

ANEXO 2. MÉTODOS ISOTÓPICOS Y GEOQUÍMICOS PARA EL ESTUDIO DE ZONAS DE RECARGA DE ACUÍFEROS

Guía metodológica para la identificación de zonas potenciales



LISTADO DE FIGURAS

Figura 33. Procesos hidrogeoquímicos presentes en los acuíferos.....	8
Figura 34. Tipos facies hidrogeoquímicas en un diagrama Piper.....	9
Figura 35. Ejemplo de diagramas Stiff a lo largo de una línea de flujo, iniciando desde la zona de recarga hasta la zona de descarga	10
Figura 36. Variación temporal de la composición isotópica de la precipitación en el Golfo de Urabá, Colombia	12
Figura 37. Línea Meteórica mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos.....	14
Figura 38. Isótopos y trazadores químicos usados para estimar la edad del agua subterránea	16

LISTADO DE ECUACIONES

Ecuación 1. Porcentaje de error en el balance iónico.....	6
Ecuación 2. Fuente (Dansgaard, 1974).....	11
Ecuación 3. Cálculo de la media ponderada anual para los isótopos estables del agua.....	13

ANEXO 2. MÉTODOS ISOTÓPICOS Y GEOQUÍMICOS PARA EL ESTUDIO DE ZONAS DE RECARGA DE ACUÍFEROS

Una vez identificadas las zonas de recarga de acuíferos mediante la metodología propuesta, podrán ser objeto de caracterización a través de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas.

La geoquímica de las aguas subterráneas es la ciencia que explora los procesos que controlan la composición química y su calidad. Esta composición química es el resultado conjunto de las características del agua que ingresa a los acuíferos -por las zonas de recarga- y las reacciones con minerales presentes en la roca que modifican su composición (Appelo & Postma, 2005). Las variaciones que se presentan en la química del agua subterránea y como consecuencia en su calidad, varían en función de factores complejos como los geológicos, geoquímicos, hidrogeológicos, climáticos y antropogénicos, estos a su vez controlan la evolución química de la misma (Shand, et al., 2007).

En paralelo, suele utilizarse la hidrología isotópica en conjunto con la hidrogeoquímica para entender las zonas de recarga y la proveniencia de los flujos de humedad. “La hidrología isotópica es una técnica nuclear que utiliza tanto isótopos estables como radiactivos para seguir los movimientos del agua en el ciclo hidrológico. Los isótopos pueden utilizarse para investigar las fuentes de aguas subterráneas y determinar su origen, su forma de recarga, si existe riesgo de intrusión o contaminación por agua salada, y si es posible utilizarlas de manera sostenible” (OIEA, SF).

La aplicación de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas para cualquier estudio hidrogeológico precisa ser rigurosos en el monitoreo y muestreo de los diferentes compartimientos del ciclo hidrológico. Los lineamientos metodológicos planteados en esta guía no referencian las premisas, conceptos y aspectos del diseño de las redes de monitoreo hidrogeoquímico e isotópico y toma de muestras, necesarias para abordar la validación de las zonas de recarga. Se recomienda consultar los textos clásicos de hidrogeoquímica “Geochemistry, groundwater, and pollution” (Appelo & Postma, 2005) e isotopía “Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones” (Mook, 2002). Adicionalmente, es posible consultar el protocolo de monitoreo y seguimiento del agua publicado recientemente por el IDEAM (IDEAM & INVEMAR, 2021). De estos textos clásicos de hidrogeoquímica e isotopía, se resaltan los siguientes aspectos para tener en cuenta:

- El muestreo de isótopos estables de la precipitación debe considerar como mínimo un año hidrológico bajo condiciones normales. Es posible retomar datos de estudios realizados anteriormente, siguiendo los criterios de validación expuestos en esta guía.
- Las estaciones que miden la composición isotópica de la precipitación deben considerar los cambios de temperatura, fuentes posibles de humedad, precipitación y altura de las zonas de interés.
- Las muestras de agua subterránea, tanto para el análisis hidrogeoquímico, como para el isotópico, deben ser representativas de una única unidad hidrogeológica o sistema acuífero, es decir, que se debe conocer el diseño del pozo o piezómetro y el espesor del acuífero.

- Se requiere realizar un monitoreo hidrogeoquímico e isotópico por lo menos en época seca y época húmeda. Las muestras de manantiales deben tomarse preferiblemente en la época seca.

MÉTODOS PARA EL ESTUDIO DE ZONAS DE RECARGA A TRAVÉS DE LA EVALUACIÓN HIDROGEOQUÍMICA.

En primer lugar, los resultados provenientes del laboratorio deben surtir un análisis primario que permita verificar su calidad analítica. El error en el balance iónico es el método más utilizado para la validación de datos hidrogeoquímicos. El método parte de la premisa de que el agua es eléctricamente neutra y, por lo tanto, la suma de cationes debe ser igual a la suma de aniones, expresados en meq/l y disueltos (Custodio & Llamas, 2001).

El balance es calculado de la siguiente manera (Ecuación 1):

Ecuación 1. Porcentaje de error en el balance iónico

$$\% \text{ error en el balance iónico} = \frac{(\text{suma de cationes} + \text{suma de aniones})}{(\text{suma cationes} - \text{suma de aniones})} * 100$$

Fuente: Appelo & Postma (2005).

En algunas ocasiones este balance no se cumple, debido a iones minoritarios presentes disueltos en el agua subterránea, a una inadecuada preservación de la muestra o deficientes procedimientos en el laboratorio. En términos generales, se aceptan errores menores del 10 % para considerar los resultados válidos.

Una vez los datos provenientes del laboratorio son validados, se procede a su análisis e interpretación en la validación de las zonas de recarga delimitadas.

Inicialmente, se analiza la distribución espacial de los parámetros in situ como conductividad eléctrica, pH, temperatura, oxígeno disuelto y potencial redox, siendo fundamental la primera variable para el alcance de esta guía. Adicionalmente, se debe comparar la conductividad eléctrica con el contenido de sólidos disueltos medidos en campo y en laboratorio

La conductividad eléctrica es la capacidad de un agua para conducir electricidad. Tal como lo refiere el libro de hidrología subterránea de Custodio & Llamas (2001), la conductividad aumenta con el contenido de iones disueltos. Por esta razón, la conductividad eléctrica y los sólidos disueltos totales (medidos en laboratorio) constituyen un excelente trazador para aportar en el estudio de las zonas de recarga, considerando que el contenido de iones disueltos del agua recién recargada inicialmente es muy bajo, y que, a medida que avanza el flujo del agua subterránea por la zona de tránsito y descarga, aumenta.

Por supuesto, esta afirmación debe tomarse con precaución, dado que, en los sistemas naturales, pueden presentarse múltiples factores como mezclas con aguas más frescas (menor conductividad eléctrica) o salinas, eventos de contaminación, que modifican estas tendencias espaciales de la variable. Asimismo, en los acuíferos libres, estas tendencias no son fácilmente identificables, dado que el agua se recarga en toda su extensión y pueden presentarse mezclas.

La evolución temporal de esta variable es fundamental para la validación de las zonas de recarga. En términos generales, es posible que, en un acuífero con recarga actual, disminuya la conductividad eléctrica en la época húmeda y, por el contrario, aumente en la época seca, además, puede eventualmente, presentarse niveles piezométricos más cercanos a la superficie en la época húmeda y por el contrario, una disminución en la época seca (Ferrer, y otros, 2019). Los cambios pueden verse inmediatamente, es decir, en fase o puede registrarse con un tiempo de diferencia, es decir, en desfase.

Posteriormente, es necesario identificar las facies hidrogeoquímicas. Los diagramas Piper, Stiff y Schoeller permiten representar facies y contenidos de los principales cationes y aniones a lo largo de líneas de flujo y sobre mapas de distribución espacial. Para su construcción se pueden utilizar diferentes programas como Diagrammes de la Universidad de Avignon (<http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm>) o Aquachem, [desarrollado por Schlumberger Water Services \(anteriormente Waterloo Hydrogeologic\)](#). Para analizar los resultados de estos diagramas es necesario siempre tener en cuenta el ciclo del agua y los procesos hidrogeoquímicos que suelen ocurrir en los acuíferos, tal como se presenta en la **Figura 1**. Todos estos procesos están directamente relacionados con la recarga, por lo tanto, la evaluación hidrogeoquímica debe contemplarlos.

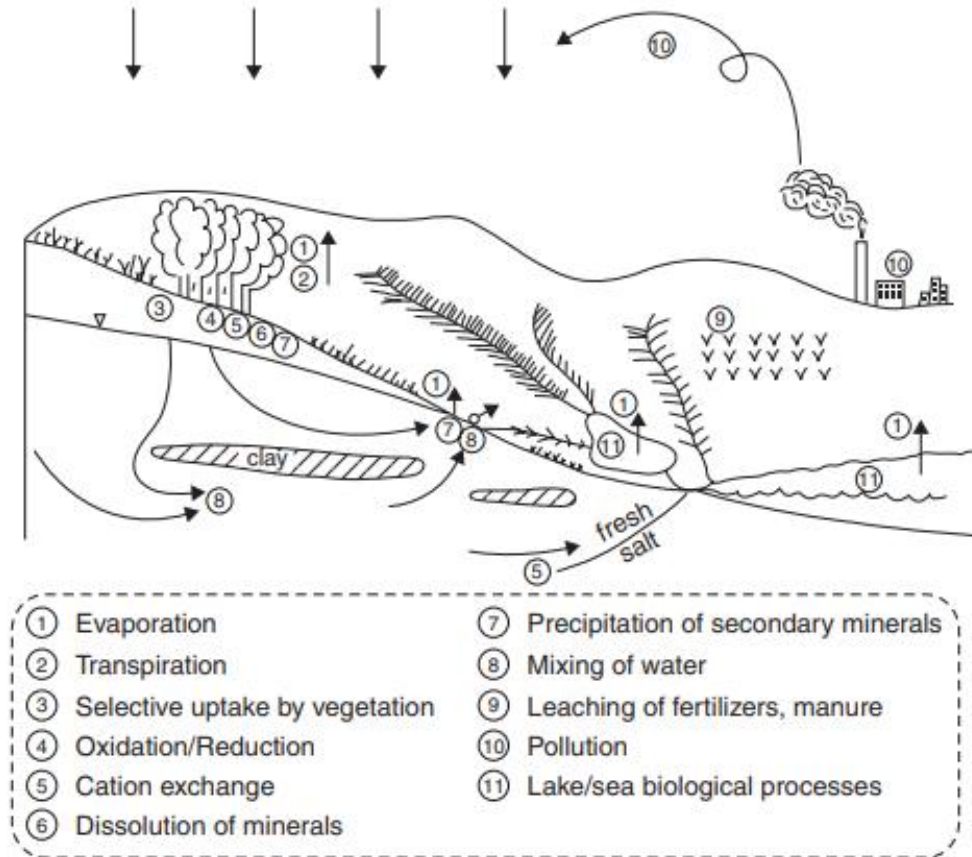


Figura 1. Procesos hidrogeoquímicos presentes en los acuíferos

Fuente: (Appelo & Postma, 2005).

Inicialmente, se analizan los resultados de los diagramas Piper, identificando los diferentes grupos. En términos generales, las facies bicarbonatadas cálcicas magnésicas se relacionan con aguas de poco tránsito y se correlacionan con conductividades eléctricas menores (Mattos, Cruz, De Paula, & Sales, 2018). (**Figura 2**). Desde el punto de vista de los procesos hidrogeoquímicos, pueden obedecer a procesos como la evaporación, transpiración de las plantas (hidrólisis del CO_2), disolución de minerales, alteración de silicatos y mezclas de agua, por lo que en algunas ocasiones no hay una relación directa entre su tránsito y la conductividad eléctrica, dado que algunos de estos procesos pueden llegar a aumentar considerablemente esta variable. Por tal motivo, es necesario realizar un análisis integral, teniendo en cuenta toda la información.

Las facies bicarbonatadas sódicas pueden obedecer a aguas más evolucionadas, es decir, aguas que ya han transitado en el sentido del flujo, donde predominan procesos de intercambio catiónico (Armengol, Manzano, Bea, & Martínez, 2017), donde los cationes mayoritarios son el sodio, calcio y magnesio, además puede observarse un aumento de la conductividad eléctrica. Esta evolución fue descrita por Chebotarev (1955), donde determina que las aguas subterráneas inicialmente presentan

un predominio del anión HCO_3^- , luego continúa el SO_4^{2-} y por último el Cl^- . De la misma manera, el catión predominante al inicio es el Ca^{2+} , luego Mg^{2+} y finalmente el Na^+ .

Las facies cloruradas sódicas pueden ser objeto de disolución de halita o mezcla con agua marina (intrusión marina pasada o reciente) (Armengol, Manzano, Bea, & Martínez, 2017).

Las facies sulfatadas cálcicas magnésicas suelen estar relacionadas con procesos de disolución de yeso (Ramos-Leal, y otros, 2022).

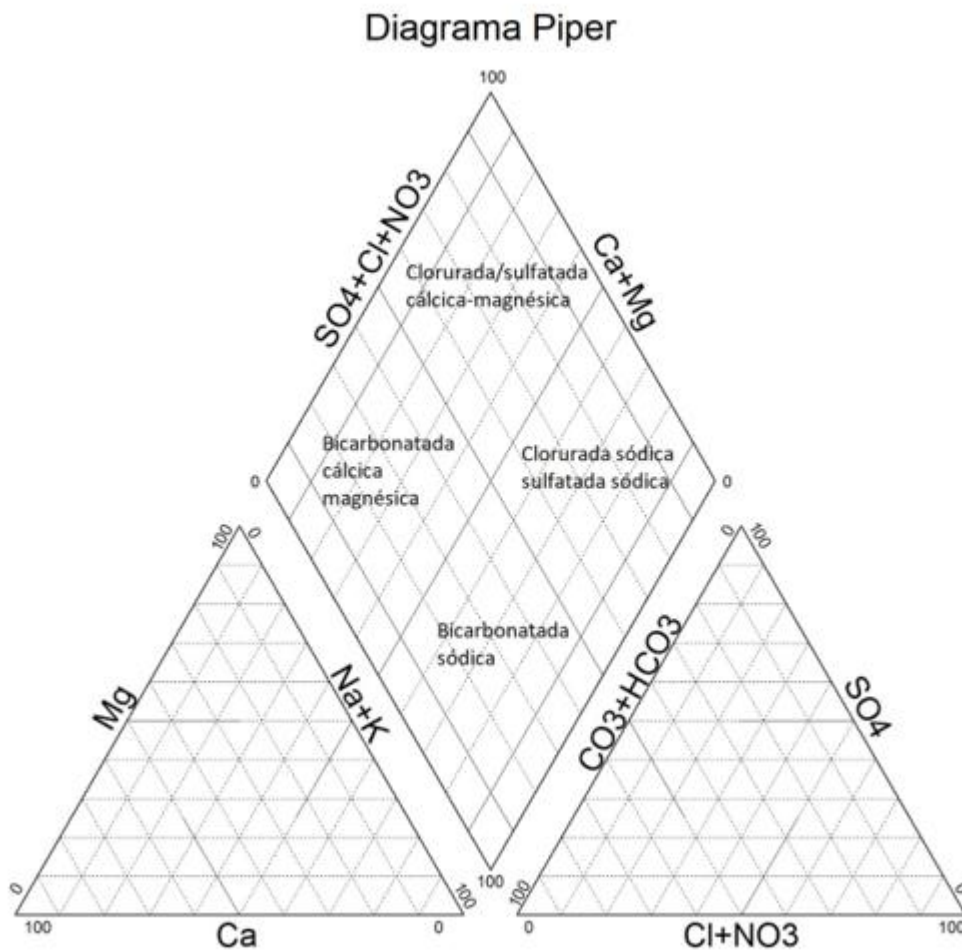


Figura 2. Tipos facies hidrogeoquímicas en un diagrama Piper

Fuente: Adaptado de Diagrammes de la Universidad de Avignon (<http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm>).

Las anteriores indicaciones son generales ya que la contaminación y la mezcla de aguas pueden modificar estos procesos.

En síntesis, en las zonas de recarga predominan aguas con facies tipo bicarbonatada cálcica-magnésica con menor conductividad eléctrica y sólidos disueltos totales. En acuíferos donde predominan minerales como yeso o halita, es probable que el sulfato y cloruro predomine frente al bicarbonato.

Los diagramas Piper no representan la concentración de los principales aniones y cationes. Por el contrario, los diagramas Stiff si permiten mostrar las concentraciones en meq/l. En este sentido, suelen graficarse estos diagramas para cada punto sobre el área del acuífero.

En las zonas de recarga los diagramas Stiff suelen tener un menor tamaño y predominan el bicarbonato, el calcio y el magnesio como producto de procesos de hidrólisis (Mattos, Cruz, De Paula, & Sales, 2018) y, además, se correlaciona con una menor conductividad eléctrica. A medida que el flujo avanza sobre la zona de tránsito y descarga, donde se presentan diferentes procesos hidrogeoquímicos de hidrólisis, meteorización de silicatos, disolución, óxido-reducción, se aumenta el tamaño de los diagramas Stiff y la conductividad eléctrica. Así mismo, se debe ser precavido en el análisis de estos diagramas porque estos patrones pueden variar por procesos de mezclas o contaminación (Figura 3).

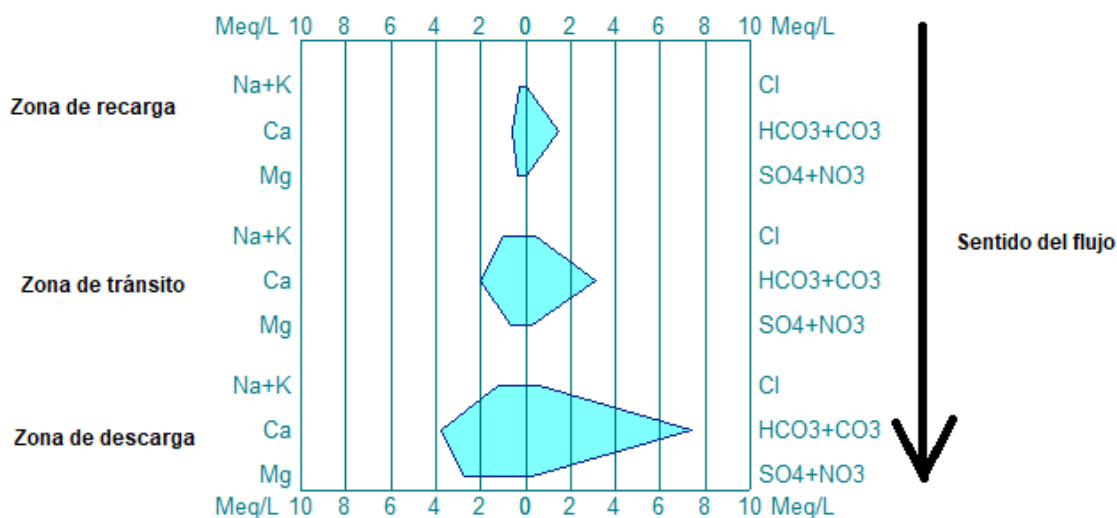


Figura 3. Ejemplo de diagramas Stiff a lo largo de una línea de flujo, iniciando desde la zona de recarga hasta la zona de descarga

Lineamientos metodológicos para el estudio de zonas de recarga con evaluaciones isotópicas

De la misma manera que en el apartado anterior, el primer paso para estudiar las zonas de recarga por medio de los isótopos estables del agua consiste en realizar una validación de los resultados de laboratorio de cada muestra.

No existe realmente un consenso sobre el procedimiento para la validación de estos datos. Se recomienda verificar siempre la incertidumbre de cada muestra o en su conjunto, la cual debe reportar el laboratorio. Idealmente se debe contar con incertidumbres menores al 0,1 ‰ para el ^{18}O y de 1,0 ‰ para el ^2H .

Asimismo, en numerosos trabajos de hidrogeología es común utilizar el término del exceso en deuterio “d” para cada muestra. Este término fue definido por Dansgaard (1974) de la siguiente forma:

$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$$

Ecuación 2. Fuente (Dansgaard, 1974)

Donde:

d= exceso en deuterio de cada muestra

$\delta^{18}\text{O}$ = composición isotópica del oxígeno 18 en cada muestra

$\delta^2\text{H}$ = composición isotópica del deuterio en cada muestra

El exceso de deuterio en regiones con climas tropicales generalmente oscila entre 7,0 y 13,0 ‰ cuando la precipitación y recarga se deben exclusivamente a procesos meteóricos. Valores superiores a 13 ‰ suelen estar asociados con procesos de reciclaje de agua, mientras que valores inferiores a 7 ‰ pueden indicar evaporación durante la precipitación, en cuerpos de agua superficiales o en el agua subterránea (Mook, 2002). Sin embargo, estos valores deben interpretarse en función de las condiciones ambientales específicas del sitio.

En particular, valores de exceso de deuterio muy bajos (inferiores a 5 ‰) en la precipitación o en el agua subterránea requieren un análisis detallado del contexto ambiental para evaluar su viabilidad de uso. También es crucial considerar la variación temporal del exceso de deuterio, ya que una tendencia a reducir la evaporación en la serie de datos a lo largo del tiempo puede indicar mayor fiabilidad en el sistema de observación y muestreo.

El agua meteórica puede mostrar valores bajos de exceso de deuterio durante épocas secas, cuando la precipitación disminuye y la evaporación aumenta. Por esta razón, siempre es recomendable examinar estos valores en relación con los resultados hidrogeoquímicos y, de ser necesario, descartar aquellas muestras que no cumplan con los criterios establecidos.

Otro aspecto para considerar en la validación es la coherencia de composición isotópica de la precipitación en el tiempo, puesto que normalmente en épocas secas, los valores suelen ser más enriquecidos, mientras que en época húmeda los resultados muestran un mayor empobrecimiento (efecto de cantidad). Ver ejemplo (**Figura 4**).

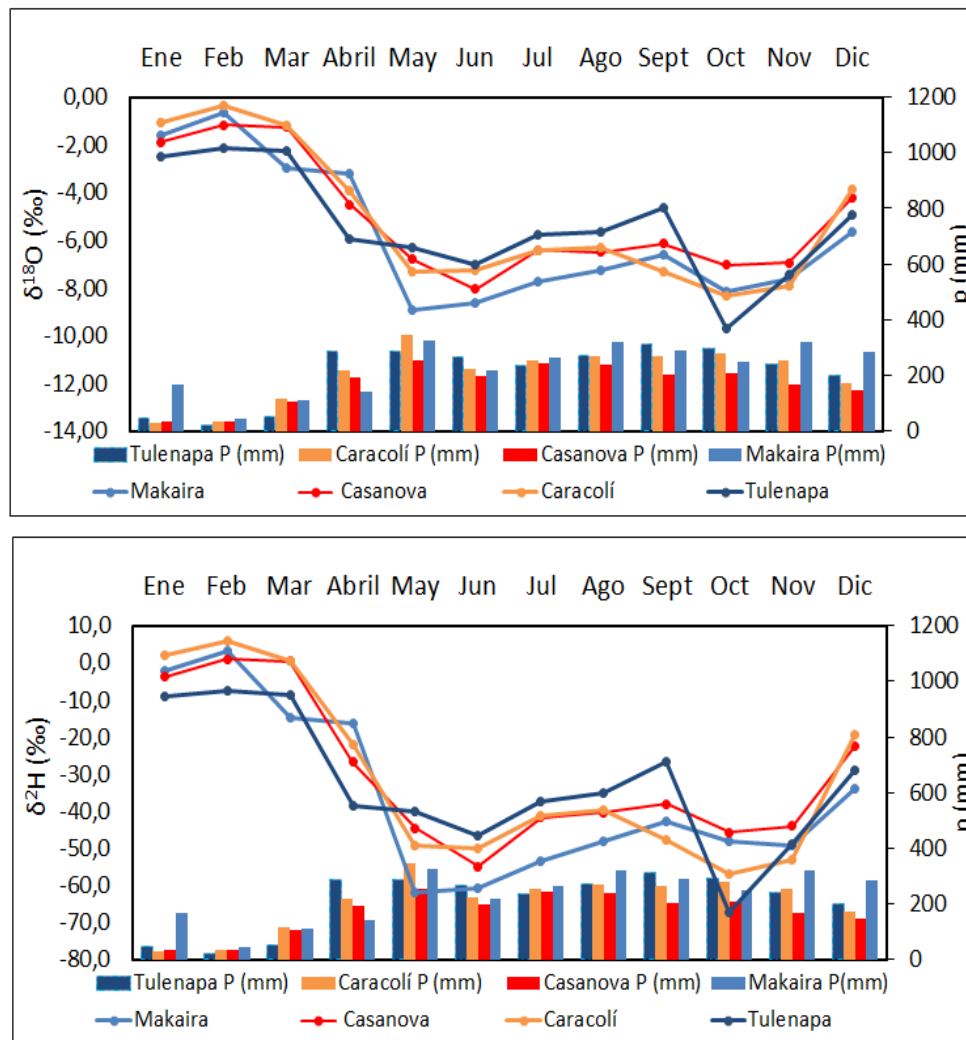


Figura 4. Variación temporal de la composición isotópica de la precipitación en el Golfo de Urabá, Colombia

Fuente: Campillo, A. (2021).

Asimismo, se espera que a medida que aumente la altitud a la cual se está recolectando la muestra de precipitación, se presente un empobrecimiento en la composición isotópica de la precipitación (efecto de altitud). Los resultados que no coincidan con estos patrones deben ser objeto de análisis detallado, con el fin de identificar si se trata de condiciones climáticas locales particulares o si se trata de error en el etiquetado de las muestras o en el análisis (Mook, 2002).

Una vez los datos están validados se procede a realizar la caracterización isotópica de la precipitación y el agua subterránea.

La caracterización isotópica de la precipitación debe partir del análisis de la variación temporal del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en cada estación, evaluando cómo son los cambios respecto a las variaciones de la

precipitación, estacionalidad y cantidad de agua lluvia. Posteriormente, es necesario evaluar los patrones espaciales presentes en estas variaciones.

En segundo lugar, se construye la línea meteórica local la cual debe contar como mínimo con información de un año hidrológico, para esto, se utiliza un gráfico binario, donde el eje de las abscisas contiene los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para todas las estaciones y el eje de las ordenadas los valores de $\delta^2\text{H}$ para todas las estaciones. En este caso se aplica una regresión lineal, en donde la ecuación resultante es conocida como la línea meteórica local. Es necesario verificar que el coeficiente de determinación de esa regresión (R^2) sea cercano a 1.

Luego se procede a calcular la media ponderada anual de la composición isotópica de la precipitación para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de la siguiente manera:

Ecuación 3. Cálculo de la media ponderada anual para los isótopos estables del agua.

$$\text{Media ponderada } \delta^{18}\text{O} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i * \delta^{18}\text{O}_i}{\sum P_t}$$

$$\text{Media ponderada } \delta^2\text{H} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i * \delta^2\text{H}_i}{\sum P_t}$$

Donde P_i corresponde al valor en mm de precipitación del i -ésimo mes de la estación considerada, $\delta^{18}\text{O}_i$ es la composición isotópica del i -ésimo mes y P_t corresponde a la precipitación total de la estación. En este sentido, al final, para cada estación se tendrá un valor ponderado para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, el cual en adelante se llamará $\delta^{18}\text{O}_{\text{ponderado}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{ponderado}}$. Estos valores también suelen ser incorporados a la línea meteórica local. También deben calcularse las medias ponderadas mensuales, en caso de contar con una serie histórica extensa.

El último paso para la caracterización de la composición isotópica de la lluvia en una región corresponde al cálculo del gradiente altitudinal. Para esto, se elabora un gráfico binario, donde el eje de las abscisas contiene el valor de la altitud en m.s.n.m de cada estación y el eje de las ordenadas, la media ponderada del $\delta^{18}\text{O}$ ponderada y $\delta^2\text{H}$ ponderada anual para cada estación. Se realiza una regresión lineal, verificando que el coeficiente de determinación se acerca al 1. El valor de la pendiente de la ecuación resultante, multiplicada por 100, es considerado el gradiente altitudinal. Este valor entonces, indica el cambio esperado de la composición isotópica de la precipitación cada 100 m. Los valores esperados oscilan entre 0,07 y hasta 0,2 ‰ (Mook, 2002).

Con este último paso, se completa la caracterización de la composición isotópica de la precipitación. Esta señal de entrada del agua lluvia se compara con los datos de la composición isotópica del agua subterránea (Ferrer, y otros, 2019) con el fin de estudiar y mejorar el entendimiento de las zonas de recarga.

Usualmente, se realiza de la siguiente manera:

- Análisis de la variación espacial del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua subterránea por medio de mapas espaciales, diferenciando los puntos que corresponden a cada acuífero. Se evalúan la similitud de los valores. En acuíferos confinados, los datos de la composición isotópica suelen ser muy constantes, sin grandes diferencias. En acuíferos libres pueden obtenerse mayores diferencias, dado que existen mezclas por la continua infiltración del agua lluvia sobre toda el área. Si se observan diferencias, se debe analizar cuáles podrían ser sus causas. Se debe analizar si se observan cambios en la composición isotópica en la dirección del flujo de aguas subterráneas.
- Identificación de la variación temporal del $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua subterránea: aunque el contenido isotópico del agua subterránea es muy estable en el tiempo, dado que se mueve lentamente, siempre será necesario evaluar las concentraciones, tanto en época seca, como en época húmeda.
- Análisis de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua subterránea con la precipitación. Para esto, se grafican los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua subterránea en la línea meteórica local y se evalúan los procesos hidrológicos (recarga, evaporación, reciclaje y mezclas de diferentes aguas), a los cuales pueden estar sometidos los cuerpos de aguas subterráneas. Es importante siempre evaluar estos datos en conjunto con la información hidrogeoquímica, para tener unos resultados más robustos (Figura 5).

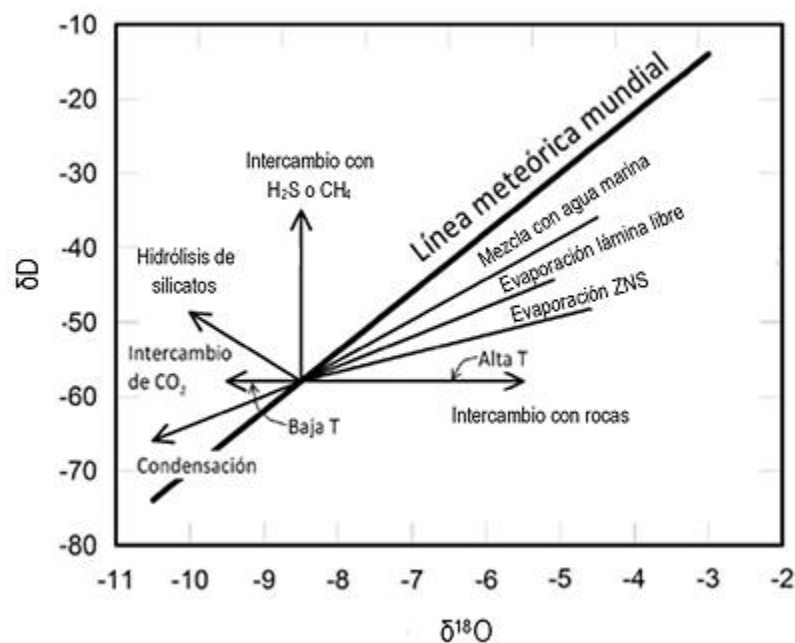


Figura 5. Línea Meteórica mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos

Fuente: (Soler et al, 2015) y (Valenzuela, Ramírez-Hernández, & Palomares, 2013).

De esta manera, las muestras de aguas subterráneas que se alineen sobre la línea meteórica mundial y local pueden ser consideradas como muestras provenientes de recarga por precipitación. Generalmente se observa que estas muestras presentan menor conductividad eléctrica, menor contenido de sólidos disueltos totales y registran facies menos evolucionadas como bicarbonatada-cálcica magnésica. Si las muestras se alejan de la recta de la línea meteórica local y mundial y presentan pendientes menores de 8, puede considerarse que el acuífero puede estar siendo recargado también por fuentes de agua superficial, sometidas a evaporación. Esto debe considerarse como unos lineamientos generales. Siempre será necesario analizarlo a la luz de las condiciones ambientales de la zona de estudio.

Cuando se trata de acuíferos regionales, es viable elaborar mapas donde se presente la variabilidad espacial de la precipitación y del agua subterránea, con el fin de identificar cambios particulares en la recarga.

- Estimación de la altura de recarga: se comparan los datos del agua subterránea con el gradiente altitudinal y la media ponderada anual de cada estación, de tal manera que, si la composición isotópica del agua subterránea coincide con la media ponderada de una estación, se afirma que el agua se está recargando a la altura en la que se encuentra la estación de precipitación. Si el agua subterránea se encuentra más empobrecida que la estación a menor altitud, entonces se infiere que el agua se está recargando a una altura mayor, la cual se obtiene a partir del gradiente altitudinal.
- Teniendo en cuenta la información analizada en los párrafos anteriores, se evalúa los resultados de los isótopos estables del agua subterránea en la dirección del flujo en conjunto con los datos hidrogeoquímicos. Particularmente, se debe observar un aumento de la conductividad eléctrica y, por ende, un aumento de la mineralización, en la medida que se avanza desde la zona de recarga hasta la zona de descarga.

Finalmente, se procede a realizar análisis de trazadores e isótopos radioactivos para finalizar la validación de las zonas de recarga y estimar la edad del agua subterránea. En esta etapa es importante escoger un adecuado marcador; en acuíferos libres, donde se presenta una renovación de la recarga constantemente, es factible utilizar trazadores como el tritio, gases clorofluorocarbonados (CFC) y la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$, mientras que, para acuíferos confinados o semiconfinados con áreas de recarga lejanas, es recomendable utilizar trazadores como el carbono 14 (^{14}C) y ^4He (**Figura 6**).

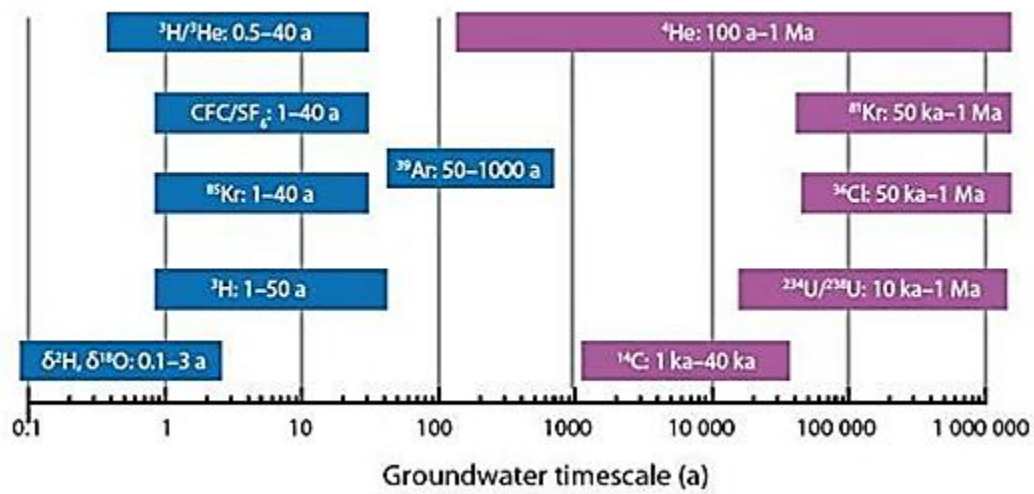


Figura 6. Isótopos y trazadores químicos usados para estimar la edad del agua subterránea

Fuente: Plummer & Glynn (2013).

BIBLIOGRAFÍA

- Appelo, C. A., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution*.
- Armengol, S., Manzano, M., Bea, S. A., & Martínez, S. (2017). Identifying and quantifying geochemical and mixing processes in the Matanza-Riachuelo Aquifer System. *Science of the Total Environment*, 600, 1417–1432.
- Campillo, A. (2021). Usando múltiples trazadores para comprender el funcionamiento de acuíferos freáticos heterogéneos en zonas húmedas tropicales: caso del Golfo de Urabá, Colombia. Tesis de doctorado Ingeniería Ambiental de la Universidad de Antioquia y Universidad de Montpellier. 205 pp.
- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 8, 22-48, 137-170, 198-212.
- Custodio, E., & Llamas, R. (2001). *Hidrología Subterránea*. Barcelona.
- Ferrer, N., Folch, A., Lane, M., Olago, D., Odida, J., & Custodio, E. (2019). Groundwater hydrodynamics of an Eastern Africa coastal aquifer, including La Niña 2016–17 drought. *Science of the Total Environment*, 661, 575–597.
- IDEAM, & INVEMAR. (2021). *Protocolo de Monitoreo y Seguimiento del agua*. Bogotá.
- Mattos, J. B., Cruz, M. J., De Paula, F. C., & Sales, E. F. (2018). Spatio-seasonal changes in the hydrogeochemistry of groundwaters in a highland tropical zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 275–286.
- Mook, W. (2002). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España- IGME.
- OIEA. (s.f.). *Gestión de los recursos hídricos mediante la hidrología isotópica*. Colección de Información del Organismo Internacional de Energía Atómica División de Información Pública 02-01581/FS Series 2/03/S.
- Plummer, L., & Glynn, P. (2013). *Radiocarbon dating in groundwater systems*. In I. A. E. Agency (Ed.), *ISOTOPE METHODS FOR DATING OLD GROUNDWATER*. Viena.
- Ramos-Leal, J., Moran-Ramírez, J., Rodríguez-Robles, U., Santacruz-De León, G., Roy, P., Fuentes-Rivas, R., & Fonseca-Montes de Oca, R. (2022). Hydrogeochemical and isotopic characterizations of an aquifer in the semi-arid region of the Mexican Highlands. *Geochemistry*. doi:<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2022.125872>

Universidad de Avignon (s.f.). Adaptado de Diagramme de la Universidad de Avignon (<http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm>), el 13 de mayo de 2022.