1 átomo de tritio por 10^{18} átomos de hidrógenos, equivalente a 7.2 dpm/litro agua ó 3.2 pCi/litro .

El contenido de tritio en las precipitaciones anteriores a 1952, en que tuvieron lugar los primeros ensayos nucleares, era del orden 10 U.T. A partir de 1952 ese contenido se elevó considerablemente hasta alcanzar 10000 U.T. durante los ensayos nucleares de 1961-1962. A partir de la moratoria establecida en 1968 el contenido de tritio atmosférico disminuyó.

Variabilidad en la naturaleza

La ocurrencia del tritio en las precipitaciones permite su utilización como marcador en el ciclo hidrológico. Su contenido varía según se encuentre en las aguas oceánicas, superficiales o subterráneas. Para su evaluación es necesario tener información de su concentración en las precipitaciones en el área de estudio. La concentración de ^3H en las precipitaciones que ocurren en un lugar determinado varía con la estación, siendo mayor al final de la primavera y durante el verano. Se ha visto también, que la concentración es mayor en los continentes que en los océanos y en el hemisferio norte respecto al hemisferio sur.

El tritio en las aguas subterráneas

El contenido de tritio de las precipitaciones es utilizado como referencia para estudiar el tiempo de resistencia del agua en el medio subterráneo y el origen de ésta última, ya que al infiltrarse el agua de lluvia cesa su equilibrio con la atmósfera exterior y su contenido va disminuyendo según la ley de caída experimental de los isótopos radiactivos. Tomemos un ejemplo reportado por Bradley et al. (1972) donde se aprecia la información que brinda el análisis del contenido de tritio en las aguas:

Contenido de ^3H en el agua subterránea Información que aporta

< 3 U. T. Se trata de un agua vieja cuya recarga ocurrió hace más de 20 años (respecto a 1972), típico de los acuíferos confinados. Los acuíferos freáticos pueden poseer bajos contenido de tritio debido a: a) muy ligera infiltración (regiones áridas o semiáridas); b) largo período de percolación (baja transmisividad, gran profundidad del nivel freático; estratificación de edades de agua por debajo del nivel freático).

3 - 20 U.T. Se encuentra presente una pequeña cantidad de tritio de origen termonuclear lo cual indica que el agua de recarga procede fundamentalmente del primer período de los ensayos nucleares (1954-1961).

20U.T. Aguas de origen reciente.

Muestreo y análisis

La baja energía de las radiaciones β emitidas por el ^3H y los relativamente bajos niveles de concentración de las aguas subterráneas requiere del empleo de equipos de medición muy sensibles en laboratorios especializados. Por lo general es necesario realizar un proceso de enriquecimiento. Los procesos más utilizados son los de electrólisis o difusión térmica y las mediciones se realizan mediante contadores de centelleo líquido.

ISÓTOPOS DE CARBONO EN EL CICLO HIDROLÓGICO

El carbono 14 (^{14}C) es un isótopo radiactivo del carbono que emite radiaciones β con una energía máxima ($E_{\text{max}} = 156 \text{ KeV}$) y posee un tiempo de vida media $t_{1/2} = 5730$ años. Al igual que el tritio, se produce en la atmósfera superior por acción de los rayos cósmicos (neutrones), los cuales reaccionan con el nitrógeno. El carbono es oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ y mezclado con CO_2 atmosférico. Los ensayos nucleares han añadido una considerable concentración de este isótopo en la atmósfera.

Variabilidad en la naturaleza

La relación de ^{14}C respecto al ^{12}C es constante en la materia viva que usa CO_2 en el ciclo vital y en sustancias como el agua que toma el CO_2 atmosférico y lo incorpora a su composición iónica a través del equilibrio de los carbonatos. Su composición es expresada como contenido de ^{14}C moderno, tomándose como referencia el año 1950. El contenido de ^{14}C moderno permanece constante tanto tiempo como el material permanece en equilibrio con la reserva atmosférica, pero disminuye cuando deja de tener contacto con la misma, tal como sucede con el

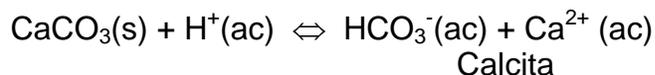
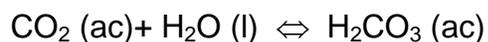
agua cuando alcanza la zona de aireación. A partir de ese momento la concentración de ^{14}C decrece de acuerdo a la ley de caída exponencial y ese contenido es una medida del tiempo transcurrido desde que el agua alcanzó la zona no saturada del acuífero. A partir de 1953, debido a las detonaciones nucleares, una considerable cantidad de ^{14}C se ha añadido a la reserva atmosférica, de modo que actualmente el nivel de ^{14}C es mucho mayor que el "moderno".

Bases de la datación de carbono-14 en las aguas subterráneas

Para calcular el tiempo de residencia del agua en un acuífero mediante ^{14}C es necesario tener en cuenta las diferentes formas químicas del carbono en las aguas subterráneas y las diferentes interacciones que tienen lugar en ese medio. El carbono está presente en el agua subterránea en forma de CO_2 disuelto, HCO_3^- y CO_3^{2-} y la concentración relativa de éstos depende del pH. A valores de pH normalmente presentes en las aguas subterráneas (6 - 7) esta última es muy escasa, siendo necesario considerar sólo las dos primeras.

El contenido de CO_2 atmosférico incorporado directamente de la atmósfera es relativamente pequeño, menos 1.2 mmoles/litro. La mayor parte del CO_2 es de origen biogénico; en el proceso de respiración y descomposición de las plantas se produce una cantidad apreciable de CO_2 , el cual es arrastrado por las precipitaciones y se infiltra en la zona no saturada del acuífero donde interactúa con los carbonatos formando así una cantidad considerable de HCO_3^- que no es de origen biogénico.

Estas reacciones pueden representarse mediante una serie de ecuaciones químicas :



Sin embargo, el carbono oxigenado a partir de las calizas en forma de calcita (CaCO_3) no contiene por lo general ^{14}C , de modo que el agua que llega al nivel freático contiene carbono disuelto en forma de CO_2 (H_2CO_3), HCO_3^- y CO_3^{2-} , con un contenido de ^{14}C inferior al contenido de carbono presente en el CO_2 atmosférico y el carbono biogénico. Por lo general el contenido de ^{14}C en el agua subterránea varía entre 50 a 90 % del contenido de carbono-14 "moderno" en el material vivo.

Estas consideraciones se toman en cuenta en los cálculos de la concentración de carbono-14 de las aguas subterráneas, para lo cual se han elaborado algoritmos matemáticos. Algunos métodos toman en consideración las relaciones $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del CO_2 biogénico y de los carbonatos (la abundancia media de $^{12}\text{C} = 98.9\%$ y de $^{13}\text{C} = 1.1\%$). El contenido de ^{13}C se determina por espectrometría de masas y se expresa en $\delta^{13}\text{C} \%$ a partir de un estándar isotópico de referencia denominado PDB (Craig 1957)

Muestreo y análisis

El análisis de ^{14}C presenta una dificultad similar al del ^3H debido al bajo nivel de energía y concentración. Se requieren alrededor de 3-4 g de carbono. Como el agua subterránea contiene alrededor de 3.5 mmol/litro, es necesario una muestra de alrededor de 100 litros. Debido a la dificultad de trasladar tal volumen de agua, el método más usual consiste en precipitar el carbono en forma de carbonato mediante BaCl_2 en una botella plástica que posee un embudo, previo ajuste del pH (pH = 9) para convertir todo el HCO_3^- en CO_3^{2-} . Por lo general se añade también un agente coagulante para facilitar la aglomeración y rápido asentamiento del precipitado. Esta precipitación debe ser completa para evitar el efecto de fraccionamiento.

El precipitado se recoge en un frasco plástico de 1 litro y se traslada al laboratorio donde se transforma en CO_2 mediante un ácido fuerte. Este gas es transformado en acetileno con hidruro de litio en una línea de vacío y finalmente transformado en benceno, determinándose la actividad de ^{14}C mediante un Espectrómetro de Centelleo Líquido.

Costo aproximado de los análisis isotópicos

Los precios de los análisis isotópicos en la década del 70 eran del siguiente orden : ^{13}C , D ó $^{18}\text{O} = \$ 15 - 25$; $^3\text{H} = \$ 50 - 100$; $^{14}\text{C} = \$ 80 - 150$. En esa fecha, los equipos de medición de ^3H y ^{14}C costaban alrededor de \$ 30 000 y un Espectrómetro de Masas para medir isótopos estables, aproximadamente el mismo precio. En estos precios no se incluían los costos de las correspondientes líneas de vacío. Actualmente estos precios se han aumentado.

Silicio-32

La vida media del ^{32}Si es de aproximadamente 600 años. Llena el lapso entre 5568 años de ^{14}C y 12.26 años de ^3H , lo cual le confiere una aplicación potencial para propósitos hidrológicos. El silicio-32 es un isótopo radiactivo producido por los rayos cósmicos. Por descomposición del argón en la atmósfera superior es oxidado a $^{32}\text{SiO}_2$ incorporándose al ciclo hidrológico a través de las precipitaciones. Debido a su baja actividad en las aguas (menos de 0.03 d.p.m./t) se requiere gran cantidad de muestra para su análisis, del orden de 1-5 t.

OTROS ISÓTOPOS RADIATIVOS PRESENTES EN LAS ROCAS Y LAS AGUAS NATURALES.

Numerosos radioisótopos están presentes en cantidades trazar en las rocas y minerales de la tierra, entre ellos los denominados isótopos primarios ^{40}K , ^{87}Rb , ^{232}Th , ^{235}U y ^{238}U . Mediante estos isótopos se ha establecido la edad del planeta. Algunos de sus productos de desintegración son también radiactivos. Los productos hijos de mayor interés en la hidrología son ^{222}Rn y ^{226}Ra . En el proceso de desintegración se originan partículas α , por lo que una cantidad apreciable de He es también liberado. La mayor aplicación de estos isótopos en estudios hidrogeológicos están relacionado con el uso del agua en el abasto público, pues se han detectado algunas fuentes contaminadas por el hombre que presentan concentraciones que exceden a los máximos permisibles en las normas de potabilidad.

Radón

El Radón es un gas noble que posee 12 isótopos de corta vida media, siendo el más importante el ^{222}Rn con un $t_{1/2} = 3.8$ años. Este gas se produce por desintegración del ^{226}Ra presente en las rocas.

Debido al lento movimiento de las aguas subterráneas y al corto tiempo de vida media del radón, se establece un equilibrio entre éste y el radio presente en las rocas locales, y en contacto con la atmósfera el gas se escapa gradualmente. Este comportamiento ha permitido su utilización para localizar puntos de descarga de aguas subterráneas en arroyos, fugas a lo largo de las fallas desde sitios profundos con alta concentración de Rn, etc. La variación de este gas en las lluvias ha permitido establecer el origen de las precipitaciones en algunas localidades. Por ejemplo, en la India se determinó que las lluvias monzónicas no procedían del océano Indico como se pensaba, sino del Mediterráneo. El contenido de Rn en aguas subterráneas normales es del orden de 1.0^{-7} a 3.10^{-5} $\mu\text{Ci/ml}$. Los valores máximos encontrados están entre 5.10^{-5} a 4.10^{-4} $\mu\text{Ci/ml}$.

EJEMPLOS DE APLICACIÓN DE ISÓTOPOS ESTABLES

Interconexión entre lagos y aguas subterráneas

El oxígeno-18 fue utilizado para determinar si el lago Bracciano (Italia Central) recargaba al acuífero freático situado entre 15 - 20 m por debajo de la superficie del lago. Los análisis de un gran número de muestras demostró que la composición isotópica del agua subterránea era uniforme, con un valor medio de $\delta^{18}\text{O} = -6.0$ ‰, lo cual permitía establecer que no era significativo el aporte del lago, cuya composición isotópica era de $\delta^{18}\text{O} = +0.6$ ‰ (Gonfiantini et al., 1962).

En la región de Antalya (Turquía), existen varios manantiales cársicos, los cuales se pensaba que eran alimentados por un lago interior situado en una meseta al norte de las Montañas Taurus, pues se conocía que en el lago existían pérdidas a través de sumideros y fracturas. La fracción de agua perdida en este lago fue evaluada tomando como base los estudios isotópicos realizados en la región. Los análisis de ^{18}O y D en las aguas pusieron de manifiesto no sólo que la contribución

del lago era despreciable, sino que el área de recarga de los manantiales se encontraba al sur de las Montañas Taurus (Dincer y Payne, 1971).

Finalmente, mediante el empleo de los isótopos D, ^{18}O y ^3H fue posible establecer la conexión entre una serie de lagos y manantiales en Atenas.

Interconexión entre ríos y aguas subterráneas

En la región de Gorizia (Italia), los dos ríos principales Isonzo y Vipacco, que descienden desde los Alpes, poseen aguas con $\delta^{18}\text{O} = -10.5\text{‰}$. Los pozos en el acuífero libre en la misma región registran valores de $\delta^{18}\text{O} = -7.0$ a -10.4‰ , obteniéndose los valores más negativos en las proximidades del río y los más positivos a mayores distancias. Mediante el uso de estas técnicas fue posible determinar la fracción de la recarga en relación con el aporte de las precipitaciones locales.

Intercambio entre acuíferos

Un ejemplo de aplicación de las técnicas de isótopos ambientales en la solución de este tipo de problema es el caso de un gran acuífero conocido como "Continental Intercalaire" desarrollado en el Cretácico inferior, ubicado en el Sahara Oriental (Africa). Este acuífero contiene aguas con una composición de isotópica estable y ausencia de ^{14}C . En la región contigua al acuífero no confinado de Grand Erg Occidental la composición de las aguas del Continental Intercalaire cambia y el contenido de ^{14}C se incrementa. Esto demuestra claramente una importante contribución del acuífero Grand Erg Occidental, cuyas aguas son relativamente recientes y la superficie piezométrica es más alta que la del otro acuífero.

Tiempo de residencia y origen de las aguas en los acuíferos

En la isla volcánica de Cheju (República de Corea) se realizaron análisis de isótopos estables y ^3H , con el objetivo de caracterizar las aguas subterráneas para determinar la naturaleza de las mismas, su grado de mezcla, el área de recarga; así como el tiempo de residencia de dichas aguas en el acuífero. A partir de un muestreo preliminar de 14 manantiales, 8 pozos y dos arroyos de diferentes partes de la isla, se seleccionaron 9 puntos para el muestreo sistemático. Se encontró que todas las aguas contenían apreciable cantidad de ^3H termonuclear (originado después de 1954 en que comenzaron los ensayos nucleares), lo cual es indicativo de la rápida circulación de los diferentes tipos de aguas subterráneas. A partir de los valores de tritio y el contenido de los isótopos estables las aguas fueron clasificadas sobre la base de los tipos de flujo.

Los manantiales situados a mediana y elevada altitud presentaban una relativamente alta concentración de ^3H y una amplia distribución en su composición de isótopos estables. A partir de este resultado se infirió que estas aguas poseían un corto tiempo de tránsito con pobre mezcla, lo cual es coherente con la hidrogeología del área.

Por otro lado, los grandes manantiales costeros poseían mucho menor contenido de ^3H y una similar distribución de composición isotópica. A pesar de que el intervalo de tiempo cubierto por los análisis de ^3H fue relativamente corto, los resultados obtenidos asumiendo un modelo de buena mezcla en el acuífero, sugieren una fuente similar que la de los manantiales anteriores, pero con un tiempo de residencia mayor y que la recarga es sólo efectiva para precipitaciones mensuales superiores a 100 mm. El tiempo de residencia calculado fue de 2-8 años, encontrándose asociados los mayores tiempos de residencia a las aguas que descargan desde un extenso lente de agua dulce bien mezclada.

Por último, los manantiales pequeños y los pozos cercanos a la costa este de la isla, tenían similar concentración de ^3H , pero mayor contenido de isótopos pesados, lo cual parece reflejar en parte las características de los terrenos bajos de la parte este de la isla.

Velocidad de flujo mediante ^{14}C

Un estudio desarrollado en un acuífero confinado de gran dimensión en Texas, constituye un buen ejemplo de aplicación del carbono-14 en la Hidrología. Allí se estimaron, previa corrección con ^{13}C , aguas con edades desde 0 años en la zona de recarga, hasta 3000 años en la zona de descarga. La velocidad del flujo estimada fue de 1.5 a 2 m/año, lo cual es concordante con el resultado obtenido a partir de la información hidrológica. Otro estudio parecido se desarrolló en el acuífero calizo de Ocala, en la Florida, donde también se estimaron velocidades de flujo de aguas subterráneas de un orden similar a las calculadas por métodos hidrológicos clásicos.

ISOTOPOS ARTIFICIALES EN LA HIDROLOGIA

Los isótopos artificiales pueden ser medidos en concentraciones extremadamente bajas en los laboratorios especializados y en ocasiones "in situ", lo cual permite diseñar experimentos de campo convenientes y eficientes, ya sea tomando la muestra en el terreno y haciendo los análisis en el laboratorio o midiendo el contenido isotópico en el propio campo. Sin embargo, el uso de los radioisótopos puede producir un peligro a la salud, por lo cual, debido a las medidas de cuidado a tomar se incrementa el costo de los equipos. Además, cuando se cumple con las medidas de protección establecidas, por lo general se produce una resistencia por parte de los residentes del lugar al uso de estas técnicas. Los radioisótopos artificiales suelen utilizarse como trazadores, pero los hidrólogos prefieren emplearlos cuando no es posible el uso de otros trazadores, por ejemplo colorantes o cloruros.

Trazadores radiactivos

La selección del isótopo radiactivo depende del carácter del problema. En general se deben tomar en consideración los siguientes aspectos: el isótopo debe tener una vida comparable con la presunta duración de las observaciones. Una vida innecesariamente mayor puede producir un peligro a la salud persistente e interferir en la repetición de los experimentos; los isótopos no deben ser

adsorbidos por los componentes orgánicos y minerales del acuífero. Siempre que se pueda se deben hacer las mediciones en el campo, por lo cual la emisión de partículas γ son las más comúnmente utilizadas. Los isótopos deben ser disponibles cuando y donde se requieran a un costo razonable. Los isótopos más utilizados se relacionan a continuación:

Isótopo ($\mu\text{Ci/ml}$)	Forma química	Vida media	Máximo permisible		Mínima cantidad determinada	
			en agua ($\mu\text{Ci/ml}$)		en agua	
^3H U.T.)	H_2O	12.6 a	$3 \cdot 10^{-3}$		10^{-6} (300)	
^{24}Na	Na_2CO_3	15.0 h	$2 \cdot 10^{-4}$		10^{-8}	
^{51}Cr	Cr-EDTA CrCl_3	27.8 d	$2 \cdot 10^{-3}$		$8 \cdot 10^{-7}$	
^{58}Co	Co-EDTA $\text{K}_3[\text{Co}(\text{CN})_6]$	71.0 d	10^{-4}		$6 \cdot 10^{-8}$	
^{82}Br	NH_4Br	35.7 d	$3 \cdot 10^{-4}$		$2 \cdot 10^{-8}$	
^{110}Ag	$\text{K}[\text{Ag}(\text{CN})_6]$	249.0 d	$3 \cdot 10^{-5}$		$2 \cdot 10^{-8}$	
^{131}I	KI	8.1 d	$2 \cdot 10^{-6}$		$8 \cdot 10^{-8}$	
^{189}Au	AuCl_3	64.8 h	$5 \cdot 10^{-5}$		10^{-7}	

Técnica

La técnica más usual consiste en la introducción del trazador en el pozo por vertimiento, a través de un tubo fino, del contenido de un ampolla que se rompe a la profundidad deseada, o usando un instrumento de inyección. La inyección se puede hacer a una o varias profundidades a fin de facilitar la mezcla de la solución trazadora con el agua del pozo. Después de producida la liberación y la mezcla, se mide la radioactividad con una sonda, por lo general un contador de centelleo o un contador Geiger, insertado a la profundidad seleccionada.

APLICACIONES DE LOS ISÓTOPOS ARTIFICIALES

Los isótopos artificiales se emplean para determinar características locales de los acuíferos. Las aplicaciones más comunes son:

Características físicas de los acuíferos: a) porosidad, b) transmisividad, c) dispersividad.

Dirección y velocidad del flujo de aguas subterráneas.

Estratificación de acuíferos.

Determinación de la porosidad efectiva de un acuífero:

El principio del método de determinación de la porosidad en la zona saturada se basa en la equivalencia aproximada entre la porosidad ρ y el volumen parcial del agua s :

$$\rho = \frac{\text{volumen de huecos}}{\text{volumen total}}$$

$$s = \frac{\text{volumen de agua}}{\text{volumen total}}$$

Se introduce el trazador en un pozo y en un segundo pozo situado a la distancia r se bombea. Descartando la dispersión del trazador en su recorrido entre los pozos, su arribo al segundo pozo implica: $V = \pi r^2 b s$. donde:

b : grosor del acuífero.

r : distancia entre los pozos.

s : porosidad efectiva.

Para el empleo de los trazadores en este caso se requiere:

que la distancia entre los pozos sea mayor que el grosor del acuífero ($r > b$).

que la velocidad de bombeo radial sea mayor que la velocidad natural.

que el cono de dispersión en el pozo bombeado sea menor que el volumen de agua sustraída.

Trasmisividad

El coeficiente de trasmisividad, T caracteriza la capacidad de un acuífero en transmitir agua. Junto con el coeficiente de almacenamiento, la conductividad hidráulica K , el almacenamiento específico y el rendimiento específico, la trasmisividad es uno de los parámetros para caracterizar las propiedades hidráulicas básicas del acuífero. Esta se relaciona con la conductividad hidráulica K y el grosor b mediante la expresión: $T = b K$

A partir de la ecuación $V = \pi r^2 b s$, se puede demostrar que el volumen de agua bombeada, determinada después que el trazador llega al segundo pozo, es inversamente proporcional al valor de la trasmisividad. Se determina la trasmisividad de las capas del mismo acuífero mediante el empleo de pozos de inyección y uno o más pozos de observación. Entonces la trasmisividad se calcula a partir de las relaciones:

$$V_1 = \pi r_1^2 b_1 s_1 \frac{T}{T_1}$$

$$V_2 = \pi r_2^2 b_2 s_2 \frac{T}{T_2}$$

$$T_1 + T_2 = T$$

donde:

T : trasmisividad total.

T_1 : trasmisividad parcial en la capa 1

T_2 : trasmisividad parcial en la capa 2

r_1 : distancia entre el primer pozo de inyección y el pozo

r_2 : distancia entre el segundo pozo de inyección y el pozo

b_1 : grosor de la capa 1.

b_2 : grosor de la capa 2.

s_1 : porosidad efectiva de la capa 1.

s_2 : porosidad efectiva de la capa 2.

La precisión obtenida es del orden de $5 \cdot 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$.

Difusión o dispersividad

Este valor caracteriza las propiedades de mezcla del acuífero. Los trazadores radioactivos han sido empleados para calcular el coeficiente de difusión. en problemas de recarga artificial de acuíferos por aguas de pobre calidad y de vertimiento de residuales en las aguas subterráneas.

Velocidad del flujo en aguas superficiales

La medición de la velocidad del flujo es uno de los problemas básicos de la Hidrología. Debido a que se requieren consecutivas recalibraciones de los molinetes (principal medio de determinación), las mediciones de velocidad de flujo son limitadas. Cuando no se pueden emplear los molinetes debido a la turbulencia del flujo o el agua transporta materias que pueden dañar este instrumento, se suelen usar los trazadores, que pueden ser o no radioactivos. Estos últimos se utilizan cuando los trazadores químicos son adsorbidos por las rocas o sedimentos o el agua contiene sustancias que interfieren la medición.

Entre los métodos utilizados se encuentra el de inyección a velocidad constante. Mediante este método se inyecta el trazador con una concentración C_0 a velocidad constante q en el curso de agua que posee un caudal Q . Las muestras se toman a cierta distancia en que la mezcla se hace constante, de modo que:

$$C_0 q = \int c dQ. \text{ Integrando se obtiene la expresión: } Q = \frac{C_0}{N} q$$

Considerando que la concentración es una función lineal de la actividad de la muestra, esta ecuación se transforma en:

$Q = \frac{N_0}{N} q$. Donde N_0 y N representan los conteos al inicio y en la sección de muestreo respectivamente. Si N_0 es muy alta, la muestra inicial se reemplaza por otra obtenida por dilución (alícuota de la muestra inicial). En este caso:

$$Q = \frac{N_0}{N} \lambda q, \text{ donde: } \lambda: \text{ factor de dilución.}$$

Velocidad de flujo en aguas subterráneas.

La velocidad de flujo en las aguas subterráneas se suele determinar a partir de la Ley de Darcy. Usando trazadores es posible medir directamente la velocidad del flujo en las aguas subterráneas. El método consiste en inyectar el trazador en el interior de un pozo. Por lo general, es necesario realizar varias mediciones en diferentes pozos a diferentes profundidades. La expresión de partida es:

$$C = C_0 e^{-\frac{V_f F t}{V}}. \text{ Integrando se obtiene: } V_f = -\frac{V}{\alpha F t} \ln\left(\frac{C}{C_0}\right). \text{ donde:}$$

V_f : velocidad de filtración horizontal del agua.

V : volumen de medición (volumen del pozo en el cual tiene lugar la dilución).

F : sección transversal del volumen de medición, perpendicular a la dirección del flujo de agua subterránea.

t : intervalo de tiempo entre las mediciones de las concentraciones C_0 y C .

C_0 : concentración inicial.

C : concentración final.

α : factor de corrección debido a la distorsión de las líneas de flujo.

Conociendo la porosidad efectiva s , se puede calcular la velocidad de flujo: $v = \frac{Vf}{s}$

Si se conoce el gradiente hidráulico potencial $\frac{dh}{dx}$, entonces se puede calcular también la conductividad hidráulica o permeabilidad K aplicando la Ley de Darcy:

$$K = \frac{Vf}{\frac{dh}{dx}}$$

Dirección del flujo de agua subterránea.

La dirección del flujo de las aguas subterráneas, aplicando radioisótopos puede ser determinada con facilidad mediante técnicas de pozos múltiples si existen pozos de observación en la dirección del flujo. También puede determinarse la dirección del flujo en un solo pozo mediante técnicas especiales para un simple pozo. En este último caso la actividad es detectada mediante una sonda especial que se orienta por medio de una vara firme. Los radioisótopos más apropiados en este tipo de problema son aquellos que son adsorbidos relativamente rápidos por los materiales acuíferos, tales como cloruro de oro-198 ($^{198}\text{AuCl}$) y cloruro de cromo-51 ($^{51}\text{CrCl}_3$), y las determinaciones de la actividad se hacen en el laboratorio. La precisión del método es de $\pm 10\%$.

Bibliografía básica

Bradley E., R.M. Brown, R. Gondiantini, B.R. Payne, K. Przewlocki, G. Sauzag, C.K, Yen, Y. Yurtsener. Nuclear techniques in ground- water hidrology, IHD. International Atomic Energy Agency., Vienna,