

# Acuíferos libres en régimen variable

Una explicación simplificada de lo que sucede al bombear un acuífero libre se refleja en la figura 1<sup>1</sup>: el bombeo ha vaciado el volumen comprendido entre la superficie freática inicial y el cono de descensos actual; ese volumen estaba saturado de agua y después de un tiempo de bombeo sus poros se han vaciado (parte de ellos: la porosidad eficaz).

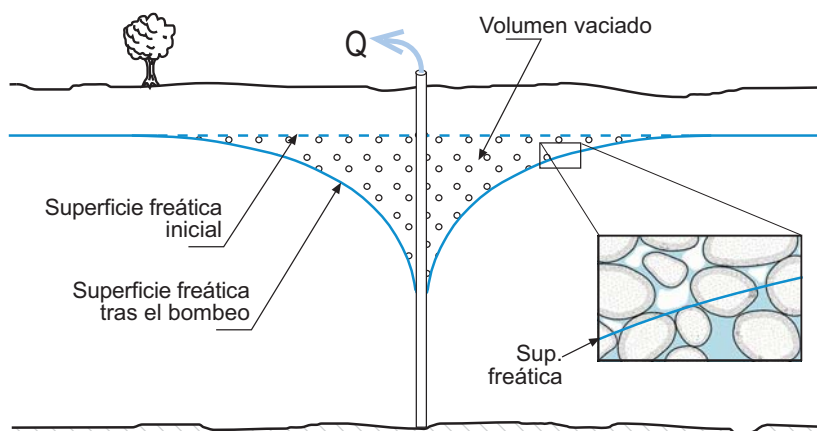


Figura 1.- Modelo simplificado: el acuífero libre entrega agua vaciando sus poros

Esta descripción es válida para explicar lo observado si hemos alcanzado el **régimen**

**permanente**: Se ha generado un cono de descensos que tiene una forma cuya ecuación conocemos. (Ver el tema "Hidráulica de captaciones. Fundamentos", Apéndice 1).

Pero si observamos la evolución de los descensos desde el comienzo del bombeo, su evolución es extraña (en la figura siguiente se bombea en P, se miden los descensos en A):

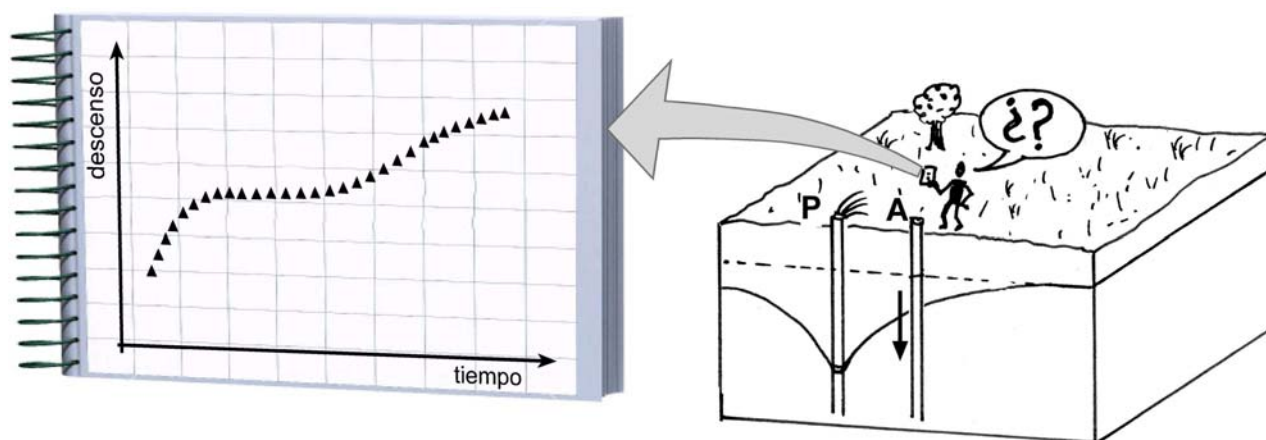


Figura 2.- La evolución de los descensos en el punto A no parece lógica

Vemos en el cuaderno de campo de este observador perplejo que en los primeros minutos el nivel del agua en A baja deprisa, después la variación es muy lenta (parece que estamos alcanzando el régimen permanente) pero más tarde vuelve a descender con el tiempo, aunque más lentamente que al principio.

Para explicar estas observaciones hemos de admitir una realidad más compleja; para ello podemos distinguir tres fases en el bombeo de un acuífero libre:

<sup>1</sup> El recuadro de los granos de arena está tomado y modificado de la USGS Circular 1186 (<http://pubs.usgs.gov/circ/circ1186/>)

### Antes del bombeo: (Figura 3)

Sobre la superficie freática siempre existe una **franja capilar** que puede tener un espesor de unos pocos milímetros en arenas gruesas hasta más de un metro en limos y arcillas (Lohman, 1972, citado en Kasenow, 2006, p. 214). En los poros de la parte superior de esta franja capilar conviven agua y aire, pero en su parte inferior (que es la que se representa en la figura) todos los poros están llenos de agua. No obstante, esa agua está **por encima de la superficie freática**: ha subido contra la fuerza de la gravedad, o sea, que está a una presión inferior a la presión atmosférica. Efectivamente, en la figura 3 observamos que en los dos sondeos el agua está al nivel de la superficie freática, aunque unos centímetros por encima los poros estén saturados de agua.

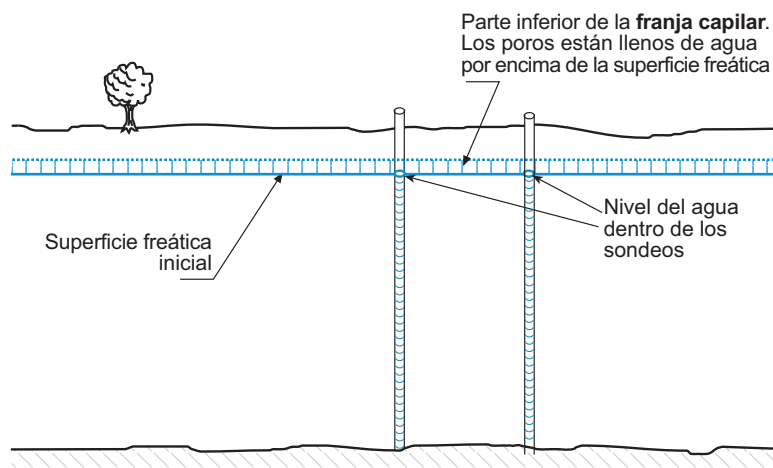


Figura 3.- Antes del bombeo

### Comienza el bombeo:

**1ª etapa.** (Figura 4) Al principio (normalmente unos pocos minutos) no obtenemos agua por vaciado de los poros, sino por el mismo mecanismo que los acuíferos confinados: por la elasticidad del fluido (y del acuífero). La superficie freática desciende (desde 1 hasta 2), pero sobre ella los poros quedan llenos de agua: el descenso de la superficie freática es tan rápido que la franja capilar no puede acompañarla.

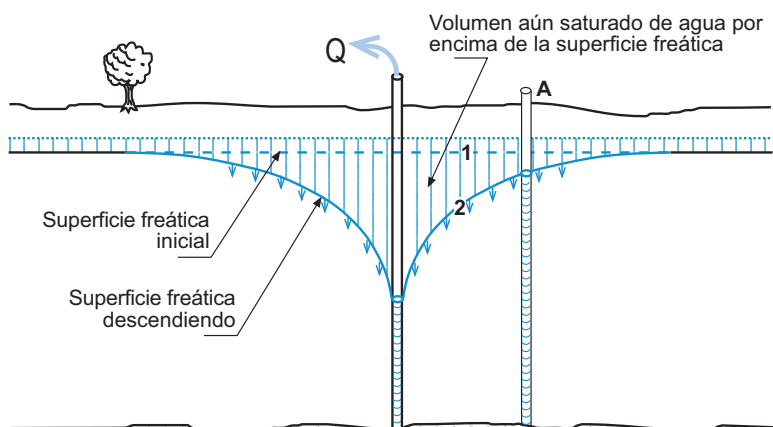


Figura 4.- Primera etapa de bombeo: el acuífero entrega agua por descompresión, como un acuífero confinado. La superficie freática desciende dejando sobre ella poros llenos de agua

Si medimos los descensos en el sondeo de observación A que aparece a la derecha, obtendremos una evolución igual a la obtenida en un acuífero confinado.

[En todas las figuras, las flechas  $\downarrow \downarrow \downarrow \downarrow$  indican qué línea está en movimiento].

**2ª etapa.** (Figura 5) El agua que satura los poros por encima de la superficie freática no puede resistirse más tiempo a la gravedad y comienza a caer lentamente. Durante esta etapa, la superficie freática apenas desciende, el sondeo continúa extrayendo agua pero los descensos casi se han

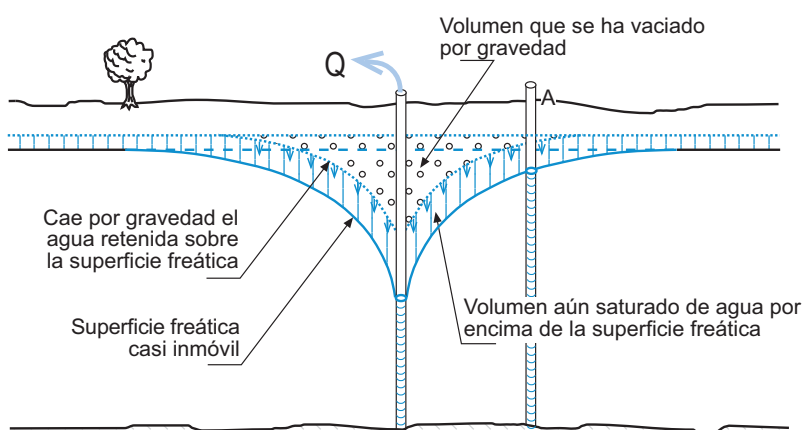


Figura 5.- Segunda etapa de bombeo: el agua retenida sobre la superficie freática finalmente cae, alimentando el caudal de bombeo mientras la superficie freática apenas desciende

detenido. La explicación es que el agua que había quedado retenida por fuerzas capilares y ya no puede sostenerse va cayendo por gravedad lentamente y esa agua es la que alimenta el caudal bombeado. Este fenómeno se denomina **drenaje diferido** (*delayed yield*), y puede durar horas o semanas (Batu, 1998, p.459).

**3ª etapa.** (Figura 6) Cuando el drenaje diferido se ha agotado, comenzamos a extraer el agua contenida en la porosidad eficaz (como veíamos en el modelo simplificado de la figura 1). Ahora la evolución es mucho más lenta que en la 1ª etapa, ya que el volumen de agua proporcionado por la porosidad eficaz es mucho mayor que el que se obtiene por el coeficiente de almacenamiento debido a la descompresión. Este descenso lento permite que la franja capilar vaya descendiendo a la misma velocidad que lo hace la superficie freática: ya no queda agua 'colgada' por encima de la superficie freática.

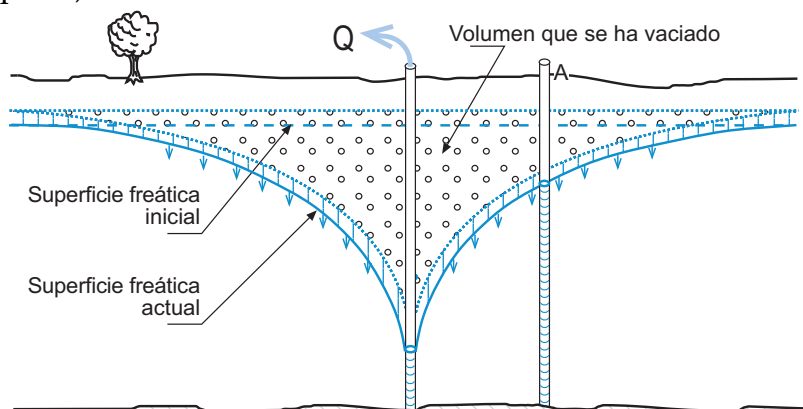


Figura 6- Tercera etapa de bombeo: el acuífero entrega agua por vaciado de poros, como un acuífero confinado. La superficie freática desciende lentamente, la franja capilar la acompaña

Ahora podemos explicar el extraño comportamiento observado en la figura 2. Supongamos que durante todo el proceso hemos medido los niveles en el pozo de observación A. El gráfico sería similar a éste:

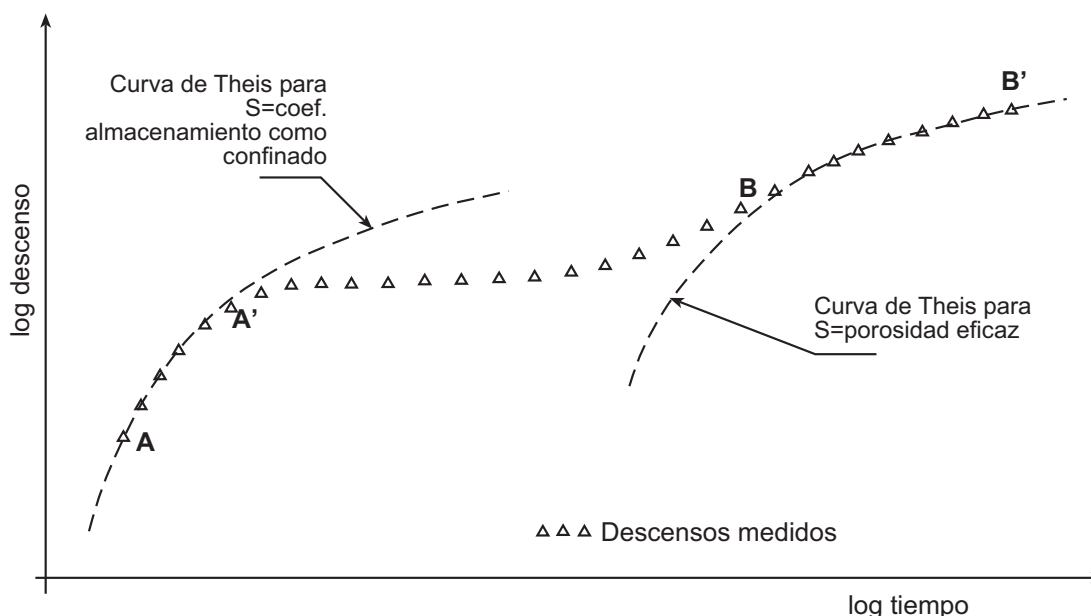


Figura 7.- Gráfico descensos tiempos en un bombeo de un acuífero libre

- Tramo AA': Al principio el descenso es rápido, como si se tratara de un acuífero confinado: corresponde a lo que hemos descrito arriba como "1ª etapa".
- Tramo A'B': En una segunda fase vemos que el descenso casi se estabiliza, desciende muy lentamente: corresponde a la "2ª etapa" descrita.
- Tramo BB': En una tercera y última fase el nivel de nuevo baja con el tiempo, pero no tan rápido como en la primera fase; es la "3ª etapa" de la descripción anterior.

Como veremos después, los tramos AA' y BB' siguen una ecuación similar a la de Theis (que conocemos para acuíferos confinados), pero con diferentes valores para el coeficiente S que aparece en dicha ecuación:

- en el tramo AA', S = coeficiente de almacenamiento por descompresión
- en el tramo BB', S = porosidad eficaz (que es realmente el coeficiente de almacenamiento cuando extraemos agua por vaciado de los poros).

### Expresión matemática

Encontrar una solución analítica (una fórmula) que refleje este proceso es más complejo que en acuíferos confinados (Theis) y semiconfinados (Hantush). Neuman (1972, en Freeze y Cherry, 1979; Fetter, 2001; Schwartz y Zhang, 2003) enunció la siguiente ecuación, similar a la de confinados y semiconfinados excepto por la función W( ):

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, u_B, \beta) \quad (1)$$

$$\beta = \frac{r^2 K_v}{b^2 K_h} \quad ; \quad u_A = \frac{r^2 S}{4tT} \quad ; \quad u_B = \frac{r^2 S_y}{4tT} \quad (2) \ ; \ (3) \ ; \ (4)$$

donde:

s = descenso a una distancia r transcurrido un tiempo t

Q = caudal de bombeo

T = transmisividad del acuífero

$K_v$  = conductividad hidráulica vertical

$K_h$  = conductividad hidráulica horizontal

S = coeficiente de almacenamiento elástico, por descompresión

$S_y$  = porosidad eficaz (*Specific Yield*)

W = función tabulada en función de  $1/u_A$  y de  $1/u_B$

La expresión (1) es la expresión conjunta de dos ecuaciones siguientes:

Para la primera fase de bombeo:  $s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, \beta) \quad (1b)$

Para la tercera fase de bombeo:  $s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_B, \beta) \quad (1c)$

Los valores de las funciones  $W(u_A, \beta)$  y  $W(u_B, \beta)$  se incluyen al final en un Apéndice (Neuman, 1975, en Kruseman y Ridder, 1990).

La representación gráfica de  $W(u_A, \beta)$  en función de  $1/u_A$  para varios valores de  $\beta$ , y la representación de  $W(u_B, \beta)$  en función de  $1/u_B$  para varios valores de  $\beta$ , se presentan en la figura 8:

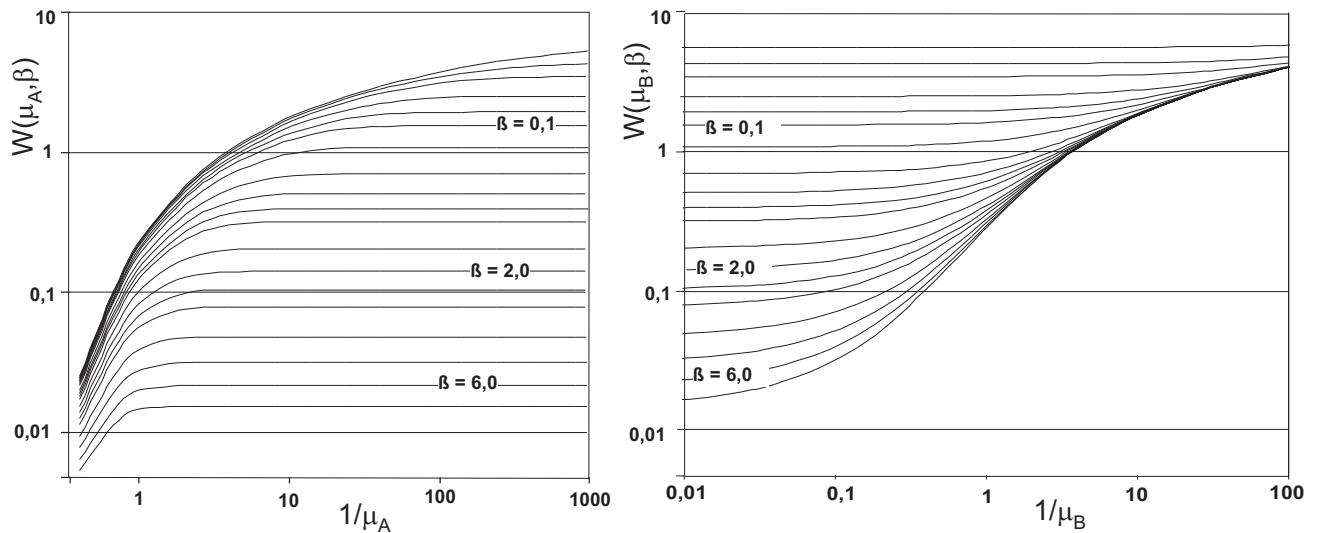


Figura 8.- Gráficos necesarios para la interpretación de un bombeo de ensayo

En el gráfico izquierdo dentro de la variable  $\mu_A$  va incluido el coeficiente de almacenamiento  $S$ , que indica el agua liberada por almacenamiento elástico (ver la ecuación (3)). En el gráfico derecho dentro de la variable  $\mu_B$  va incluida la porosidad eficaz (*specific yield*, o coeficiente de almacenamiento del acuífero libre, que refleja el vaciado de los poros (ver la ecuación (4)).

Habitualmente estos dos gráficos se presentan superpuestos, con el mismo eje vertical, pero conservando cada uno sus valores en el eje de abscisas. Para ello se supone que la porosidad eficaz es  $10^4$  veces mayor que el coeficiente de almacenamiento elástico (Fetter, 2001, p.165), es decir:  $S_y = 10^4 \cdot S$ . Por tanto, podemos superponer ambos gráficos deslizándolos horizontalmente hasta que el valor 100 de  $1/\mu_A$  coincida con el valor 0,01 de  $1/\mu_B$  (es decir, que uno sea  $10^4$  veces el otro), obteniendo el gráfico siguiente, que es como se presenta generalmente:

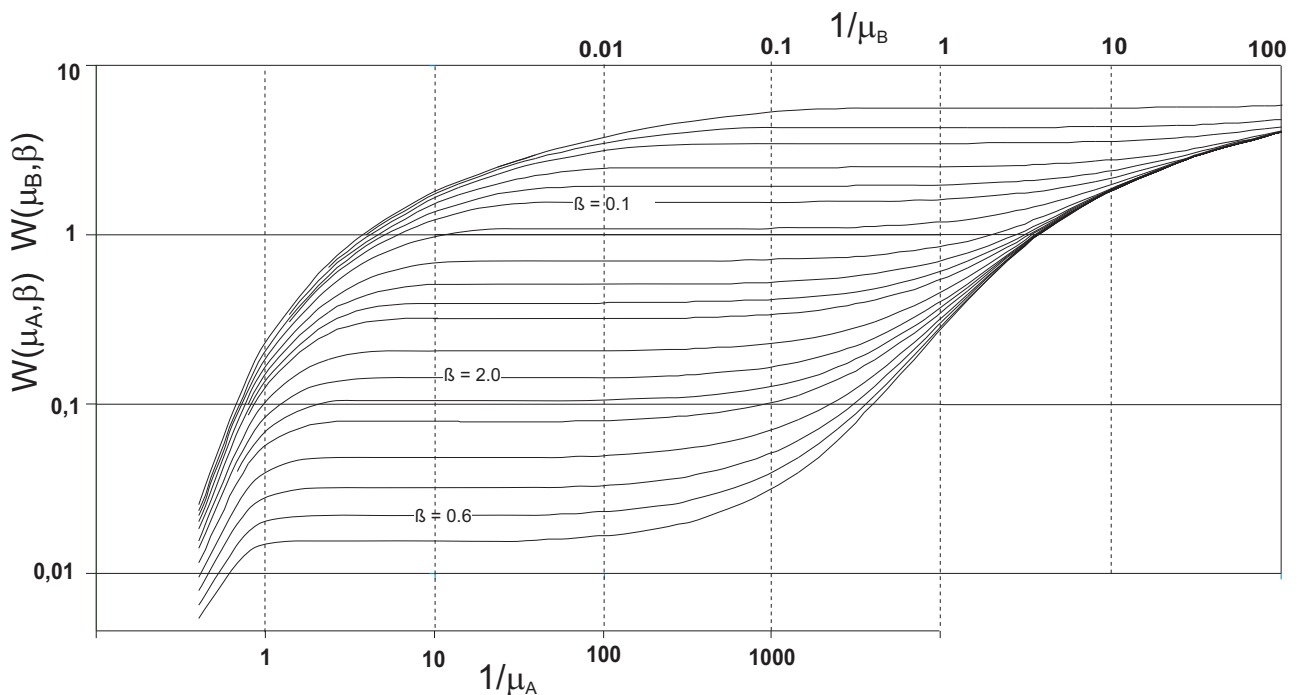


Figura 9.- Los dos gráficos de la figura 8, unidos (la escala horizontal es diferente para las dos funciones  $W$ )

## Bombeo de ensayo: cálculo de los parámetros del acuífero

Análogamente a los bombeos de ensayo realizados en acuíferos confinados o semiconfinados, para medir los parámetros hidráulicos del acuífero libre debemos bombear un caudal constante en un pozo P y medir los descensos producidos a lo largo del tiempo en otro pozo A, situado a una distancia  $r$  (figura 2).

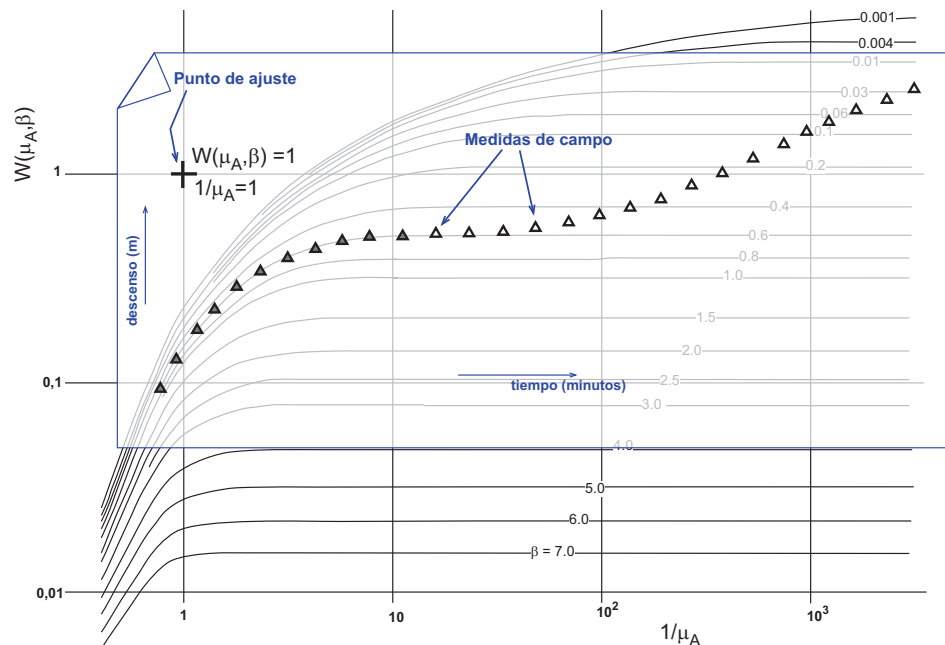
En un caso real, quizá los resultados no reflejen las tres fases indicadas en la figura 7: puede que la duración del bombeo no sea suficiente y no se alcance la tercera fase, o que las primeras fases sean tan breves que no se aprecien bien.

Como ejemplo supongamos que hemos bombeado 8 litros/segundo y que hemos medido los descensos a 11 metros del punto de bombeo. Hemos representado los datos en un gráfico logarítmico y hemos conseguido una curva *descensos-tiempo* similar a la figura 7. El proceso de cálculo sería el siguiente:

Utilizaremos los gráficos de la figura 8 dibujados a la misma escala que el papel logarítmico en que hemos representado los puntos<sup>2</sup>.

Calcamos los puntos de campo en papel transparente y buscamos la superposición de la primera parte de los datos de campo sobre las curvas del gráfico  $W(u_A, \beta) = f(1/\mu_A)$ :

Tras conseguir la superposición (en este ejemplo, sobre la curva  $\beta=0,6$ ), hemos marcado en el papel transparente un punto, sobre las coordenadas 1 y 1 del gráfico patrón (puede elegirse cualquier otro). Ese mismo punto sobre el gráfico de campo tiene otras coordenadas: descenso = 4,9 metros; tiempo = 2,0 minutos.



Con estas dobles coordenadas realizamos los cálculos igual que en el caso de un acuífero confinado (Theis), obteniendo el valor de T y el de S, de este modo: En la fórmula (1b) colocamos los valores de  $W(u_A, \beta)$  y de descenso ( $s$ ). Es decir, las **ordenadas** del punto de superposición en el gráfico patrón y en el gráfico de campo:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, \beta) \quad ; \quad 4,9 = \frac{8 \cdot 86,4}{4\pi T} \cdot 1 \quad ; \quad T = 11,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

<sup>2</sup> Se incluyen al final de este tema. Estos gráficos se han obtenido representando en Excel los datos numéricos de las tablas **Valores de la función  $W(u, \beta)$** , elaborando después estos gráficos en Freehand para conseguir la escala requerida (módulo logarítmico: 62,5 mm.) y suavizando algunos tramos. Esta elaboración manual hace que la precisión de estos gráficos no esté garantizada.

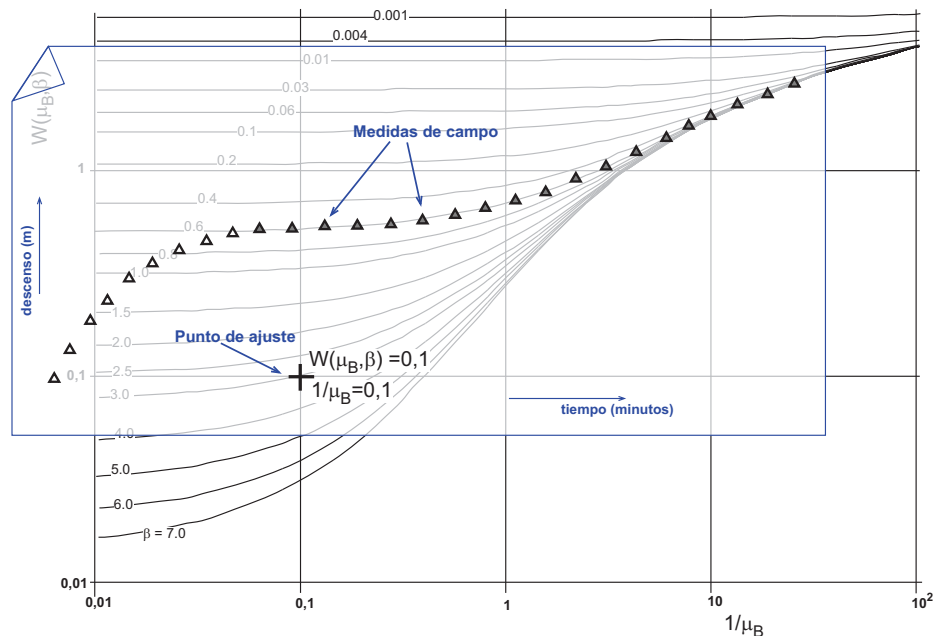


En la fórmula (3) colocamos los valores de  $u_A$  y de tiempo ( $t$ ). Es decir, las **abcisas** del punto de superposición en el gráfico patrón y en el gráfico de campo [en el gráfico habíamos leído  $1/u$  y aquí debemos poner su inverso  $u$ , en este caso son iguales: 1; 1440 es para convertir 24 minutos a días]:

$$u_A = \frac{r^2 S}{4tT} \quad ; \quad 1 = \frac{11^2 \cdot S}{4 \cdot (2/1440) \cdot 11,2} \quad ; \quad S = 5,1 \cdot 10^{-4}$$

Ahora buscamos la superposición del tercer tramo de la curva de campo sobre las curvas del gráfico  $W(u_B, \beta) = f(1/u_B)$ :

En este ejemplo, tras conseguir la superposición sobre la misma curva  $\beta=0,6$ , hemos marcado en el papel transparente el punto, en este caso hemos elegido las coordenadas  $W(u_B, \beta)=0,1$  y  $1/u_B=0,1$  del gráfico patrón. Ese mismo punto sobre el gráfico de campo tiene otras coordenadas: descenso (s) = 0,45 metros ; tiempo = 24 minutos.



Realizando cálculos análogos a los anteriores [ecuaciones (1c) y (4)]:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_B, \beta) \quad ; \quad 0,45 = \frac{8 \cdot 86,4}{4\pi T} 0,1 \quad ; \quad T = 12,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$u_B = \frac{r^2 S_y}{4tT} \quad ; \quad 10 = \frac{11^2 \cdot S_y}{4 \cdot (24/1440) \cdot 12,2} \quad ; \quad S_y = 0.067 \text{ (~ 6,7\%)}$$

Los valores de transmisividad deberían ser iguales: la transmisividad de un acuífero es la misma tanto si se comporta como confinado o como libre. (Excepto que en la última fase habrá disminuido el espesor saturado del acuífero, con la consiguiente disminución de la  $T$ ).

El coeficiente de almacenamiento obtenido en nuestro primer cálculo corresponde a los primeros minutos de bombeo: será el coeficiente de almacenamiento que refleja el agua conseguida por el almacenamiento elástico de agua y acuífero. El coeficiente  $S_y$  obtenido en los últimos cálculos corresponde al comportamiento del acuífero como libre: es la porosidad eficaz (*specific yield*) o agua conseguida por vaciado de los poros.

Si conocemos el espesor saturado del acuífero ( $b$ ) podremos obtener conductividad hidráulica horizontal ( $T=K_h \cdot b$ ). Y a partir del valor de  $\beta$  (en este ejemplo 0,6) obtener finalmente la conductividad hidráulica vertical ( $K_v$ ) despejando en (2).

Si este proceso de interpretación se realiza sobre el gráfico conjunto de la figura 9, se buscan las dos superposiciones a un lado y otro del gráfico.

## Condiciones

Estos cálculos son fiables si los descensos son pequeños en relación con el espesor inicial (Neuman, 1974, en Fetter, 2001), y en caso contrario es aconsejable corregir los descensos medidos en el campo mediante la relación siguiente (Jacob, 1944, en Kruseman y Ridder, 1990):

$$s' = s - (s^2/2b) \quad (5)$$

$b$  = espesor del acuífero

$s$  = descenso en acuífero libre de espesor  $b$

$s'$  = descenso equivalente a  $s$  si el espesor saturado fuera constante (como es el caso en un acuífero confinado)

En cualquier caso, para que el cálculo realizado con las ecuaciones (1b) y (1c) sea correcto, además de cumplirse los requisitos habituales (acuífero infinito y homogéneo, diámetro de los pozos infinitesimal, ...) debemos suponer que el pozo de bombeo y el de observación atraviesan todo el espesor del acuífero y tienen la rejilla abierta en toda su longitud.

## Cálculo de descensos conociendo las características del acuífero

Aunque conozcamos en detalle todas las características hidráulicas del acuífero, no es sencillo calcular el descenso producido a una distancia  $r$  del punto de bombeo transcurrido un tiempo  $t$ , como lo era en el caso de acuíferos confinados.

El tiempo del problema (para el que se quisiera efectuar el cálculo) no podemos saber en qué fase se encuentra, si está o no actuando el *drenaje diferido*. El cálculo se complica en las proximidades del pozo que bombea, al existir una componente vertical del flujo, lo que implica diferentes potenciales en una misma vertical, y si el pozo de observación está ranurado en toda su longitud, el nivel observado será la media de todos los niveles que observaríamos a lo largo de esa vertical.

De un modo simplificado, se puede calcular el descenso aplicando la fórmula de Theis y corrigiendo el resultado obtenido mediante la expresión (5) pero en este caso despejando  $s$ . Si en (5) despejamos  $s$  se obtiene:

$$s = b - \sqrt{b^2 - 2 \cdot s' \cdot b} \quad (6)$$

En esta simplificación, el descenso calculado mediante la ecuación de Theis sería  $s'$  (descenso si el espesor fuera constante) y debemos corregirlo aplicando la expresión (6).

## Bibliografía

- Batu, V. (1998).- *Aquifer Hydraulics*. Wiley, 752 pp.
- Fetter, C. W. (2001).- *Applied Hydrogeology*. Prentice-Hall, 4ª ed., 598 pp.
- Kasenow, M. (2006).- *Aquifer Test Data: Evaluation and Analysis*. Water Resources Pub. 396 pp.
- Kruseman, G.P. y N.A. Ridder. (1990).- *Analysys and Evaluation of Pumping Test Data*. International Institute for Land Reclamation and Improvement, 377 pp
- <http://content.alterra.wur.nl/Internet/webdocs/ilri-publicaties/publicaties/Pub47/Pub47.pdf>
- Schwartz, F. W. y H. Zhang (2003).- *Fundamentals of Groundwater*. Wiley, 592 pp.



Valores de la función  $W(\mu_A, \beta)$  (según Neuman , 1975, en Kruseman, 1990)

$1/\mu_A$	$\beta = 0.001$	$\beta = 0.004$	$\beta = 0.01$	$\beta = 0.03$	$\beta = 0.06$	$\beta = 0.1$	$\beta = 0.2$	$\beta = 0.4$	$\beta = 0.6$	$\beta = 0.8$	$\beta = 1.0$	$\beta = 1.5$	$\beta = 2.0$	$\beta = 2.5$	$\beta = 3.0$	$\beta = 4.0$	$\beta = 5.0$	$\beta = 6.0$	$\beta = 7.0$
0.4	0.0248	0.0243	0.0241	0.0235	0.023	0.0224	0.0214	0.0199	0.0188	0.0179	0.017	0.015	0.0138	0.0125	0.0113	0.0093	0.0077	0.0064	0.0053
0.8	0.145	0.142	0.14	0.136	0.131	0.127	0.119	0.108	0.0988	0.0915	0.085	0.071	0.0603	0.0511	0.0435	0.0317	0.0234	0.0174	0.0131
1.4	0.358	0.352	0.345	0.331	0.318	0.304	0.279	0.244	0.217	0.194	0.175	0.136	0.107	0.0846	0.0678	0.0445	0.0302	0.021	0.0151
2.4	0.662	0.648	0.633	0.601	0.57	0.54	0.483	0.403	0.343	0.296	0.256	0.182	0.133	0.101	0.0767	0.0476	0.0313	0.0214	0.0152
4	1.02	0.992	0.963	0.905	0.849	0.792	0.688	0.542	0.438	0.36	0.3	0.199	0.14	0.103	0.0779	0.0478		0.0215	
8	1.57	1.52	1.46	1.35	1.23	1.12	0.918	0.659	0.497	0.391	0.317	0.203	0.141						
14	2.05	1.97	1.88	1.7	1.51	1.34	1.03	0.69	0.507	0.394									
24	2.52	2.41	2.27	1.99	1.73	1.47	1.07	0.696											
40	2.97	2.8	2.61	2.22	1.85	1.53	1.08												
80	3.56	3.3	3	2.41	1.92	1.55													
140	4.01	3.65	3.23	2.48	1.93														
240	4.42	3.93	3.37	2.49	1.94														
400	4.77	4.12	3.43	2.5															
800	5.16	4.26	3.45																
1400	5.4	4.29	3.46																
2400	5.54	4.3																	
4000	5.59																		
8000	5.62																		
14000	5.62	4.3	3.46	2.5	1.94	1.55	1.08	0.696	0.507	0.394	0.317	0.203	0.141	0.103	0.0779	0.0478	0.0313	0.0215	0.0152



