

Conceptos y técnicas en ecología fluvial

Edición a cargo de:

ARTURO ELOSEGI

Profesor titular de Ecología en la Universidad del País Vasco

SERGI SABATER

Catedrático de Ecología en la Universidad de Girona

Separata del capítulo 6

El transporte de los materiales inorgánicos disueltos y particulados

ARTURO ELOSEGI

ANDREA BUTTURINI

Primera edición: abril 2009

ISBN: 978-84-96515-87-1

© los autores, 2009

© de la edición en español, Fundación BBVA, 2009

El transporte de los materiales inorgánicos disueltos y particulados

ARTURO ELOSEGI Y ANDREA BUTTURINI

6.1. Introducción

Los ecosistemas fluviales canalizan, transportan, redistribuyen, intercambian, transforman y disipan materia y energía, y modulan activamente su entorno. Su función como vehículo de transporte de materia y energía desde las cabeceras hacia los tramos bajos se hizo evidente en trabajos en pequeñas cuencas experimentales a partir de los años sesenta del pasado siglo (Likens y Bormann 1995). Estos trabajos subrayaron la dependencia del sistema fluvial con su cuenca, de forma que la composición del agua sintetiza las características químicas y bióticas y los procesos que ocurren en ella (capítulo 3). Aunque esta aproximación considera el río como un conducto inerte, lo que está lejos de ser cierto, ha abierto un amplio abanico de enfoques en los estudios de ecosistemas fluviales como, por ejemplo, hacer balances de entrada y salida de materia y energía.

Desde el punto de vista del transporte de materiales, tiene interés determinar cómo circula el agua de la lluvia entre compartimentos hidrológicos, qué componentes arrastra o disuelve, cuál es el tiempo de residencia del agua y de otros materiales en la cuenca, o qué papel desempeñan las interfases de ribera e hiporreicas en la retención y/o liberación de solutos.

A medida que el agua de lluvia cae y se infiltra en el suelo va disolviendo los elementos más solubles que encuentra a su paso, con lo que su composición quími-

Los ríos transportan materiales disueltos y particulados que provienen de la cuenca de drenaje

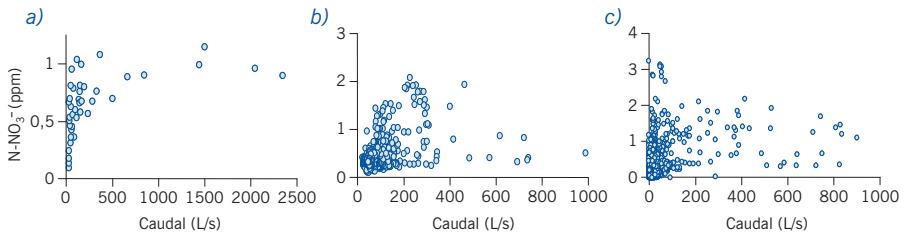
ca se va alterando conforme recorre caminos de diferentes longitudes y velocidades. A lo largo de estas tortuosas trayectorias el agua interacciona incesantemente con los componentes abióticos y bióticos de la cuenca y modifica su quimismo, de forma que para entender las características químicas de un río debemos tener siempre en cuenta la hidrología (capítulo 4). Por ejemplo, si en una cabecera relativamente prístina, el agua fluvial tiene mucha materia orgánica disuelta, nitratos y sedimentos finos, pero baja conductividad eléctrica, indica que el agua ha circulado rápidamente por la superficie del suelo sin apenas contacto con el sustrato geológico. En cambio, un agua rica en solutos inorgánicos pero pobre en materia orgánica disuelta sugiere su origen freático y su desplazamiento lento por el acuífero antes de llegar al cauce fluvial.

6.2. Variaciones en los materiales transportados

La relación concentración de solutos/caudal cambia de un río a otro e indica los procesos que ocurren en la cuenca

Como hemos visto, el quimismo del río depende de la contribución relativa de las masas de agua que incorpora (escorrentía, agua subsuperficial y agua freática), pero también de complejas interacciones entre numerosos condicionantes (capítulo 3). Entre éstos cabe destacar la magnitud, intensidad y frecuencia de las lluvias, el contexto climático previo a las precipitaciones, la extensión y conectividad de las zonas de ribera e hiporreicas, la heterogeneidad espacial del entramado fluvial, las propiedades drenantes de la cuenca, el tipo de suelo o la estructura de la cobertura vegetal. En definitiva, la dinámica de un determinado soluto no se explica exclusivamente con los cambios de caudales, lo que implica unas relaciones caudal/concentración complejas. La figura 6.1 muestra la relación caudal/nitrato en tres ríos de cabecera. En el río Agüera (fig. 6.1a) la concentración del nitrato incrementa rápidamente con el caudal, llegando a una meseta a caudales más altos, lo que indica que el contenido en nitrato del agua de escorrentía es alto y relativamente constante. En la Riera Major (fig. 6.1b) también se observa un aumento de nitrato con el caudal, aunque mucho más gradual y disperso, indicando que las aguas de escorrentía llegan lentamente al cauce, y que su contenido de ni-

Figura 6.1: Gráficos de dispersión de la concentración de nitrato en tres pequeños ríos de cabecera en cuencas forestadas



Nota: a) Río Agüera (norte de España). Datos obtenidos mediante muestreo quincenal-horario durante dos años. b) Riera Major (nordeste de España). Datos obtenidos con muestreo semanal-horario durante tres años. c) Fuirosos (nordeste de España). Datos obtenidos de un muestreo semanal-horario durante cuatro años.

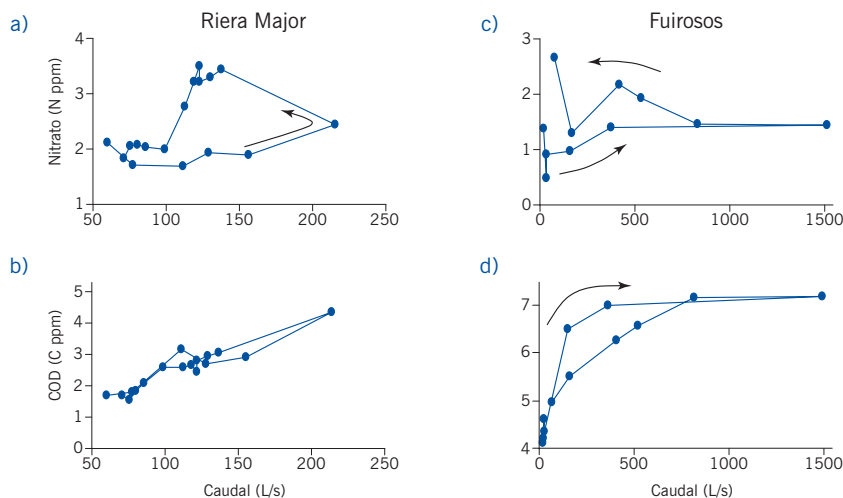


Figura 6.2:
Ejemplo de respuestas C-Q durante crecidas para el nitrato y el COD (carbono orgánico disuelto) en dos ríos mediterráneos

Nota: Las flechas indican el sentido rotacional de los patrones de histéresis. En los gráficos a y c, el sentido rotacional de las histéresis es antihorario y el pico de concentración posterior al pico de caudal. En el d, el sentido rotacional de la histéresis es horario, y la concentración del soluto incrementa rápidamente durante la fase inicial de la crecida. En el b, la respuesta C-Q es lineal y la histéresis no aparece. En todos los casos la frecuencia de muestreo es horaria.

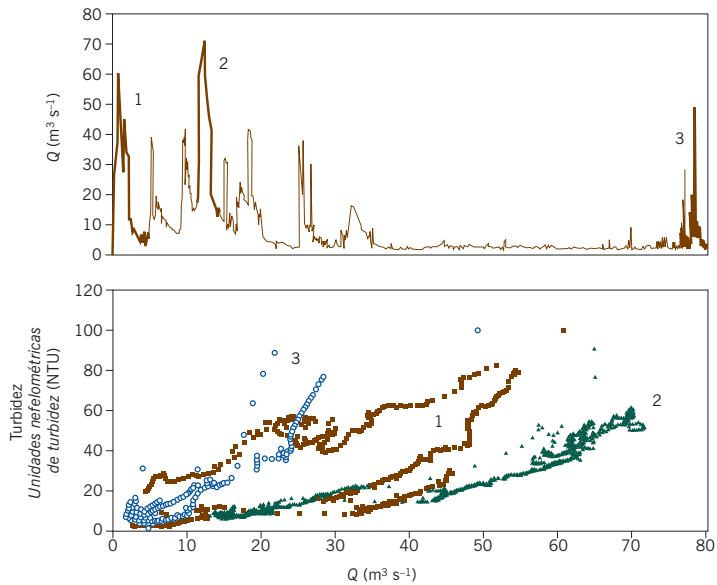
trato puede ser muy variable; la dispersión de puntos desaparece a caudales elevados, y las relativas bajas concentraciones indican dilución del nitrato a causa de la escorrentía (Butturini y Sabater 2002). Finalmente, en Fuirosos (fig. 6.2c) se difumina la relación caudal/nitrato, apareciendo picos de concentración a caudales relativamente bajos, y gran dispersión de puntos en todo el espectro de caudales. Este patrón indica que o bien no hay mezcla de aguas con diferentes orígenes, o bien otros compartimentos (como por ejemplo la zona de ribera) aportan un ruido importante a caudales bajos (Butturini et al. 2005).

Con un muestreo más frecuente se puede seguir el comportamiento de solutos y partículas durante crecidas individuales, lo que aporta información sobre la causa de la dispersión de puntos. Esta dispersión puede deberse a un comportamiento no lineal (*histéresis*) de las relaciones concentración/caudal (respuestas C-Q), que cambian de la rama ascendente a la rama descendente del hidrograma (Wood 1977, Johnson y East 1982, Williams 1989, Evans y Davies 1998). Las dinámicas de histéresis cambian de río a río (fig. 6.2., Butturini y Sabater 2002, Butturini et al. 2008) y, por si eso fuera poco, también con la duración e intensidad de las tormentas, incluso con el orden en el que éstas se suceden (fig. 6.3).

La concentración, tanto de solutos como de partículas, tiene gran importancia ecológica y socioeconómica. Sin embargo, en algunos casos nos interesa no sólo la concentración, sino también la *carga* que transporta el río, es decir, la masa total por unidad de tiempo, que es función del caudal y de la concentración. Se lla-

Figura 6.3:

Arriba, caudal en el río Urumea (País Vasco) durante el año 1999. Abajo, dinámica de la turbidez en tres episodios de avenida



Nota: Obsérvese que hay una relación directa entre el tiempo de estiaje previo a la avenida y el arrastre de sedimentos, expresado aquí como turbidez para un determinado caudal. La frecuencia de muestreo es de diez minutos y en todos los casos la dinámica de histeresis es antihoraria.

ma *carga disuelta* a la cantidad de solutos transportados (g/s), mientras que en la *carga particulada* se pueden distinguir la carga en suspensión de la carga de fondo. La *carga en suspensión* consiste en las partículas más finas o más livianas, que no decantan mientras que la turbulencia no baje de un umbral mínimo. La *carga de fondo* consiste en partículas de mayor tamaño que van dando tumbos por el lecho del río, sin permanecer mucho tiempo en suspensión. Otra clasificación adicional de la carga en suspensión es entre materia particulada fina (< 1 mm), cuantitativamente más importante (Benke et al. 1988), y materia particulada gruesa (> 1 mm). Frecuentemente las crecidas pueden contribuir entre un 40 y 80% de la carga anual de fósforo, nitrógeno y carbono totales (orgánicos + inorgánicos, disueltos + particulados) exportados por una cuenca. Por todo ello, adquiere gran relevancia conocer el patrón de las relaciones concentración/caudal y cuantificar las masas de materias en movimiento en todas las condiciones hidrológicas.

Como se ha mencionado anteriormente, el ecosistema fluvial no se limita a transportar agua y materiales originados en la cuenca de drenaje. También tienen lugar procesos de transformación, retención y reciclado de nutrientes (capítulo 8) en el cauce mismo, o en las zonas de interfase entre el río y la cuenca. Los pasos previos para cuantificar la magnitud de estos procesos implica efectuar balances de masas en determinados tramos fluviales (técnica 7) o determinar la hidrología subterránea de las zonas de ribera e hiporreica (técnica 8).

Técnica 7. Carga disuelta y carga en suspensión

El material que transporta un río se puede distinguir entre disuelto y sólido. La separación entre estos dos tipos de material no es absoluta; en la práctica se distingue por filtración, utilizándose normalmente filtros de 0,45 μm de tamaño de poro (capítulo 7). En la carga particulada, se pueden distinguir la *carga en suspensión* de la *carga de fondo*. En todos los casos, las cargas se determinan multiplicando la concentración de determinado material por el caudal circulante.

Los ríos transportan materiales en forma disuelta, como partículas en suspensión, o como carga de fondo

Para hacer balances de masa durante un período prolongado (por ejemplo, un año), es necesario planificar un muestreo temporal que incluya la variabilidad temporal de las concentraciones y de la hidrología. Esto implica que el muestreo debería amoldarse a las características hidroquímicas del caso de estudio. Las crecidas provocan el transporte inmediato (en el intervalo de unas pocas horas a unos días) de ingentes masas de solutos y sedimentos, por lo que se debe incluir el muestreo de estos eventos para los balances.

No existe un criterio universal que permita establecer *a priori* una frecuencia de muestreo que optimice la relación entre la precisión de la estima del balance con el esfuerzo de muestreo. Lo que sí hay son pautas generales que pueden ayudar a establecer un muestreo para obtener balances razonablemente correctos. Por ejemplo, si se conoce de antemano que el elemento de estudio (solutos o partícula) típicamente incrementa su concentración durante las crecidas y que las mismas suelen durar entre 3 y 10 días, un muestreo semanal puede ser más que suficiente. Si, en cambio, las crecidas son de menor duración, la frecuencia de muestreo tiene que ser más alta (por ejemplo diaria), obligando al investigador a un notable esfuerzo de muestreo. Si el interés se sitúa en las mismas crecidas, entonces la frecuencia de muestreo tiene que ser horaria, porque la fase inicial de una crecida suele ser muy rápida y abrupta y, por tanto, muy difícil de capturar. En todos estos casos es muy ventajoso poder utilizar muestreadores automáticos. Si la variación temporal del soluto estudiado no tiene relación alguna con la hidrología, la frecuencia de muestreo puede ser más laxa (por ejemplo, quincenal).

Como se ha descrito anteriormente, la carga transportada puede ser disuelta o particulada, pero los cálculos que se ejecutan para la estima de los dos tipos de cargas son idénticos. Los sólidos totales son la suma de los sólidos disueltos totales, o sólidos que atraviesan el filtro, más los sólidos totales en suspensión, que son los retenidos por el filtro. Su determinación se realiza mediante gravimetría. También se pueden distinguir los sólidos fijos de los volátiles, que son los que desaparecen por calcinación, y corresponden en gran medida (pero no totalmente)

a la materia orgánica (APHA 2005). A continuación se detalla cómo medir la concentración de partículas sólidas en un río. Si nos proponemos hacer balances de masas entre dos o más puntos del mismo río, obviamente el esfuerzo de muestreo se multiplica, pero la técnica es la misma.

MATERIAL

- Material para medir el caudal, bien mediante adiciones (técnica 3a), bien mediante correntímetro (técnica 3b).
- Botes de polietileno de 250-500 mL.
- Muestreador automático (si la frecuencia de muestreo es muy alta y mantenida en el tiempo).
- Nevera portátil.
- Matraces aforados.
- Equipo de filtración al vacío.
- Filtros Whatman GF/F calcinados y pesados individualmente, y guardados en desecador hasta su utilización.
- Vasos de precipitados calcinados y pesados individualmente, y guardados en desecador hasta su utilización.
- Crisoles calcinados y pesados individualmente, y guardados en desecador hasta su utilización.
- Balanza de precisión.
- Estufa a 105 °C.
- Horno a 500 °C.
- Desecadores.

PROCEDIMIENTO

1. Medir el caudal instantáneo (técnicas 3a y 3b).
2. Tomar una muestra de agua en un bote de polietileno (capítulo 7) y llevarla al laboratorio en la nevera portátil. Una vez allí, agitar bien el bote para resuspender cualquier material que hubiera decantado, medir una parte alícuota (por ejemplo, 100 mL) y filtrarla al vacío a través de un filtro prepesado.
3. Recoger el filtrado en un vaso de precipitado prepesado, y el filtro en un crisol prepesado.
4. Secar el vaso de precipitado y el filtro en la estufa. Para secar el vaso de precipitado, debe ajustarse la temperatura inicialmente a 95 °C para evitar que el agua hierva, y cuando toda el agua se haya evaporado, secar a 105 °C durante una hora más. Secar el filtro durante una hora a 105 °C.
5. Introducir en el desecador los vasos y filtros, y dejarlos enfriar a temperatura ambiente. Pesarlos.

CÁLCULOS

La concentración de *sólidos totales disueltos* (*STD*, en mg/L) se calcula mediante la ecuación 6.1:

$$STD = \frac{Pv_2 - Pv_1}{V} 1000 \quad (6.1)$$

donde Pv_2 : peso del vaso con el residuo que queda tras la filtración (mg), Pv_1 : peso inicial del vaso (mg), y V : volumen de agua filtrada (mL).

La concentración de *sólidos totales en suspensión* (*STS*, en mg/L) se calcula mediante la ecuación 6.2:

$$STS = \frac{Pf_2 - Pf_1}{V} 1000 \quad (6.2)$$

donde Pf_2 : peso del filtro con el residuo que queda tras la filtración (mg), Pf_1 : peso inicial del filtro (mg), y V : volumen de agua filtrada (mL).

Para calcular la concentración de sólidos volátiles, tras la pesada descrita, los vasos de precipitado y los filtros se calcinan en la mufla (horno) durante media hora a 500 °C, y se vuelven a pesar. La concentración de sólidos volátiles se calcula a partir de la diferencia entre la segunda (a 105 °C) y tercera (a 500 °C) pesadas.

La concentración de sólidos totales se calcula como $STD + STS$, y la carga se obtiene multiplicando la concentración (mg/L) por el caudal (L/s).

Técnica 8. Determinación de la hidrología hiporreica

La zona hiporreica es un compartimento hidrológico subsuperficial, es decir, por debajo del cauce fluvial, que corresponde al agua que circula a través de los sedimentos fluviales con un intercambio con el cauce fluvial lento pero incesante. Desde la perspectiva hidrobiogeoquímica, es el sistema de interfase por excelencia, en el cual confluyen los ecosistemas terrestres y fluviales, y donde se desarrollan procesos hidrológicos y químicos muy importantes para el conjunto del ecosistema lótico (Alley et al. 2002). Por tanto, una caracterización hidrológica de la zona hiporreica constituye un paso fundamental para conocer las interacciones biogeoquímicas entre el río y su entorno más próximo. La caracterización hidrológica consiste en estimar la dirección y velocidad del agua, y en determinar la permeabilidad de los sedimentos. Para estas estimas se necesita conocer la presión hidráulica, los gradientes hidráulicos verticales y horizontales y la conductividad hidráulica de los sedimentos.

Un aporte considerable del caudal del río circula entre sedimentos en la zona hiporreica

La forma más directa para caracterizar la hidrología hiporreica se basa en la utilización de pequeños piezómetros clavados en los sedimentos adyacentes al cauce, o directamente dentro del mismo. Los piezómetros son tubos de metal o de PVC (policloruro de vinilo) de unos pocos centímetros de diámetro con una extremidad puntiaguda que facilita su colocación en el sedimento, agujereados cerca de su extremo (fig. 6.4). Dentro del piezómetro se coloca una malla porosa de plástico o acero que restringe la entrada del sedimento, y un tubo más fino y flexible que permita muestrear el agua hiporreica. En piezómetros de diámetro superior a los 2,5 cm se pueden insertar sondas de nivel o de conductividad eléctrica. Una vez colocados los piezómetros se pueden estimar los siguientes parámetros.

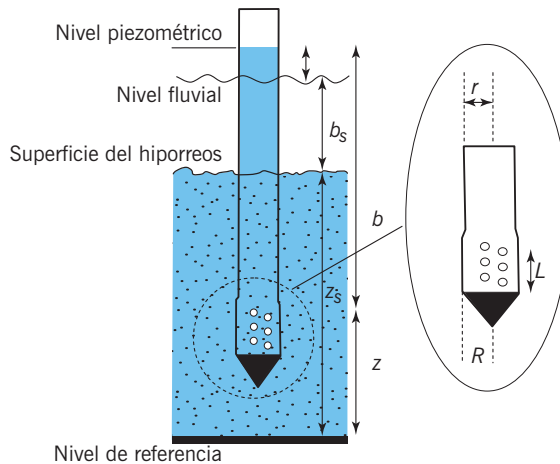
Los piezómetros permiten conocer la hidrología hiporreica

La *presión hidráulica* (h , en metros) es la suma de la altura de la columna de agua en el piezómetro (b , en metros) y la elevación del fondo del piezómetro respecto a un *datum* de referencia fijo (z , en metros) (fig. 6.4).

El *gradiente hidráulico horizontal* (GHH , adimensional) es la pendiente del nivel del agua en el hiporreos entre dos piezómetros (P_1 y P_2); permite identificar la dirección del flujo hidrológico, y se calcula dividiendo la diferencia entre las dos presiones hidráulicas (en metros) por la distancia lineal entre los dos piezómetros (en metros; véase fig. 6.5).

El agua se mueve, desde el piezómetro con mayor presión hidráulica al piezómetro con menor presión hidráulica, más rápido cuanto mayor sea el gradiente hidrológico horizontal.

Figura 6.4:
Características de un piezómetro que permite estimar las propiedades hidráulicas del medio hiporreico



Nota: A la derecha se detallan aquellas características necesarias para estimar la conductividad hidráulica, mediante el método de Hvorslev (véase texto para más detalles). El dibujo no está a escala.

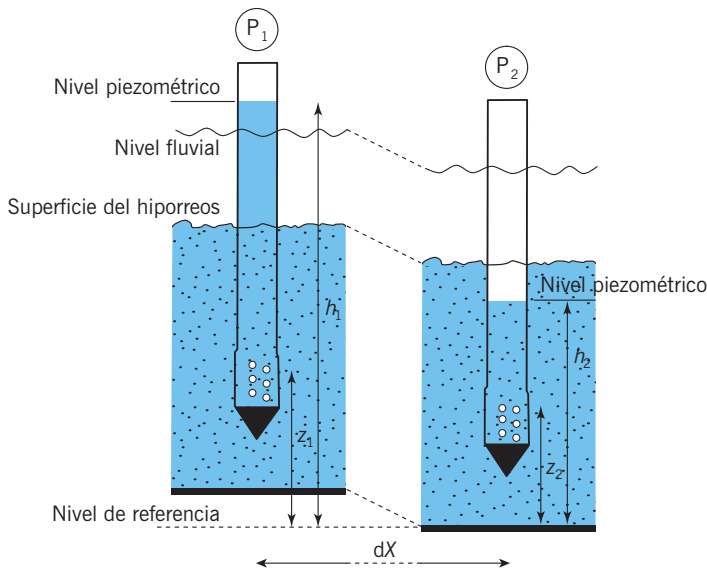


Figura 6.5:
Ejemplo de cálculo de la VGH entre dos piezómetros

Nota: Véase el texto para más detalles. El dibujo no está a escala.

$$GHH = \frac{dh}{dX} \tag{6.3}$$

donde $dh = h_1 - h_2$ (las dos presiones hidráulicas en P₁ y P₂), y dX : distancia horizontal entre los piezómetros. Si $h_1 > h_2$ el agua subterránea se mueve desde el P₁ hacia el P₂.

El *gradiente hidrológico vertical* (GHV, adimensional) se calcula como el GHH, aunque respecto a la distancia vertical entre los dos piezómetros (dZ , en metros):

$$GHV = \frac{dh}{dZ} \tag{6.4}$$

donde, $dZ = z_2 - z_1$ (fig. 6.5).

El interés del GHV reside en que permite identificar zonas en las cuales el agua fluvial alimenta el hiporreos o viceversa. En este caso uno de los dos piezómetros se sustituye por el nivel del agua en el cauce fluvial (fig. 6.4):

$$GVH = \frac{h - h_s}{dZ} \tag{6.5}$$

donde $h_s = z_s + b_s$, $dZ = z - z_s$, y $h = b + z$.

z_s y b_s son, respectivamente, la elevación del lecho fluvial respecto a un punto de referencia y la altura de la columna de agua en el río. Si el GHV es negativo, el agua fluvial alimenta el hiporreos (zona de hundimiento o *downwelling*). Si el GHV es positivo, el agua hiporreica alimenta el cauce fluvial (zona de afloramiento o *upwelling*). El primer caso se puede visualizar en el piezómetro P_2 (fig. 6.5), mientras que el segundo caso aparece en la figura 6.4 y el piezómetro P_1 de la figura 6.5.

Una vez identificada la dirección del flujo hidrológico subterráneo (mediante los parámetros GHH y GHV) el siguiente paso es cuantificar su velocidad mediante la *ecuación de Darcy*:

$$v = k \cdot GHH \quad (6.6)$$

donde v : velocidad ideal (o velocidad de Darcy) del agua subterránea (metros/tiempo), y k : conductividad hidráulica del sedimento saturado de agua (metros/tiempo; para su estima véase a continuación).

La *ley de Darcy* es una ley empírica macroscópica que asume que las moléculas de agua siguen una dirección rectilínea y no el camino tortuoso que en realidad recorren al sortear las partículas del sedimento. La velocidad real del fluido se obtiene dividiendo v por la porosidad del sedimento n . La porosidad del sedimento depende obviamente de las características litológicas del mismo. Rangos de porosidades se pueden encontrar en Custodio y Llamas (1983) y Nelson (2004). Si se conoce la sección transversal A (m^2) por la cual fluye el agua y se multiplica por la ecuación 6.7 se obtiene el caudal subterráneo (m^3 /tiempo).

La conductividad
hidráulica se calcula
midiendo el tiempo que
se necesita para
recuperar el nivel
piezométrico

Los piezómetros se pueden utilizar para estimar in situ la conductividad hidráulica k . Existen diferentes métodos. A continuación se detalla el *método de Hvorslev* (Batu 1998) (véase también Freeze y Cherry 1979 y Fetter 1994), que es uno de los más utilizados. Este método, que supone que el medio es homogéneo e isotrópico, se basa en interpretar la recuperación del nivel del agua dentro de un piezómetro después de haberlo bajado o subido artificialmente. El nivel piezométrico se puede bajar extrayendo agua rápidamente con una bomba peristáltica, y se puede elevar adaptando a la boca del piezómetro un recipiente de volumen conocido. Cuando se trabaja con piezómetros de unos pocos centímetros de diámetro la opción más fácil es bajar el nivel piezométrico. Es recomendable vaciar al menos el 50% del nivel del agua en el piezómetro.

Para estimar k se aplica la siguiente fórmula:

$$k = \frac{r^2 \ln(L/R)}{2LT_{37\%}} \quad (6.7)$$

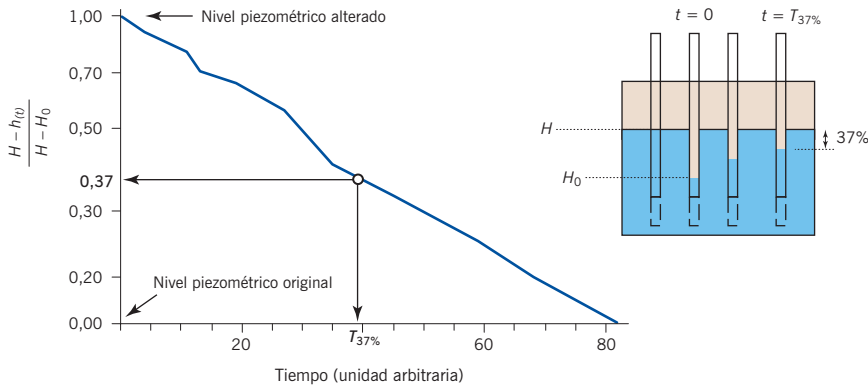


Figura 6.6: Gráfico semilogarítmico que ilustra la recuperación de un piezómetro después de haberlo vaciado

Esta gráfica permite calcular el tiempo de demora característico ($T_{37\%}$) y sucesivamente la conductividad hidráulica, k , con la ecuación 6.6.

H : nivel piezométrico original; H_0 : nivel piezométrico alterado justo antes que empiece su recuperación ($t = 0$); h_{0i} es el nivel piezométrico en cada instante t durante su recuperación.

donde r : radio del piezómetro (cm), L : longitud de la parte perforada del piezómetro (cm), R : radio del piezómetro en la zona perforada (cm) (en muchos casos, pero no siempre, $r = R$) (fig. 6.4). Para unas medidas correctas de k es indispensable que $L/R > 8$, y $T_{37\%}$: tiempo de demora característico, o tiempo necesario para que al nivel piezométrico le falte sólo el 37%, del desnivel creado artificialmente, para volver al nivel original (fig. 6.6).

La macro 6.1 sirve para calcular la conductividad hidráulica

INSTALACIÓN DE LOS PIEZÓMETROS, EQUIPAMIENTO Y APARATOS

En los estudios del medio hiporreico, los piezómetros suelen estar instalados a muy poca profundidad, entre unos pocos centímetros y dos metros. La localización, profundidad y número de piezómetros depende de los objetivos de cada estudio y de las propiedades litológicas del sistema seleccionado. En tramos con arena y grava es más fácil instalar manualmente los piezómetros en el punto escogido siguiendo, por ejemplo, los pasos descritos en Baxter y Woessner (2003). En esencia, consiste en insertar en el sedimento, a una profundidad determinada, un cilindro con el piezómetro en su interior y luego retirar el cilindro externo dejando el piezómetro clavado en el sedimento. Los piezómetros se pueden utilizar únicamente para muestrear el agua y medir el GHH y el GVH , o también para estimar la k . Si se trata de estimar la conductividad hidráulica en la zona hiporreica con el método de Hvorslev, es fundamental construir los piezómetros de acuerdo con los criterios detallados anteriormente. Es esencial que la zona perforada, por donde entra el agua (L), se halle totalmente hundida dentro del sedimento. Por ejemplo, si $L = 20$ cm es aconsejable introducir el piezómetro a una profundidad de un mínimo de 25-30 cm para evitar que entre agua fluvial en el tubo y altere la estima de k .

Hay que asegurarse de que el piezómetro sólo permita entradas de agua hiporreica

El mantenimiento de los piezómetros es mínimo. Si se prevé no utilizarlos durante mucho tiempo y se quiere evitar que se llenen de sedimento, una opción es insertar en el piezómetro un tubo que se ajuste a su diámetro interno. De esta manera no entrará ni agua ni sedimento. Para la estima de la k mediante el método de Hvorslev se necesita una sonda de nivel de agua conectada a un *logger* que vaya recogiendo datos a intervalos regulares que permitan, luego, generar una estima análoga a la de la figura 6.6. Para vaciar el piezómetro se puede utilizar una bomba peristáltica de campo alimentada con una batería de 12 V (disponibles comercialmente).

6.3. Bibliografía

- ALLEY W.M., HEALY R.W., LABAUGH J.W., y REILLY T.E. «Hydrology - flow and storage in groundwater systems». *Science* 296 (2002): 1985-1989.
- APHA. *Standard methods for the examination of water and wastewater*. American Public Health Association, 2005.
- BATU V. *Aquifer hydraulics: A comprehensive guide to hydrogeologic data analysis*. Nueva York: John Wiley, 1998.
- BAXTER C., y WOESSNER F.H.W. «Measuring groundwater-stream water exchange: New techniques for installing minipiezometers and estimating hydraulic conductivity». *Transaction of American Fisheries Society* 132 (2003): 493-502.
- BENKE A., HALL C., HAWKINS C., LOWE-MCCONNELL R., STANFORD J., SUBERKROPP K., y WARD J. «Bioenergetic considerations in the analysis of stream ecosystems». *Journal of the North American Benthological Society* 7 (1988): 480-502.
- BUTTURINI A., ALVAREZ M., BERNAL S., VÁZQUEZ E., y SABATER F. «Diversity and temporal sequences of forms of DOC and NO_3^- discharge responses in an intermittent stream: Predictable or random succession?». *Journal of Geophysical Research* 113 (2008): G03016.
- BUTTURINI A., BERNAL S., y SABATER F. «Modeling storm events to investigate the influence of the stream-catchment interface zone on stream biogeochemistry». *Water Resources Research* 41 (2005): 8418-8418.
- BUTTURINI A., y SABATER F. «Nitrogen concentrations in a small Mediterranean stream: 1. Nitrate 2. Ammonium». *Hydrology Earth System Sciences* 6 (2002): 539-550.
- CUSTODIO E., y LLAMAS R. *Hidrología subterránea*. Barcelona: Omega, 1983: 2359.
- EVANS C., y DAVIES T.D. «Causes of concentration/discharge relationship hysteresis and its potential as tool for analysis of episode hydrochemistry». *Water Resources Research* 34 (1998): 129-137.
- FETTER C.W. *Applied hydrogeology*. Nueva Jersey: Prentice Hall, 1994.
- FREEZE R.A., y CHERRY J.A. *Groundwater*. Nueva Jersey: Prentice Hall, 1979.
- JOHNSON F.A., y EAST J.W. «Cyclical relationships between river discharge and chemical concentration during flood events». *Journal of Hydrology* 57 (1982): 93-106.
- LIKENS G.E., y BORMANN F.H. *Biogeochemistry of a forested ecosystem*. Nueva York: Springer-Verlag New York, 1995.
- NELSON P.H. «Permeability-porosity data sets for sandstones». *The Leading Edge* 23 (2004): 1143-1144.
- WILLIAMS G.P. «Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers». *Journal of Hydrology* 11 (1989): 89-106.
- WOOD P.A.S. «Controls of variation in suspended sediment concentration in the river Rother, West Sussex, England». *Sedimentology* 24 (1977): 437-445.