

5

Métodos de estudio hidrogeológicos e hidrogeoquímicos

Emilio Custodio Gimena
María del Carmen Cabrera Santana

1. Introducción

Los métodos de estudio hidrogeológicos tienen como objetivo caracterizar y medir el agua subterránea en lo que hace referencia al agua (flujo), a las sustancias disueltas que transporta (transporte de masa) y a los intercambios de agua y solutos con el medio (relación roca-agua). Esto se hace para:

- Establecer el modelo conceptual de funcionamiento de los sistemas acuíferos para entender su funcionamiento.
- Cuantificar el flujo y el transporte del agua subterránea por los sistemas acuíferos.
- Establecer las relaciones con otras partes del ciclo hidrológico: aguas superficiales, mar, otros acuíferos y la biosfera, y también con los procesos geodinámicos internos y externos en los que intervienen las aguas subterráneas, incluyendo la génesis de minerales.
- Utilizar el agua subterránea como un recurso clave.
- Establecer su valor económico y social.

- Proporcionar métodos y parámetros que permitan evaluar y cuantificar los efectos de las actividades del hombre (efectos antrópicos) sobre los sistemas acuíferos y sobre los otros sistemas con los que están en relación, Estos efectos pueden ser causados por el aprovechamiento de las aguas subterráneas, las obras públicas y construcciones, la agricultura; se incluye el medio ambiente, el medio urbano y la minería, y se tiene en cuenta entre otros aspectos la variabilidad climática y el cambio climático futuro.
- Lo que se expone en este capítulo está relacionado estrechamente con el contenido del capítulo 4. No se vuelve a presentar y definir lo que se dice el mismo.

A continuación se expone una visión general de los métodos, sin entrar en sus detalles y modo de aplicación. Para un tratamiento de detalle hay que recurrir a los textos especializados, por ejemplo Custodio y Llamas (1976) y CIHS (2009) en lengua castellana y entre los en lengua inglesa los de Delleur (2007), de Marsily (1986), Freeze y Cherry (1979) y Schwartz y Zhang (2007), y los introductorios de Price (2004) y Younger (2007).

2. Recursos y reservas de agua subterránea

En un sistema acuífero la recarga anual (recurso renovable), R , es sólo una pequeña fracción de la cantidad de agua existente (reserva), V . El cociente V/R representa el tiempo medio de renovación, τ , que es un importante parámetro; puede variar entre unos pocos años en sistemas pequeños bien recargados, hasta miles de años en sistemas grandes y acuíferos de regiones áridas.

El tiempo de renovación medio de un sistema acuifero difiere del de los acuíferos del mismo. Así, el agua puede fluir más rápidamente por los acuíferos, con menor tiempo de renovación, mientras que dicho tiempo de renovación es mucho mayor en los acuitardos. Pero entre los acuíferos y acuitardos hay intercambio de agua y solutos, a veces de forma tridimensional y compleja. Los métodos de estudio deben poder generar la información necesaria para entender estas interrelaciones e intercambios, lo que supone caracterizar por separado las distintas partes aproximadamente homogéneas en que se puede dividir un sistema acuífero, o sea el conjunto de acuíferos y acuitardos que forman una unidad.

Las reservas de agua subterránea están constituidas por el agua contenida en el sistema acuífero o sus partes. Gracias a ellas, una recarga variable en el tiempo (y en el espacio) se convierte en una descarga notablemente más regular. El volumen de agua que interviene en esa regulación se suele llamar reserva dinámica, la sometida a renovación, que es menor que la reserva total, que puede incluir una parte no renovable o de mucho más lenta renovación.

La explotación de un acuífero de un sistema acuífero supone una modificación hidráulica del funcionamiento natural, de modo que a largo plazo lo que se extrae se acaba por detraer de las descargas naturales (Custodio, 2001; Custodio y Cardoso Da Silva, 2008). La duración del periodo de ajuste puede durar desde meses a miles de años, dependiendo de las características medias del acuífero. Ese tiempo se puede medir aproximadamente como $\tau=L^2T/S$, en la que L es el tamaño del acuífero, T es la transmisividad y S es el coeficiente de almacenamiento. Es un acuífero libre S tiende a la porosidad drenable.

Cuando se inicia la explotación de un acuífero, o cualquier otro tipo de modificación de las condiciones externas, se entra en un periodo transitorio, durante el cual se produce un progresivo descenso de niveles piezométricos, cuando la disminución de las descargas es menor que las extracciones, el balance de agua se cierra con una disminución de las reservas dinámicas, rápida al principio y luego cada vez menor.

En el caso en que las extracciones superen a la recarga el consumo de reservas es permanente -minería del agua subterránea- y las reservas se van consumiendo progresivamente.

Esta dualidad recurso/reserva del agua subterránea es una característica muy específica de los sistemas acuíferos, que los diferencia en cuanto al comportamiento de las otras partes del ciclo hidrológico. Los métodos de estudio deben permitir medir y cuantificar esta dinámica, lo que en ocasiones puede ser difícil, y requiere combinar varios de ellos.

3. Papel de las aguas subterráneas en la naturaleza y para usos humanos

En este estado no influenciado, la recarga se convierte en descargas naturales, que adoptan diferentes formas según los casos. Se trata de manantiales (nacientes) - unas veces concentrados y otras difusos-, caudal de base de ríos, alimentación a

lagos, lagunas y humedales –una parte, que puede ser toda en cuencas cerradas, se evapora, –, sostenimiento de áreas de vegetación freatófita –se transpira– y transferencia a otros acuíferos. Estas descargas son manifestaciones del agua subterránea, tanto más importantes ecológica y paisajísticamente, cuanto más árido es el clima. Estas descargas proporcionan importantes servicios ecológicos, que pueden tener un elevado valor económico para la sociedad. En áreas áridas son el origen de los escasos nacientes, cursos de agua permanentes, humedales, áreas de vegetación freatófita y ribereña, oasis y bofedales.

También la apropiación –extracción– del agua subterránea produce un recurso de gran importancia para la población y sus actividades económicas, aumentada por su ubicuidad, disponibilidad, resiliencia ante sequías y relativa protección de la calidad (Custodio, 2005; Llamas et al., 2001; Ragone, et al., 2006). La presión para su apropiación es mayor cuanto más árido es el clima. En áreas semiáridas y áridas, en general domina la demanda de agua para regadío.

La extracción del agua subterránea supone una interferencia con las descargas naturales y sus servicios ecológicos, que puede llegar a ser muy importante. Para poder valorar las interferencias y su frecuente larga evolución temporal, es necesario aplicar métodos que permitan cuantificarlas, a fin de planificar y gestionar los acuíferos y poder prever la evolución.

4. Reconocimiento de la geometría y piezometría de los sistemas acuíferos

Los sistemas acuíferos no son observables directamente, por lo que hay que deducir su geometría y características indirectamente o mediante reconocimientos localizados, siempre costosos. En cualquier caso la tridimensionalidad y la heterogeneidad son aspectos esenciales que deben ser correctamente caracterizados.

Una primera aproximación al conocimiento es la geológica, es decir, construir un modelo geológico tridimensional a partir de la información geológica y de las perforaciones disponibles, y de las relaciones internas y con otros sistemas. Posteriormente ese modelo debe ser convertido en hidrogeológico, teniendo en cuenta que no hay relaciones biunívocas directas, y que la experiencia local es importante. Con frecuencia quedan imprecisiones y vacíos.

Una aproximación adicional se puede obtener mediante la geofísica. Los métodos geofísicos de superficie tratan de identificar variaciones de ciertas propiedades físicas del terreno y del agua, en el territorio y en profundidad. Tales son las propiedades eléctricas (resistividad/conductividad) y sónicas, tanto naturales como inducidas, además de las gravimétricas y magnéticas naturales. Unas determinan propiedades medias sobre un gran volumen de terreno y otras son más localizadas y focalizadas (de mayor detalle en profundidad), con penetraciones variables según los métodos y de cómo se aplican. La distribución de la propiedad que se mide suele ser el resultado de un proceso de inversión, a veces complejo y con notables incertidumbres. Pero la propiedad física que se mide no se corresponde con propiedades hidrogeológicas. Hay que hacer una interpretación basada en supuestos básicos y en la experiencia. Para reducir la incertidumbre asociada hace falta combinar varios métodos y, si es posible, reconocimientos y datos adicionales.

Las perforaciones (sondeos) constituyen el método más directo de reconocer el terreno, en general de forma vertical, y de obtener acceso al agua subterránea. Es costoso y puntual, y por lo tanto suele ser necesario disponer de un conjunto de sondeos para lograr un reconocimiento que represente a todo el territorio que se considera. Con frecuencia los recursos económicos disponibles limitan mucho –o incluso pueden hacer inviable– este tipo de reconocimiento, en especial en sistemas acuíferos de gran espesor o acuíferos profundos. Por eso primero se trata de recuperar e interpretar toda la información posible de los sondeos de reconocimiento y de captación de agua subterránea –o galerías drenantes– existentes, tratando de obtener la mejor interpretación posible, tras eliminar los datos confusos o erróneos.

Las perforaciones de reconocimiento se pueden realizar utilizando diferentes técnicas en función del tipo de terreno, profundidad y diámetro requerido, y de si se han de obtener muestras de terreno y agua. En terrenos no consolidados y hasta pocos metros profundidad se pueden emplear barrenas manuales o mecánicas, hincas, chorro de agua y otros, pero los métodos más comunes son la perforación mecánica a rotación, con martillo de fondo accionado por aire (rotoperusión), y a percusión con cable. Se puede perforar sin toma de muestra, extrayendo el detritus de terreno que produce la herramienta de perforación por arrastre hasta la superficie con el agua o el aire utilizados. La información litológica suele ser pobre y a veces insegura. Para mayor detalle se perfora a rotación con corona y sacatestigos, que permite recuperar testigos de terreno, continuamente (si es posible) o de tramos concretos de especial interés. Para profundidades grandes es costoso y lento, por lo que raramente se recurre a testigos por el gran coste que supone. Sin embargo, hay métodos de obtener testigos sin extraer el varillaje de perforación (wire-line), aunque no está exento de problemas prácticos.

Cuando los testigos no son suficientes para caracterizar el terreno o sólo se dispone de detritus, es posible obtener información –es recomendable hacerlo– mediante la realización de testificación geofísica o digrafías. Consiste en la toma de datos a partir de sensores que se desplazan a lo largo del sondeo. Como toda técnica geofísica se mide una propiedad física natural o inducida, que luego hay que interpretar geológicamente y de la que se deducen propiedades hidrogeológicas. Hay muchas formas de testificación. Las más comunes son las eléctricas –potencial espontáneo, resistencia monoelectródica y resistividad eléctrica– y las de radiación gamma natural, además de las simples de conductividad eléctrica del agua y temperatura, pero también pueden ser sónicas o nucleares inducidas. Estas últimas requieren personal especializado y permisos estrictos para poder realizarlas, aunque su interpretación es sencilla.

Las perforaciones pueden realizarse para reconocimiento del terreno y para medir niveles piezométricos. Si es posible se combinan ambos objetivos, pero para lograr el segundo objetivo es necesario equipar el sondeo con una entubación, rejilla (para el contacto del interior del tubo con el acuífero) y cementaciones y sellos para que lo que se mida corresponda a una cierta posición vertical. También se suelen equipar para la toma de muestras, en cuyo caso el diámetro debe permitir el acceso de sistemas de bombeo y/o de toma de muestras.

En lo posible los piezómetros y los sondeos de muestreo de agua deben ser específicamente contruidos y equipados, aunque por razones económicas y de oportunidad se trata de obtener esos datos de los pozos y sondeos existentes. No obstante es importante conocer como son y como están equipadas esas perforaciones para saber que representa el nivel piezométrico que se mide y la muestra de agua que se toma; de otro modo se pueden cometer errores de interpretación.

Salvo en sondeos con rejillas cortas y bien aisladas y con renovación del agua, los niveles pueden representar un promedio de valores variables a lo largo de la vertical, y la muestra puede ser una mezcla, como también lo suele ser la descarga de manantiales (Fig. 5.1). Para una correcta interpretación de los datos hay que tener presentes estas circunstancias.

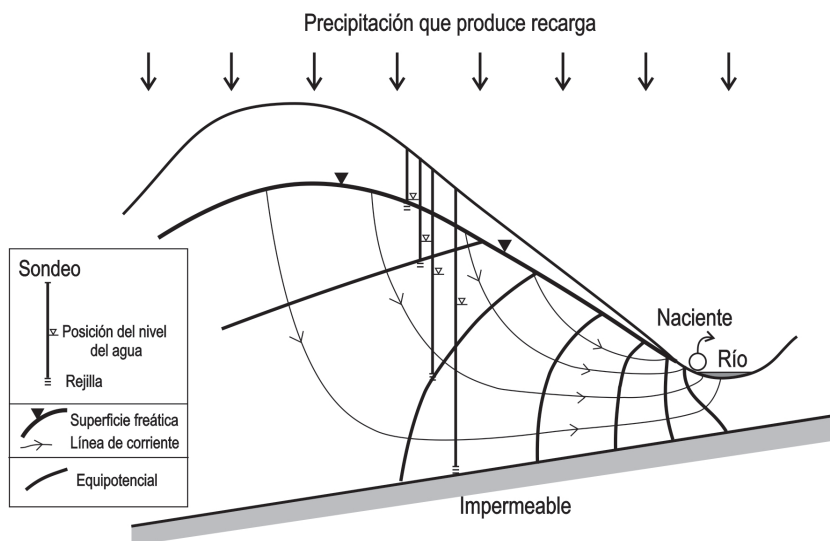


Figura 5.1; Dibujo esquemático del sistema de flujo entre un interfluvio y ladera de recarga y la descarga en un río y nacientes ribereños. En sentido vertical el nivel piezométrico decrece en profundidad en las áreas de recarga y asciende en las de descarga. Eso se refleja en la batería de sondeos próximos con rejillas aisladas entre sí y a distintas profundidades. El agua descargada en el río y en el nacimiento es una mezcla de diferentes tubos de flujo, con diferentes áreas de recarga y tiempos de residencia.

5. Métodos de construcción de captaciones

Una captación de agua subterránea busca obtener el mayor caudal con el menor descenso de niveles, con la debida protección de la calidad del agua. Salvo el caso –no común– de galerías o minas de agua (aunque es lo más frecuente en Tenerife) o drenes en terrenos de nivel freático muy somero, en general se trata de pozos de los que hay que extraer el agua por bombeo, lo que se debe hacer con el menor consumo de energía, o sea con la mayor eficiencia hidráulica (véase Custodio y Llamas, 1976, sec. 17; CIHS, 2009).

Un pozo es en general una perforación vertical realizada mecánicamente, salvo los excavados de épocas muy anteriores, o los clásicos “pozos canarios” de gran diámetro, muy abundantes en Gran Canaria, en que los se ha combinado elementos mecánicos, de explosivos y manuales. Los métodos de perforación mecánica en general no extraen testigos de terreno –con la excepción de lo que es tradicional en Mallorca– sino detritus. Los métodos más comunes son:

- 1) **Perforación a percusión con cable.** Usa un trepano que rompe el terreno por golpeteo. El detritus, en forma de lodo, se saca periódicamente con una “cuchara” o válvula. Es sencillo pero lento. Es menos adecuado para rocas duras abrasivas, como las volcánicas.

- 2) **Perforación a rotación.**
 - a) Con circulación directa, en que se inyecta agua o lodo por el interior de un varillaje y que luego asciende por el exterior, por el espacio entre el varillaje y la pared de la perforación, arrastrando los detritus. Se perfora con triconos giratorios sobre cojinetes, de dientes duros, o trialetas para terrenos blandos. Es el método más general.

 - b) Con circulación inversa, en que se introduce agua entre el varillaje y la perforación y se extrae por bombeo por el interior del varillaje. Adecuado para materiales sueltos granulares y profundidad moderada.

- 3) **Rotopercusión** con martillo de fondo accionado por aire a gran presión, que en su salida arrastra el detritus. Es rápido y adecuado para roca dura, como las volcánicas compactas, y menos para materiales no consolidados o muy fracturados.

Pero un pozo es más que una perforación. Debe tener:

- Entubación para proteger la bomba y mantener las paredes en los tramos que se derrumban.

- En materiales sueltos, cierre de fondo para evitar aterramiento desde abajo.

- Cementaciones y sellos para aislar los tramos indeseables y evitar entrada de agua desde la superficie y desde otros niveles permeables.

- Rejillas (zonas filtrantes) si el terreno se derrumba, de modo que pueda entrar el agua subterránea en la perforación sin arrastres del terreno, y con la menor pérdida de carga. Requiere un diseño adecuado y una buena técnica constructiva. Hay tres variantes:
 - a) El terreno no se derrumba. Sin precauciones especiales.

- b) El terreno contiene finos y gruesos. La rejilla debe retener los gruesos; los finos del entorno se extraen previamente en el proceso llamado de desarrollo, hasta que la parte del entorno hace de filtro para los mismos y ya no se mueven al bombear.
- c) El terreno es fino y la rejilla no evita su penetración; se coloca alrededor de la rejilla un relleno (macizo) de arena o grava que actúa de filtro estabilizador intermedio.

Para diseñar el pozo debe considerarse la profundidad y el diámetro que permita albergar la bomba que hay que instalar y otros equipamientos tales como sensores. El pozo debe ser vertical y bien alineado. Si se destina a abastecimiento humano además debería ser previamente desinfectado. Con rocas carbonatadas se puede disminuir el descenso hidráulico con un tratamiento inicial de acidificación. No es efectivo en rocas volcánicas.

El mayor diámetro de la perforación aumenta poco la producción de agua en terrenos granulares o muy fisurados, pero cuando se trata de roca poco permeable fisurada, o el tramo acuífero es de poco espesor, el aumento del diámetro favorece un mayor caudal, pero con un incremento del coste de construcción.

Para ayudar a colocar adecuadamente las cementaciones, sellos y rejillas en el interior del pozo, y para localizar los tramos que conviene aislar, cuando no se dispone de un muestreo fiable del terreno –que es lo más común– se puede recurrir a la testificación geofísica, aunque hay que usar los métodos adecuados en función de la profundidad del nivel del agua, de que la perforación esté o no entubada, contenga lodo o agua o esté en seco, etc. Se trata de los métodos ya comentados antes, que ahora se pueden complementar con otros específicos, como el calibre (ayuda a evaluar el volumen de cemento a emplear), inclinación, inducción eléctrica, etc.

Un pozo de bombeo no surgente requiere que se instale una bomba para extraer al agua. Actualmente suelen ser grupos compactos motobomba de eje vertical, con diámetros adecuados. En lo posible la bomba debe estar protegida por un entubado y colocada por encima de la rejilla menos profunda. En el caso de niveles profundos suele haber una válvula de pie para evitar que la tubería de impulsión se vacíe y al arrancar la bomba se produzca una fuerte punta de intensidad que dañe al motor; pero si el agua tiene sedimentos, al depositarse pueden obstruir la válvula de pie. El problema mencionado es ahora menos grave con motores que arrancan con ayuda de un variador de frecuencia. Para que la bomba no cavite –no tome aire– se suele instalar un sensor de nivel mínimo. En otros casos el funcionamiento se puede auto-

matizar con sensores de nivel mínimo y máximo, pero lo deseable es conseguir un funcionamiento sin interrupciones frecuentes, lo más continuo posible.

6. Métodos hidrodinámicos de estudio

Los métodos hidrodinámicos de estudio parten en general de las superficies piezométricas (Fig. 5.2), y se basan en la determinación del gradiente piezométrico y su transformación en caudal (flujo) de agua subterránea mediante la aplicación de la Ley de Darcy. Eso supone considerar la piezometría y disponer de los parámetros hidráulicos. En cualquier caso hay que tener en cuenta que el flujo del agua subterránea es tridimensional, aunque en una buena parte de un acuífero el flujo es predominantemente horizontal; no es así cerca de lugares de descarga y de extracción, o de recarga importante, ni entre acuíferos separados por acuitardos, o en acuíferos inclinados.

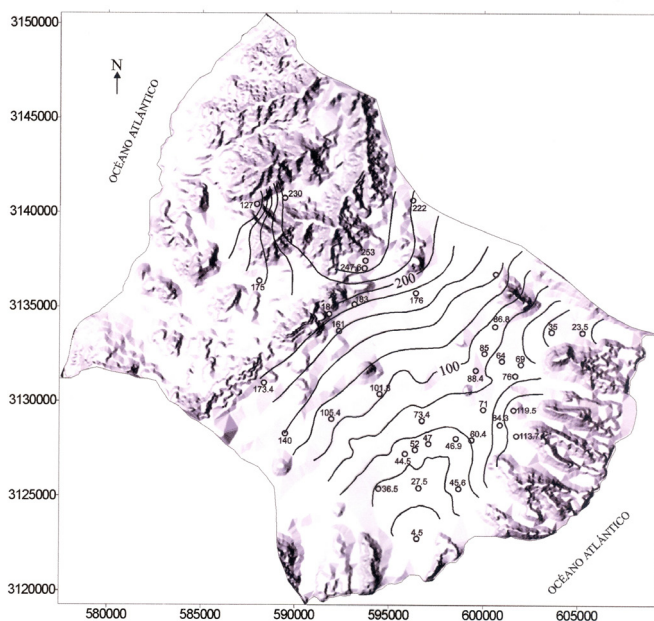


Figura 5.2: Evolución de la piezometría del periodo 1998-1999 en el Macizo de Betancuria, centro de Fuerteventura, en una zona árida. Isopiezas cada 20 m. Los elevados gradientes en el área montañosa, más lluviosa y mucho menos permeable se atenúan hacia el corredor central NE-SW con materiales más permeables y un recubrimiento central reciente, para concentrarse en el tramo final los barrancos situados al S y al E, en el límite del dibujo. (De la tesis de C. Herrera).

La medida del nivel piezométrico debe referirse a un lugar y a una profundidad; los valores promedios obtenidos de un pozo o piezómetro con varias rejillas o con flujo a lo largo de la perforación, pueden dar lugar a serios errores interpretativos.

Las superficies piezométricas deben corresponder a un acuífero determinado, en su caso a la superficie freática. De ellas se puede deducir el movimiento del agua y los gradientes hidráulicos. En el caso de un medio isótropo en la horizontal las líneas de corriente son perpendiculares a las isopiezas o líneas de igual nivel piezométrico. No es así si el medio es anisótropo. Si hay detalle suficiente (elevada densidad de puntos), su forma indica no sólo el flujo sino las áreas de recarga y descarga, posibles heterogeneidades y anomalías que pueden ayudar a confirmar o modificar el modelo conceptual de funcionamiento. La existencia de gradientes piezométricos verticales indican áreas de recarga si son descendentes y de descarga si son ascendentes, o de transferencias entre acuíferos.

Para obtener los parámetros hidráulicos de los acuíferos se puede recurrir a ensayos en muestras, análisis de oscilaciones piezométricas debidas a cambios de la presión atmosférica, o las oscilaciones mareales en el caso de acuíferos costeros, a cambios del nivel de ríos y lagos, etc. Pero lo más común es recurrir a ensayos en perforaciones, y en especial a ensayos de bombeo. Un ensayo de bombeo consiste en bombear a caudal constante en un pozo durante un cierto tiempo y observar como descienden los niveles en el mismo, y mejor en piezómetros y pozos próximos, y también después de la parada de la bomba. Los valores de la transmisividad (T) y del coeficiente de almacenamiento (S) se deducen del tratamiento gráfico o mediante programas apropiados de la evolución del descenso observado a lo largo del tiempo o de la distancia.

El análisis del flujo del agua subterránea se puede hacer manualmente a partir de los gradientes hidráulicos y de los parámetros del acuífero mediante la Ley de Darcy, y balances de agua generales. Pero se puede hacer numéricamente resolviendo la ecuación del balance de agua en un determinado volumen representativo, y para ello se dispone de numerosos códigos y programas numéricos. Lo más común es discretizar el acuífero en pequeñas porciones, según una malla en 2 ó 3 dimensiones, según convenga, de forma que se tenga en cuenta las heterogeneidades, condiciones en los bordes (contornos), situación de extracciones, intercambios con aguas superficiales y otras circunstancias. En cada unidad se establece que para el agua: entrada - salida = aumento del almacenamiento.

Las entradas y salidas se calculan por la Ley de Darcy, y el aumento de almacenamiento a través del coeficiente de almacenamiento y la variación del nivel piezométrico en un cierto incremento de tiempo. Lo que entra en una celda es lo que sale de

las vecinas que le aportan, más las recargas, y lo que sale es el agua que se transfiere a las celdas vecinas, más las salidas como extracciones o como agua superficial.

Estos códigos, aplicados a un modelo de funcionamiento y parámetros del acuífero o sistema acuífero, reproducen las superficies piezométricas y su evolución en el tiempo: es la simulación. Estas simulaciones pueden ser estacionarias, cuando no hay variaciones a lo largo del tiempo, y no estacionarias o transitorias cuando los niveles piezométricos varían temporalmente.

Las diferencias entre lo simulado y lo observado, tanto en el espacio, como en profundidad, como a lo largo del tiempo si el régimen es no estacionario, se utilizan para retocar los parámetros, que son inciertos, y así reducir la incertidumbre de los mismos. Es el proceso de calibración, que permite lograr una herramienta matemática más representativa de las condiciones en las que se ha hecho el estudio. Pero sólo sirve para predicciones de otras situaciones similares o de la evolución si el tiempo de predicción no es mucho más largo que el de calibración. Cuanto mayores sean las variaciones o el tiempo, menor la fiabilidad. Por eso son herramientas dinámicas, que se han de actualizar a medida que se van obteniendo datos y mejorando el conocimiento.

El estudio de hidrogramas de aguas subterráneas –evolución de una variable a lo largo del tiempo– puede dar informaciones cuantitativas. En el caso de caudales de manantiales, la recesión (disminución de niveles) tras las crecidas depende de la difusividad hidráulica del acuífero y de su tamaño, y viene expresada por un parámetro (α), cuya inversa es proporcional al tiempo de renovación. Si Q es el caudal del manantial, las reservas dinámicas asociadas valen $V=Q/\alpha$.

En el caso de ríos, el estudio es más difícil ya que en el hidrograma hay que separar lo que es escorrentía superficial directa y subsuperficial, y eso enmascara el agotamiento que corresponde a las descargas subterráneas. Se puede tratar de mejorar la separación por balances químicos de los componentes del agua a lo largo del tiempo, por ejemplo de la conductividad eléctrica o el contenido en cloruros o sulfatos, si el contenido en las aguas subterráneas es claramente diferente del aporte superficial. Pero esa separación, cuando se puede hacer, no siempre coincide con la hidráulica.

Los hidrogramas de niveles de un piezómetro o pozo, si es representativo de una parte concreta del acuífero, también contienen curvas de recesión, cuyo parámetro exponencial α es igual al anterior, pero no permite evaluar caudales o reservas a menos que se disponga de informaciones adicionales. Sin embargo, informan sobre las características hidráulicas globales del acuífero.

7. Métodos de evaluación de la recarga

La recarga es la entrada de agua a los acuíferos, y por lo tanto un valor esencial. Sin embargo es uno de los valores más difíciles de conocer con detalle y precisión. Esto se trata en diversos textos, como Custodio et al. (1997); De Vries y Simmers (2002); Lerner et al. (1990) y Simmers (1997). En general la recarga es incierta, por lo cual debe evaluarse esa incertidumbre, aunque desafortunadamente se hace en pocas ocasiones.

Se pueden considerar varias formas de recarga:

- **Difusa**, la que proviene de la infiltración de la precipitación sobre el territorio, en general como lluvia, pero también como nieve o de la lluvia a través de la nieve.
- **Concentrada**, a partir de aguas superficiales, cuando hay condiciones hidráulicas para que se produzca (nivel freático por debajo del nivel del agua superficial).
- **Lateral**, a partir de transferencia de agua superficial o subterránea desde áreas montañosas más lluviosas a las áreas llanas entre ellas.
- **Interacuífero**, a través de acuitardos.

En acuíferos freáticos, en condiciones climáticas normales domina la recarga difusa. Pero a medida que el clima es más árido la recarga concentrada y la lateral van ganando importancia y pueden llegar a ser dominantes en climas notablemente áridos (Magruder, 2008; Manning, 2011; Sophocleous, 2010).

La recarga es un fenómeno local o que responde a condiciones locales, incluso la difusa. Influye que el suelo sea más o menos arenoso, y que esté desnudo o cultivado, con bosque o matorral, etc. Los métodos de estudio varían entre los locales, referidos a un lugar concreto o a un área pequeña, y los regionales, en los que se busca un valor promedio en un amplio territorio (Scanlon et al., 1990). Unos hacen referencia a un evento determinado de lluvia, o los eventos en un periodo corto de tiempo, y otros se refieren a un periodo de muchos años y tienden a representar situaciones medias. Estas situaciones medias son cuasi estacionarias si no se han producido grandes cambios territoriales.

Para la recarga difusa se puede recurrir a medidas directas a través del movimiento de la humedad o de los solutos por el medio no saturado, o de trazadores artificiales, o de fluctuaciones de detalle de los niveles piezométricos –en general diarias o más frecuentes–, cuando son poco profundos (Lautz, 2008; Sophocleous, 1991). Pero su representatividad a nivel de sistema acuífero es muy pequeño y se requieren muchas mediciones en muy distintos lugares, y en todo caso representan sólo a los eventos de lluvia cuya respuesta se observa.

A nivel de sistema acuífero lo más común es realizar el balance del agua en el suelo superior, el suelo edáfico, que es donde están las raíces de las plantas y donde se produce el fenómeno de la evapotranspiración, es decir la evaporación directa del agua que se ha infiltrado en el suelo y la transpiración por las plantas (Fig. 5.3). En general este último término domina ampliamente en las situaciones más comunes en clima no demasiado árido. El balance de agua en un determinado lugar y en un cierto intervalo de tiempo, deseablemente de 1 día, puede escribirse de forma simplificada:

$$P = ES + ETR + R + \Delta H$$

P = precipitación que cae sobre el suelo, o sea después de descontar la interceptación por la vegetación y la detención superficial, que se evaporan. Se obtiene a partir de datos meteorológicos; la nieve es permeable a la lluvia y además su fusión se suma a la misma. Se obtiene como $\Delta H \cdot B$, en la que ΔH es la diferencia de humedad entre el inicio y el final del intervalo de tiempo y B el espesor del suelo edáfico.

ES = escorrentía superficial, o sea la parte de la lluvia que no se infiltra en el terreno o que habiéndose infiltrado es rápidamente descargada como arroyada local por las grietas y conductos de la parte más somera del suelo. Se obtiene por fórmulas a partir de un umbral o se deduce por el llamado método de número de curva (NRCS, 2004).

ETR = evapotranspiración real, o sea el agua que realmente se evapora del suelo y en especial la que se transpira por la vegetación.

R = agua que sale del suelo edáfico y que desciende hacia el nivel freático (recarga en tránsito).

ΔH = variación de **humedad en el suelo edáfico** en el periodo de tiempo considerado.

La ETR depende de la humedad del suelo y su distribución vertical. Si la superficie está seca, la evaporación se dificulta por tenerse que difundir el vapor, y en especial

porque cuando la humedad es baja las raíces limitan su captación de agua, hasta anularse en el punto de marchitez (AM). Como el suelo edáfico retiene contra la gravedad una cierta cantidad de agua, llamada capacidad de campo (CC), para un suelo de espesor B existe una reserva útil máxima de agua $RUM = (CC-PM) \cdot B$. Si la humedad real es H, la reserva útil es $RU = (H-PM) \cdot B$. Si $RU < RUM$ la planta puede empezar a sufrir estrés hídrico y tener dificultades para tomar el agua que necesita, como se comenta más adelante. Por diferencia se obtiene $R + \Delta S = \Delta S'$, que acumula los errores en los demás términos. Este error es mayor cuanto más árido es el clima.

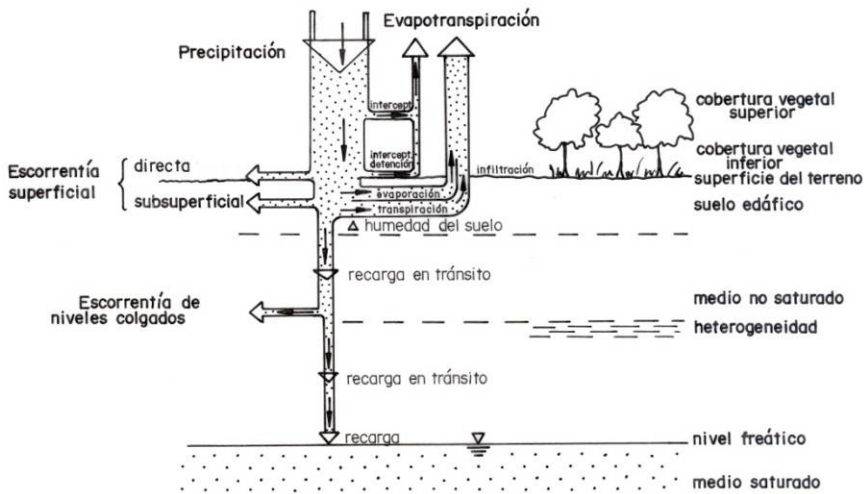


Figura 5.3: Partición de la precipitación caída sobre un lugar hasta generar la recarga. El ancho hace referencia a la cantidad de cada término. Los anchos son para un clima semiárido. Elaboración propia.

Si $\Delta H \leq RUM$ simplemente aumenta la humedad del suelo edáfico.

Si $\Delta S' \geq RUM$ el exceso se convierte en recarga en tránsito y así $R = \Delta S' - RUM$.

Así, al final de cada periodo se ha actualizado el valor de H del suelo y el proceso sigue secuencialmente hasta completar el número de años para los que se quiere hacer los cálculos. Para muchos intervalos de tiempo se hace con códigos informáticos (Samper et al., 1999).

Para obtener la ETR se parte del valor de la evapotranspiración potencial (ETP), que es la que tendría la vegetación cuando en ningún momento tuviese stress hídrico por falta o exceso de agua en la zona edáfica. La ETP depende del lugar (radiación solar), estado atmosférico, temperatura, viento y humedad atmosférica, además de la planta, pues las plantas difieren moderadamente entre sí cuando están activas. La ETP se puede calcular con los datos de estaciones meteorológicas completas o por correlación con tanques de evaporación, pero en general se calcula con fórmulas a partir de los datos del lugar y datos de las estaciones meteorológicas disponibles. La fórmula que se suele admitir que es la mejor es la de Penman-Monteith (o variantes), pero además de la radiación solar (o su cálculo geográfico) y de la temperatura requiere conocer la velocidad del viento y la humedad atmosférica. Como muchas veces sólo se dispone de las temperaturas, es frecuente utilizar la fórmula de Thornthwaite (o variantes), que suele dar valores por defecto si el clima tiende a árido, o la de Hargreaves-Samai si se dispone de la temperatura máxima y mínima. Hay muchas otras fórmulas, que se resumen en Oudin et al. (2005).

El paso de la ETP a la ETR requiere una función que exprese cómo se reduce la transpiración de la planta a medida que decrece la humedad del suelo, H . Esta función es empírica y no siempre se conoce adecuadamente.

Con todo esto se obtiene R , con un error que puede ser importante. El cálculo deber ser diario para tener en cuenta la variabilidad de la lluvia, tanto más cuanto más árido en el clima. Los balances mensuales, como a veces se hacen en agronomía, dan valores de R por defecto, a veces muy por defecto, ya que no consideran la gran importancia de los eventos intensos de lluvia.

El valor de R , recarga en tránsito, se transporta por el medio no saturado (percolación) hasta el nivel freático, aunque en ocasiones una parte puede descargarse lateralmente a partir de acuíferos colgados temporales. Cuanto más profundo es el nivel freático más diferida y más amortiguada es la recarga que llega al acuífero, que es el valor de interés y el que produce las fluctuaciones de nivel y las descargas del acuífero. El retraso en la respuesta hidráulica puede variar entre días y meses, a veces años, pero el agua que se recarga no es la de la recarga en tránsito sino parte de la que estaba almacenada en el medio vadoso o medio no saturado.

Como los valores de recarga al acuífero son inciertos, en parte por serlo los parámetros y fórmulas utilizadas, los resultados han de calibrarse, en lo posible mediante la comparación de las oscilaciones piezométricas o descargas que se calculan con las que se observan. Los programas de cálculo consideran esta posibilidad de modo simplificado, e incluso aportan algoritmos de ajuste automático de parámetros, que

son útiles si los parámetros a ajustar son pocos (Samper et al., 1999). Los valores de la recarga se pueden calibrar también en los modelos de simulación del flujo del acuífero.

La suma de las recargas diarias dan las recargas mensuales y las anuales. De un largo periodo se pueden deducir valores medios.

En climas húmedos y subhúmedos es posible encontrar relaciones lineales aproximadas entre recarga anual y precipitación anual, del tipo $R = \alpha(P - P_0)$, en la que α es un coeficiente menor que 1 y P_0 una precipitación umbral. Pero cuanto más árido es el clima más se deteriora la posible relación lineal.

En áreas regadas es posible utilizar la misma técnica para calcular la recarga sumando a la lluvia el agua de riego.

Un método alternativo independiente para obtener la recarga media anual es el balance de cloruros de deposición atmosférica, si se dispone de datos para ello (Eriksson y Khunakasem, 1969; Custodio, 2010b). El balance multianual estacionario se puede escribir en valores medios anuales:

- $R \cdot C_{IR} = A_p + A_{ES}$
- R = recarga media
- C_{IR} = contenido medio en cloruros del agua de recarga
- A_p = deposición atmosférica de cloruro
- A_{ES} = salida de cloruros con la escorrentía superficial
- CLR se puede medir a partir de pequeños manantiales colgados locales o del muestreo de la parte superior del acuífero freático, suponiendo que el flujo de percolación es relativamente rápido; en climas áridos y con nivel freático profundo el agua de recarga al acuífero puede diferir de la recarga en tránsito (Edmunds et al., 1988)
- Si el dato de AP no está disponible, se requiere una estación de muestreo de agua de lluvia (deposición húmeda + seca) durante un largo tiempo. En Canarias AP varía entre 5-6 mg m⁻²a⁻¹ en las cumbres de las islas altas hasta 10-11 mg m⁻²a⁻¹ en áreas costeras

- A_{ES} se suele calcular como la escorrentía directa media multiplicada por el contenido medio en cloruros

A escala de cuenca o de área grande, los resultados son buenos, siempre y cuando los datos de partida sean fiables (Fig. 5.4). CIR no puede medirse en grandes manantiales o pozos penetrantes o profundos, ya que en territorios con pluviometría variable ese valor CR es un valor promedio ponderado sobre todo el territorio y no el valor local (Custodio, 2010b).

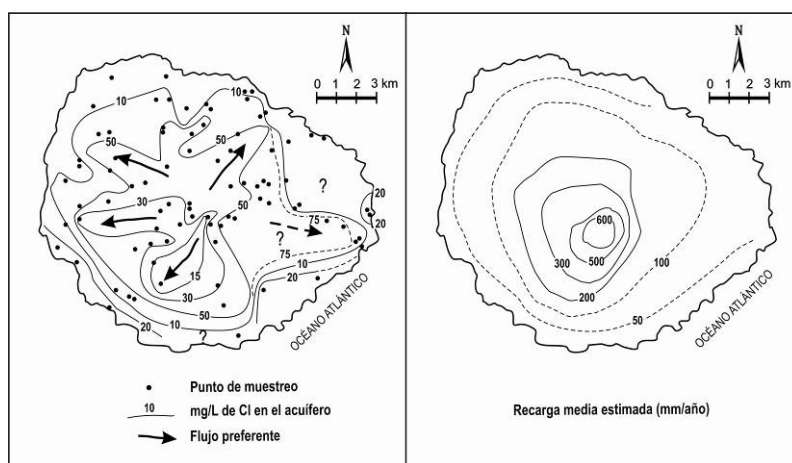


Figura 5.4; Mapa de Cl de las aguas subterráneas de La Gomera, con dominio de nacientes en cumbres y medianías, y pozos en áreas bajas. La estructura geológica es compleja, con un núcleo de baja permeabilidad que aflora y subaflora en el NW. La figura izquierda muestra la distribución de Cl, que indica el agua de recarga fluye preferentemente por el recubrimiento volcánico menos antiguo, según las flechas. La figura de la derecha muestra la transformación de esos datos en recarga, teniendo en cuenta si son valores locales o integrados a lo largo de la ladera (Custodio, 2010a).

Las sales aportadas por la lluvia y el polvo atmosférico se quedan en la recarga, ya que el agua que se evapotranspira es vapor, libre de sales. Así, los iones conservativos, descontando la salida como escorrentía, se concentran –evapoconcentración–, de modo que la recarga es más salina, en una proporción P/R si se puede admitir que $ES=0$. En clima árido P/R puede valer 50 o más, con lo que el agua de recarga resulta más concentrada en sales; puede llegar a ser salobre en áreas próximas al mar, donde además A_p suele ser más alto. Es el efecto climático en la salinidad del agua de recarga.

La recarga concentrada es muy difícil de evaluar, debido a la frecuente gran irregularidad de las crecidas de los ríos y barrancos en cuanto a caudal y área inundada, y la falta de estudios. Se requiere estudios de detalle (Dahan et al., 2007; Sophocleous, 2003). Si hay estaciones de aforo se puede intentar evaluar por diferencias, pero el error propio de los aforos puede enmascarar de recarga en el caso de ríos alóctonos.

También es muy difícil calcular la recarga lateral desde áreas montañosas y en general hay que recurrir a ajustes en los procesos de modelización numérica. En estos casos los métodos hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales pueden ser muy útiles.

8. Evaluación de las descargas

Contra lo que frecuentemente se cree, la evaluación de las descargas de los acuíferos es también difícil e incierta. Estas descargas pueden ser:

- **Manantiales (nacientes).** Son aforables si están concentrados. Si son dispersos hay que combinar aforos con evaluación de la evaporación de las áreas encharcadas o de nivel freático muy somero.
- **Ríos.** Hay que deducir el caudal de base que se genera en el área. Requiere separar la escorrentía superficial en los hidrogramas. La precisión decae mucho en el caso de ríos alóctonos.
- **Lagos y lagunas.** Hay que calcular la evaporación de agua libre considerando la superficie de agua, que es variable, y adicionar la de las plantas ribereñas.
- **Humedales y criptohumedales.** Hay que calcular la evaporación de la superficie de agua libre, que es muy variable, y la generalmente importante parte de las áreas de freatofitas, las que usan el agua subterránea cuando en el suelo edáfico ha disminuido suficientemente la reserva de humedad.
- **Extracciones.** En teoría se pueden conocer bien si hay contadores en las captaciones o se conocen las características de las bombas y las horas de funcionamiento o el consumo eléctrico. En la práctica puede ser un valor muy incierto por la falta de datos, gran dispersión de las extracciones y frecuentes informaciones falseadas. Se recurre entonces a evaluar la población abastecida y/o la superficie regada.

9. Métodos hidrogeoquímicos

La hidrogeoquímica estudia la composición química del agua, principalmente de los iones y compuestos mayoritarios y minoritarios disueltos (Appelo and Postma, 1993), con diferentes objetivos:

- 1) Explicar las características químicas del agua tanto en el medio líquido como en sus relaciones con el medio sólido y el medio gaseoso. Comprende las relaciones roca-agua.
- 2) Relacionar las características químicas con los modelos conceptuales de flujo y transporte en los sistemas acuíferos y ayudar a mejorarlos y contrastarlos.
- 3) Mejorar el conocimiento de los parámetros hidráulicos y de transporte.
- 4) Conocer cómo afectan las acciones antrópicas a la composición del agua.
- 5) Conocer la génesis de minerales en relación con el agua.

Los aspectos de calidad del agua subterránea, aunque muy relacionados con la hidrogeoquímica, no entran dentro de este ámbito. La hidrogeoquímica es una poderosa herramienta hidrogeológica, complementaria en muchos aspectos a los otros métodos, pero que debe enmarcarse en el contexto hidrogeológico y en los modelos conceptuales de funcionamiento. Requiere un razonable conocimiento hidroquímico. Se busca interpretaciones de procesos y mecanismos y no descripciones, las que aportan poco o nada.

Los métodos utilizables son numerosos (véase Custodio y Llamas, 1976, Sec. 10; CIHS, 2009), y pueden combinarse de diferentes maneras, todo ello en función de las peculiaridades de cada caso y de los objetivos perseguidos. Hace falta cierta experiencia y saber lo que se busca. No hay reglas fijas ni métodos generales. No tiene sentido aplicarlo todo pues sólo se consigue desdibujar los caminos, con un esfuerzo excesivo, no útil.

Se puede analizar un único componente, conservativo o no, según convenga, o varios de ellos, o todo el conjunto, o relaciones entre componentes para eliminar efectos que afecten de la misma manera, o resaltar otros, según convenga. También se pueden usar valores obtenidos por cálculo tales como la presión parcial de CO_2 de equilibrio o los índices de saturación respecto a minerales de interés, a ser posible con la

ayuda de códigos de cálculo con una buena base fisicoquímica, como el PHREEQC, pero para primeras aproximaciones también son válidos los cálculos más sencillos.

Se puede trabajar mediante mapas de un componente (Fig. 5.5), una relación o un valor calculado, o dibujar en el mapa varios componentes con ayuda de diagramas, como el de Stiff modificado (Fig. 5.6). En este caso se pueden clasificar los valores o llegar a trazar isóclinas o zonas si hay suficiente densidad de datos, con cuidado de que representen a una misma unidad acuífera y se tenga en cuenta que pueden haber variaciones verticales, como en acuíferos costeros o con aguas salinas subyacentes. En ocasiones las representaciones pueden hacerse mediante secciones verticales si los puntos de agua están o se pueden proyectar sobre ellas.

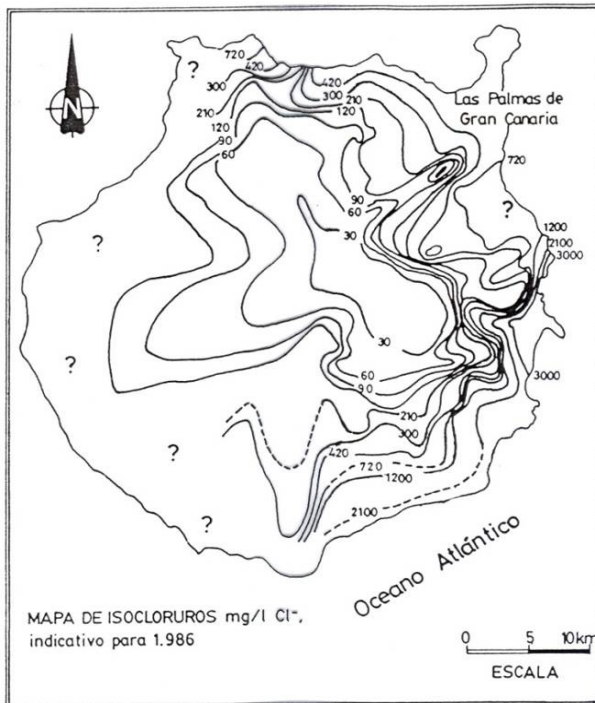


Figura 5.5; Mapa de contenido en cloruros en las aguas subterráneas de Gran Canaria mediante isocloruros, allí donde la densidad de puntos es suficiente. Son predominantemente pozos con penetración parcial. La regularidad de las curvas indica continuidad de flujo de cumbre a costa. Cuando están muy apretadas delatan la presencia de una barrera de baja permeabilidad (borde de caldera) que en estado natural hacía surgir nacientes importantes cuyas aguas se encauzaban por barrancos. Existe un notable efecto de aridez climática en el SE. Elaboración de E. Custodio.

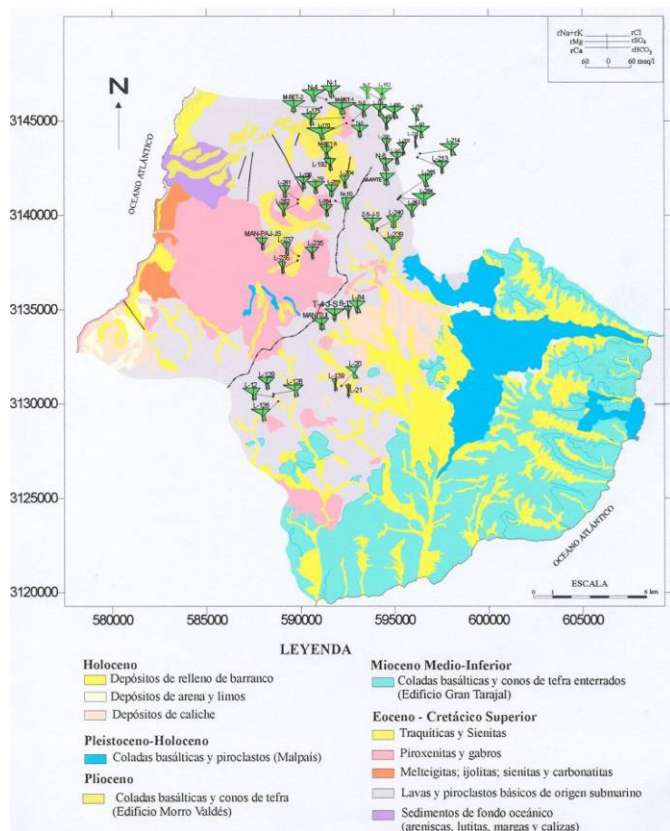


Figura 5.6; Representación de los diagramas de Stiff modificados para las muestras más representativas de la Unidad Volcánica Superior del Macizo de Betancuría, centro de Fuerteventura. Ver la escala química. Las aguas subterráneas están dominadas por la salinidad marina atmosférica, a la que se suma el Na liberado por meteorización de la roca del suelo. Datos de la tesis de C. Herrera.

Para comparar los componentes mayoritarios de los análisis químicos de un mismo punto se pueden emplear gráficos de columnas verticales logarítmicas, en un cierto orden y sólo para los iones importantes, como los de Schoeller-Berkaloff (Fig. 5.7). Son muy útiles para ver la coherencia analítica y la posible evolución, que después se puede comprobar con hidrogramas químicos, además de apreciar relaciones iónicas importantes. También permiten comparar muestras de varios puntos para ver relaciones, quizás no más de 10-15 análisis, seleccionando previamente los puntos para hacer resaltar resultados de interés.

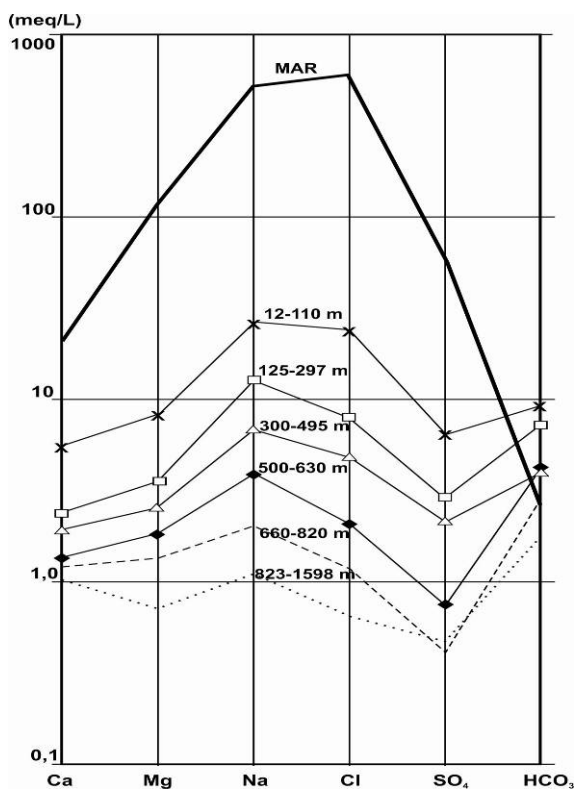


Figura 5.7; Diagrama de columnas verticales logarítmicas (Schoeller-Berkaloff) de aguas de pozos representativas de diferentes altitudes a lo largo de la cuenca del Guinguada, NE de Gran Canaria. Se indican los intervalos de alturas. De cumbre a costa la salinidad aumenta por efecto de mezclas de aguas de recarga cada vez más salinas por efecto climático con aguas procedentes de mayores altitudes. Datos de G. Naranjo y O. Lozano.

Los diagramas que reducen un análisis a un punto, con valores porcentuales, permiten comparar muchos puntos y conjuntos de análisis, pero se pierde la información sobre el contenido iónico total, y los resultados finales pueden tener poco interés interpretativo, salvo que estén bien diseñados. Tales son los diagramas triangulares de Piper o los de Durov.

De la comparación de dos iones, de una relación o valor con un ión o de dos relaciones o valores (Fig. 5.8) se puede derivar mucha información útil en hidrogeoquímica e hidrogeología. Son los diagramas llamados de dispersión. Su interpretación requiere cierto cuidado para no obtener resultados simplemente banales o errados.

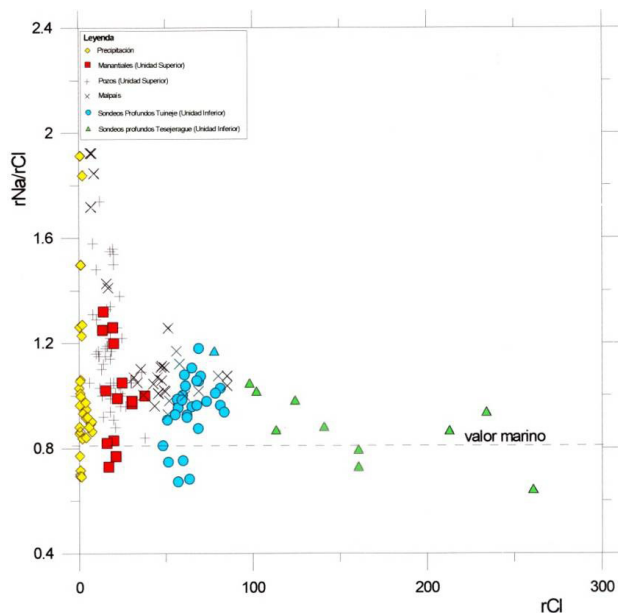


Figura 5.8; Relación entre la relación rNa/rCl en función de rCl ($r=meq/L$) para el área del Macizo de Betancuria, centro de Fuerteventura. Se busca la caracterización de la evolución del exceso de Na sobre Cl. Las aguas menos salinas tienen un efecto litológico (meteorización de basaltos alcalinos) dominante; a mayor salinidad domina el efecto de evapoconcentración del agua de lluvia, en un ambiente atmosférico salino por proximidad de la costa. Datos de la tesis C. Herrera.

Hay una muy alta gama de posibilidades, pero sólo unas pocas pueden ser útiles en un caso determinado.

Para manejar a la vez un conjunto de datos analíticos de varios componentes hay que recurrir a técnicas estadísticas de componentes principales o de agrupamientos (clusters), pero la interpretación muchas veces no es clara a menos que se sepa lo que se busca.

La distribución estadística simple o acumulada de series de componentes, relaciones o valores puede dar una información útil y cuantitativa sobre la población o poblaciones representadas (Fig. 5.9). Lo mismo puede decirse de los gráficos por localidad o en el mapa, de diagramas de cajas (box and whiskers), en los que se representan la mediana de los valores, sus cuartiles y los valores anómalos. Sirven para analizar las series de los diferentes componentes, sin límite de número, o comparar la misma variable en un conjunto de puntos. Pero se requiere una clasificación previa para que sean posible hacer comparaciones válidas. Con frecuencia puede ser necesario que la escala de valores sea logarítmica.

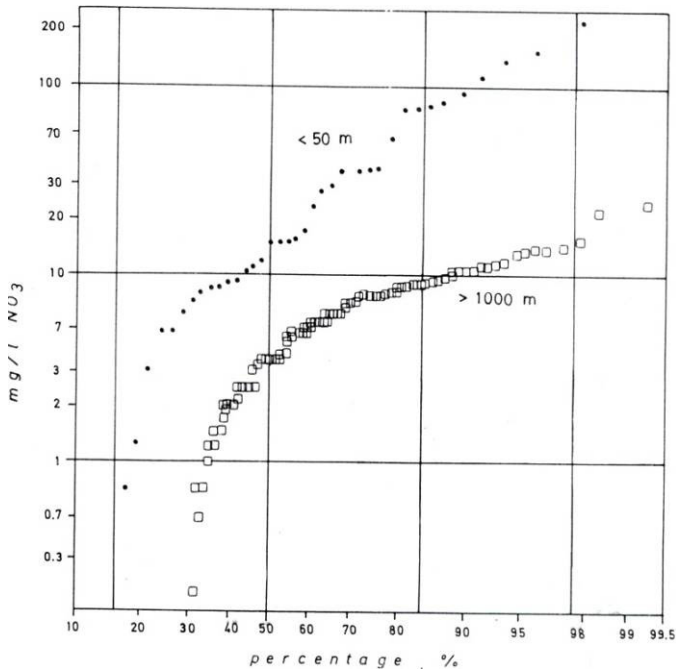


Figura 5.9: Gráfico estadístico acumulativo del contenido en nitrato en función de la frecuencia con que se presenta en nacientes, galerías y pozos de Tenerife, en áreas por encima de 1000 m y por debajo de 50 m. Hay un claro aporte antrópico de NO₃ en áreas bajas (cultivos, población) respecto a las altas, a pesar de que allí se pueden encontrar algunos valores altos por contaminación local y en especial natural debido a vegetación de clima árido. Datos de E. Custodio.

Es imposible cubrir brevemente las diversas posibilidades y casuísticas. Pero es importante recordar que lo que se busca no es describir sino interpretar, y para interpretar hay que tener unas líneas maestras derivadas del modelo conceptual de funcionamiento. Empezando por ahí es cuando surgen resultados y se detectan modificaciones que hay que introducir en ese modelo. Además se requiere una aproximación cuantitativa, en general en relación a la verosimilitud de resultados de balances y de velocidades de transferencia de masa.

La identificación del origen de salmueras es con frecuencia difícil y controvertida, pero la composición química puede ayudar a identificar si es agua marina residual, restos de una cuenca de alta evaporación o disolución de evaporitas. Para ello se utiliza la relación Cl/Br, muy característica para el agua del mar y más alta para la disolución de halita ya que el Br está casi ausente en rocas formadas por este mineral (sal común).

10. Métodos isotópicos ambientales

Los métodos isotópicos ambientales se pueden considerar como una extensión de la hidrogeoquímica. Muchos de esos métodos son actualmente convencionales, tanto en la interpretación como en la posibilidad de su determinación. Véase Clark y Fritz (1997); Mook (2002); Mazor (2004); Gat y Gonfiantini (1981). Aunque el campo es muy amplio, en la práctica sólo algunos métodos isotópicos ambientales son de uso común en la práctica. La interpretación, como sucede con los componentes del agua, además de los conocimientos específicos necesarios hay que hacerla en el contexto de un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico, y con objetivos definidos. De otro modo puede ser un malgasto de tiempo y recursos económicos. Hay dos grandes grupos de técnicas según se trate de isótopos estables o isótopos radioactivos.

La relación isotópica es el cociente entre el número de átomos del isótopo menos abundante (en general el de mayor peso atómico), respecto al más abundante. Pero la forma más común de expresarlo es mediante la desviación isotópica $\delta = (R_m - R_s) / R_s$, siendo R la relación isotópica, m de la muestra y s de un estándar universal para cada especie isotópica. Por comodidad δ se suele expresar multiplicado por 1000, o sea en ‰. Si δ aumenta se dice que el elemento se hace isotópicamente más pesado y si disminuye que se aligera.

Las técnicas de isótopos estables, o los que se comportan como si lo fuesen, tienen aspectos diferenciados si el fraccionamiento isotópico que produce las variaciones tiene causas físicas (por ejemplo los isótopos estables del agua, C, B y Cl), donde son esos los procesos a identificar (temperatura, difusión), de los que se producen por procesos físico-químicos, en general asociados a la velocidad de reacción química y a cambios redox, para los que el objetivo puede ser el de caracterizar procesos químicos.

La técnica más importante es la que se relaciona con los isótopos del agua, $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, para caracterizar el origen y evolución del agua (Fig. 10). En la evaporación-condensación hay una relación entre ambas relaciones isotópicas dada por una ecuación del tipo $\delta^2\text{H} = m\delta^{18}\text{O} + d'$. A temperatura ambiente atmosférica normalmente es $m=8$ y d' es entonces lo que se denomina exceso de deuterio (d); $d=+10\%$ para las aguas meteóricas mundiales, pero según el ambiente de generación del vapor y su transporte continental d puede ser mayor, hasta $+22\%$. En el entorno de Canarias vale entre $+16\%$ y $+20\%$. La posición de las aguas subterráneas dentro de

esa recta depende de la temperatura media del lugar en que se produce la recarga, y por lo tanto de la altitud.

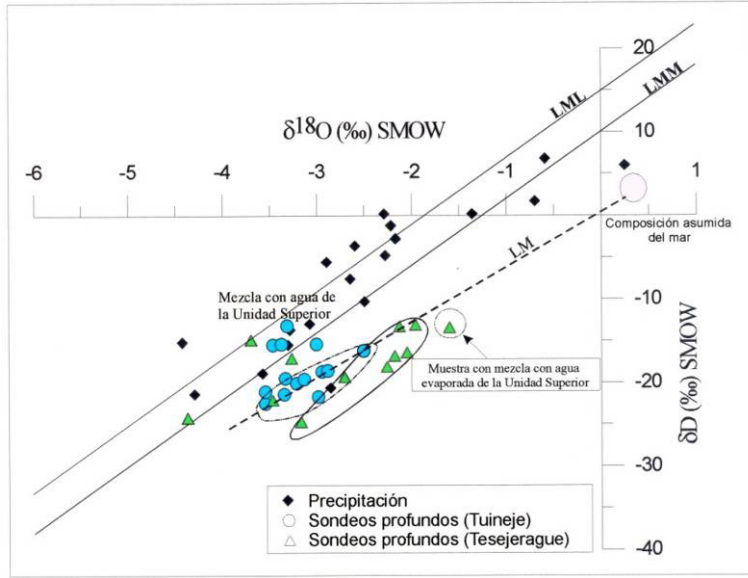


Figura 5.10; Composición isotópica ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$) correspondiente a la precipitación y aguas subterráneas área del Macizo de Betancuria, centro de Fuerteventura. La precipitación se adapta a un exceso de deuterio de +20‰, excepto para las muy pesadas, por evaporación en caída. Se muestra también la recta media mundial de $d=+10$ ‰. Algunos de los sondeos (pozos) profundos están recargados por la precipitación local, mientras que otros muestran procesos de evaporación en la recarga, según una recta de pendiente $m=6,7$ y los de un tercer grupo están desplazados hacia la derecha por posibles efectos geotérmicos antiguos y cuyas aguas originales parecen responder a unas condiciones climáticas diferentes a las actuales. Datos de la tesis de C. Herrera.

Esta relación $\delta^{18}\text{O}$ ó $\delta^2\text{H}$ con la altura de recarga (Fig. 5.11) se mantiene en la circulación por el acuífero; eso delata su origen si no hay mezclas o éstas pueden ser caracterizadas. La lluvia puede estar afectada por procesos evaporativos de no equilibrio, con $m < 8$ y disminución del valor de d . La evapotranspiración de las plantas no afecta a los valores isotópicos del agua de lluvia que se infiltra, pero en zonas desnudas o poco vegetadas, como en las áreas áridas, hay un fraccionamiento no de equilibrio por difusión del vapor en el suelo que hace que $m < 8$, en general entre 2,5 y 5, que marca la escasa recarga que se pueda producir, o delata la recarga preferente no fraccionada en eventos intensos, si eso sucede. La evaporación de cuerpos de agua libre (lagos, embalses, ríos de flujo lento) también hace que $m < 8$, en general entre 4 y 6, y eso ayuda a identificar las descargas de agua subterránea a esos cuerpos, o bien si hay recarga de esa agua superficial y cómo se mezcla con el agua subterránea

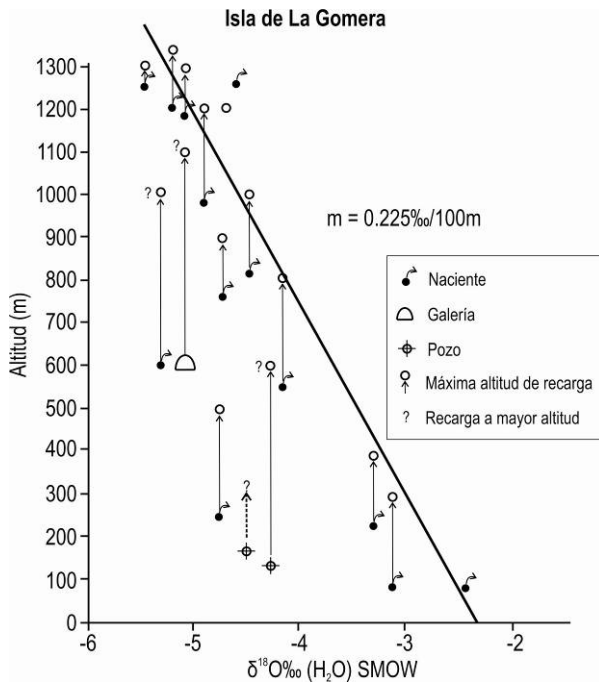


Figura 5.11; Relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud para la Isla de La Gomera. La línea altitudinal se ha dibujado con nacientes que tienen un área de recarga de altitud poco diferente de la de descarga. Se puede ver que el agua de algunos puntos de agua en áreas bajas y medias en realidad proceden de mayor altura; se puede cuantificar la altitud media del área de recarga (datos de Custodio, Manzano y Martínez).

A pesar de que el agua marina tiene valores isotópicos muy próximos a 0‰, ya que su valor medio se toma como estándar, la mezcla con el agua subterránea no muestra líneas de mezcla claramente diferenciables, excepto si las aguas subterráneas son originariamente relativamente pesadas (por ejemplo $\delta^{18}\text{O} > -5\text{‰}$).

A temperatura elevada el ^{18}O del agua y de los minerales del terreno intercambian isotópicamente, y eso se refleja en el agua que ha estado sometida un tiempo largo a ambientes calientes o es un residuo de evaporación; su composición isotópica lo delata. La generación de metano termogénico o biogénico en el terreno hace que el $\delta^2\text{H}$ del metano sea muy ligero y su oxidación posterior da lugar a aguas ligeras en ^2H .

El ^{13}C es fraccionado notablemente en el proceso de fotosíntesis en las plantas, con lo que la el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 del suelo que se deriva de la oxidación de la materia orgá-

nica vegetal es mucho más ligero que el del CO_2 atmosférico, y permite distinguirlo. El proceso no es simple pues hay poco fraccionamiento isotópico entre ese CO_2 del suelo y el H_2CO_3 disuelto en el agua, pero es notable con el HCO_3^- y CO_3^{2-} ; el ión dominante depende el pH. Eso permite conocer cómo son los procesos en el suelo y si la incorporación del CO_2 se hace de forma abierta o cerrada, lo que es importante para evaluar la disolución de carbonatos y la meteorización de rocas, y para conocer el origen del carbono inorgánico disuelto en el agua. También se puede identificar la presencia de CO_2 de geogénico (de procedencia profunda y volcánica) que tiene un carbono más pesado isotópicamente.

El ^{34}S del sulfato marino ha ido variando a lo largo de la historia geológica, de modo que el $\delta^{34}\text{S}$ puede ayudar a identificar el origen del SO_4 disuelto en el agua, si procede de la disolución de yeso o anhidrita. La isotopía del boro es interesante para identificar procedencias marinas o contaminantes antrópicos. La relación $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ no cambia en la relación roca-agua, de modo que identifica que roca se está meteorizando o alterando, ya que es un valor que puede ser muy característico de los distintos tipos de rocas. El fraccionamiento entre el ^{37}Cl y ^{35}Cl , los dos isótopos que forman el cloro natural, que en forma de cloruro es el trazador conservativo principal en hidrogeología, es muy pequeño y no permite por ahora interpretaciones claras.

Entre los isótopos que reflejan procesos químicos, en especial los redox, están los del azufre y del nitrógeno. En las transformaciones las moléculas con isótopos pesados son algo más lentas, con lo que en el producto de la reacción hay mayor proporción de isótopo ligero (^{32}S , ^{14}N) y en el reactivo residual mayor proporción del pesado (^{34}S , ^{15}N), y lo mismo sucede al ^{18}O del oxígeno de las especies oxidadas. Eso permite estudiar procesos de oxidación de sulfuros a sulfatos y de reducción de sulfatos, así como la incorporación y reducción de NO_3^- en las aguas subterráneas. Actualmente se suele medir en la misma muestra $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del SO_4 , y $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del nitrato.

Los isótopos radioactivos ambientales pueden tener un uso parecido como trazadores. Pero su mayor potencial es el de asociar su transporte en el medio subterráneo con un tiempo, dado que su origen es frecuentemente atmosférico y en el terreno se van desintegrando según el tiempo de permanencia de acuerdo con su periodo radiactivo, T . T es el tiempo que tarda en reducirse a la mitad el número de átomos radioactivos presentes inicialmente. Esta interpretación se suele llamar datación, aunque el concepto no es del todo adecuado en hidrología subterránea ya que las muestras de agua son en general mezclas complejas. En todo caso se les puede asociar una "edad aparente", que se expresa mejor como un tiempo medio de residencia, que es el que tiene significado hidrológico.

El principal radioisótopo es el tritio (^3H), que forma parte de la molécula del agua, y que tiene un periodo radioactivo de 12,54 años, que es corto pero adecuado a acuíferos con rápida renovación. El tritio tiene un origen cósmico natural, pero su contenido atmosférico se multiplicó por un millar en 1963 a causa de las repetidas pruebas atmosféricas con armas nucleares entre 1954 y 1962. En 1963 se acordó suspender esas actividades y desde entonces su contenido ha ido decayendo, hasta que actualmente se está ya de nuevo en valores próximos a los naturales. Fue un trazado masivo de las aguas subterráneas a nivel mundial, que ha sido y aún sigue siendo aprovechado eficazmente. Además de su interpretación simple en cuanto a que haya (agua postnuclear, después de 1954) o no haya tritio (agua prenuclear), se puede estudiar los tiempos de residencia a partir de modelos que usan una entrada variable, un cierto modelo de mezcla en el acuífero -en realidad se produce en buena parte en la descarga o extracción- y observaciones en el agua subterránea. Los resultados han sido muy numerosos y buenos.

Como el ^3H se desintegra a ^3He que queda disuelto en el agua, la medida del ^3H y del ^3He puede extender el método ya que $^3\text{He}+^3\text{H}$ delata el valor original. Pero mientras la técnica del tritio es muy simple, la medida del ^3He es complicada y costosa.

Para substituir al ^3H se dispone del ^{85}Kr , uno de los isótopos del gas noble Kr, de periodo parecido al del ^3H : 10,8 años. Desde 1950 se ha ido acumulando en la atmósfera a consecuencia de la industria nuclear, pero de forma no lineal. La interpretación es similar a la del tritio, pero el muestreo es mucho más complicado pues requiere desgasificar 20 a 40 L de agua. Hay pocos laboratorios donde analizarlo.

El segundo radioisótopo ambiental en importancia es el radiocarbono, ^{14}C , de 5730 años de periodo. Es muy apropiado para sistemas acuíferos de tamaño medio a moderadamente grande. Su origen es cosmogénico. La producción por las armas nucleares es irrelevante si el método se aplica a casos con largos tiempo de renovación, si no hay mezcla con aguas postnucleares. Es de difícil interpretación ya que el carbono inorgánico disuelto total (CID) en el agua tiene varios orígenes: orgánico moderno, orgánico antiguo, de carbonatos, de CO_2 geogénico y volcánico. Cómo calcular la parte del CID que es de origen moderno (el CO_2 derivado de la oxidación en el suelo de la materia vegetal reciente) es un reto hidrogeoquímico. Por eso se habla de edades aparentes. Después se realizan correcciones. A pesar de ello es y será una herramienta importante, con la condición de que la interpretación hidrogeoquímica sea cuidadosa y bien fundamentada.

Los métodos isotópicos ambientales, junto con los hidrogeoquímicos, tienen gran interés para identificar y caracterizar paleoaguas, es decir aguas antiguas de muy lenta renovación, que pudieron ser recargadas en condiciones ambientales posiblemente distintas a las actuales. Pueden ser aguas dulces, salobres, saladas y salmueras.

El $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ pueden identificar la recarga de épocas más frías y lluviosas, pero la interpretación ha de considerar también otras posibilidades, tales como eventos actuales poco frecuentes, pero muy eficaces en producir recarga, o transferencia lateral desde áreas más elevadas. El ^{14}C ayuda a asignar edades de recarga, aunque pueden tener cierta incertidumbre. En casos de muy lenta renovación puede ser de utilidad el ^{36}Cl , de 300 000 años de periodo radioactivo.

11. Métodos de trazadores artificiales

En hidrología es común identificar y cuantificar procesos mediante el uso de trazadores artificiales diversos. No es tan habitual y simple en las aguas subterráneas, ya que los tiempos involucrados suelen ser muy elevados, las dispersividades grandes, los lugares de inyección y observación muy limitados, y el concepto de línea de corriente, o trayectoria en régimen no permanente, puede ser muy difícil de definir a causa de las heterogeneidades y la tridimensionalidad del flujo. Además, el íntimo contacto entre el trazador y el terreno favorece fenómenos de retención y de difusión hacia o desde heterogeneidades de muy lenta renovación. Por esa razón, para poder obtener resultados interpretables a un coste asequible, las técnicas son en general de carácter local, para resolver problemas concretos bien delimitados, en general con trazadores conservativos. Entre esos trazadores conservativos el casi ideal es el cloruro, pero su uso está limitado por su ubicua presencia y por problemas de diferencia de densidad si se aplica a concentraciones elevadas para poder luego observarlo químicamente o conductivimétricamente. El uso del bromuro es adecuado, así como ciertos colorantes si el medio es poco reactivo (sin arcilla y sin materia orgánica). En el pasado se han usado mucho los trazadores radioactivos, pero actualmente es difícil o imposible hacerlo por limitaciones administrativas, aún cuando no haya riesgo radiológico a la población.

Las aplicaciones más comunes son la determinación de la porosidad cinemática entre un pozo de bombeo y un sondeo en el que se hace la inyección, la medida de flujos verticales en pozos y sondeos, o la velocidad de flujo por dilución en los tramos permeables de las perforaciones. También se aplican para estudiar el flujo en

el medio no saturado en experiencias de recarga natural o artificial. Una aplicación especial es la que se ha hecho, y aún se hace, en medio kárstico, para determinar conexiones entre dolinas y pozos, y los manantiales, pero hay notables fracasos e interpretaciones dudosas.

12. Métodos asociados a la calidad y la contaminación

La evaluación de la calidad del agua subterránea depende del uso a la que se la destina. Se basa en normas (legales) y recomendaciones. Las más estrictas son las que hacen referencia al uso para bebida, que se extiende a la mayor parte del agua doméstica urbana. Los detalles se encuentran en las recomendaciones de la Organización Mundial de la Salud (OMS) y las reglamentaciones de cada país o región, que en la Unión Europea tiene como substrato común las Directivas correspondientes.

En general las aguas subterráneas de baja conductividad eléctrica –dulces– son potables sin más restricciones, aunque en ocasiones su dureza o exceso de sodio pueden ser inconvenientes (Custodio, 2007). No obstante, en ciertas circunstancias puede haber un excesivo contenido en nitrato, que normalmente procede de contaminación antrópica. A veces puede haber un contenido excesivo de arsénico, cuyo origen es frecuentemente natural, aunque su presencia puede estar favorecida por cambios en el acuífero debidos a la explotación del agua subterránea. También es de origen natural el exceso de flúor en algunas aguas. El tratamiento para reducir esos componentes es relativamente costoso. Una adecuada construcción de los pozos, evitando determinados niveles del acuífero, puede aminorar el problema, pero se requiere un buen conocimiento. En otras ocasiones puede haber contenidos excesivos de hierro y manganeso, o de amonio, que se forman y disuelven cuando el medio subterráneo es reductor. Su corrección es relativamente sencilla, pero requieren instalaciones.

En general las aguas subterráneas están exentas de gérmenes patógenos y virus, salvo a veces en acuíferos someros en gravas o en roca fisurada. La contaminación que se detecta en ocasiones es debida a haber desinfectado el pozo tras su construcción o tras operaciones en su interior. También puede ser por acceso de aguas superficiales contaminadas por el espacio entre el tubo y la perforación; por esa razón debe disponerse de una buena cementación superior, además de estar la boca del pozo algo por encima del nivel general del terreno para evitar encharcamientos en su entorno.

La calidad agrícola del agua viene definida por su salinidad y por la capacidad de modificar la drenabilidad del suelo. Depende de la planta y de cómo se realiza el riego. Una elevada salinidad del agua tras su *evapoconcentración* deja un agua edáfica aún más salina, que dificulta su toma por las raíces y que además puede afectar a las funciones radicales. Un notable exceso de sodio sobre los otros cationes dispersa los aglomerados del suelo, movilizándolo la fracción arcillosa, lo que hace que el exceso de agua de riego -necesaria para lixiviar las sales- drene mal hacia abajo, el suelo se encharque y se quede sin el oxígeno que hace falta, además de exacerbarse la *evapoconcentración*. Por eso la calidad agrícola del agua se define a través de su conductividad eléctrica y de un índice que cuantifica el exceso de Na, como el índice RAS (relación de adsorción de sodio) o SAR (sodium adsorption ratio): $RAS=rNa/[1/2(rCa+rMg)]^{1/2}$, en la que r indica las concentraciones en meq/L. Además el boro en exceso es un tóxico para la planta, que afecta a las funciones foliares, y por lo tanto su concentración ha de estar limitada.

Aunque la mayor parte de las aguas subterráneas de poca y media profundidad son dulces, no siempre es así, en especial en climas áridos, donde la gran *evapoconcentración* de la precipitación llega a producir aguas salobres, tanto más cuanto más cerca de la costa. Sin embargo, en áreas continentales la recirculación de sales con el polvo atmosférico produce efectos similares, aunque aquí la mayor concentración puede corresponder al SO_4 en vez de al Cl.

En profundidad la tasa de renovación del agua subterránea es muy pequeña, por lo que pueden existir aguas salinas residuales de épocas anteriores, incluso saladas. Éstas se pueden movilizar hacia partes más someras del sistema acuífero a causa de la explotación, produciendo salinizaciones crecientes si esa explotación no se hace adecuadamente.

Una situación especialmente sensible es la de los acuíferos costeros, donde la explotación puede favorecer la entrada de agua marina al acuífero o el ascenso de las aguas salinas (más densas) que puedan ocupar la parte inferior del acuífero, o de las que están retenidas en acuitardos de origen marino reciente (Custodio y Bruggeman, 1987).

Las actividades humanas pueden dar lugar a la introducción bajo el terreno de aguas contaminadas, es decir con contenidos inconvenientes o indeseables de determinadas sustancias. Estas sustancias pueden ser desde minerales a biológicas, pasando por metales pesados, y un gran número de compuestos orgánicos (hidrocarburos, disolventes orgánicos, detergentes, plaguicidas, herbicidas, productos farmacéuticos, cosméticos, drogas,...). Es el proceso llamado de contaminación, y el hecho de introducir esas sustancias es el de contaminación. La contaminación es artificial mientras que la contaminación puede ser natural o artificial.

Unos contaminantes son conservativos, es decir se mueven de forma similar al agua, pero la mayor parte intercambian con las partículas del terreno, esencialmente con su superficie, y son intercambiados iónicamente (caso de los iones) o adsorbidos (caso de las sustancias moleculares), con lo cual su movimiento se retrasa respecto al del agua; las puntas se suavizan, pero se pueden producir largas colas de paso y salida. Esto se acentúa aún más cuando el contenido a alta concentración se difunde hacia las partes de baja permeabilidad del sistema acuífero (heterogeneidades, bloques entre fisuras), de donde vuelve a salir después, pero con gran retraso y dilución.

Según las características fisicoquímicas del contaminante y del terreno, se pueden tener factores de retraso respecto a la velocidad del agua desde 1 (conservativo) a decenas, e incluso a muchos miles, como en el caso de ciertos plaguicidas. Esto es especialmente importante para contaminantes no conservativos aplicados en superficie, que han de circular por el medio no saturado (Candela y Varela, 1993).

Por otro lado, unos contaminantes son estables, otros se modifican por procesos redox y otros se degradan o se desintegran si son radioactivos. El comportamiento de muchos de ellos en el medio subterráneo es poco conocido y además depende las condiciones redox y del pH.

El movimiento de un contaminante estable se hace a una velocidad $v=(k/m_c)i/R$ en la que k es la permeabilidad, m_c es la porosidad cinemática, i es el gradiente hidráulico y R el factor de retardo. El valor v puede variar desde decenas de m/día a una pequeña fracción de mm/día.

La contaminación puntual es la que se produce en un área de reducidas dimensiones y da origen a un penacho de contaminante que se mueve según el flujo del agua, con el correspondiente retraso y dispersándose. Es la producida por fugas, vertederos, accidentes,...

La contaminación difusa es la que se produce sobre un amplio territorio, como la debida al aire contaminado o a la agricultura extensiva. Da origen a un efecto extenso que antes de llegar al acuífero e incorporarse a su flujo debe descender por el medio no saturado. En el caso de un contaminante conservativo estable, el tiempo de paso (en flujo de pistón) por el medio no saturado se puede estimar como $\tau=B \cdot H/R$, en la que B es el espesor del medio no saturado, H es la humedad de ese medio (próxima a la capacidad de campo) y R es la recarga (natural o natural + exceso de riego). τ varía entre algunos meses a cientos de años, según los casos.

Entre los contaminantes líquidos posibles están los que son poco solubles en agua. Pueden formar una fase separada si su concentración es suficientemente elevada.

Unos flotan y se acumulan en el entorno del nivel freático, como los hidrocarburos, y otros son más densos y se hunden para acumularse en la base del acuífero o el techo de un acuitardo. Los métodos de tratamiento y regeneración de un acuífero contaminado son muy complejos y lentos, y suponen altos costes.

Para proteger las captaciones de agua potable se establecen restricciones legales sobre el territorio que limitan o prohíben actividades contaminantes en el área en el entorno y de donde proceden las líneas de corriente que lo alimentan. Estas áreas de protección vienen definidas por el perímetro de protección, cuyo diseño no siempre es sencillo. Dentro de ese perímetro hay diferentes restricciones, tanto más severas cuanto más cerca de la captación, e incluso a cuerpos de agua superficial que puedan contribuir a la recarga. Estos perímetros son un requisito legal en muchos países, pero su puesta en práctica es difícil. En general se está muy por detrás de lo deseable. Sin embargo en Alemania el 10% del territorio llano tiene restricciones de este tipo. El diseño de esos perímetros de protección en islas volcánicas requiere un buen conocimiento hidrogeológico.

El estudio de detalle del movimiento de solutos por el terreno es objeto de los modelos de transporte de masa. Requieren un detallado conocimiento del medio -del que no se suele disponer- y de parámetros que no son fáciles de obtener. El movimiento del soluto relativo al del agua se define por la Ley de Fick, que relaciona esa velocidad con el gradiente de concentración a través de un coeficiente de dispersividad, que depende de la difusividad (para flujos muy lentos) y de la dispersividad del medio. El balance en un determinado volumen representativo de terreno establece que las entradas menos las salidas más el aporte menos la destrucción es igual a la variación de la masa de soluto. Las entradas y salidas se producen con el flujo del agua (advección) y por dispersión. Es posible la resolución numérica con los códigos y modelos existentes, incluso considerando un campo de densidad no homogénea, es decir movimientos convectivos, y situaciones en 3 dimensiones.

13. Efectos de la explotación intensiva del agua subterránea

La explotación del agua subterránea es ubicua y relativamente fácil y económica, con lo que en muchas regiones se ha ido haciendo un uso cada vez mayor de la misma, para abastecimiento, y en especial para agricultura en países semiáridos y áridos. Se inició tímidamente a finales del siglo XIX, se intensificó en la primera mitad del siglo XX en el centro y oeste de los Estados Unidos, a mediados del mismo en España, Méjico, Norte de África, Israel, Arabia, Pakistán, Australia, ... y en gran escala desde el últi-

mo tercio de ese siglo XX en India y China, entre otros (Custodio, 2010a). En Canarias el uso se inició a finales del siglo XIX, se aceleró en la década de 1930 y alcanzó un máximo en las de 1960 y 1970, con una cierta disminución desde entonces. Así se ha llegado a una explotación intensiva, es decir a extraer una fracción importante de la recarga, en ocasiones incluso más. Eso ha reportado notables beneficios y progreso económico y social. Pero se ha modificado el funcionamiento de muchos sistemas acuíferos y del ciclo hidrológico en general, con resultados negativos –externalidades– que reducen los beneficios a nivel social, ya que si el explotador no paga las deseconomías, las paga otro de alguna manera –actual o futuro; ahora se paga lo que se hizo en el pasado– o se reducen los servicios ecológicos de la Naturaleza. En buena parte es lo que comúnmente se denomina sobreexplotación, aunque es un concepto mal definido (Collin y Margat, 1993; Custodio 2002), y es más adecuado hablar de explotación intensiva (Llamas y Custodio, 2003; Sahuquillo et al., 2004).

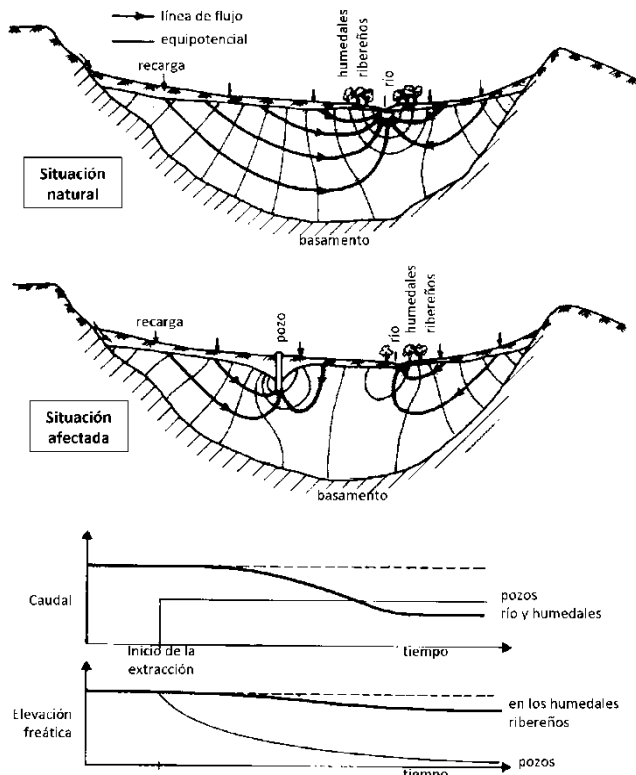


Figura 5.12: Comparación entre la situación natural en el acuífero de un valle o depresión y el resultado de su explotación, con indicación de la evolución del caudal de ríos, nacientes y humedales, y la elevación freática. La escala de tiempo puede ser de meses a cientos de años.

Esos efectos –en general negativos o deseconomías– se traducen en mermas o cese del caudal de manantiales, del caudal de base de ríos, de la extensión y nivel de lagos, lagunas, humedales –incluso su desecación–, en un descenso de niveles que encarece las extracciones, en posibles disminuciones de la calidad del agua subterránea, y en algunos casos en subsidencia del terreno –y también colapsos– por disminución de la presión del agua intersticial. Véase la figura 12. En algunos casos los efectos son positivos, como ocurre al mantener bajos los niveles freáticos en áreas urbanas con infraestructuras subterráneas (Foster et al., 2011).

Socialmente, el beneficio obtenido debería ser mayor que los costes asociados de todo tipo, pero puede que no suceda así cuando sólo se considera la economía directa del extractor. No obstante lo dicho, son raros los fracasos que han ido acompañados de serios problemas sociales, ya que la lenta evolución permite adaptaciones y mitigaciones. Pero hay tensiones sociales (Burke y Moench, 2000), lo que requiere planificación y gestión (López-Gunn et al., 2011; Sahuquillo et al., 2009), actuaciones (Sophocleous, 2010), y en definitiva gobernanza (Llamas et al., 2006). Un buen ejemplo de evolución y adaptación a una explotación del agua subterránea no sustentable es la de Canarias (Custodio y Cabrera, 2002).

Cuando la extracción supera a la recarga, se produce un permanente consumo de reservas de agua subterránea hasta su agotamiento, bien sea físico, por calidad o económico. Esta minería del agua no es sustentable a largo plazo, pero puede ser aceptable temporalmente si los beneficios se usan para el desarrollo social y la provisión de nuevos recursos de agua, o el mejor uso de las disponibles. Hay aspectos éticos y morales importantes generales (Benedicto XVI, 2009; Koenig-Bricker, 2009) y en relación específica con las aguas subterráneas (Custodio, 2009). Sin embargo, la extracción y la recarga son valores inciertos y por tanto sólo se tiene confianza que así sucede cuando la diferencia entre esos términos es grande.

14. Métodos de planificación, gestión y administración

El uso intensivo del agua subterránea, su posible contaminación –que puede llegar a ser irreversible–, las situaciones de minería del agua subterránea, los conflictos entre los usuarios de acuíferos compartidos o dentro de un mismo acuífero, las interferencias con el ciclo del agua, en especial con el superficial –y en cierto modo también el marino litoral–, las deseconomías asociadas, y otros numerosos aspectos, requieren que la explotación del agua subterránea esté sometida a regulaciones

y acuerdos. Así, se requiere disponer de normativa, un órgano legislativo y regulador, una administración que planifique y gestione y la participación de la sociedad.

Lo que es relativamente fácil para las aguas superficiales, con grandes obras y usuarios bien conocidos, y efectos visibles y a corto plazo, no lo es para las aguas subterráneas. Eso es debido a que son muchos los usuarios, en amplios territorios, sin relación clara entre ellos, los que en general desconocen lo que ellos mismos hacen y sus efectos. Esto va acompañado de repercusiones no fácilmente apreciables cuando se producen, y con efectos a medio y largo plazo.

Por lo tanto hace falta una metodología de planificación, gestión y de administración, distinta a la hasta ahora aplicada, para la que hay poca experiencia social y legislativa ya que la explotación intensiva de las aguas subterráneas es relativamente reciente, y en algunas regiones aún en sus inicios. Además los organismos existentes en general están poco preparados, desconocen las aguas subterráneas -incluso las menosprecian- y no son conscientes de la “revolución silenciosa” a la que se están enfrentando. Por esas razones los métodos de planificación, gestión y administración deberían basarse en:

- Buen conocimiento de los sistemas acuíferos, al nivel que requiere la situación real.
- Suficientes redes de observación de las variables que interesan y afectan.
- Accesibilidad pública a la información.
- Participación de los usuarios a través de representantes elegidos y eficaces, posiblemente a través de Comunidades de Usuarios de Aguas Subterráneas.
- Intervención de la Sociedad Civil para aportar la visión a medio y largo plazo, y dar estabilidad social ante vaivenes políticos.
- Administradores con autoridad reconocida, conocedoras y con visión a medio y largo plazo, con capacidad para la gestión a corto plazo. Han de modular la visión a corto plazo de muchos de los usuarios, estar libres de un exceso de influencia política y tener el apoyo de una justicia eficaz.

Un intento de gestión racional es el buscado en Europa a través de la Directiva Marco del Agua (DMA, 2000), por la vía del buen estado del medio ambiente. Sin embargo la aplicabilidad al agua subterránea no siempre es clara, por lo cual ha hecho

falta complementarla con la llamada Directiva del Agua Subterránea (DAS, 2005), y aún así hay muchos puntos débiles o de difícil puesta en práctica.

15. Consideración metodológica del cambio climático y global

El clima ha sido variable a lo largo de la historia geológica y también humana, y lo continuará siendo en función de variables exógenas. Se conoce el pasado, y las aguas subterráneas de lenta renovación guardan en parte memoria de lo sucedido. Pero la evolución futura por causas naturales es muy incierta en cuanto a temperatura, precipitación y régimen, y aspectos territoriales asociados, como la cubierta vegetal. A esta variabilidad climática se suman los efectos antrópicos. Han existido por lo menos en los últimos 5000 años, en especial en cuanto a la tala y quemado de bosques y establecimiento de grandes áreas agrícolas, pero desde mediados del siglo XIX se han intensificado, en especial desde el último tercio del siglo XX. Un importante impacto singular es el del crecimiento acelerado de los gases de efecto invernadero (CO_2 , CH_4 , NO_x ,...), que producen, a igualdad de otras circunstancias, un calentamiento progresivo. Pero el mayor contenido en polvo y humedad de la atmósfera local produce el efecto contrario, aunque es menos conocido. A este cambio climático, también incierto, se une los importantes cambios en el territorio (en el bosque, en la agricultura, en la urbanización), en el uso del agua, en la contaminación atmosférica y en la dinámica marina y de las grandes masas de agua. Es el cambio global.

Cabe esperar que en el futuro cambie la precipitación, en cantidad y régimen, y la temperatura, y la cubierta vegetal evolucione lentamente para adaptarse. Así se modificará la recarga a los acuíferos y quizás su funcionamiento. Con los métodos existentes se puede calcular como se puede modificar esa recarga, y su efecto se puede modelar si se suministran las series de datos necesarios. La cuestión esencial es la obtención de esas series de forma que representen situaciones futuras creíbles y probables. Para los cálculos posteriores en principio basta con los métodos disponibles, aunque no del todo pues además influyen otros aspectos como la escorrentía superficial y las nuevas acciones antrópicas evolutivas, de adaptación y mitigación que afecten al acuífero y su entorno, entre ellas la planificación y gestión del uso del propio acuífero.

Cada conjunto de datos es un escenario. No es algo que tenga suceder, sino sólo algo plausible dentro de un muy amplio conjunto de posibilidades. Un estudio re-

quiere probar diversos escenarios. Es muy difícil establecer cuan realistas son los escenarios que se utilizan, e intrínsecamente incierto.

Para llegar a configurar un escenario, con su conjunto de datos en cuanto al cambio climático, se parte de los modelos de circulación general atmosférico, que proporcionan resultados en una malla de 100 a 500 km de lado. Para el acuífero se requiere mayor detalle territorial, a la escala de 5 a 20 km, según los casos, y eso se hace con un proceso de detallado (downscaling). Este proceso parte de los datos generales, los transforma en locales, bien sea buscando factores de correlación con las series históricas (downscaling estadístico), que supone que esas correlaciones no cambiarán en el futuro, o bien se simula el clima local tomando como condiciones de contorno los resultados de los modelos de circulación general (downscaling dinámico). Esto conlleva un aumento de la incertidumbre. A todo ello hay que sumar las intervenciones antrópicas.

Bibliografía consultada y referencias

- APPELO, C.A.J. & POSTMA, D. (1993). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema, Rotterdam: 1-536.
- BENEDICTO XVI (2009). *Carta encíclica Caritas in Veritate*. Vaticano, Roma, de 29 de junio.
- BURKE, J.J. & MOENCH, M. (2000). *Groundwater and society, resources, tensions and opportunities*. Themes in Groundwater Management for the 21st Century. United Nations, New York: 1-170.
- CANDELA, L. y VARELA, M. (1993). *La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas*. CIMNE-UPC. Barcelona.
- CIHS (2009). *Hidrogeología*. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press: 1-328.
- COLLIN, J.J. & MARGAT, J. (1993). *Overexploitation of water resources: overreaction or an economic reality?*. Hydroplus, 36: 26-37.
- CUSTODIO, E. (2001). *Effects of groundwater development on the environment*. Boletín Geológico y Minero. Madrid: 111(6): 107-120.
- CUSTODIO, E. (2002). *Aquifer overexploitation, what does it mean?*. Hydrogeology Journal, 10(2): 254-277.
- CUSTODIO, E. (2005). *Groundwater as a key water resource*. Water Mining and Environment: Book Homage to Rafael Fernández Rubio. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 63-78.
- CUSTODIO, E. (2007). *Groundwater protection and contamination*. In Ragone et al., The Global Importance of Groundwater in the 21st Century. Proc. Intern. Symp. on Groundwater Sustainability. National Ground Water Association Press, Westerville, OH: Sect 4: 219-231.
- CUSTODIO, E. (2009). *Aspectos éticos de la dominada crisis del agua*. En M.R. Llamas, Implicaciones Éticas en Algunos Debates Científicos. Instituto de España, Madrid: 91-114.
- CUSTODIO, E. (2010a). *Intensive groundwater development: A water cycle transformation, a social revolution, a management challenge*. In Martínez-Cortina et al., Rethinking Water and Food Security. Chap. 14, CRC Press: 259-298.

- CUSTODIO, E. (2010b). *Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance*. Contributions to Science 6(1): 81-97.
- CUSTODIO, E. & BRUGGEMAN, G.A. (1987). *Groundwater problems in coastal areas*. Studies and Reports in Hydrology 45, UNESCO, Paris: 1-576.
- CUSTODIO, E. & CABRERA, M.C. (2002). *¿Cómo convivir con la escasez de agua?. El caso de Canarias*. Bol. Geológico y Minero, Madrid, 113(3): 243-258.
- CUSTODIO, E. & CARDOSO DA SILVA JR., G. (2008). *Conceptos básicos sobre o papel ambiental das águas subterrâneas e os efeitos da sua exploração*. Bol. Geológico y Minero, 119(1): 93-106.
- CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R. (1976). *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega. Barcelona. 2 Vols: 1-2350. (reedición 1983).
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M.R. y SAMPER, J. (eds.) (1997). *Evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. Grupo Español de la AIH / ITGE, Madrid: 1-455.
- DAHAN, U.; SHANI, Y.; ENZEL, Y.; YECHIELI, Y. & YAKIREVICH, A. (2007). *Direct measurements of floodwater infiltration into shallow alluvial aquifers*. Journal of Hydrology, 344: 157-170.
- DAS (2006). *Directiva del Agua Subterránea, Directiva 2006/118/EC sobre protección del agua subterránea contra la polución y el deterioro*. Comisión Europea. Bruselas.
- DELLEUR, J.W. (ed.) (2007). *The handbook of groundwater engineering (2nd edition)*. CRC. Press: approx. 1200 pp.
- DE MARSILY, G. (1986). *Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers*. Academic Press: 1-440.
- DE VRIES, J.J. & SIMMERS, I. (2002). *Groundwater recharge: an overview of processes and challenges*. Hydrogeology Journal 10(1): 5-17.
- DMA (2000). *Directiva Marco del Agua, Directiva 2000/60/CE para establecer un marco comunitario para la actuación en política de agua*. Comisión Europea. Bruselas.
- EDMUNDS, W.M.; DARLING, W.G. & KINNIBURGH, D.G. (1988). *Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain*. In: Simmers, I. Estimation of Natural Groundwater Recharge, Reidel Publishing Co. Higham, MA. 139-157.
- ERIKSSON, E. & KHUNAKASEM, V. (1969). *Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain*. Journal of Hydrology 7(2): 178-197.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall: 1-604.
- FOSTER, S.D.; HIRATA, R. & HOWARD, K.W.F. (2011). *Groundwater use in developing cities: policy issues arising from current trends*. Hydrogeology Journal, 19: 271-274.
- GAT, J. & GONFIANTINI, R. (1981). *Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. International Atomic Energy Agency, Vienna. Technical Reports Series nº 210, 339 pp.
- KOENIG-BRICKER, W. (2009). *Ten commandments for the environment*. Pope Benedict XVI speaks out for creation and justice. Ave Maria Press, Note Dame, Indiana: 1-152.
- LAUTZ, L.K. (2008). *Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone*. Hydrogeology Journal, 16: 483-497.
- LERNER, D.N.; ISSAR, A.S. & SIMMERS, I. (1990). *Groundwater recharge*. A guide to understanding and estimating natural recharge. IAH International Contributions to Hydrogeology. Vol. 8. Heise. Hannover. 345 pp.
- LLAMAS, M.R.; FORNÉS, J.; HERNÁNDEZ-MORA, N. y MARTINEZ CORTINA, L. (2001). *Aguas subterráneas: retos y oportunidades*. Mundi-Prensa / Fundación Marcelino Botín, Madrid: 1-529.
- LLAMAS, M.R. & CUSTODIO, E. (ed.) (2003). *Intensive use of groundwater: challenges and opportunities*. Balkema, Lisse: 1-478.
- LLAMAS, M.R.; MUKHERJI, A. & SHAH, T. (eds.) (2006). *Social and economic aspects of groundwater governance*. Hydrogeology Journal, 14(3): 269-432.

- LÓPEZ-GUNN, E.; LLAMAS, M.R.; GARRIDO, A. & SÁNZ, D. (2011). *Groundwater management*. Treatise on Water Science. Elsevier: 91-127.
- MAGRUDER, I.A.; WOESSNER, W.W. & RUNNING, S.W. (2008). *Ecohydrologic process modeling of mountain block groundwater recharge*. GroundWater, 47(6): 774-785.
- MANNING, A.H. (2011). *Mountain-block recharge, present and past, in the eastern Española Basin, New Mexico, USA*. Hydrogeology Journal, 19: 379-397.
- MAZOR, E. (2004). *Chemical and isotopic groundwater hydrology*. M. Dekker Inc.: 1-449.
- MOOK, W.G. (2002). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones* (Trad. P. Ramajo y E. Custodio). Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 1-596.
- NRCS (2004). *National engineering handbook*, Part 630: Hydrology, Chap. 10. National Resources Conservation Service. http://policy.nrcs.usda.gov/scripts/epsiis.dll/H/H_210-630-10.pdf
- LOUDIN, L.; HEVIEU, F.; MICHEL, C.; PERRIN, C.; ANDRÉASSIAN, V.; ANCTIL, F. & LOUMANGE, C. (2005). *Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model ?*. Part 1- Can rainfall-runoff models efficiently handle detailed potential evapotranspiration inputs ? Part 2- Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. Journal of Hydrology, 303: 275-289; 290-289.
- PRICE, M. (2004). *Introducing groundwater*. Routledge, UK: 1-304.
- RAGONE, S.E.; DE LA HERA, A. & HERNÁNDEZ-MORA, N. (2006). *The global importance of groundwater in the 21st century*. Proceedings of the International Symposium on Groundwater Sustainability, Alacant / Alicante 2006. Nat. Ground Water Association Press, Westerville, OH: 1-382.
- SAHUQUILLO, A.; CAPILLA, J.; MARTÍNEZ-CORTINA, L. & SÁNCHEZ-VILA, X. (eds.) (2004). *Groundwater intensive use*. International Association of Hydrogeologists, Selected Papers 7, Balkema, Leiden: 1-393.
- SAHUQUILLO, A.; CUSTODIO, E. & LLAMAS, M.R. (2009). *La gestión de las aguas subterráneas*. Tecnología del Agua, 305: 60-67; 306: 54-67.
- SAMPER, J.; HUGUET, LL.; ARÉS, J. y GARCÍA, M.A. (1999). *Visual BALAN V1.0. Manual del usuario del programa, código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga*. ENRESA, Publ. Tec. 05/99. Madrid.
- SCANLON, B.R.; HEALY, R.W. & COOK, P.G. (2002). *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal 10(1): 18-39.
- SCHWARTZ, F.Q. & ZHANG, H. (2003). *Fundamentals of groundwater*. Wiley: 1-583.
- SIMMERS, I. (ed.) (1997). *Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas*. International Assoc. Hydrogeologists no. 19. Balkema, Rotterdam: 1-277.
- SOPHOCLEOUS, M. (1991). *Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects*. Journal of Hydrology, 124: 229-241.
- SOPHOCLEOUS, M. (2003). *Interaction between groundwater and surface water: the state of the art*. Hydrogeology Journal, 10: 52-67.
- SOPHOCLEOUS, M. (2010). *Review: groundwater management practices, challenges, and innovations in the High Plains aquifer, USA-lessons and recommendations*. Hydrogeology Journal, 18(3): 559-575.
- YOUNGER, P.L. (2007). *Groundwater in the environment: an introduction*. Blackwell Publ.: 1-318.