

Medidas puntuales de permeabilidad (“slug tests”)

Introducción

Hemos visto que los **bombes de ensayo** nos permiten calcular la **transmisividad (T)** y el **coeficiente de almacenamiento (S)** de un acuífero, bombeando en un sondeo y midiendo descensos en otro sondeo próximo. Pero esto es costoso y laborioso, y en ocasiones no es posible, porque no existen dos sondeos próximos en el mismo nivel acuífero o por otros motivos.

La alternativa más sencilla son las *medidas puntuales de la permeabilidad*¹. No sustituyen a los bombes de ensayo, porque, además de otras diferencias, éstos pueden realizarse en acuíferos profundos, mientras que las medidas puntuales de permeabilidad normalmente se realizan en perforaciones de pocos metros. Son muy aplicadas en Geotecnia.

Existen dos tipos:

- **Nivel constante:** Introducimos un caudal conocido para mantener constante el nivel dentro de la perforación. Estabilizado el proceso, a partir de dicho caudal y de la longitud y diámetro de la perforación, calculamos la permeabilidad
- **Nivel variable:** Se introduce (o se extrae) súbitamente un volumen de agua en un sondeo (normalmente de pequeño diámetro, 5 a 10 cm), lo que provoca un ascenso (o descenso) instantáneo del nivel del agua dentro de la perforación. Se miden los descensos-tiempos a medida que se recupera el nivel inicial.

En los de nivel variable, si se desea ascender súbitamente el nivel del agua, frecuentemente en lugar de inyectar agua, se introduce una barra que hace subir el nivel como si hubiéramos introducido un volumen de agua igual al del objeto sólido. Puede ser más cómodo (la barra se recupera y sirve para otras medidas) y el ascenso es verdaderamente instantáneo. Por ello se denominan, en inglés, *slug test* (*slug* significa barra o lingote).

Cuanto mayor sea la permeabilidad del terreno, más deprisa se recuperará el nivel. Si se trata de arenas gruesas o gravas, en unos pocos segundos se habrá recuperado el nivel inicial. Si son arcillas o limos puede demorarse horas o días. En el primer caso será necesario un sensor con registro automático, sería imposible medir y anotar manualmente una docena de niveles en un minuto o menos. En cambio, en formaciones poco permeables las medidas pueden realizarse con un hidronivel normal, y anotarlas manualmente.

Los métodos citados por todos los manuales de **Hidrogeología**² son los de nivel variable de **Hvorslev** (1951) para acuíferos libres, de **Cooper** et al. (1967) para acuíferos confinados y el de **Bower y Rice** (1976) para acuíferos libres.

En **Geotecnia** e Ingeniería Geológica en general se utilizan los ensayos **Lefranc** y **Lugeon**; menos conocido es el de **Gilg-Gavard**. Los ensayos Lugeon se utilizan en rocas duras introduciendo agua a presiones elevadas y su ejecución no es sencilla. Describiremos aquí los métodos de Lefranc y Gilg-Gavard. Ambos se pueden realizar con nivel constante o nivel variable.



Medida de permeabilidad por inyección de agua (Cortesía de TYPESA)

¹ La denominación ortodoxa de la constante de la Ley de Darcy es “conductividad hidráulica”. Aunque sea incorrecto, por comodidad y por tradición con frecuencia utilizaremos el término “permeabilidad”.

² Por ejemplo: Fetter (2001) y Schwartz. & Zhang (2003) entre los dedicados a la Hidrogeología en general; Hall, P. (1996) y Kruseman & Ridder (2000) son textos específicos sobre bombes de ensayo y similares.

Ensayos Lefranc

Custodio (1983), González et al. (2002), Jiménez Salas, (1981), Puertos del Estado (1994)

Ensayo Lefranc con nivel constante

Se introduce un caudal constante, Q , para mantener el nivel del agua dentro del sondeo estabilizado a una altura h_m . Ver la figura adjunta para las variables usadas en las fórmulas siguientes.

La conductividad hidráulica se obtiene por esta expresión:

$$K = \frac{Q}{C \cdot h_m} \quad (1)$$

donde: K = conductividad hidráulica

Q = caudal inyectado

h_m = altura del agua dentro del sondeo, por encima del nivel estático previo

C = factor de forma³:

$$C = \frac{2\pi L}{\ln\left(\frac{2L}{d}\right)} \quad (2)$$

L = longitud de la zona filtrante

d = diámetro la zona filtrante

(Unidades homogéneas, por ejemplo: metros, segundos, m^3/s , m/s)

Si la única zona filtrante es solamente la boca del sondeo, de diámetro d , puede tomarse (Puertos del Estado, 1994):

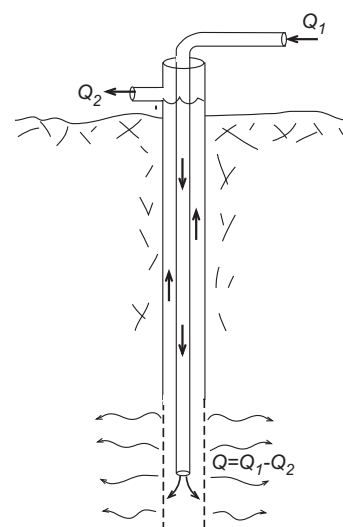
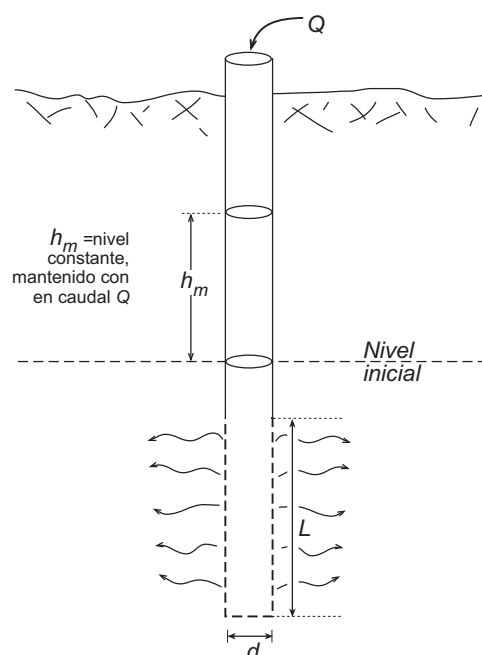
$$C = 2,75 \cdot d \quad (3)$$

Para poner en práctica el procedimiento, Custodio (op. cit.) propone un dispositivo como el esquematizado en la figura adjunta: se inyecta un caudal Q_1 , rebosa un caudal Q_2 , por tanto el caudal inyectado en el terreno será: $Q = Q_1 - Q_2$.

En formaciones poco o muy poco permeables bastará con añadir volúmenes conocidos de agua para mantener el nivel constante, por ejemplo en la boca del sondeo.

Ejemplo:

En un sondeo de 9 cm de diámetro y una longitud de zona filtrante de 70 cm se mantiene constante el nivel a una altura de 3,85 m sobre el nivel estático inicial mediante la inyección de un caudal constante de 8 litros/minuto. Evaluar la permeabilidad.



³ Esta expresión de C es válida si la longitud de la zona filtrante es grande en relación al diámetro ($L/d > 4$ según Jiménez Salas, 1981; $L/d > 2$ según Puertos del Estado, 1994). La expresión general de C para cualquier caso es:

$$C = \frac{2\pi L}{\ln\left(\frac{L}{d} + \sqrt{\left(\frac{L}{d}\right)^2 + 1}\right)}$$

La expresión de C en Custodio (1983) es ligeramente diferente a la indicada aquí (Jiménez Salas, 1981), pero proporciona resultados casi idénticos. En cambio, la expresión de C ofrecida por González et al. (2002) da resultados muy distintos.

Solución:

Como la relación $L/d > 4$, para cálculo manual podemos utilizar la expresión simplificada de C:

$$C = \frac{2\pi L}{\ln(2L/d)} = \frac{2\pi \cdot 0,7}{\ln(2,0,7/0,09)} = 1,603 \quad ; \quad K = \frac{Q}{C \cdot h_m} = \frac{8 \cdot 1,44}{1,603 \cdot 3,85} = 1,87 \text{ m/día}$$

El 1,44 del numerador es para convertir litros/minuto en m³/día; así la K se obtiene en m/día

Ensayo Lefranc con nivel variable

Jiménez Salas (1981, p.100) indica este método como poco fiable, meramente indicativo. Pueden presentarse dos casos: que la zona filtrante tenga un diámetro igual o distinto que la entubación del piezómetro (Ver figura).

Se hace subir el nivel hasta una altura h_0 , y posteriormente medimos dos niveles, h_1 y h_2 , entre las que ha transcurrido un tiempo t .

La permeabilidad se calcula mediante la expresión siguiente:

$$K = \frac{d_e^2 \ln(2L/d)}{8 L t} \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (4)$$

donde: K = conductividad hidráulica

h_1, h_2 = altura del agua al principio y al final del ensayo

t = tiempo transcurrido entre la observación de los niveles h_1 y h_2

L = longitud de la zona filtrante

d = diámetro de la zona filtrante

d_e = diámetro de la entubación (puede ser igual a d)

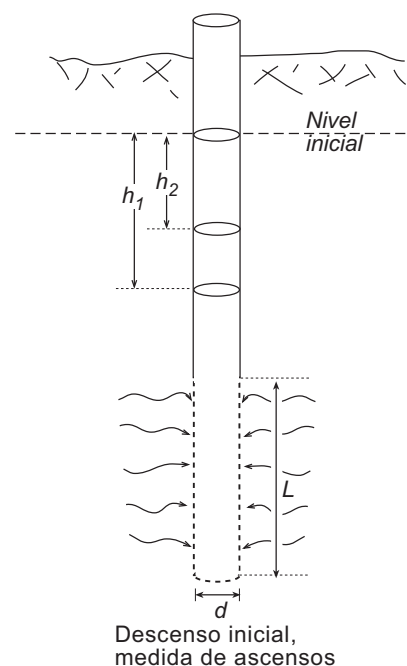
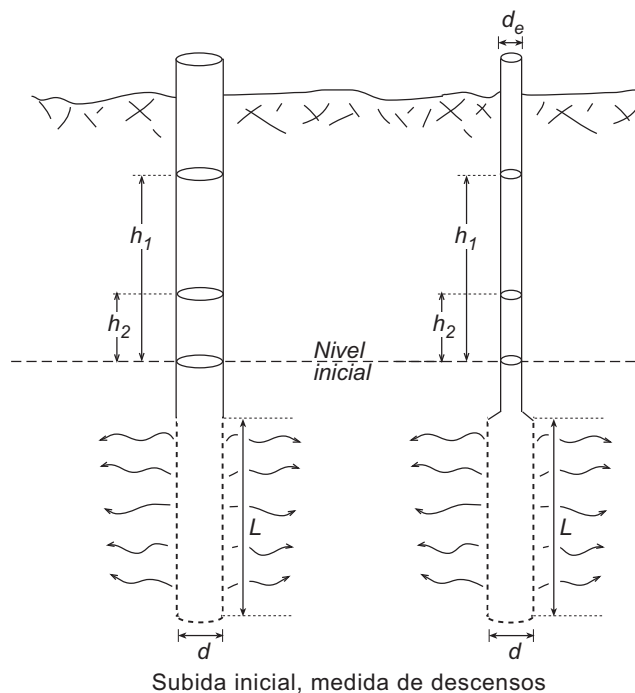
(Unidades homogéneas, por ejemplo: metros, segundos, m³/s, m/s)

El ensayo puede realizarse con una extracción instantánea de agua o con una inyección de agua (o un sólido equivalente, slug). En inglés se denominan respectivamente “rising head test” y “falling head test”.

Ejemplo.- En un sondeo de 9 cm de diámetro se dispone de una zona filtrante del mismo diámetro y de longitud 0,70 metros. Se hace subir el nivel del agua, tras lo cual se miden dos niveles sucesivos respecto al nivel inicial: 2,41 m, y una hora después el ascenso residual es de 1,02 m. Evaluar la conductividad hidráulica.

$$K = \frac{0,09^2 \ln(2,0,7/0,09)}{8 \cdot 0,70 \cdot 3600} \ln \frac{2,41}{1,02} = 9,48 \cdot 10^{-7} \text{ m/s} = 0,082 \text{ m/día}$$

(1 hora = 3600 seg)



Método de Gilg-Gavard

Custodio (1983), Vidal (1962), González et al. (2002)

Gilg-Gavard con nivel constante

Se introduce un caudal constante, Q , para mantener el nivel del agua dentro del sondeo estabilizado a una altura h_m .

La permeabilidad (o conductividad hidráulica) K se obtiene por la expresión:

$$K = \frac{Q}{600 \cdot A \cdot h_m} \quad (5)$$

donde: K = permeabilidad (**cm/seg**)

Q = caudal inyectado (**litros/minuto**)

h_m = altura constante del agua por encima del nivel inicial (**metros**)

A = factor de forma, según Custodio, 1983, p. 971:

$$A = (1,032 \cdot L + 30 \cdot d) \quad (\text{Si } L > 6 \text{ m})$$

$$A = (1,032 \cdot L + 30 \cdot d) \cdot (-0,014 L^2 + 0,178 L + 0,481) \quad (\text{Si } L \leq 6 \text{ m})$$

L = longitud de la zona filtrante (**metros**)

d = diámetro de la zona filtrante (**metros**)

Se añade agua para mantener el nivel aproximadamente constante, normalmente hasta la boca del sondeo. El volumen añadido se expresa en forma de caudal considerando el tiempo que hemos estado introduciendo agua.

La longitud de la zona filtrante, L , puede corresponder a una parte de la entubación dotada de rejilla o bien que se ha tirado hacia arriba de la entubación, dejando unos cm sin entubar.

Ejemplo (mismo problema que el calculado con Lefranc de nivel constante):

En un sondeo de 9 cm de diámetro y una longitud de zona filtrante de 70 cm se mantiene constante el caudal a una altura de 3,85 m sobre el nivel estático inicial mediante la inyección de un caudal constante de 8 litros/minuto. Evaluar la permeabilidad

Solución:

Como $L < 6$ metros, utilizamos la segunda expresión de A :

$$A = (1,032 \cdot 0,7 + 30 \cdot 0,09) \cdot (-0,014 \cdot 0,7^2 + 0,178 \cdot 0,7 + 0,481) = 2,049$$

$$K = \frac{Q}{600 \cdot A \cdot h_m} = \frac{8}{600 \cdot 2,049 \cdot 3,85} = 1,343 \cdot 10^{-3} \text{ cm/seg} = 1,46 \text{ m/día}$$

Recordamos que en esta fórmula el caudal se introduce en litros/min y la K se obtiene en cm/seg

Este resultado es relativamente similar al obtenido con la formulación de Lefranc (1,87 m/día)

Gilg-Gavard, nivel variable

Se introduce un volumen de agua en el instante inicial, y posteriormente se mide la evolución de la recuperación.

En este caso, se utiliza la expresión:

$$K = \frac{1,308 \cdot d^2}{A \cdot h_m} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (6)$$

donde: K = permeabilidad (**cm/seg**)

Δh = bajada del nivel (**metros**) en un tiempo Δt

Δt = intervalo de tiempo (**minutos**) en el que hemos medido el descenso Δh

d = diámetro de la entubación (**metros**)

A = factor de forma, misma fórmula que para el Gilg-Gavard de nivel constante

h_m = altura del agua por encima del nivel inicial (**metros**), en este caso, el nivel medio en el intervalo Δt

Ejemplo.- (Mismo problema que el realizado con Lefranc a nivel variable):

En un sondeo de 9 cm de diámetro se dispone de una zona filtrante del mismo diámetro y de longitud 0,70 metros. Se hace subir el nivel del agua, tras lo cual se miden dos niveles sucesivos respecto al nivel inicial: 2,41 m, y una hora después el ascenso residual es de 1,02 m. Evaluar la conductividad hidráulica.

Solución:

Como $L < 6$ metros, utilizamos la segunda expresión de A :

$$A = (1,032 \cdot 0,7 + 30 \cdot 0,09) \cdot (-0,014 \cdot 0,7^2 + 0,178 \cdot 0,7 + 0,481) = 2,049$$

$$K = \frac{1,308 \cdot 0,09^2}{2,049 \cdot \frac{(2,41 + 1,02)}{2}} \cdot \frac{(2,41 - 1,02)}{60} = 6,984 \cdot 10^{-5} \text{ cm/s} = 0,06 \text{ m/día}$$

Es un valor similar al obtenido por el método de Lefranc ($K=0,08$ m/día)

Método de Hvorslev

Se genera un ascenso inicial (h_0) y se miden los niveles en función del tiempo. Para ser utilizado en piezómetros que no necesariamente atraviesan el acuífero en su totalidad⁴. La permeabilidad del terreno viene dada por la siguiente expresión:

$$K = \frac{r_w^2 \ln\left(\frac{L}{r_f}\right)}{2 L t_{37}} \quad (7)$$

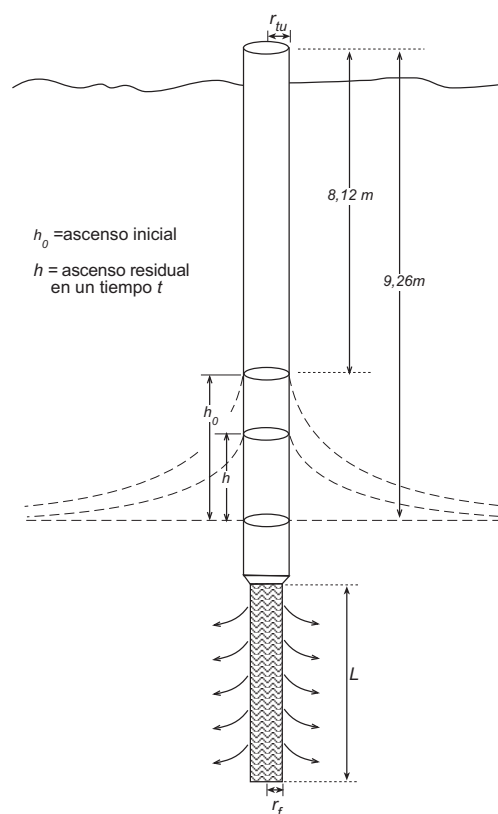
donde : K = permeabilidad o conductividad hidráulica

r_w = radio de la entubación

L = longitud de la rejilla o parte ranurada de la perforación

r_f = radio de la zona filtrante

t_{37} = tiempo en el que aún perdura el 37% del ascenso instantáneo inicial⁵



⁴ Aunque Fetter (2001) indica que esta fórmula es para acuíferos libres, está desarrollada para confinados, aunque parece que aporta buenos resultados en acuíferos libres.

⁵ El 37% no está tomado a capricho: aparece en la deducción de la fórmula debido a que: $\ln(1/0,37) = 1$, o lo que es lo mismo: $1/e = 0,37$

Las unidades pueden ser cualesquiera, a condición de que L , r_{tu} y r_f estén expresadas homogéneamente. Si, por ejemplo, esas tres variables están en **cm** y t_{37} en **segundos**, la conductividad hidráulica K se obtendría en **cm/seg**.

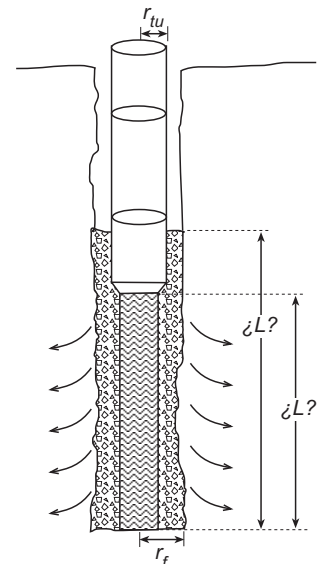
El radio de la entubación influye en el volumen de agua almacenado dentro del tubo, el radio de la rejilla o de la zona filtrante influye en el área de paso del agua para infiltrarse en el terreno. Ambos pueden ser iguales.

Si existe un empaque de gravas, y en formaciones de baja permeabilidad, debemos considerar el radio del empaque de gravas como radio de la zona filtrante, ya que esa es la pared del cilindro que debe atravesar el agua para pasar a la formación geológica. (El radio del empaque de gravas será el radio de la perforación). Hay criterios diversos en la bibliografía para considerar la longitud de la zona filtrante (L): la longitud de la rejilla o la longitud del empaque de gravas (Figura adjunta)

La única de las variables que necesita un proceso de cálculo es la última: t_{37} . Veámoslo con un ejemplo:

Ejemplo.

Disponemos de una perforación en que la entubación y la rejilla tienen el mismo diámetro: 9 cm. La rejilla tiene una longitud de 2,6 metros. El **nivel inicial** estaba a una profundidad de **9,26 metros**, y al introducir un volumen de agua, el nivel subió hasta **8,12 metros**. (ver figura en la página anterior). En los siguientes minutos se realizaron las medidas de profundidad del nivel del agua dentro de la perforación que aparecen en las dos primeras columnas de la tabla:



Calcular la permeabilidad del terreno.

Solución:

El **ascenso máximo inicial (h_0)** será igual a:

$$h_0 = 9,26 - 8,12 = 1,14 \text{ m}$$

En la tabla aparecen en la segunda columna las profundidades (medidas realizadas):

En la tercera columna anotamos el **ascenso residual (h)**, que lo obtenemos así, por ejemplo para la primera línea:

$$9,26 - 8,32 = 0,94 \text{ metros}$$

En la última columna calculamos h/h_0 , por ejemplo para la primera línea:

$$h/h_0 = \frac{\text{ascenso residual}}{\text{ascenso máximo inicial}} = \frac{0,94}{1,14} = 0,82$$

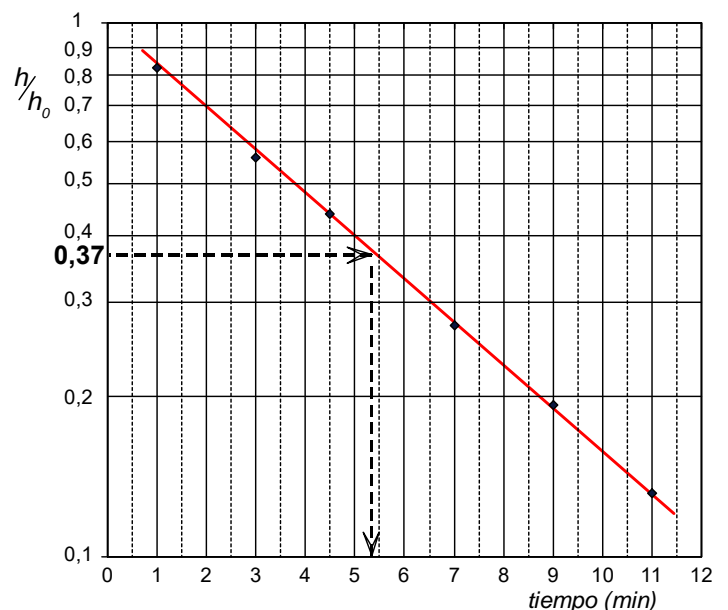
Medidas			
t(min)	prof (m)	h (m)	h/h ₀
1	8,32	0,94	0,82
3	8,62	0,64	0,56
4,5	8,76	0,50	0,44
7	8,95	0,31	0,27
9	9,04	0,22	0,19
11	9,11	0,15	0,13

Representamos el logaritmo de h/h_0 respecto al tiempo. Por tanto utilizamos un papel semilogarítmico. Los puntos debería quedar aproximadamente alineados; trazamos una recta que nos va a servir para encontrar el valor de t_{37} . Buscamos en el eje vertical el valor **0,37** y obtenemos el tiempo correspondiente (ver las flechas en la figura). En este ejemplo serían **5,4 minutos**.

Aplicando la fórmula de Hvorslev:

$$K = \frac{0,045^2 \ln\left(\frac{2,60}{0,045}\right)}{2 \cdot 2,6 \cdot \frac{5,4}{1440}} = 0,42 \text{ metros/día}$$

Se han aplicado el radio y la longitud en **metros** y el tiempo en **días** (1440 son los minutos que tiene un día), de modo que la K se obtiene en **metros/día**



La fórmula original de Hvorslev ofrece diversas variaciones dependiendo principalmente de la geometría de la perforación en que se realiza la prueba. Ver Anexo II.

Método de Cooper-Bredehoeft-Papadopoulos

Este método está diseñado para sondeos totalmente penetrantes, en acuíferos confinados.

El procedimiento de campo es el mismo indicado anteriormente: subida inicial de nivel (h_0) y medida de los niveles en función del tiempo a medida que el agua va pasando de la perforación al terreno.

Se precisa un **gráfico patrón** que representa h/h_0 en función de $\beta (=T.t/r_w^2)$ para distintos valores de $\alpha (=S.r_f^2/r_w^2)$. [r_f, r_w : ver la figura]. Presentamos este gráfico al final, como Anexo I, dibujado a partir de los datos originales (Cooper, Bredehoeft y Papadopoulos, 1967).

Superponiendo los datos de campo sobre estas curvas obtendremos la Transmisividad y una estimación del Coeficiente de Almacenamiento.

Veámos el método con un **ejemplo**:

En un sondeo con tubo y rejilla de 10 cm de diámetro se provoca una subida brusca del nivel del agua, registrándose posteriormente las medidas de profundidad del nivel piezométrico que se muestran en las columnas 1ª y 2ª de la tabla:

Profundidad previa= 7,14 m

Profundidad tras el ascenso inicial= 6,27 m

Evolución posterior (TABLA):

La elaboración de las medidas es igual al procedimiento de Hvorslev:

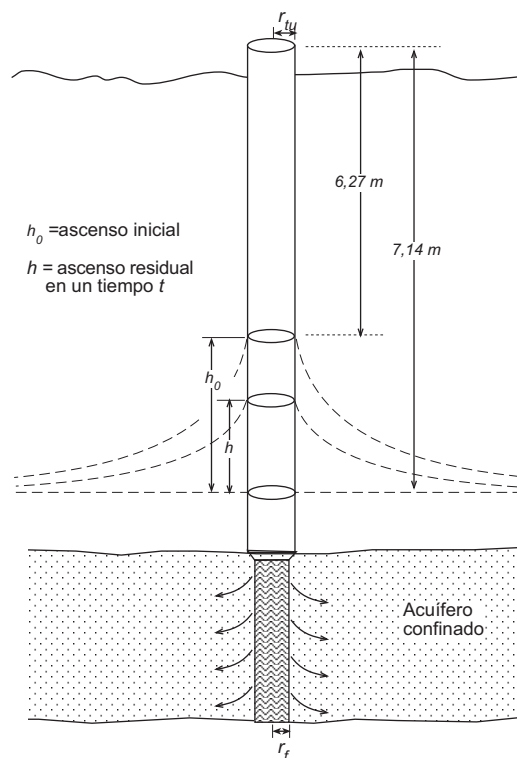
$$h_0 = 7,14 - 6,27 = \mathbf{0,87 \text{ m}}$$

Cálculo de h y h/h_0 para la 1ª fila de la tabla:

$$h = 7,14 - 6,32 = \mathbf{0,82 \text{ m}}$$

$$h/h_0 = 0,82 / \mathbf{0,87} = \mathbf{0,94}$$

Representamos los valores de h/h_0 en ordenadas y el tiempo (en escala logarítmica) en abscisas. Estos valores deben ser representados en un papel semilogarítmico que tenga la misma escala que el gráfico patrón, tanto en horizontal (logarítmica) como vertical (aritmética, de 0 a 1). Presentamos ambos al final de este documento (Anexo I).

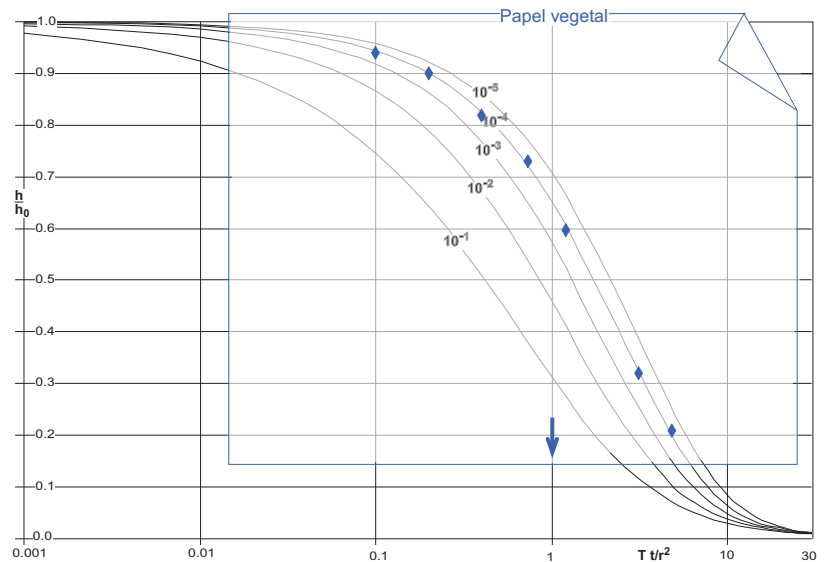


t (seg)	prof (m)	h (m)	h/h0
15	6,32	0,82	0,94
30	6,36	0,78	0,90
60	6,43	0,71	0,82
110	6,51	0,63	0,72
180	6,62	0,52	0,60
470	6,86	0,28	0,32
720	6,96	0,18	0,21

Calcamos los puntos en papel vegetal y lo superponemos sobre el gráfico patrón para buscar la coincidencia con una de las curvas del patrón o una posición intermedia entre dos curvas. Podemos moverlos lateralmente, pero NO verticalmente, ni rotar el vegetal, claro. (Ver la figura en la página siguiente). Aunque en nuestra figura no se aprecia, en el vegetal hay que marcar alguna línea **horizontal**, por ejemplo, $h/h_0=1$, para evitar rotar el papel y para no subirlo o bajarlo: hay que deslizarlo horizontalmente, y las ordenadas de los datos de campo y del gráfico patrón deben coincidir en todo momento.

Cuando hayamos logrado una superposición aceptable, calcamos **en el vegetal** un valor del eje de abscisas **del gráfico patrón**, por ejemplo: **1** (Ver la flecha ↓ en la figura).

Volvemos al gráfico de campo, a la misma posición en que calcamos los puntos. Leemos el valor (*tiempo*) en abscisas correspondiente a la marca ↓ que hemos trazado sobre el valor $Tt/r^2 = 1$. En este ejemplo, al superponer el vegetal sobre el gráfico de datos de campo, se obtiene: $t = 150$ segundos.



Por tanto, la marca ↓ tiene dos abscisas: una en el gráfico de datos de campo (en tiempo) y otra en el gráfico patrón (en $T.t/r^2$), y ambas coinciden. Si hemos elegido el valor $T.t/r^2 = 1$ en el patrón, se cumple que:

$$\frac{T \cdot t}{r_{tu}^2} = 1 \quad ; \quad t = 150 \text{ seg} = 150/86400 \text{ días}$$

donde: T = Transmisividad

t = tiempo (el tiempo leído tras la superposición sobre el gráfico con los datos de campo, en nuestro ejemplo: 150 seg)

r_{tu} = radio de la entubación del sondeo

Sustituyendo:
$$\frac{T \cdot 150/86400}{0,05^2} = 1 \quad ; \quad T = 1,44 \text{ m}^2/\text{día}$$

Hemos introducido el tiempo en **días**, y el radio (5 cm) en **metros**. Por tanto la transmisividad (T) se obtendrá en **metros²/día**.

Estimación del coeficiente de almacenamiento:

Hemos logrado la superposición sobre la curva de valor $\alpha (=S \cdot r_{rejilla}^2/r_{tubo}^2) = 10^{-4}$. Por tanto:

$$10^{-4} = \frac{S \cdot r_f^2}{r_{tu}^2} \quad \text{siendo: } S = \text{Coeficiente de almacenamiento}$$

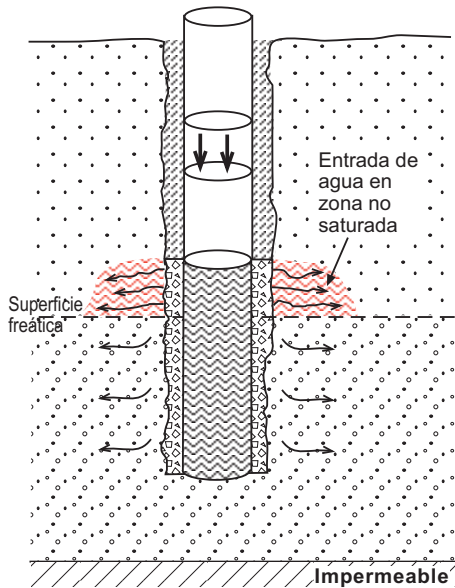
r_{tu} = radio de la entubación
 r_f = radio de la rejilla o zona filtrante

Observamos que si el radio de la rejilla es el mismo que el del sondeo, el número de curva nos da directamente el valor del coeficiente de almacenamiento S (en este ejemplo, $S = 10^{-4}$).

Suele advertirse (por ejemplo, Kruseman y Ridder, 2000) que este dato no es preciso, porque puede lograrse la superposición en varias curvas.

Método de Bower-Rice

Este método se desarrolló para acuíferos libres (Bower y Rice, 1976), para pozos que atraviesan total o parcialmente el acuífero. No obstante, Bower (1989) admite que puede proporcionar valores fiables de K en acuíferos confinados o semiconfinados.



Causa de error si existe zona filtrante por encima de la superficie freática inicial

Aunque el método se describió inicialmente haciendo descender súbitamente el nivel y midiendo posteriormente los **ascensos**, también puede utilizarse a la inversa (subiendo súbitamente el nivel y midiendo los **descensos**), con la condición de que toda la zona filtrante esté por debajo de la superficie freática inicial.

Si se realiza con ascenso inicial de nivel y parte de la zona filtrante se encuentra por encima de la superficie freática inicial, parte del agua que entra en el terreno lo haría a través de la zona no saturada y acarrearía un error importante en el cálculo de la K.

Si hemos provocado un súbito ascenso, medimos dos niveles, h_o y h_t separados por un tiempo t ⁶. El cálculo de la conductividad hidráulica (K) se realiza mediante la siguiente expresión:

$$K = \frac{r_{tu}^2 \cdot \ln(R_e/r_f)}{2L} \cdot \frac{1}{t} \cdot \ln\left(\frac{h_o}{h_t}\right) \quad (8)$$

donde:

L = longitud de la zona filtrante

r_{tu} = radio de la entubación

h_o = Nivel (desde de la superficie freática) antes del intervalo de tiempo t

h_t = Nivel (desde de la superficie freática) tras el intervalo de tiempo t

r_f = radio de la zona filtrante⁷

L_w = altura de la superficie freática desde el límite inferior del filtro

H = espesor saturado del acuífero libre

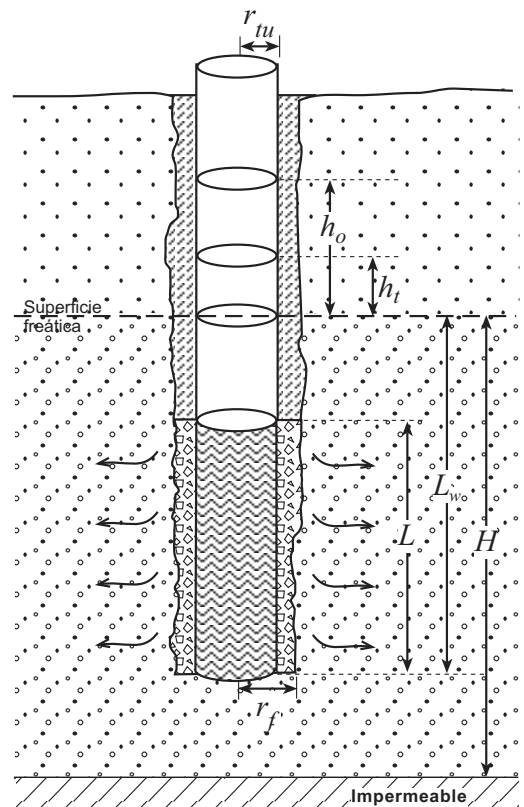
R_e es el radio de influencia de la prueba, no es posible medirlo ni calcularlo. El grupo $\ln(R_e/r_f)$ se calcula conjuntamente con una de las siguientes fórmulas:

(Si $L_w=H$):

$$\ln(R_e/r_f) = \left(\frac{1,1}{\ln\left(\frac{L_w}{r_f}\right)} + \frac{C}{\left(\frac{L}{r_f}\right)} \right)^{-1} \quad (9)$$

(Si $L_w < H$):

$$\ln(R_e/r_f) = \left(\frac{1,1}{\ln\left(\frac{L_w}{r_f}\right)} + \frac{A \cdot B \cdot \ln\left(\frac{H - L_w}{r_f}\right)}{\left(\frac{L}{r_f}\right)} \right)^{-1} \quad (10)$$

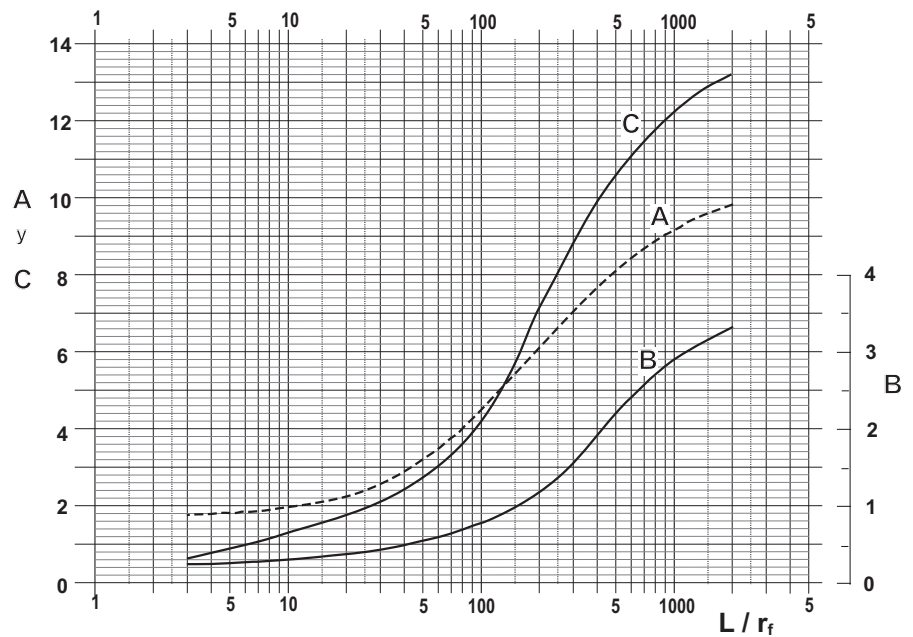


⁶ Bower habla de nivel h_o en el momento inicial y nivel h_t transcurrido un tiempo t , pero es evidente que el resultado es el mismo si adoptamos dos niveles h_1 y h_2 para dos tiempos t_1 y t_2 separados por un intervalo t

⁷ Bower se refiere a esta magnitud como "distancia radial hasta la zona de acuífero no alterada". Creo que coincide con lo que en otro métodos se denominaba "radio de la zona filtrante"

En estas expresiones A , B , C son parámetros adimensionales que se obtienen del siguiente gráfico, en función de L/r_f :

(A , B y C se pueden calcular con Excel. Ver la Práctica correspondiente en la sección *Prácticas Subterránea*. De hecho, este gráfico se ha dibujado mediante el cálculo de esa hoja Excel.)



Ejemplo.

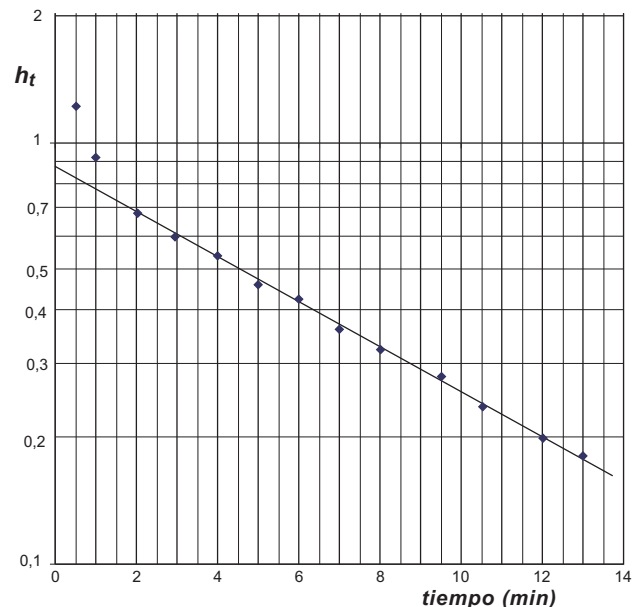
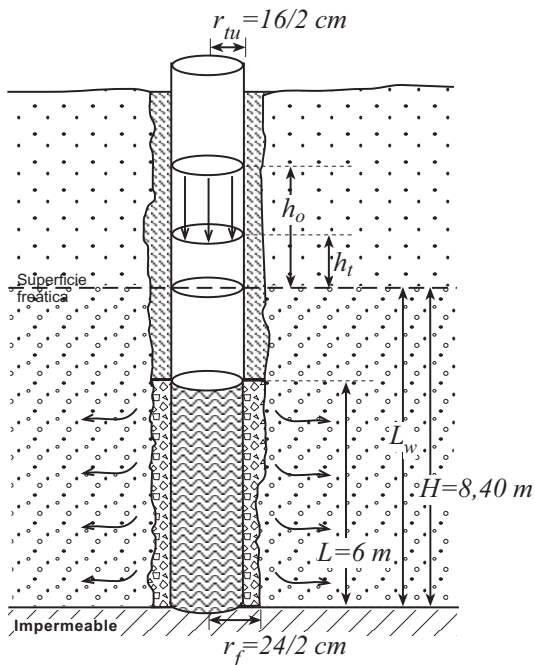
En un acuífero libre de 8,40 metros de espesor saturado disponemos de un sondeo que atraviesa completamente el acuífero y dispone de filtro en los 6 metros inferiores.

Diámetro de la perforación= 24 cm

Diámetro de la entubación y filtro= 16 cm

Entre la entubación y la pared de la perforación se colocó un empaque de gravas, lo que nos permite suponer que el radio de la superficie filtrante es igual que el radio de la perforación.

Se provocó un súbito ascenso del agua dentro del pozo, midiéndose los niveles (h = ascenso residual medido desde la superficie freática) que se reflejan en este gráfico:



En la ecuación (8) vemos que para un caso determinado todo son constantes excepto h y t , y que h se relaciona linealmente con el logaritmo de t . Es por ello que en el gráfico los puntos están alineados. Interpolamos una recta y tomamos las coordenadas de dos puntos de esa recta: Para $t=0 \Rightarrow h_o=0,88$, y para $t=12 \Rightarrow h_t=0,20$.

Muchas veces los primeros puntos forman otra recta de mayor pendiente; Bower (1989) sugiere que puede deberse al efecto del empaque de gravas o la zona inmediata a la captación que puede haberse desarrollado (liberado de finos) por bombeos previos. Ese tramo inicial debe despreciarse para el cálculo.

$$L/r_f = 6 / 0,12 = 50$$

Como $L_w=H$, debemos utilizar la fórmula (9); para ello obtenemos el valor de C del gráfico. Para $L/r_f=50$, tomamos el valor $C=2,7$. Aplicamos la fórmula (9) y después la (8)

$$\ln(R_e/r_f) = \left(\frac{1,1}{\ln(L_w/r_f)} + \frac{C}{(L/r_f)} \right) = \left(\frac{1,1}{\ln(8,3/0,12)} + \frac{2,7}{6/0,12} \right)^{-1} = 3,19$$

$$K = \frac{r_w^2 \cdot \ln(R_e/r_f)}{2L} \cdot \frac{1}{t} \cdot \ln\left(\frac{h_o}{h_i}\right) = \frac{0,08^2 \cdot 3,19}{2 \cdot 6} \cdot \frac{1}{12/1440} \cdot \ln\left(\frac{0,88}{0,2}\right) = 0,30 \text{ m/día}$$

Aplicación de métodos 'slug test' a recuperación en pozos de gran diámetro

Estos métodos pueden ser aplicados para analizar la recuperación en pozos de gran diámetro. Mace (1999) midió la conductividad hidráulica en ensayos de recuperación practicados en pozos de gran diámetro con procedimientos específicos para estos pozos y con diversos métodos 'slug test' (Hvorslev, Cooper et al. y Bower-Rice), concluyendo que los resultados eran similares, y que, por tanto, estos métodos pueden ser utilizados para medir K en ensayos de recuperación en pozos excavados de gran diámetro. Ya indicamos en la introducción que los "slug tests" de nivel variable pueden realizarse con un ascenso o con un descenso inicial; este sería el caso de un descenso inicial para medir después los niveles durante la recuperación.

El principal inconveniente es que en un pozo de varios metros de diámetro la extracción de agua no puede ser instantánea, como exigen todos los procedimientos 'slug test'. No obstante, en formaciones de baja permeabilidad, aunque la extracción se prolongue varias horas, el agua bombeada procede principalmente de la almacenada en el pozo, y en muy pequeña proporción es agua procedente del acuífero. Esto puede comprobarse aproximadamente si el gráfico "descensos – tiempo" es lineal, lo que indicaría que el bombeo simplemente está vaciando el agua contenida en el pozo (Mace, op. cit).

Si se utiliza el método de Hvorslev, no se debe aplicar la fórmula (7), sino la expresión (II.7) del Anexo II, ya que en pozos excavados el valor de *Longitud/radio* siempre es pequeño.

Bibliografía

- Bower, H. y R.C. Rice (1976).- A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*: **27**, 3: 423-428
- Bower, H. (1989).- The Bower and Rice slug test – Un update. *Ground Water*: **12**: 304-309
- Chapuis, R.P.. (1989).- Shape factors for permeability tests in boreholes and piezometers. *Ground Water*, **27** (5):57-65
- Cooper, H.H.; J.D. Bredehoeft y I.S. Papadopoulos (1967).- Response of a finite diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Res. Research*, **3**: 263-269.
- Custodio, E. (1983) .- *Hidráulica de captaciones de agua subterránea*. In: *Hidrología Subterránea*, pp. 969-981. Custodio, E. y M. R. Llamas (Eds.). Omega, 2 tomos, 2350 pp.
- Fetter, C. W. (2001).- *Applied Hydrogeology*. Prentice-Hall, 4ª ed., 598 pp

- Freeze, R.A. y J.A. Cherry (1979).- *Groundwater*. Prentice-Hall
- González, L.I.; M. Ferrer; L. Ortuño y C. Oteo (2002).- *Ingeniería Geológica*. Prentice-Hall, 715 pp.
- Hall, P. (1996) .- *Water Well and Aquifer Test Analysis*. Water Resources Pub., 412 pp.
- Hvorslev, M.J. (1951).- Time lag and soil permeability in ground water observations. *US Army Corps of Engineers Waterway Experimentation Station, Bull.* 36.
- Jiménez Salas, J.A.; J.L. de Justo y A.A. Serrano (1981).- *Geotecnia y Cimientos II: Mecánica del suelo y de las rocas*. Ed. Rueda, 1188 pp.
- Kruseman, G.P. y N.A. de Ridder (2000).- *Analysis and evaluation of pumping test data*. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Holanda, 377 pp. En internet: <http://content.alterra.wur.nl/Internet/webdocs/ilri-publicaties/publicaties/Pub47/Pub47.pdf>
En la misma web se encuentra la traducción al español de la edición anterior (1975): <http://content.alterra.wur.nl/Internet/webdocs/ilri-publicaties/bulletins/Bull11s/Bull11s.pdf>
- Mace, R.E. (1999).- Estimation of hydraulic conductivity in large-diameter, hand-dug wells using slug-test methods. *Journal of Hydrology*: **219**: 34-45
- Puertos del Estado (1994).- *ROM 0.5-94. Recomendaciones geotécnicas para construcciones marítimas y portuarias*. Ministerio de Obras Públicas, Madrid, 446 pp.
- Schwartz, F. W. & H. Zhang (2003).- *Fundamentals of Groundwater*. Wiley, 592 pp.
- Vidal, M. (1962).- Estudio acerca de la permeabilidad del terreno. *Informaciones y Estudios*, Boletín nº 15. Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas. Madrid.
- Weight, W.D. (2008).- *Hydrogeology. Field Manual*. McGraw Hill, 751 pp.

Anexo I (Dos gráficos, al final)

Función $f(\alpha, \beta)$ para interpretar *slug tests* en acuíferos confinados, según Cooper et al., 1967
Papel semilogarítmico para *slug tests* en acuíferos confinados, según Cooper et al., 1967

Anexo II : Otras expresiones de la ecuación de Hvorslev

La expresión general de la fórmula de Hvorslev (Freeze y Cherry, 1979, p.340) es la siguiente:

$$K = \frac{\pi \cdot r_{tu}^2}{t_{37} \cdot c} \quad (II.1)$$

donde :

K = permeabilidad o conductividad hidráulica

r_{tu} = radio de la entubación

t_{37} = tiempo en el que aún perdura el 37% del ascenso instantáneo inicial

c = factor de forma

Este ‘factor de forma’ c ya lo hemos considerado al tratar los ensayos Lefranc; el utilizado habitualmente es:

$$c = \frac{2\pi \cdot L}{\ln(L/r_f)} \quad (II.2)$$

donde :

L = Longitud de la rejilla o zona filtrante

r_f = radio de la rejilla o zona filtrante

Sustituyendo (II.2) en (II.1) obtenemos la expresión de Hvorslev utilizada anteriormente y que es la que aparece generalmente en la bibliografía y que presentamos anteriormente como fórmula (7) :

$$K = \frac{r_{tu}^2 \ln\left(\frac{L}{r_f}\right)}{2 L t_{37}} \quad (II.3)$$

Acuíferos Libres

Según Mace (1999), para acuíferos libres es más adecuado utilizar el siguiente ‘factor de forma’:

$$c = \frac{2\pi \cdot L}{\ln\left(\frac{L}{2r_f} + \sqrt{1 + \left(\frac{L}{2r_f}\right)^2}\right)} \quad (II.4)^8$$

Sustituyendo (II.4) en (II.1) obtenemos la fórmula para calcular la conductividad hidráulica en acuíferos libres:

$$K = \frac{r_{tu}^2 \cdot \ln\left(\frac{L}{2r_f} + \sqrt{1 + \left(\frac{L}{2r_f}\right)^2}\right)}{2L \cdot t_{37}} \quad (II.5)$$

Longitud pequeña o radio grande

Todo lo anterior solamente es válido cuando $L/r_f > 8$. Cuando el diámetro es grande o la longitud de la zona filtrante es pequeña, no se cumple esta condición. En este caso, Chapuis (1989, en Mace, op.cit) comprobó que es adecuado el siguiente ‘factor de forma’⁹:

$$c = 4\pi \cdot r_{re} \sqrt{\frac{L}{2r_f} + 0,25} \quad (II.6)$$

que introducido en (II.1) da lugar a:

$$K = \frac{r_{tu}^2}{4 \cdot t_{37} \cdot r_f \sqrt{\frac{L}{2r_f} + 0,25}} \quad (II.7)$$

⁸ En Mace (1999) aparece r_f en lugar de $2r_f$, como indicamos aquí, pero se trata de una errata, ya que en Chapuis (1989) y en Jiménez Salas (1981) aparece el diámetro tal como indicamos ($2r_f$) en las fórmulas (II.4) y (II.5).

⁹ En Chapuis (1989), en el denominador, antes de la raíz, aparece solamente 2π en lugar de $4\pi r_f$. En este caso, la errata es de Chapuis (comunicación personal de Robert Mace, 2008)

