

## ***CAPITULO II. METODOS EN REGIMEN PERMANENTE***

***Metodología práctica***

***Acuíferos cautivos***

***Método de Thiem***

***Acuíferos Libres***

***Corrección de Dupuit***

***Acuíferos semiconfinado***

***Método de De Glee***

***Campo de aplicación y reflexiones generales***

***Problemas característicos***

## CAPITULO II

### METODOS EN REGIMEN PERMANENTE

En los ensayos en régimen permanente, el nivel permanece invariable o prácticamente invariable después de un cierto tiempo de bombeo o tiempo de estabilización.

En estas circunstancias, el término  $\frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$  de la ecuación general se considerará nulo.

#### **Metodología práctica**

La metodología práctica general en este tipo de ensayos es muy simple y requiere, en general, poco esfuerzo en mediciones de campo.

Se mide en primer lugar la profundidad de los niveles de agua, tanto en el pozo que se va a bombear como en aquellos que se van a utilizar solamente para observación del descenso de niveles a distintas distancias del punto de bombeo, si los hubiere.

Se puede empezar a bombear en el pozo elegido a tal fin con un caudal de bombeo constante  $Q$ .

Cuando han transcurrido varias horas, o un día, se miden sucesivamente los niveles en un espacio corto de tiempo, para ver si todavía siguen evolucionando en descenso.

Esta operación se repite varias veces hasta que se comprueba que los niveles pueden considerarse estabilizados. Se toma la medida de la profundidad a que están dichos niveles y por diferencia con los niveles iniciales, se obtienen las depresiones producidas en pozo y piezómetros a causa del bombeo de caudal  $Q$ .

Con los valores de las depresiones, caudal de bombeo y distancias entre el pozo y piezómetros, medidas con la mayor exactitud posible, se procede a interpretar el ensayo por los métodos que a continuación se detallarán, pudiendo obtenerse valores de transmisividad, radio de influencia e incluso pérdidas de carga en el pozo, si se ha dispuesto de varios piezómetros. Si sólo se ha contado con los datos del pozo de bombeo por no existir piezómetros (pozos de observación), lo único que podrá hacerse es estimar la transmisividad.

El coeficiente de almacenamiento  $S$  no puede calcularse por métodos de régimen permanente. Tiene su lógica explicación en que al ser el régimen permanente, el nivel permanece constante y consecuentemente no se producen vaciados en el acuífero, que se limita, en teoría, a ser un mero transmisor del agua.

### Acuíferos cautivos. Método de Thiem

Considérese que va a realizarse un ensayo de bombeo, y que en las condiciones que se efectúa el mismo, puede suponerse que con cierta aproximación las circunstancias físicas del acuífero y del pozo son las siguientes:

- Régimen permanente.
- No existen recargas exteriores.
- Acuífero homogéneo e isótropo.
- El acuífero es infinito.
- El pozo de bombeo es de diámetro cero.
- El pozo atraviesa completamente la formación permeable.
- El agua que se bombea produce un inmediato descenso del nivel y no vuelve a introducirse en el acuífero.
- El flujo de agua hacia el pozo es radial y no tiene componentes verticales.
- El caudal de bombeo  $Q$  es constante.

Con todas estas limitaciones o condiciones de contorno, introducidas en la ecuación general, y resuelta ésta, se llega a la fórmula de Thiem:

$$d_1 - d_2 = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

donde (ver fig. 2):

$d_1$  = depresión producida por el bombeo en el pozo de observación número 1.

$d_2$  = depresión producida por el bombeo en el pozo de observación número 2.

$Q$  = caudal de bombeo constante.

$T$  = transmisividad del acuífero.

$r_2$  = distancia del pozo de bombeo al piezómetro de observación núm. 2.

$r_1$  = distancia del pozo de bombeo al piezómetro de observación núm. 1.

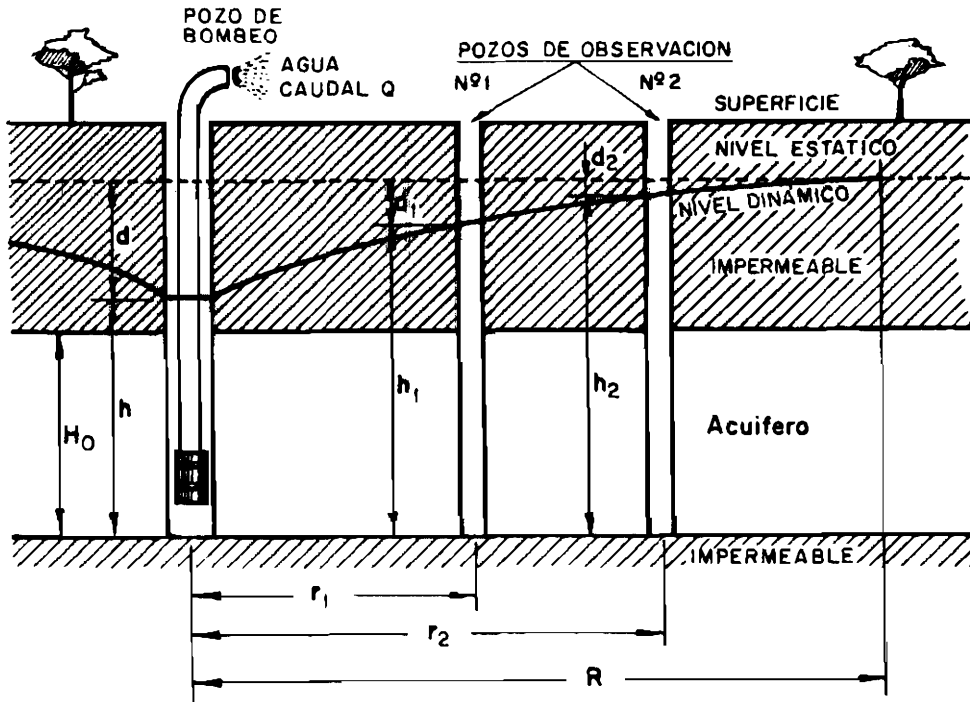


Fig. 2.—Bombeo de un acuífero cautivo en régimen permanente.

Evidentemente, los resultados del ensayo se ajustarán más a la realidad cuanto más se ajuste la realidad física del ensayo a las condiciones matemáticas impuestas para resolver la ecuación general.

A la relación de Thiem también puede llegarse por métodos más simples, sin acudir a la ecuación general.

Se va a realizar este último desarrollo matemático comentado, por ser bastante representativo e intuitivo. En efecto (fig. 3):

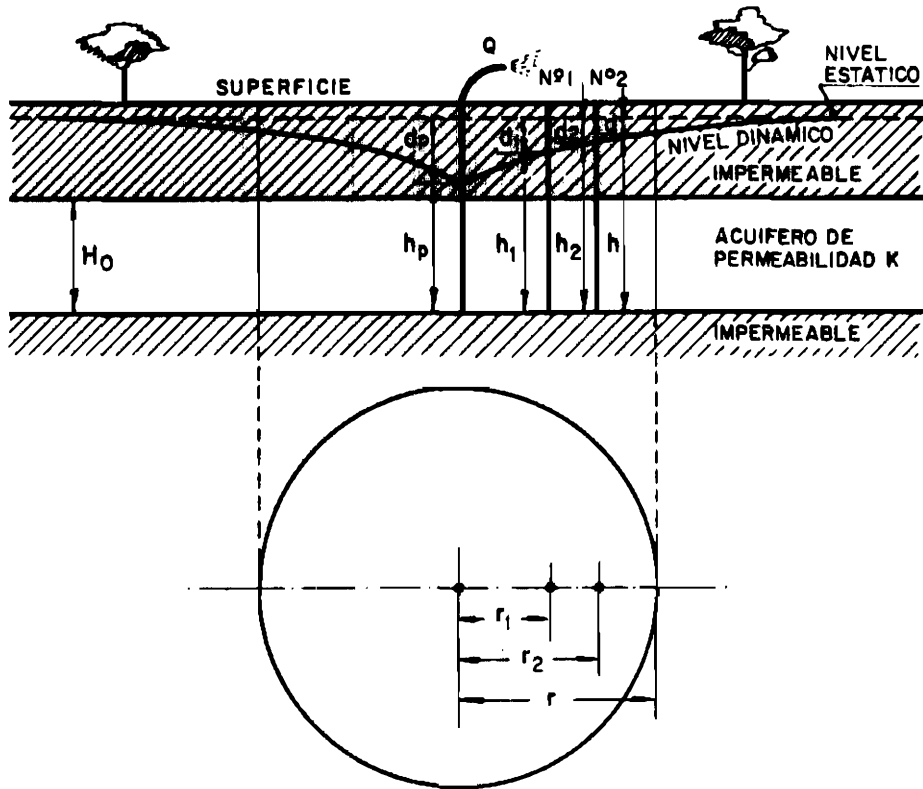


Fig. 3.—Esquema explicativo para la deducción de la fórmula de Thiem.

Si se considera un acuífero cautivo en el que un pozo perforado en el mismo bombea a caudal constante  $Q$ , y existen dos pozos de observación, núm. 1 y núm. 2, estando el nivel estabilizado en todo el cono de bombeo, se puede establecer que el caudal que sale por el pozo es igual al que atraviesa una superficie cilíndrica ideal de radio genérico  $r$  y altura el espesor del acuífero  $H_0$ .

Las depresiones en el pozo de bombeo, piezómetros núm. 1 y núm. 2, serán  $d_p$ ,  $d_1$  y  $d_2$  y los niveles  $h_p$ ,  $h_1$  y  $h_2$ , respectivamente. Los piezómetros se encuentran a las distancias  $r_1$  y  $r_2$  del pozo de bombeo. A la distancia genérica  $r$ , la depresión será  $d$  y el nivel  $h$ .

Según la ley de Darcy, puede establecerse que el caudal que atraviesa la superficie cilíndrica porosa será igual al producto de la permeabilidad  $K$  del

acuífero, por el área de paso y por el gradiente hidráulico que existe entre uno y otro lado de la superficie cilíndrica considerada.

Es decir:

$$Q = K \cdot A \cdot i \quad A = \text{Area de paso} = 2\pi r H_0$$

$$i = \text{Gradiente} = \frac{dh}{dr}$$

$$Q = K 2\pi r H_0 \frac{dh}{dr} \quad KH_0 = T$$

$$Q = 2\pi T r \frac{dh}{dr} \quad dh = \frac{Q}{2\pi T} \frac{dr}{r}$$

Integrando esta última expresión se obtiene:

$$\int dh = \frac{Q}{2\pi T} \int \frac{dr}{r}$$

$$h = \frac{Q}{2\pi T} \ln r + C$$

Para calcular la constante C puede establecerse que cuando  $r = r_1$ ,  $h = h_1$

$$h_1 = \frac{Q}{2\pi T} \ln r_1 + C \quad C = h_1 - \frac{Q}{2\pi T} \ln r_1$$

y sustituyendo:

$$h = \frac{Q}{2\pi T} \ln r + h_1 - \frac{Q}{2\pi T} \ln r_1$$

$$h_1 - h = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_1}{r} \quad [1]$$

Análogamente, cuando  $r = r_2$ ,  $h = h_2$  se obtendría la relación:

$$h_2 - h = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_2}{r} \quad [2]$$

Restando las expresiones [1] y [2] se obtiene:

$$\begin{aligned} h_1 - h &= \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_1}{r} \\ h_2 - h &= \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_2}{r} \\ \hline h_1 - h_2 &= \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_1}{r_2} \end{aligned}$$

Pero  $h_1 - h_2 = -(d_1 - d_2)$ ,

luego:

$$-(d_1 - d_2) = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_1}{r_2}$$

o lo que es lo mismo:

$$d_1 - d_2 = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

Que es la relación de Thiem ya expuesta anteriormente.

Indica, sencillamente, que las diferencias entre las depresiones ( $d_1 - d_2$ ) en dos pozos de observación situados a distancias  $r_1$ ,  $r_2$  del pozo que bombea a caudal constante  $Q$  es el producto de  $Q/2\pi T$  por el logaritmo neperiano del cociente inverso de las distancias  $r_2/r_1$ .

A efectos de facilitar el uso de la fórmula, puede efectuarse la división  $1/2\pi$  y pasar a logaritmos decimales.

$$d_1 - d_2 = 0.366 \frac{Q}{T} \lg \frac{r_2}{r_1}$$

Por analogía, podría utilizarse la depresión en el pozo  $d_p$ , sin más que utilizar el radio del pozo  $r_p$

$$d_p - d_2 = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{r_2}{r_p}$$

Definiendo como radio de influencia (R) la distancia entre el punto de bombeo y aquel para el cual la depresión es cero, en la ecuación anterior se tendría que, para la distancia  $r_2 = R$ ,  $d_2 = 0$ , y por tanto:

$$d_p = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r_p}, \text{ o bien}$$

$$d_p = 0.366 \frac{Q}{T} \ln \frac{R}{r_p}$$

Evidentemente, a una distancia genérica del pozo  $r$  la depresión sería  $d$ , y podría expresarse:

$$d = 0.366 \frac{Q}{T} \lg \frac{R}{r}$$

Con estas fórmulas se puede relacionar depresiones, caudales, transmisividad y distancia al punto de bombeo, según convenga.

Hay que considerar que cuando no se tienen piezómetros de observación se ha de trabajar con el radio del pozo  $r_p$ , depresión en el pozo  $d_p$  y radio de influencia R. Al no conocerse el radio de influencia tendrá que estimarse como se indicará en el último apartado del presente capítulo.

Se recuerda, asimismo, que el coeficiente de almacenamiento S no puede ser calculado por estos procedimientos en régimen permanente.

Aparte de las deducciones lógicas que se obtengan de las fórmulas comentadas, existe un procedimiento gráfico para el cálculo de la T, cuando existen varios piezómetros, que aporta la posibilidad de interpolar todos los datos y obtener de una manera sencilla dicha T, el radio de influencia R y las pérdidas de carga en el pozo.

Se considera un punto genérico de observación a una distancia  $r$ , del pozo que bombea a caudal constante Q y en el que se ha producido una depresión  $d$ , sobre el nivel estático inicial, anterior al comienzo del bombeo.



Podrá establecerse:

$$d_i = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{R}{r_i}$$

$$d_i = -0,366 \frac{Q}{T} \lg r_i + 0,366 \frac{Q}{T} \lg R$$

Si se toma  $\lg r_i$  como variable, la expresión anterior representará una recta de la forma

$$y = -mx + n$$

Tendría que tomarse la precaución de usar un gráfico semilogarítmico en el cual, al representar en la escala logarítmica los valores de  $r_i$ , quedarían automáticamente representados los valores de  $\lg r_i$ .

La recta se representa en el gráfico 1.

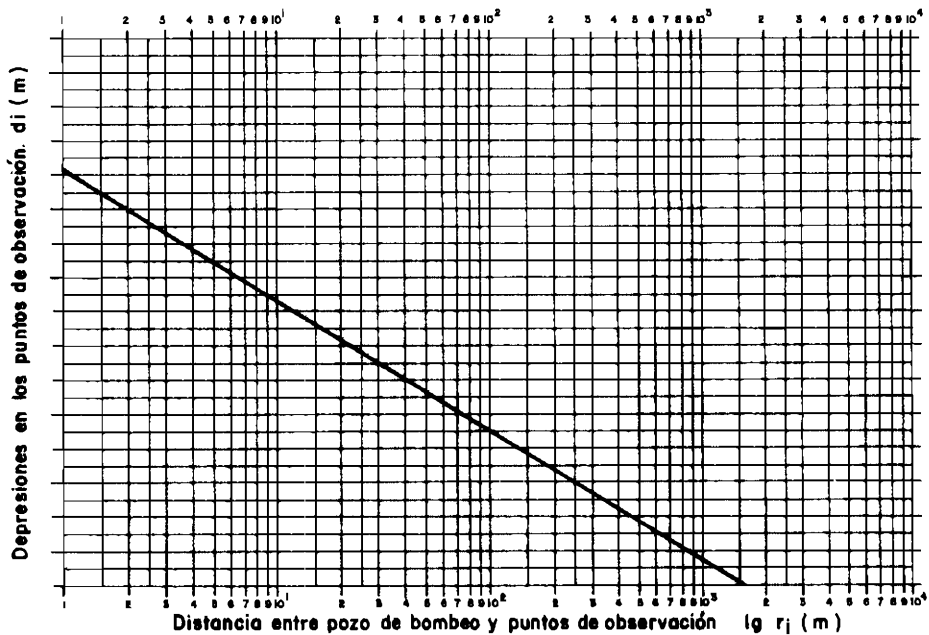


Gráfico 1.—Recta  $d_i - \lg r_i$ , para cálculo de  $T$ ,  $R$  y pérdidas en el pozo en régimen permanente.

En esta recta se tiene:

$$y = d_i$$

$$x = \lg r_i$$

$$m = 0,366 \frac{Q}{T}$$

$$n = \text{cte} = 0,366 \frac{Q}{T} \lg R$$

En definitiva, el método operativo es el siguiente:

Se tiene un pozo que bombea a caudal constante  $Q$ , su radio es  $r_p$  y la depresión que se produce en el mismo es  $d_p$ . Se tienen, asimismo, pozos de observación a las distancias  $r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$ , en los que se producen depresiones a causa del bombeo  $d_1, d_2, d_3, \dots, d_n$ .

Se lleva a un gráfico semilogarítmico (gráfico 2) los pares de valores  $(r, d)$ , incluyendo el par  $(r_p, d_p)$ , y se ajusta una recta a los puntos obtenidos.

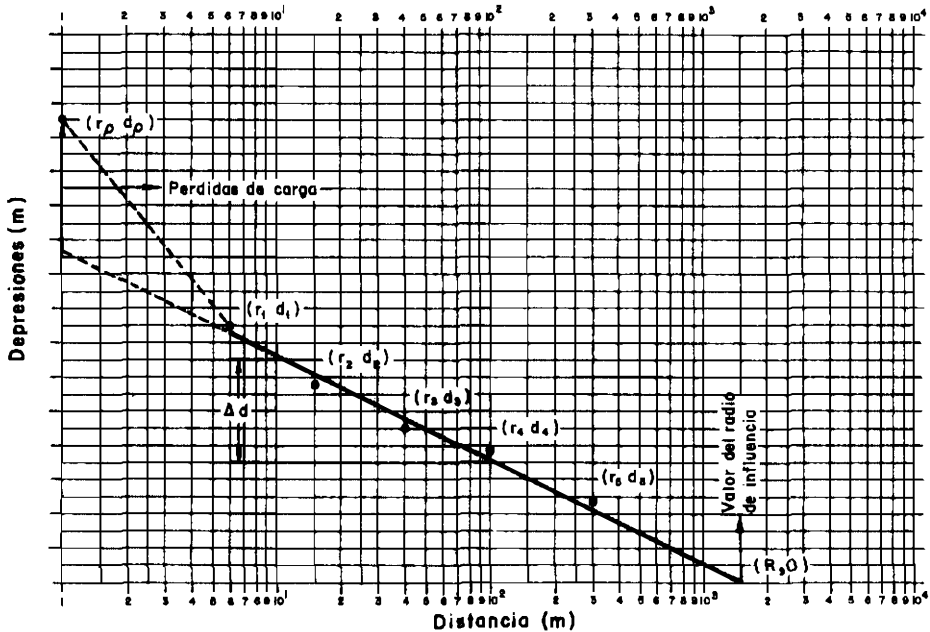


Gráfico 2.—Recta  $d - \lg r$  obtenida de los pares de valores  $(r_i, d_i)$ , procedentes de la observación en campo.

En este caso se ha considerado  $r_p = 1 m$ . Teniendo en cuenta todo lo dicho anteriormente, se sabe que la pendiente de la recta  $m$  tiene un valor de:

$$m = 0,366 \frac{Q}{T}$$

Como  $m$  puede medirse en el gráfico y el caudal de bombeo es conocido, se obtiene  $T$  según:

$$T = 0,366 \frac{Q}{m}$$

Para obtener la  $T$  en  $m^2/día$  deberá darse el caudal en  $m^3/día$ .

El método práctico y sencillo de deducir la pendiente  $m$  consiste en medir la diferencia de ordenadas  $\Delta d$  existente para cada ciclo logarítmico en abscisas. Dicho  $\Delta d$  medido será el valor de la pendiente. En efecto:

Fijándose en el gráfico 2 se tiene:

$$m = \frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{\Delta d}{\Delta \lg r_i}$$

Si se toma un ciclo logarítmico:

$$\Delta \lg r_i = \lg 10^n - \lg 10^{n-1} = \lg \frac{10^n}{10^{n-1}} = \lg 10 = 1$$

y por tanto:  $m = \Delta d$ .

La transmisividad se obtendrá de:

$$T = 0,366 \frac{Q}{\Delta d}$$

Por otra parte, se analizará el punto de corte de la recta con el eje de abscisas, haciendo  $d = 0$ .

Como:

$$d_i = -0,366 \frac{Q}{T} \lg r_i + 0,366 \frac{Q}{T} \lg R$$

$$0 = -0,366 \frac{Q}{T} \lg r_i + 0,366 \frac{Q}{T} \lg R$$

$$0,366 \frac{Q}{T} \lg r_i = 0,366 \frac{Q}{T} \lg R$$

luego

$$\lg r_i = \lg R$$

y en este caso:  $r_i = R$ .

Es decir, el punto donde la recta corta al eje de abscisas da el valor del radio de influencia.

Por último, queda por indicar que el valor de  $(r_p, d_p)$  se sale de la recta ajustada. Ello es debido a que en el pozo existen pérdidas de carga.

Si no existieran tales pérdidas, el punto  $(r_p, d_p)$  estaría en dicha recta, pues  $d_p$  coincidiría con la teórica.

La diferencia entre la  $d_p$  teórica (prolongación de la recta hasta su intersección con la vertical del valor  $r_p$ ) y la  $d_p$  real mediría el valor de las pérdidas de carga.

Queda solamente por comentar que si el valor del radio del pozo  $r_p$  fuera inferior a 1, como suele ocurrir, habría que extrapolar los valores a otro ciclo logarítmico ( $10^{-1} - 10^0$ ).

### Acuíferos libres. Corrección de Dupuit

El problema que presentan los acuíferos libres es que dejan de cumplir una de las condiciones impuestas a la ecuación general para llegar a la fórmula de Thiem.

Esta condición es que el flujo deja de ser radial.

Efectivamente, siguiendo la figura 4 puede observarse que cuando el acuífero estaba cautivo todas las líneas de flujo se dirigían al pozo de un modo radial. Paralelas en un plano horizontal.

En el esquema de acuífero libre, las líneas de flujo se distorsionan, dando componentes verticales.

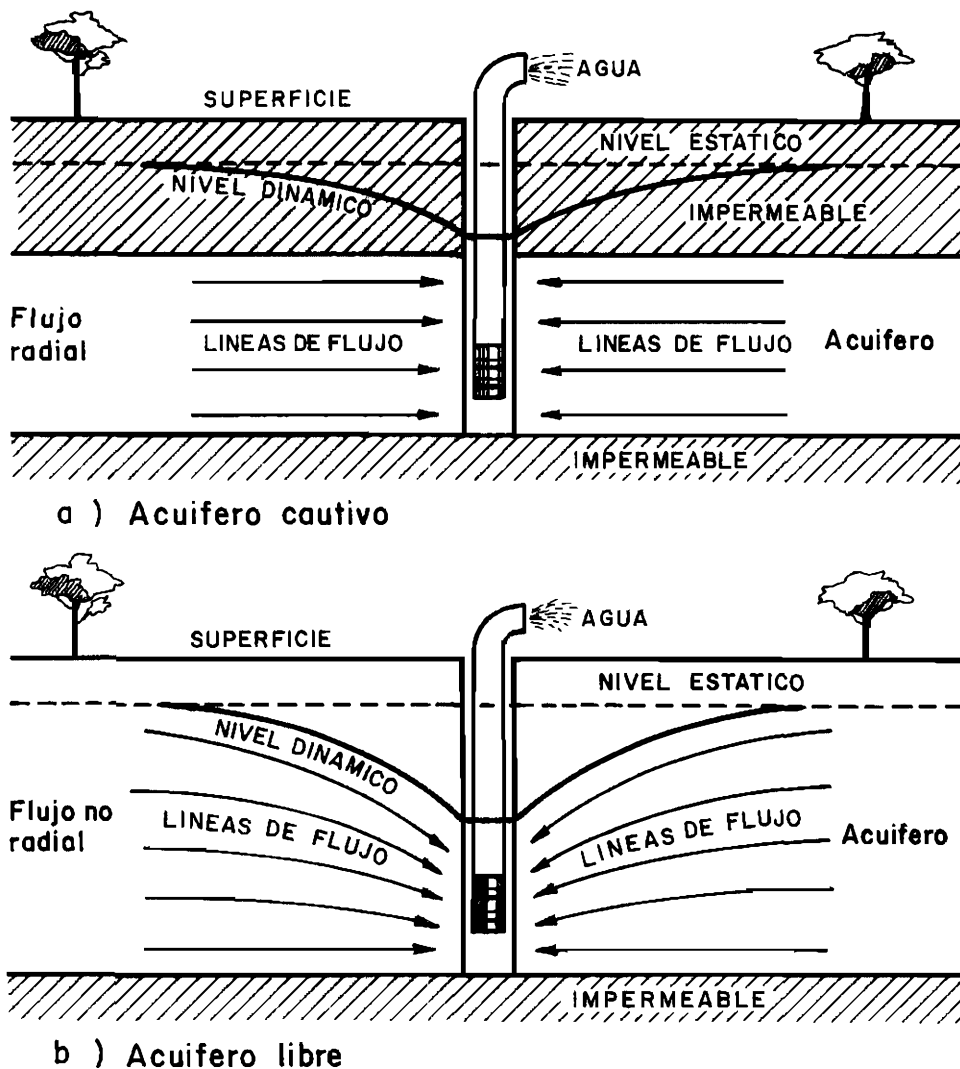


Fig. 4.—Esquema de flujo en acuíferos libres y cautivos.

En estos casos se procede exactamente igual que en el caso de acuífero cautivo, pudiendo utilizarse, tanto las fórmulas como los métodos gráficos, con sólo hacer una corrección de los descensos o depresiones observados y trabajar con los nuevos valores (teóricos) de los descensos corregidos.

Esta corrección es la denominada corrección de Dupuit y consiste en lo siguiente:

Si un descenso observado es  $d$ ,

el descenso corregido deberá ser  $d - \frac{d^2}{2H_0}$

donde  $H_0$  es el espesor saturado inicial del acuífero.

Esta corrección debe hacerse a todos los descensos observados, tanto en pozo de bombeo como en piezómetros de observación.

Cuanto más alejado está el punto de observación del pozo de bombeo más se parecen el descenso observado y el corregido, dado que cuanto menor es el valor del descenso observado, menor es el valor de la corrección  $d^2/2H_0$ .

Asimismo puede razonarse que si  $H_0$  es muy grande frente a  $d$ , el valor de la corrección  $d^2/2H_0$  es muy pequeño y, a efectos prácticos, puede no merecer la pena efectuar la corrección.

Como norma se admitirá que no es necesario hacer la corrección, cuando el descenso observado sea menor de un 10 por 100 o un 15 por 100 del espesor saturado inicial  $H_0$ .

### **Acuíferos semiconfinados. Método de De Glee**

El caso más complejo de los que se están estudiando lo integran los acuíferos semiconfinados. En éstos hay que entender que va a existir un flujo vertical (también llamado goteo) a través del material semipermeable que conforma el cierre superior del acuífero recargando a éste.

En estas condiciones, el término  $F/K$  de la ecuación general no se anula y la resolución de la misma se hace más compleja.

El esquema de goteo vertical hacia un acuífero semiconfinado inferior, a través de un paquete semipermeable intermedio y con agua procedente de un acuífero superior bien alimentado, que en principio no puede secarse, está sujeto a los siguientes principios, que suponen las condiciones de contorno para la resolución de la ecuación general (ver fig. 5):

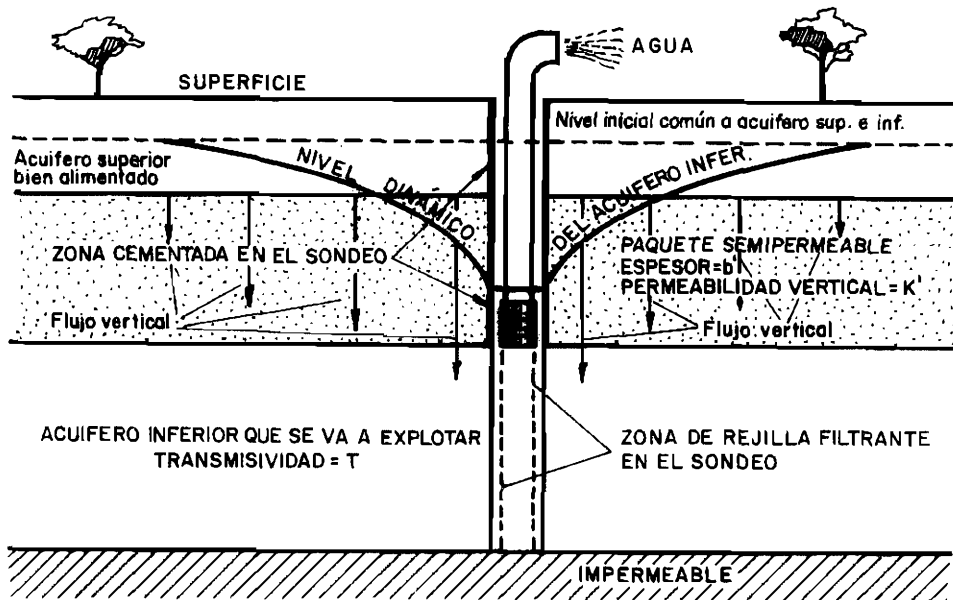


Fig. 5.—Esquema de drenaje vertical o goteo vertical en acuífero semiconfinado.

- Que existe un acuífero superior bien alimentado.
- Que el nivel estático inicial sea el mismo en el acuífero superior y en el inferior.
- Que el acuífero superior no cede agua a través del pozo. Se puede suponer que dicho pozo está cementado desde la superficie hasta el techo del acuífero semiconfinado inferior.
- Que el sondeo sólo está enrejillado y, por tanto, sólo permite el paso de agua por el acuífero semiconfinado inferior.
- Que al deprimir el nivel del acuífero inferior se crea un gradiente hacia el mismo que obliga al acuífero superior a recargarlo a través de la formación semipermeable.

Con todo este tipo de condiciones la resolución de la ecuación general, da la fórmula de De Glee:

$$d = \frac{Q}{2\pi T} K_0(r/B)$$

donde:

- $r$  = distancia del pozo de bombeo al piezómetro de observación.
- $B$  = factor de goteo (que se estudiará a continuación).
- $Q$  = caudal de bombeo constante.
- $T$  = transmisividad del acuífero inferior.

$K_0 (r/B)$  es una función que no tiene solución analítica. Se ha resuelto por métodos aproximados y se ha tabulado. Está representada en el gráfico 3, en el cual pueden obtenerse los valores de la función  $K_0$  según los valores que tome el cociente  $r/B$ .

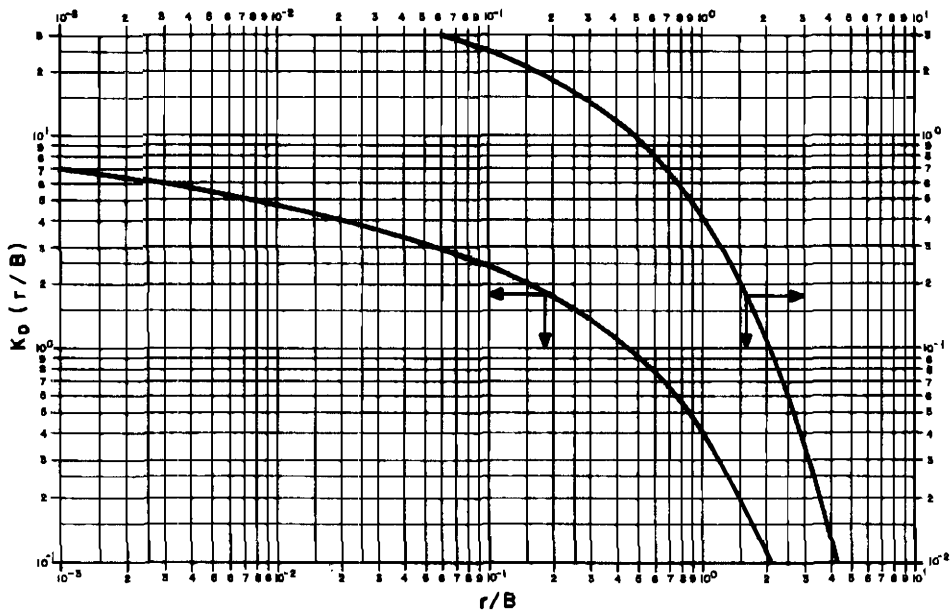


Gráfico 3.—Función  $K_0 (r/B)$  para acuífero semiconfinado en régimen permanente.

Este gráfico tendrá que utilizarse en la interpretación de los ensayos.  
El factor de goteo viene definido por:

$$B = \text{factor de goteo} = \sqrt{\frac{Tb'}{K'}}$$



siendo:

$b'/K'$  = resistividad hidráulica. Su dimensión es de tiempo  $t$  y se utiliza el día.

$K'/b'$  = coeficiente de goteo. Su dimensión es la inversa del tiempo  $t^{-1}$  y se utiliza 1/día.

$b'$  = espesor del semipermeable.

$K'$  = permeabilidad vertical de la formación semipermeable.

Estas relaciones son de gran interés hidrogeológico, como podrá comprobarse en el siguiente apartado.

Cuando la relación  $r/B$  es menor que 0,1 ( $r/B < 0,1$ ), la función  $K_0(r/B)$  toma valores que pueden sustituirse por  $\ln(1,12 B/r)$ .

Así, para estos casos puede establecerse:

$$d = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,12 B}{r}$$

Si se prefiere, puede efectuarse la división por  $2\pi$  y tomar logaritmos decimales, con lo que la fórmula queda como sigue:

$$d = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{1,12B}{r}$$

Que no requiere la utilización del gráfico 3.

La utilidad del método de De Glee quedará de manifiesto en los ejemplos que se incluyen al final de este apartado.

## Campo de aplicación y reflexiones generales

Los ensayos de bombeo en régimen permanente no son, en principio, los más adecuados para el estudio del pozo ni del acuífero. Aportan, en general, más datos los métodos de régimen variable.

Como se sabe, el régimen permanente no permite calcular el coeficiente de almacenamiento  $S$  por los motivos que ya se han explicado.

Sin embargo, también es cierto que estos métodos son muy rápidos de realización y requieren un esfuerzo mínimo de trabajo en campo.

Sólo se precisa, conocido el caudal de bombeo, medir los niveles antes de iniciar dicho bombeo y volver a medirlos una vez se estabiliza el descenso.

Mientras cada pozo se estabiliza en uno, dos o tres días (a veces en unas horas), se pueden poner en funcionamiento otros pozos. Por este sistema se han llegado a realizar, por un solo técnico, de 12 a 15 ensayos en sólo dos días.

Son, por tanto, muy útiles, cuando se desea conocer la distribución espacial de la T en un acuífero, aunque no sea con excesiva precisión. Por ello, cuando se van a realizar modelos matemáticos sobre un acuífero donde se necesita tener una idea de la transmisividad en cada celda o malla en las que se ha distribuido dicho acuífero, una campaña de ensayos rápidos en régimen permanente suele aportar unos excelentes datos de partida con muy poco esfuerzo.

Los almacenamientos, pueden tantearse con menos margen de error, y además dicho error en la S es menos representativo que la T en la formulación. Para ello puede hacerse uso de la tabla 3 del capítulo I.

De otra parte, suele ser el único medio de calcular la T con una operación fácil y con un nivel de información muy bajo. Esta información se reduce al caudal y al descenso exclusivamente.

Las dificultades de este método estriban en que no existan piezómetros de observación, pues ello obliga a tener que estimar los radios de influencia.

Estos radios de influencia, pueden tantearse a efectos prácticos, amparándose en las cifras que se exponen en la tabla 4.

TABLA 4  
VALORES DEL RADIO DE INFLUENCIA (según autores)

Tipo de material permeable	Forma de funcionamiento del acuífero	Valores posibles del radio de influencia R
Kárstico	Libre	700 m – 1.000 m
	Semiconfinado	1.000 m – 1.500 m
	Cautivo	1.500 m – 2.000 m
Poroso intergranular	Libre	400 m – 700 m
	Semiconfinado	700 m – 900 m
	Cautivo	900 m – 1.200 m
Kárstico y poroso	Libre	500 m – 1.000 m

Esta tabla debe ser utilizada a efectos prácticos, aunque los radios de influencia puedan ser a veces más altos en acuíferos cautivos.

De estos valores puede obtenerse la fórmula simplificada de Thiem, que es la que permite los tanteos rápidos de la T de los que se hablaba anteriormente.

Se tiene:

$$d_p = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{R}{r_p}$$

$$T = 0,366 \times 86,4 \lg \frac{R}{r_p} \times \frac{Q(l/s)}{d_p(m)}$$

$$T = 31,62 \lg \frac{R}{r_p} \times \frac{Q(l/s)}{d_p(m)}$$

Si se toma para R un valor medio de los obtenidos en la tabla 4 para los acuíferos que no sean cautivos rígidos; por ejemplo, R = 700 m y se admite que el pozo tiene 1 metro de diámetro, con lo que  $r_p = 0,5$  m, se tiene:

$$T = 31,62 \lg \frac{700}{0,5} \times \frac{Q(l/s)}{d_p(m)}$$

$$T = 31,62 \lg 1.400 \frac{Q(l/s)}{d_p(m)}$$

$$T = 31,62 \times 3,15 \frac{Q(l/s)}{d_p(m)} = 99,49 \frac{Q(l/s)}{d_p(m)}$$

$$T(m^2/día) = 100 \times \frac{Q(l/s)}{d_p(m)}$$

Que es la fórmula simplificada de Thiem.

Con sólo obtener información del caudal del pozo Q en (l/s) y de lo que deprime dicho pozo para este caudal  $d_p$  en (m), se puede tener una idea de la transmisividad T en  $m^2/día$ .

Eso es para ausencia de pérdidas de carga. Cuanto mayores sean éstas más se desvía de la realidad la fórmula.

Otro aspecto que debe comentarse es el caso de la corrección en los acuíferos libres.

Como se sabe, la corrección de Dupuit sólo interesa hacerla cuando el espesor saturado inicial  $H_0$  es pequeño, o cuando la depresión  $d$  es muy alta. En definitiva, debe corregirse cuando la depresión sea superior al 15 por 100 de  $H_0$ .

Si se representa la recta  $d-r$  en el gráfico semilogarítmico antes de hacer la corrección, y después se efectúa la corrección de las depresiones observadas en todos los piezómetros de observación y se representa la nueva recta, se obtendrán dos rectas; una, corregida, y otra sin corregir, sobre la que conviene hacer las siguientes reflexiones.

La recta corregida, deberá coincidir con la recta sin corregir en el punto de corte con el eje de abscisas, que es donde se determina el radio de influencia R. Ello es lógico, dado que, a esta distancia, la depresión es nula y, por tanto, también cero la corrección. Cuanto más lejos se esté del pozo de bombeo, menor será la depresión observada y todavía mucho menor será la corrección por tener carácter cuadrático ( $d^2/2H_0$ ). A la distancia R, coincidirán el descenso observado y el corregido y ambos serán nulos.

Es frecuente, que las rectas no coincidan en el punto (R, 0) y ello es debido a errores en el ajuste. Al dibujarlas, deberá tenerse presente esta circunstancia.

La corrección ( $d^2/2H_0$ ) resta una cantidad pequeña y proporcional al descenso observado. Por tanto, la recta corregida, estará por debajo de la no corregida que tendrá una pendiente menor, y según  $T = 0,366 Q/\Delta d$  arrojará valores de la T más altos. Consecuentemente, la recta sin corregir da valores de T más bajos y si no se efectúa la corrección, se está siempre del lado de la seguridad.

Por último, las pérdidas de carga, no deben obtenerse de la recta corregida. La recta que no se corrige, representa la realidad observada y consecuentemente su intersección con la vertical del radio del pozo  $r_p$ , restada del valor que en esa misma vertical tenga el  $d_p$  observado, dará con mayor fiabilidad las pérdidas de carga en el pozo.

Los resultados que se obtienen de los ensayos en acuíferos semiconfinados, pueden arrojar datos de mucho interés.

Muchas veces, un acuífero superficial bien alimentado con una recarga importante es muy permeable, pero tiene poco espesor saturado y, por tanto, una baja T, con escasas posibilidades en cuanto al caudal de los pozos que en el mismo se construyan. Los acuíferos inferiores separados del anterior por paquetes semipermeables pueden, en general, tener más espesor, transmisividades superiores y pozos más caudalosos, pero recargas directas muy bajas.

El esquema es bombear el acuífero inferior, producir un gradiente de niveles entre superior e inferior y la consecuente recarga o goteo vertical en el mismo sentido.

El inferior actúa como una tubería transmisora del agua, mientras que el superior es el que se vacía cediendo ésta y en el que en rigor se produce la regulación de las aportaciones. Los ensayos permiten conocer los parámetros hidráulicos necesarios para saber la recarga vertical que puede llegar al acuífero semiconfinado y no explotarlo por encima de esta recarga.

Por último, estos ensayos permiten calcular la permeabilidad vertical de los paquetes semiconfinantes. Esto, a nivel de cuenca, es del mayor interés, pues permite, aplicando Darcy, saber el agua que puede pasar de un acuífero superior bien alimentado a otro inferior semiconfinado, cuando éste tiene el nivel más bajo. De esto último, conviene fijar ideas con un ejemplo:

Ejemplo:

Una cuenca, de 100 km<sup>2</sup> de área, tiene un acuífero superior bien alimentado. Debajo existe un paquete semiconfinante de espesor  $b' = 20$  m, y permeabilidad vertical  $K' = 10^{-3}$  m/día.

Finalmente se encuentra el acuífero semiconfinado, cuyo nivel está 10 m más bajo que el del acuífero libre.

Calcular el caudal de agua, que en estas condiciones pasa del libre al semiconfinado.

Por Darcy:

$$Q = K' \times A \times i$$

siendo:

$Q$  = caudal de paso.

$K'$  = permeabilidad vertical del semiconfinante =  $10^{-3}$  m/día.

$i$  = gradiente de niveles entre los dos acuíferos =

$$= \frac{\text{diferencia de niveles}}{\text{distancia a atravesar}} = \frac{10}{b'} = \frac{10}{20} = \frac{1}{2}$$

$A$  = área de contacto (o de cuenca) = 100 km<sup>2</sup> =  $100 \times 10^6$  m<sup>2</sup>

y por tanto:

$$Q = K' A i = 10^{-3} \times 10^8 \times \frac{1}{2} = 50.000 \text{ m}^3/\text{día}$$

$$Q = 50.000 \text{ m}^3/\text{día} = 578,7 \text{ l/s}$$

Esto supone una recarga anual del orden de los 18 hm<sup>3</sup> para el acuífero semiconfinado, que ha sido exclusivamente debida al efecto de goteo vertical.

### Problemas característicos

Se incluyen a continuación una serie de problemas teóricos tipo, que seguramente serán de gran utilidad para completar la comprensión de los ensayos de bombeo en régimen permanente.

*Ejercicio número 1*

Se ha realizado un ensayo de bombeo a un caudal constante de 30 l/s. Al cabo de setenta y dos horas se consideran los niveles estabilizados.

Los descensos en el pozo de 600 mm de diámetro y en los cinco piezómetros de observación en los que se tomaron medidas, han sido los siguientes:

Punto de observación	Pozo bombeo	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	P <sub>4</sub>	P <sub>5</sub>
Distancia al pozo de bombeo	$r_p = 0,3 \text{ m}$	4 m	10 m	20 m	40 m	100 m
Descenso observado	14,5 m	7 m	6 m	5 m	4 m	3 m

Calcular:

- Transmisividad del acuífero.
- Radio de influencia.
- Descenso a 15, 30 y 50 m.
- Descenso teórico en el pozo.
- Pérdidas de carga en el pozo.
- Comentar qué tipo de acuífero podría ser.
- Descenso teórico en el pozo si se bombeara a un caudal constante de 50 l/s.

**RESOLUCION**

- Se dibuja el gráfico 4, de descensos a las diversas distancias del pozo de bombeo. En este gráfico, la caída por ciclo vale  $\Delta d = 3 \text{ m}$ , y por tanto:

$$T = 0,366 \frac{Q}{\Delta d} = 0,366 \frac{30 \times 86,4}{3} = 316 \text{ m}^2/\text{día}$$

Se puede tomar  $T = 300 \text{ m}^2/\text{día}$ .

- El radio de influencia se obtiene del punto de corte de la recta con el eje de abscisas. Así se tiene:

$$R = 1.000 \text{ m}$$

- Gráficamente pueden calcularse de la misma recta ajustada, obteniéndose:

Distancia al pozo de bombeo	15 m	30 m	50 m
Descensos obtenidos del gráfico 4	5,4 m	4,5 m	3,8 m

Podrían también obtenerse numéricamente de la ecuación de la recta:

$$d = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{R}{r} \quad d = 0,366 \frac{30 \times 86,4}{316} \lg \frac{1.000}{r}$$

$$d = 3(3 - \lg r)$$

Para  $r = 15$

$$d_{15} = 3(3 - \lg 15) = 3(3 - 1,18) = 5,47 \text{ m}$$

Para  $r = 30$

$$d_{30} = 3(3 - \lg 30) = 3(3 - 1,48) = 4,56 \text{ m}$$

Para  $r = 50$

$$d_{50} = 3(3 - \lg 50) = 3(3 - 1,7) = 3,90 \text{ m}$$

- d) El descenso teórico en el pozo se obtiene de la misma forma que en el apartado c), pero dando a  $r$  el valor del radio del pozo,  $r_p = 0,3$  m.

Gráficamente:  $d_p = 10,4$  m.

$$\text{Analíticamente: } d_p = 3(3 - \lg 0,3) = 3(3 + 0,52) = 10,56 \text{ m}$$

- e) Las pérdidas de carga en el pozo se hallan por diferencia entre el descenso teórico en el pozo y el medido en la realidad. En la vertical de  $r = 0,3$  ( $r_p$ ), en el gráfico 4 se obtiene:

$$\text{Pérdidas de carga} = 14,5 - 10,4 = 4,1 \text{ m}$$

Se puede tomar: *pérdidas* = 4 m

- f) Para opinar, sólo se tiene el valor del radio de influencia. En función de la tabla 4, podría decirse que se trata de un acuífero kárstico libre o de un poroso moderadamente cautivo.

- g) De la formulación se tendría:

$$d_p = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{R}{r}$$

$$d_p = 0,366 \frac{50 \times 86,4}{316} \lg \frac{1.000}{0,3} = 17,63 \text{ m}$$

Se trata solamente del descenso teórico.

Para obtener el descenso real habría que sumar las pérdidas de carga ocasionadas para este caudal. Se ha calculado que las pérdidas, con  $Q = 30$  l/s son del orden de los 4 m. Se estudiará más adelante que, para este caso, las pérdidas de carga con  $Q = 50$  l/s podrían superar los 11 m.

De esta forma, el descenso total real en el pozo podría ser del orden de  $17,63 + 11 = 28,63$  m. Próximo a los 29 m.

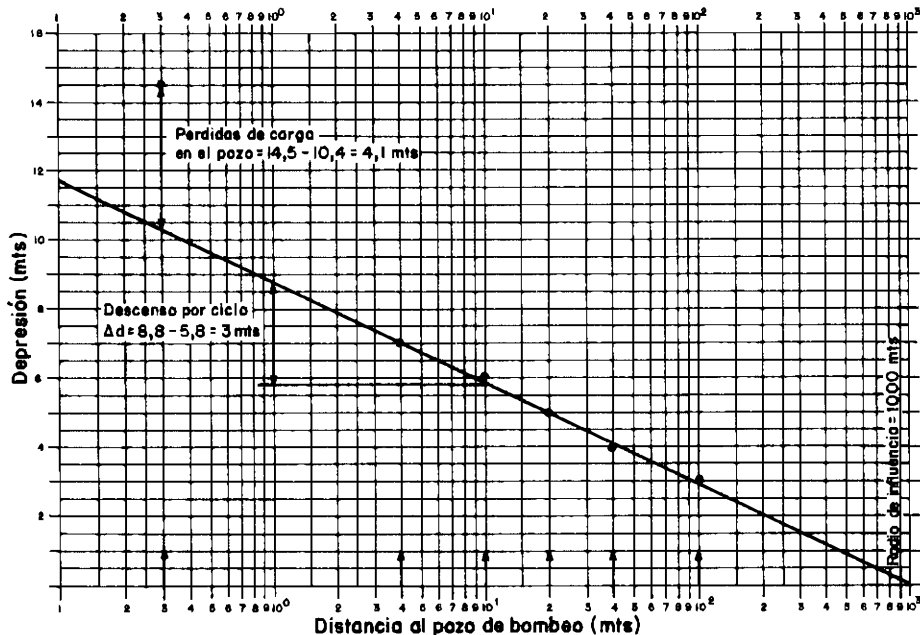


Gráfico 4.—Recta  $d - r$  para el problema núm. 1.

### Ejercicio número 2

En un acuífero libre, cuyo espesor saturado inicial es de 30 m, se realiza un ensayo de bombeo a caudal constante de  $Q = 20$  l/s.

El descenso observado en el pozo de bombeo de 600 mm de diámetro, es de 15 m, y los descensos observados en piezómetros situados a 2, 10, 30 y 100 m son de 8,5, 6, 4 y 2,5 m.

Distancia en m	$r_p = 0,3$	2	10	30	100
Descenso en m	15	8,5	6	4	2,5



Calcular:

- Transmisividad del acuífero.
- Pérdidas de carga.
- Radio de influencia.
- Permeabilidad.
- Comentar si era necesaria la corrección y comparar resultados con dicha corrección efectuada y sin efectuar.

### RESOLUCION

- Dado que el acuífero es libre con descensos importantes frente al espesor saturado, para calcular la T debe efectuarse en primer lugar la corrección de Dupuit.

Se obtiene así la tabla de descensos corregidos:

$$d_c = d_0 - \frac{d_0^2}{2 H_0}$$

Distancia al pozo	Descenso observado	Descenso corregido
$r_p = 0.3$	15	$d_c = 15 - 15^2/(2 \times 30) = 15 - 3,75 = 11,25 \text{ m}$
2	8,5	$d_c = 8,5 - (8,5)^2/(2 \times 30) = 8,5 - 1,2 = 7,30 \text{ m}$
10	6	$d_c = 6 - 6^2/(2 \times 30) = 6 - 0,6 = 5,40 \text{ m}$
30	4	$d_c = 4 - 4^2/(2 \times 30) = 4 - 0,27 = 3,73 \text{ m}$
100	2,5	$d_c = 2,5 - (2,5)^2/(2 \times 30) = 2,5 - 0,10 = 2,4 \text{ m}$

Con estos valores puede dibujarse el gráfico 5.

De la recta corregida puede medirse la caída por ciclo  $\Delta d = 5,4 - 2,2 = 3,2 \text{ m}$  y la transmisividad:

$$T = 0,366 \frac{Q}{\Delta d} = 0,366 \frac{20 \times 86,4}{3,2} = 197 \text{ m}^2/\text{día}$$

- Para obtener las pérdidas de carga, lo primero que debe hacerse es dibujar la recta sin corregir, que se incluye en el mismo gráfico 5. En la vertical del radio del pozo (0,3 m) se mide el valor de la intersección de la recta sin corregir con dicha vertical (11,4 m). Dado que el descenso observado fue de 15 m, las pérdidas de carga serán:

$$\text{Pérdida de carga} = 15 - 11,4 = 3,6 \text{ m}$$

Para este cálculo, debe usarse la recta sin corregir, que es la que da los descensos observados reales.

- c) El radio de influencia es el punto de corte de la recta (corregida o sin corregir) con el eje de abscisas.  
 En este punto, como se sabe, deberían coincidir las dos rectas. No suelen coincidir por razones de ajuste.  
 En este caso, el radio de influencia sería del orden de los 480 a 500 m.
- d) Conocida la transmisividad y el espesor saturado del acuífero, la permeabilidad se obtiene por simple cociente:

$$K = T/b = 197/30 = 6,5 \text{ m/día}$$

que, según los valores de la tabla 2, es de valor medio.

- e) De la recta sin corregir se obtiene la caída por ciclo:

$$\Delta d = 9,5 - 6 = 3,5 \text{ m}$$

$$T = 0,366 \frac{Q}{\Delta d} = 0,366 \frac{20 \times 86,4}{3,5} = 180 \text{ m}^2/\text{día}$$

que no tiene una diferencia importante con la corregida.

La corrección es necesaria si sólo se tuvieran valores del descenso en el pozo y en los piezómetros más cercanos que acusan descensos muy importantes en relación con el espesor saturado. A medida que la distancia al pozo es mayor las correcciones son cada vez menores.

### Ejercicio número 3

Se efectúa un sondeo de 90 m de profundidad, cuyo corte litológico es:

- 0-20 gravas limpias.
- 20-40 arenas finas con limos y arcillas.
- 40-90 arenas.

El acuífero superior y el inferior tienen inicialmente el mismo nivel, que está a 10 m de la superficie.

El sondeo tiene 600 mm de diámetro y está cementado en sus 40 primeros metros.

El sistema acuífero tiene una extensión superficial de 50 km<sup>2</sup>. El acuífero superior está conectado a un río y el inferior tiene una permeabilidad en sus materiales de 5 m/día.

Se realiza un ensayo de bombeo a caudal constante de 15 l/s, observándose que el nivel queda estabilizado a 15 m de profundidad.

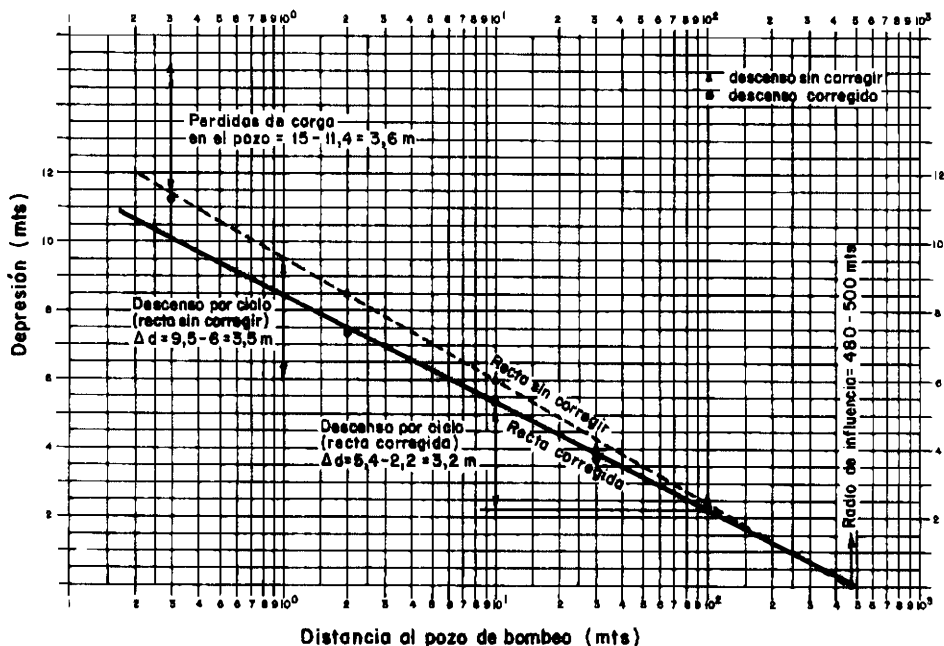


Gráfico 5.—Rectas  $d - r$  (con y sin corrección) para el problema número 2.

Se pide:

- Permeabilidad vertical  $K'$  del paquete semiconfinante.
- ¿Qué caudal podría obtenerse del pozo, si se quiere que el nivel dinámico no sobrepase los 20 m de profundidad?
- En este último caso, calcular los descensos en piezómetros situados a 10 y 100 m del pozo de bombeo.
- Una explotación prolongada, mantiene continuamente el nivel del acuífero inferior 12 m por debajo del superior. Calcular en estas circunstancias la recarga por goteo vertical del acuífero inferior.

### RESOLUCION

- En el pozo de bombeo  $r/B$  es siempre muy pequeño y menor de 0,1, dado lo pequeño de  $r$  ( $r = r_p = 0,3$ ). Por tanto, puede usarse la fórmula aproximada de De Glee:

$$dp = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{1,12 B}{r_p}$$

Donde:

$$d_p = \text{profundidad del nivel dinámico, menos profundidad del nivel estático} = \\ = 15 - 10 = 5 \text{ m.}$$

$$Q = \text{caudal de bombeo} = 15 \text{ l/s.}$$

$$T = \text{Transmisividad del acuífero} = K \cdot b = \text{permeabilidad por espesor} = 5 \times \\ \times 50 = 250 \text{ m}^2/\text{día.}$$

$$B = \text{factor de goteo} = \sqrt{\frac{Tb'}{K'}}$$

$$r_p = \text{radio del pozo} = 0,3 \text{ m.}$$

Luego:

$$5 = 0,366 \frac{15 \times 86,4}{250} \lg \frac{1,12 B}{0,3}$$

$$5 = 1,8973 \lg 3,7333 B$$

$$\lg B = \frac{5}{1,8973} - \lg 3,7333 = 2,6353 - 0,5721$$

$$\lg B = 2,0632 \quad B = 115,67$$

pero:

$$B = \sqrt{\frac{Tb'}{K'}}, \text{ de donde } K' = \frac{Tb'}{B^2},$$

$b$  = espesor del paquete semiconfinante.

$K'$  = permeabilidad vertical del paquete semiconfinante buscada.

Luego:

$$K' = \frac{250 \times 20}{(115,67)^2} = 0,37 \text{ m/día}$$

$$K' = 0,37 \text{ m/día}$$

Como se ve, la permeabilidad es muy alta para ser un semipermeable.

Si se tratara como acuífero al semipermeable, y si fuese su K isotrópica, el paquete de 20 m tendría una  $T = K'b' = 0,37 \times 20$ , es decir,  $T \approx 7 \text{ m}^2/\text{día}$ .

Ello permitiría pozos de:

$$Q = \frac{T \cdot d}{100} = \frac{7 \times 10}{100} = 0,7 \text{ l/s}$$

0,7 l/s con depresiones de 10 m. Es decir, como acuífero, sería muy pobre.

b) Si el nivel dinámico no debe sobrepasar los 20 m, la depresión máxima que podrá ocasionarse en el pozo será:  $20-10 = 10 \text{ m}$ . Luego:

$$d_p = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{1,12 B}{r_p}$$

Se sigue usando la fórmula aproximada por ser en el pozo  $r/B < 0,1$ . Como B está calculado:  $B \sim 116$ , se tiene:

$$10 = 0,366 \frac{Q}{250} \lg \frac{1,12 \times 116}{0,3}$$

$$10 = 0,0015 Q \lg 433,06$$

$$10 = 0,0015 \times 2,6366 Q$$

$$10 = 0,004 Q$$

$$Q = 10/0,004 = 2.500 \text{ m}^3/\text{día} = 28,9 \text{ l/s}$$

$$Q \sim 29 \text{ l/s}$$

c) Para calcular los descensos a 10 y 100 m con un caudal de bombeo de 29 l/s, hay que empezar por estudiar los valores de  $r/B$  para saber qué fórmula debe utilizarse.

A 10 m,  $r/B = 10/116 = 0,08$ . Se usa la fórmula aproximada.

A 100 m,  $r/B = 100/116 = 0,86$ . Se usa la fórmula normal .

Por tanto:

A 10 m.

$$d_{10} = 0,366 \frac{Q}{T} \lg \frac{1,12 B}{r}$$

$$d_{10} = 0.366 \frac{29 \times 86,4}{250} \lg \frac{1,12 \times 116}{10} = 4,08 \text{ m}$$

A 100 m.

$$d_{100} = \frac{Q}{2\pi T} K_0(r/B)$$

$$r/B = 100/116 = 0,86$$

Con este valor se entra en el gráfico núm. 3 y se obtiene en las ordenadas el valor  $K_0(r/B) = 0,5$ .

Por tanto:

$$d_{100} = \frac{Q}{2\pi T} \times 0,5 = \frac{29 \times 86,4 \times 0,5}{2 \times \pi \times 250} = 0,8 \text{ m}$$

- d) El cálculo de la recarga del acuífero semiconfinado por flujo desde el acuífero libre superior bien alimentado, a través del paquete semipermeable, cuando la diferencia de niveles se mantiene constante e igual a 12 m, es muy simple y se ha realizado ya un ejercicio similar en el apartado 4 del capítulo II.

Según la ley de Darcy

$$Q = K' \cdot A \cdot i$$

siendo:

$K'$  = Permeabilidad vertical del paquete semiconfinante. Calculada en 0,37 m/día.

$A$  = Area del embalse subterráneo, que se ha dado en el enunciado con  $50 \text{ km}^2 = 50 \times 10^6 \text{ m}^2$ .

$i$  = Gradiente entre el acuífero superior e inferior, igual a diferencia de niveles partido por espesor  $b'$  del semiconfinante:  $12/20 = 0,6$ .

$Q = 0,37 \times 50 \times 10^6 \times 0,6 \sim 11 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{día}$ .

Que es una cifra muy alta dado que el semiconfinante, más que un semipermeable, era en rigor un acuífero muy pobre.