

11. ÁGUA SUBTERRÂNEA / HIDRÁULICA DE POÇOS

11.1. Introdução. Características dos meios porosos

Neste capítulo, são estudados os escoamentos da água através de meios porosos, dando-se particular ênfase à hidráulica de poços. Adverte-se que não se aprofundam os estudos sobre a interação entre as duas fases, líquida e sólida, por ser esse assunto mais ligado à Mecânica dos Sólidos.

Os meios porosos podem ser naturais ou artificiais. Os meios porosos naturais são fundamentalmente os aluviões¹, constituídos por material granular, ou as rochas compactas fissuradas. Os meios porosos artificiais são os aterros, dos quais têm especial importância as barragens de terra.

Conceitos de homogeneidade e isotropia

Os conceitos de *homogeneidade* e *isotropia* são fundamentais para o estudo teórico do e a compreensão do escoamento da água em meio poroso.

Diz-se que um meio poroso é *homogêneo* quando, em qualquer ponto do seu interior, a resistência ao escoamento, em relação a uma dada direção, é a mesma. Dadas às irregularidades existentes nos meios porosos naturais, é necessário definir uma escala de homogeneidade. Como exemplo, pode-se dizer que um aluvião com grãos de cerca de 1 mm de diâmetro será considerado homogêneo à escala do dm^2 ; já um maciço rochoso só poderá ser considerado homogêneo para dimensões da ordem de 100 vezes a maior dimensão dos blocos.

Um meio poroso é *isótropo* quando a resistência ao escoamento (ou outra propriedade física) for a mesma em todas as direções que se considere. Em verdade, a maioria dos meios porosos naturais são *anisótropos*. Com efeito, no caso de rochas fissuradas, as fissuras de origem tectônica, isto é, as fendas resultantes de deformações da crosta terrestre devidas às forças internas, são, em geral, orientadas segundo direções paralelas, perpendiculares às compressões que lhes deram origem; assim, a rocha tem o aspecto de paralelepípedos cortados por fissuras paralelas, que constituem uma direção mais favorável ao escoamento – o regime do escoamento dependerá da geometria das fissuras e do material de enchimento das mesmas. Também nas formações sedimentares, a intercalação de camadas de diferentes características e o próprio peso das camadas permite, no seu conjunto, maior facilidade ao escoamento no sentido horizontal, sendo por isso, da mesma forma, *anisótropos*. No entanto, esses meios poderão ser considerados *homogêneos*, desde que se estabeleça, como visto acima, uma escala de homogeneidade suficientemente grande.

Um meio constituído por material granular é caracterizado, do ponto de vista geométrico, por vários parâmetros, conforme indicados na seção 11.4.

¹ Depósitos de cascalho, areia e argila que se formam junto às margens ou na foz dos rios, como resultado do trabalho de erosão.

11.2. Água subterrânea

11.2.1 - Origem

No início do presente curso, no estudo do ciclo hidrológico, foi explicada a origem da água subterrânea (Figura 11.1). Pela atual visão do ciclo hidrológico, a formação dos lençóis subterrâneos tem origem na infiltração e na percolação das águas pluviais e superficiais, que se faz através das camadas permeáveis, das falhas existentes nas estratificações, das fendas, de discordâncias de camadas geológicas, etc. Embora este seja o conceito universalmente aceito, nem sempre foi assim. Como curiosidade, apresentam-se algumas teorias que já foram aceitas em tempos remotos, mesmo antes de Cristo, para explicar a ocorrência da água subterrânea.

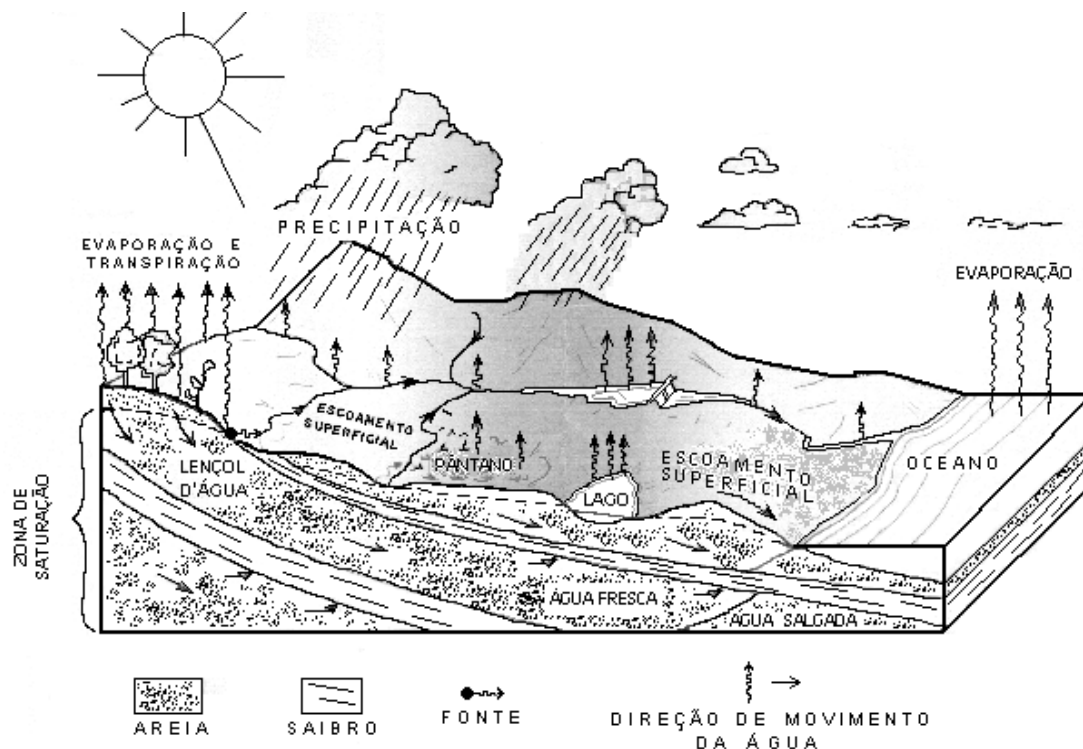


Figura 11.1 – Ciclo hidrológico e a ocorrência da água subterrânea

Segundo Platão² (século V a.C.), haveria um grande abismo no fundo do mar, estendendo-se sob a terra. Para explicar o ciclo hidrológico e o fato do nível do mar manter-se constante, por mais água que para ele afluísse, o filósofo justificava que do abismo a água penetraria terra adentro e seria sorvida pelo solo.

Para Descartes³ (1630 d.C.), existiriam cavernas subterrâneas que, recebendo a água do mar, permitiriam a sua evaporação. A água evaporada, ao se condensar, impregnaria as camadas do subsolo para formar a água subterrânea.

Foi no século I a.C., com Vitruvius⁴, que pela primeira vez se considerou que as águas subterrâneas poderiam ter sua origem nas águas de chuva. Contudo, a aceitação da teoria ocorreu somente muito mais tarde, já no século XVII, a partir de experiências e medições conduzidas por Mariotte⁵, na França.

² Filósofo grego (427 a.C. – 347 a.C.)

³ René Descartes, filósofo e matemático francês (1596 – 1650).

⁴ Marcus Vitruvius Pollio, arquiteto e engenheiro romano do séc. I a.C.

⁵ Edme Mariotte, padre e cientista francês que se dedicou ao campo da física (1620 – 1684).

11.2.2 - Distribuição

Num balanço estático, pode-se dizer que a água subterrânea corresponde a aproximadamente 0,6% de toda a água presente no globo terrestre. Contudo, considerada a sua importância para o uso humano, na forma de água doce, a água subterrânea responde por 97% do volume global da água doce. Essa água subterrânea constitui, em muitas regiões, a principal forma de aproveitamento pelo homem, senão a única.⁶

É por meio da prospecção geofísica que a ocorrência da água subterrânea é conhecida. Faz-se, a seguir, um breve estudo da distribuição da água nas formações geológicas situadas abaixo da crosta terrestre.

A parte superior da crosta, denominada zona de fratura da rocha, é normalmente porosa até certa profundidade. Seus poros ou aberturas podem estar total ou parcialmente cheios de água.

A camada superior do solo, onde os espaços intergranulares estão parcialmente ocupados pela água, é denominada *zona de aeração*. À camada situada imediatamente abaixo se denomina *zona de saturação* (Figura 11.2). Por efeito da capilaridade, a água eleva-se acima do nível da zona de saturação, formando a *água capilar* (ou *franja capilar*). A altura da elevação capilar depende da dimensão dos interstícios e pode atingir valores desde 0,6m a 3,0m nas argilas, ou apenas alguns milímetros de altura em areias grossas.

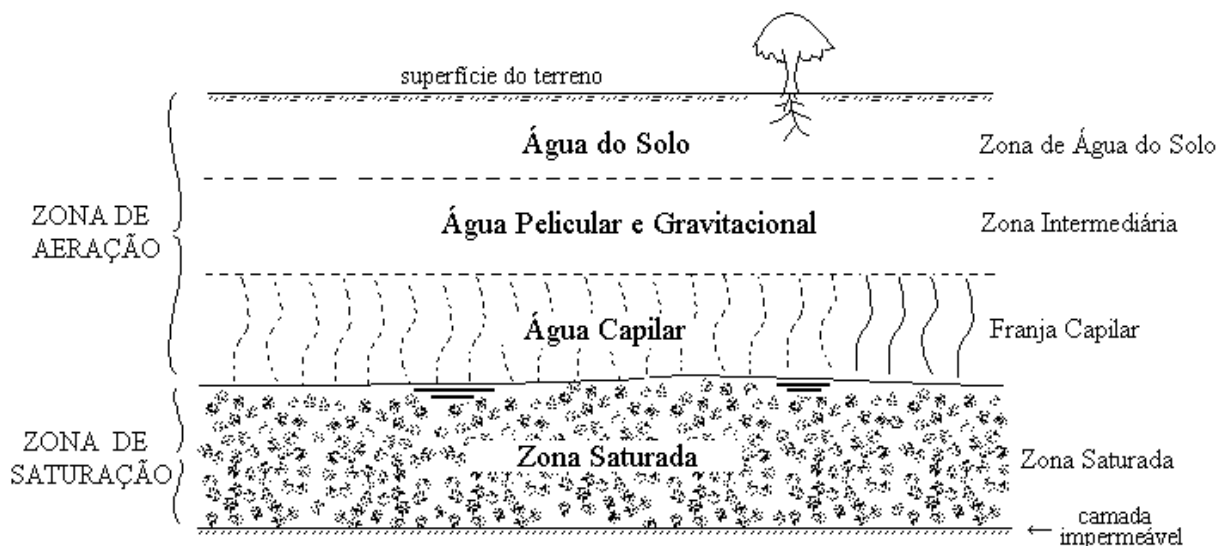


Figura 11.2 – Representação esquemática da distribuição da água subterrânea

Acima da água capilar pode-se encontrar água higroscópica ou *água pelicular*, fixada por adsorção à superfície das partículas do solo. Mais acima, junto à superfície, encontra-se a água de infiltração (*água do solo*, utilizada pelas plantas), com ocorrência posterior às chuvas e que desce para o lençol pela ação da gravidade.

Para fins de aproveitamento hídrico, a *zona de saturação* é a mais importante. Ela pode ser considerada como um vasto reservatório, ou um conjunto de reservatórios naturais, cuja capacidade de armazenamento é definida pelo volume total dos poros existentes nas rochas que, nesta zona, se encontram completamente cheios de água.

⁶ A obtenção da água subterrânea para fins de aproveitamento doméstico, industrial, ou mesmo para irrigação, é assunto tratado como mais profundidade no estudo da captação ou aproveitamento da água subterrânea, nas disciplinas de Saneamento para engenheiros civis e ambientais.

A espessura da zona de saturação é variada, sendo função de uma série de fatores. Para determinar essa espessura requer-se o conhecimento da geologia local, da disponibilidade de poros nas formações geológicas e da capacidade de recarregamento e movimento da água, que se processa na zona desde as áreas de recarregamento até as áreas ou pontos de descarga.

11.3. Aquíferos

Os *aquíferos* são formações ou camadas geológicas que contêm a água no seu interior (zona saturada) em quantidade suficiente para permitir o seu *aproveitamento econômico*. Assim, uma unidade geológica será considerada um aquífero quando, possuindo poros cheios de água, permitir que a água se escoe pelos espaços intergranulares até poços ou fontes, com uma vazão de saída capaz de, por exemplo, suprir o abastecimento de água de uma comunidade. Neste conceito, diferem de um outro tipo de armazenamento encontrado nos espaços livres das rochas (às vezes também denominado aquífero), como nas rochas calcárias, onde a água pode se mover livremente através das fendas, cavernas, etc., que são características destas rochas⁷.

Em geral, os aquíferos podem ser classificados como *freáticos* e *artesianos*. Os aquíferos *freáticos*⁸ originam-se das águas de chuva que se infiltram através das camadas permeáveis do terreno até encontrar uma camada impermeável. Saturando as camadas porosas logo acima, a água pode permanecer em repouso ou deslocar-se, de acordo com a configuração geométrica do terreno. Nos aquíferos *freáticos*, também chamados aquíferos *livres*, a água que enche os poros da formação geológica na região que se situa no topo da parte saturada está submetida à *pressão atmosférica* (Figura 11.3). Assim, tudo se passa como se a água estivesse ocupando um reservatório aberto. Pode ocorrer ainda, a formação de um aquífero ou lençol suspenso, quando uma formação impermeável aparece entre a zona saturada e a superfície do terreno, dando origem à retenção de águas de infiltração acima desta formação.

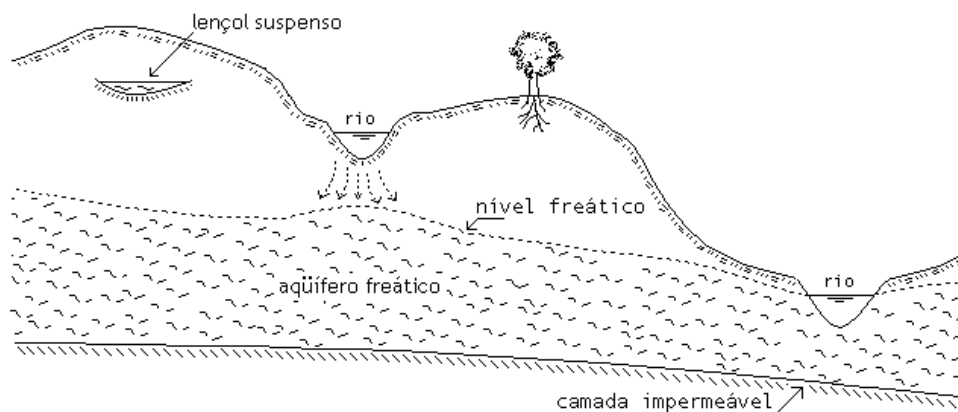


Figura 11.3 – Representação esquemática da ocorrência do aquífero freático e sua inter-relação com os cursos d'água: num caso, recebendo a alimentação do curso d'água (típico de região árida cortada por rio perene) e, em outro, alimentando as nascentes do curso d'água (comum em regiões montanhosas).

Para qualquer camada que se considere dentro do aquífero freático, a carga hidráulica na mesma será igual à profundidade medida a partir do nível estático (nível freático). Assim, quando um poço é perfurado num aquífero freático, o nível d'água dentro dele atingirá o nível estático do aquífero. O poço que retira a água do lençol freático é dito *poço freático* (Figura 11.4).

⁷ Nestes casos de rochas calcárias, as águas superficiais podem passar subitamente por estas formações, formando verdadeiros rios subterrâneos que, por sua vez, podem aflorar bruscamente, passando às correntes superficiais.

⁸ O termo *freático* vem da palavra grega *phreatos*, que significa poço, pelo fato de que é desse lençol que se abastecem os poços comuns.

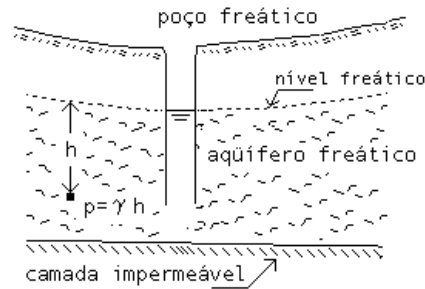


Figura 11.4 – Representação do poço freático e da carga hidráulica em um ponto do lençol.

Os poços freáticos são normalmente escavados. São, também, chamados de poços ordinários, isto é, poços comuns ou domésticos. Em geral, são rasos e de grandes diâmetros: as profundidades compreendidas entre 3 e 20 metros e os diâmetros entre 1 e 2 metros.⁹ A vazão que eles são capazes de fornecer é relativamente pequena, o que sugere a sua utilidade apenas para o consumo humano ou uso doméstico e, raramente, para uso industrial e irrigação. Embora a água possa ser de boa qualidade, há inúmeros registros de ocorrência de água salobra e, mesmo, contaminada.

O aquífero é dito *confinado*, ou *artesiano*¹⁰, quando se situa entre camadas impermeáveis. Em consequência, os aquíferos confinados têm a água submetida a pressão superior à atmosférica. Nestes, a água provém, geralmente, de infiltrações distantes, ocorridas em regiões de cotas mais elevadas (brejos, lagos, rios, chuva ou neve nas serras, etc.).

Na Figura 11.5, apresenta-se um esquema que permite classificar e visualizar a ocorrência dos diferentes tipos de aquíferos. Vê-se, por exemplo, que o aquífero designado como AQUÍFERO A é freático, pois o nível da água neste coincide com o nível atingido no poço de observação: no aquífero freático ou livre, à superfície livre corresponde, sempre, pressão igual à atmosférica. A Figura 11.5 mostra, também, que o AQUÍFERO B, inicialmente freático na zona (a), atinge, a jusante, uma região compreendida entre duas camadas impermeáveis, zonas (b) e (d), comportando-se, portanto, como *artesiano* ou *confinado*.

Quando uma das camadas que limita o aquífero é semipermeável, este pode perder ou receber água através dela. Este fenômeno é denominado *drenança*¹¹ e o aquífero correspondente é dito *semiconfinado*. O AQUÍFERO B da Figura 11.5 também se comporta desta forma em duas regiões, indicadas como zonas (c) e (e).

Os poços que retiram água de um aquífero artesiano são chamados de *poços artesianos*. Nestes, a água ascende até atingir o nível da linha piezométrica. Se a piezométrica estiver acima do terreno, a água jorrará (poço *jorrante*). Caso contrário, estando a piezométrica abaixo do nível do terreno, a água não jorrará. Para alguns, o poço é considerado artesiano apenas quando ele jorra e, sendo não jorrante, ele seria caracterizado como "semiartesiano". Na Figura 11.5, são visualizadas as ocorrências dos poços artesianos jorrante e não jorrante.

⁹ Atualmente, podem ser encontrados poços freáticos tubulares (pequenos diâmetros) perfurados mecanicamente até profundidades bem maiores.

¹⁰ O termo *artesiano* deriva do nome Artois, que é uma região da França onde são frequentes as ocorrências desse tipo de aquífero.

¹¹ Tradução técnica do termo *leakage*, em inglês.

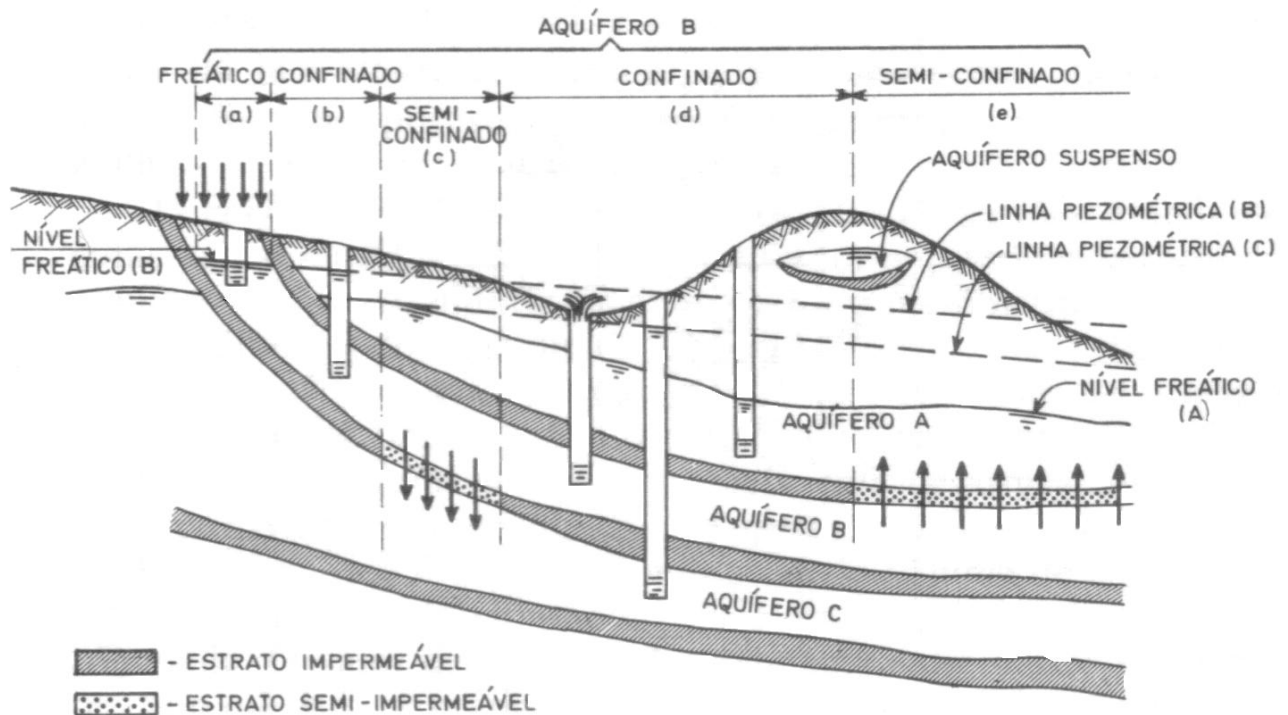


Figura 11.5 – Esquema para a visualização da ocorrência e classificação dos aquíferos

O lençol artesiano é alcançado por meio de poços tubulares, que têm pequeno diâmetro (geralmente entre 6 e 10 polegadas), podendo estar a pequenas profundidades (algumas dezenas de metros) ou a grandes profundidades (até centenas de metros). Ao se fazer uma perfuração, podem ser encontrados vários lençóis sobrepostos, com distintas capacidades de armazenamento e diferentes qualidades da água. Quando se atinge um rico lençol artesiano, a água normalmente é suficiente para o abastecimento de bairros residenciais e/ou indústrias e, até mesmo, para uso na irrigação. Em geral essa água é de boa qualidade, embora, nos casos de poços profundos, possa apresentar-se como salobra.

11.4. Propriedades dos aquíferos e parâmetros que caracterizam a relação solo - água

Os aquíferos desempenham duas diferentes funções: a de *reservação* e a de *condução* da água. Assim, os poros, em seu conjunto, se comportam ora como um reservatório, ora como um conduto que transporta a água entre dois pontos submetidos a um gradiente hidráulico. A água contida num aquífero se desloca, conseqüentemente, em condições de escoamento hidráulico semelhantes às de um “reservatório em marcha”.

A eficiência de um aquífero como fonte de suprimento de água depende de propriedades intimamente ligadas às duas funções que ele desempenha. As propriedades relacionadas com a capacidade de reserva são a *porosidade* e a *produção específica* (ou *suprimento específico*), enquanto as propriedades associadas à função de condução da água são a *condutividade hidráulica* (ou *permeabilidade*) e a *transmissividade*. Definem-se, a seguir, estes e alguns outros parâmetros importantes.

a) Porosidade

A porosidade, n , é a percentagem de vazios (poros) existentes no material, isto é,

$$n = \frac{\text{volume dos vazios}}{\text{volume total}} \times 100\% = \frac{V_p}{V_t} \times 100\% . \quad (01)$$

O volume total, V_t , é dado pela soma do volume dos poros (vazios), V_p , com o volume dos grãos, V_g , isto é, $V_t = V_p + V_g$.

Quando um material se encontra saturado, todos os seus vazios ficam preenchidos com água. Desse modo, o volume de água de saturação é obtido multiplicando-se a porosidade pelo volume do material, isto é,

$$(\text{volume de saturação}) = n \times (\text{volume do material}). \quad (02)$$

A porosidade depende do tamanho, da forma, do grau de uniformidade e da arrumação dos grãos que compõem o material.

Quando a granulometria do material é uniforme, a porosidade é maior que em se tratando de partículas de tamanhos diferentes, pois neste caso as menores ocupam os vazios deixados pelas maiores. Vê-se, pois, que existe alguma ligação da porosidade com aquilo que é conceituado como coeficiente de uniformidade.

De um modo geral, considera-se:

- porosidade grande, $n > 20\%$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{argila} \approx 45\% \\ \text{areia} \approx 35\% \\ \text{pedregulho} 25\% \\ \text{pedregulho e areia} \approx 20\% \end{array} \right.$
- porosidade média, $5\% < n < 20\%$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{arenito} \approx 15\% \\ \text{calcáreo denso} \approx 5\% \end{array} \right.$
- porosidade pequena, $n < 5\%$ $\left\{ \text{quartzito, granito} \approx 1\% \right.$

Obs.: Os valores médios de porosidade de uma série de materiais são apresentados na coluna (2) da Tabela 11.1. O coeficiente de porosidade médio é determinado em ensaios de laboratório realizados com amostra do solo do aquífero, adequadamente coletada de acordo com procedimento rotineiro.

b) Produção específica ou suprimento específico (ou porosidade efetiva)

Embora a porosidade informe sobre a quantidade de água que o aquífero é capaz de armazenar, esta não representa a quantidade de água que ele poderá fornecer, pois a ação da gravidade é incapaz de retirar de um material toda a sua água da saturação: uma parcela desta água ficará retida nos interstícios devido à atração molecular da película que envolve os grãos.

A *produção específica* (ou *porosidade efetiva*), P_e , de um material granular é justamente a percentagem de sua água de saturação que se liberta pela ação da gravidade:

$$P_e = \frac{V_d}{V_t} \times 100\% = \frac{\text{Vol. de água drenado livremente da amostra saturada}}{\text{Volume da amostra}} \times 100\%. \quad (03)$$

O volume drenado, V_d , corresponde à parcela do volume de vazios ocupada pela água circulável (removível) sob a ação da gravidade. Assim, P_e mede a porcentagem do volume de um solo disponível para o armazenamento temporário da água.

Para calcular a produção específica, coloca-se o material seco num cilindro de fundo afunilado e provido de torneira (inicialmente fechada) que, em seguida, é saturado. Abrindo-se totalmente a torneira, a água começa a escoar-se com vazão decrescente, até formar um escoamento em gotas. Quando as últimas se distanciarem muito umas das outras no tempo, mede

o volume de água liberada sob a ação da gravidade. Dividindo-se o volume de água liberada sob a ação da gravidade pelo volume total tem-se:

$$Pe = (\text{volume libertado}) \div (\text{volume total}) \times 100\%$$

Pelos valores lançados nas colunas (2) e (3) da Tabela 11.1, observa-se, que a argila, que tem a maior porosidade média (em torno de 45%), possui produção específica de somente 3%. A principal razão para justificar este fato está associada ao diminuto tamanho dos grãos e, conseqüentemente, dos poros da argila que retêm grande parcela de água de saturação.

c) Retenção específica

A retenção específica, **Re**, também expressa em porcentagem, é a parcela da água de saturação que não consegue se libertar da unidade de volume do material saturado, sob a ação da gravidade. É, portanto, a diferença entre a porosidade e a produção específica do material. Ou

$$n = Pe + Re. \quad (04)$$

A retenção específica é tanto maior quanto menor for o tamanho das partículas pois, assim sendo, maior será a superfície total das mesmas e, conseqüentemente, maior também será a ação molecular de retenção da água.

d) Coeficiente de permeabilidade – experiência de Darcy

A propriedade interligada com a função de condução da água do aquífero é a *permeabilidade*, **K**, que pode ser definida como “a capacidade do meio poroso transmitir a água”. A grandeza que informa sobre a capacidade do meio poroso transmitir a água é o *coeficiente de permeabilidade* que, por definição, representa “a quantidade de água que, na unidade de tempo, passa pela seção do material de área unitária, quando perda de carga por unidade de comprimento (perda de carga unitária) corresponde à unidade”. Esta definição deriva da própria equação de Darcy.

Na Tabela 11.1 apresentam-se valores médios do coeficiente de permeabilidade K de diferentes materiais, juntamente com a porosidade e a produção específica.

Tabela 11.1 – Valores médios de algumas propriedades ligadas às funções de reservação e de condução dos aquíferos

(1) Materiais	(2) Porosidade, n (%)	(3) Produção específica, Pe (%)	(4) Coeficiente de permeabilidade, K (m/dia)
Argila	45	3	0,04
Areia	35	25	35
Pedregulho	25	22	200
Pedregulho e areia	20	16	80
Arenito	15	8	30
Calcário denso	5	2	0,04
Quartzito, granito	1	0,5	0,004

Da hidráulica, sabe-se que o movimento da água de um ponto a outro do aquífero ocorrerá quando existir uma diferença de carga entre estes pontos. A experiência de Darcy¹² (1856) mostrou que no escoamento laminar da água em um meio poroso a velocidade aparente é proporcional à perda de carga unitária: $V \propto i$. Ou,

$$V = K \cdot i, \quad (05)$$

sendo V = velocidade média aparente da água através do material; K = coeficiente de permeabilidade (com dimensão LT^{-1}); e i = perda de carga unitária (adimensional). Portanto, K tem dimensão de velocidade¹³.

A vazão através de uma seção de área A transversal ao escoamento é $Q = V \cdot A$. Ou

$$Q = K \cdot i \cdot A \quad (06)$$

sendo a perda de carga unitária (gradiente hidráulico) i dada por

$$i = -\frac{\partial h}{\partial x}. \quad (07)$$

O coeficiente de permeabilidade K é medido em laboratório com o uso de um permeâmetro, cujo princípio está representado na Figura 11.6. Esse permeâmetro, que reproduz a experiência de Darcy, permite a obtenção da perda de carga unitária, i . Essa perda de carga é obtida da leitura dos piezômetros, h_1 e h_2 , cujas tomadas de pressão encontram-se separadas pela distância L : $i = (h_1 - h_2) / L$.

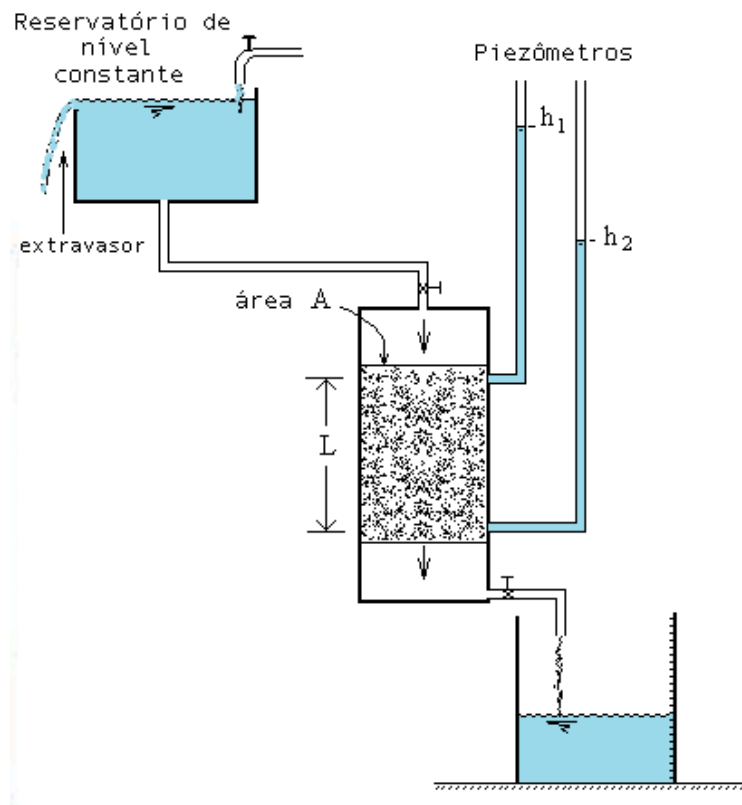


Figura 11.6 – Esquema ilustrativo da experiência de Darcy (permeâmetro de carga constante)

¹² Henry Philibert Gaspard Darcy (1803 – 1858), engenheiro francês.

¹³ Escreve-se $[K] = [V] = LT^{-1}$

Obs.: O coeficiente de permeabilidade é função das propriedades do fluido e do meio poroso. Esta dependência pode ser mostrada rapidamente recorrendo-se à equação de Navier-Stokes, da Mecânica dos Fluidos para o escoamento laminar entre duas placas paralelas, que é uma equação correspondente à de Hagen-Poiseuille e que pode escrita na forma:

$$i = -\frac{dh}{dx} = \frac{12\mu Q}{\gamma A b^2}, \quad (08)$$

sendo μ = viscosidade dinâmica do fluido; γ = peso específico do fluido; b = distância entre as placas; e A = área da seção transversal ao escoamento, cuja vazão é Q . Como, segundo Darcy, $i = Q/(K \cdot A)$, resulta

$$K = \frac{\gamma b^2}{12\mu} = \frac{g b^2}{12\nu}. \quad (09)$$

De maneira alternativa, esta demonstração poderia ser feita com o uso da fórmula universal para a perda de carga no escoamento laminar (também conhecida como equação de Darcy-Weisbach). Por esta equação,

$$i = f \frac{1}{d} \frac{V^2}{2g}, \quad (10)$$

sendo f o fator de atrito e d um diâmetro característico dos poros. Para o regime laminar, $f = c/Re$, sendo c = constante e Re = número de Reynolds = $V \cdot d/\nu$. Daí, a expressão para a perda unitária se reescreve como:

$$i = \frac{cV\nu}{2gd^2}, \quad \text{ou} \quad V = \frac{2gd^2}{c\nu} i. \quad (11)$$

Donde,

$$K = \frac{2g}{\nu} \frac{d^2}{c} = K_0 \frac{2g}{\nu}, \quad (12)$$

sendo

$$K_0 = d^2/c = c'd^2. \quad (13)$$

O termo K_0 é denominado *permeabilidade intrínseca*.

A medição do coeficiente K em laboratório pode ser feita, ainda, com o emprego do permeâmetro de carga variável, particularmente para solos argilosos. Esquemáticamente, representa-se o permeâmetro de carga variável na Figura 11.7. Conforme o esquema, aplicando-se a lei de Darcy para um tempo genérico t :

$$Q(t) = K \cdot A \cdot h(t)/L. \quad (14)$$

Mas,

$$Q(t) = a \cdot (-dh/dt), \quad (15)$$

o que permite escrever:

$$-a \frac{dh}{dt} = K \cdot A \cdot \frac{h}{L}, \quad \text{ou} \quad \frac{dh}{h} = -K \frac{A}{a \cdot L} dt.$$

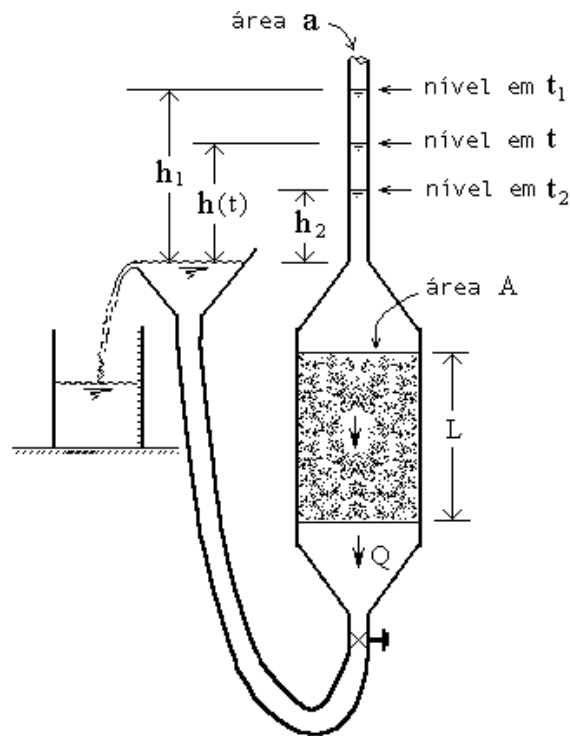


Figura 11.7 – Esquema ilustrativo do funcionamento do permeâmetro de carga variável

Integrando, deste o tempo t_1 , onde $h = h_1$, até um instante $t_2 = t_1 + \Delta t$, em que $h = h_2$, ou seja,

$$\int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{h} = -K \frac{A}{a \cdot L} \int_{t_1}^{t_2} dt$$

obtem-se

$$\ln \frac{h_2}{h_1} = -K \frac{A}{a \cdot L} \Delta t,$$

que permite obter o coeficiente de permeabilidade¹⁴:

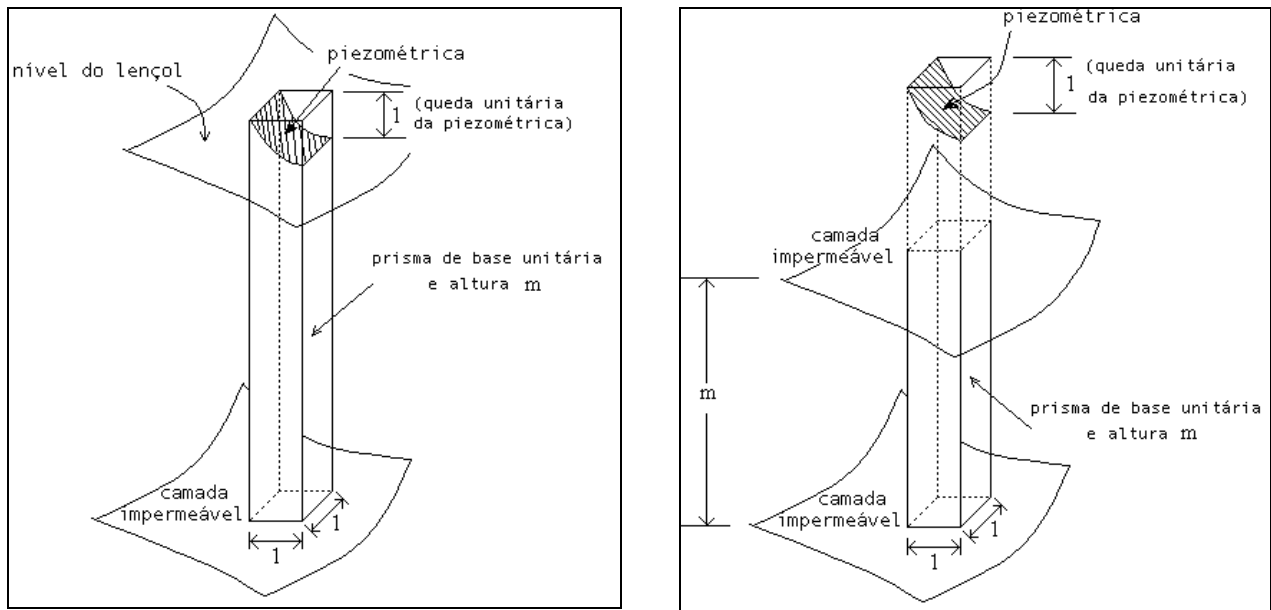
$$K = \frac{a \cdot L}{A \cdot \Delta t} \ln \frac{h_1}{h_2} \quad \text{ou} \quad K = \frac{2,303a \cdot L}{A \cdot \Delta t} \log \frac{h_1}{h_2}. \quad (16)$$

e) Armazenamento específico e coeficiente de armazenamento

- Coeficiente de armazenamento, S

O volume de água liberado por um aquífero, que se caracteriza pela sua produção específica, é avaliado através do seu *coeficiente de armazenamento*, S, que é “a parcela de água libertada por um prisma vertical de base unitária e com a mesma altura do aquífero, quando a altura piezométrica é reduzida de um comprimento unitário”. O coeficiente de armazenamento S é adimensional.

¹⁴ Valores médios de K para alguns tipos de materiais são dados na Tabela 11.1.



(a) aquífero freático

(b) aquífero artesiano

Figura 11.8 – Visualização dos prismas de base unitária para a definição dos coeficientes de armazenamento em aquíferos freático (figura a) e artesiano (figura b)

O coeficiente de armazenamento S expressa a capacidade de armazenamento útil de um aquífero, por unidade de área horizontal. Nos lençóis freáticos, S aproxima-se do valor da produção específica (ou porosidade efetiva), conforme ilustram os dados da Tabela 11.1. Valores médios típicos deste parâmetro em aquíferos freáticos estão compreendidos na faixa $0,01 < S < 0,35$, enquanto que em aquíferos artesianos $7 \times 10^{-5} < S < 5 \times 10^{-3}$.

- Armazenamento específico

O *armazenamento específico*, S_e , representa o volume de água que pode ser liberada da unidade de volume do aquífero, correspondente ao rebaixamento unitário da altura piezométrica. Tem como dimensão $[S_e] = L^{-1}$, e pode ser relacionado ao coeficiente de armazenamento S segundo as expressões:

$$\rightarrow \text{para aquíferos freáticos: } S = m \cdot S_e + P_e \cong P_e; \quad (17)$$

$$\rightarrow \text{para aquíferos artesianos: } S = m \cdot S_e \quad (18)$$

sendo m a espessura do aquífero.

f) Coeficiente de transmissividade

O *coeficiente de transmissividade* do aquífero, T , é dado pelo produto do coeficiente de permeabilidade, K , pela espessura m de uma camada do material, isto é,

$$T = K \cdot m, \quad (19)$$

e tem como dimensão, $[T] = L^2 T^{-1}$. O coeficiente T é geralmente expresso em $m^3/(h \cdot m)$, ou $m^3/(\text{dia} \cdot m)$.

Para um aquífero de espessura m , pode-se escrever para a vazão que atravessa uma seção de altura m e largura w (equação de Darcy):

$$Q = K \cdot A \cdot i = (K \cdot m) \cdot w \cdot i = T \cdot w \cdot i. \quad (20)$$

Desta equação, define-se T como “a vazão que escoar através de uma seção vertical do aquífero com largura de 1 metro, quando a perda de carga unitária é igual à unidade”. A título de ilustração, a Figura 11.9 mostra a relação entre os coeficientes de transmissividade e permeabilidade.

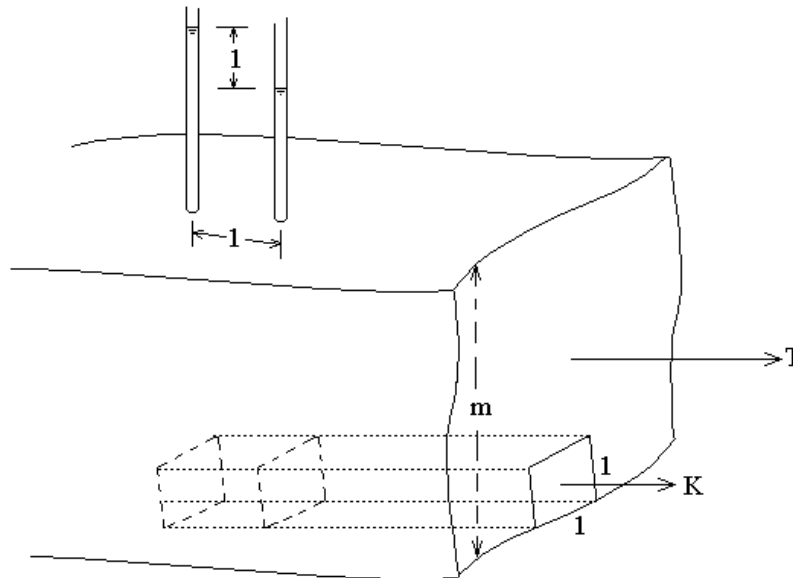


Figura 11.9 - Relação entre os coeficientes de transmissividade, T, e de permeabilidade, K.

Exemplo 11.1 (Equação de Darcy)

Um lençol freático tem espessura média de 3,6m e é constituído de areia com coeficiente de permeabilidade igual a 40m/dia. Dois poços perfurados neste lençol, afastados entre si de 20m e situados ao longo de uma mesma linha de corrente permitiram que se constatasse um desnível de 1,20m na superfície do lençol, conforme indica a Figura 11.10. Com base nessas informações, calcular:

- a) a vazão de escoamento do lençol, por metro linear de largura;
- b) o comprimento mínimo que deverá ter uma galeria de infiltração, instalada transversalmente às linhas de corrente, de modo a se poder captar a vazão de 6ℓ/s, supondo-se que se aproveite totalmente a água em escoamento.

Solução:

a) Da equação de Darcy, $Q = K \cdot A \cdot i$.
 Como $A = m \cdot w$, então $Q = K \cdot m \cdot w \cdot i$.

Ou, $q = \frac{Q}{w} = K \cdot m \cdot i$. Conhecidos,

$K = 40 \text{ m/dia} = 40/(24 \times 3600) \text{ m/s}$,

$m = 3,6\text{m}$ e $i = 1,2/20 \text{ m/m}$, vem

$$q = \frac{40}{24 \times 3600} \times 3,6 \times \frac{1,2}{20} = 1 \times 10^{-4} \frac{\text{m}^3}{\text{s} \cdot \text{m}},$$

ou $q = 0,1 \text{ ℓ}/(\text{m} \cdot \text{s})$.

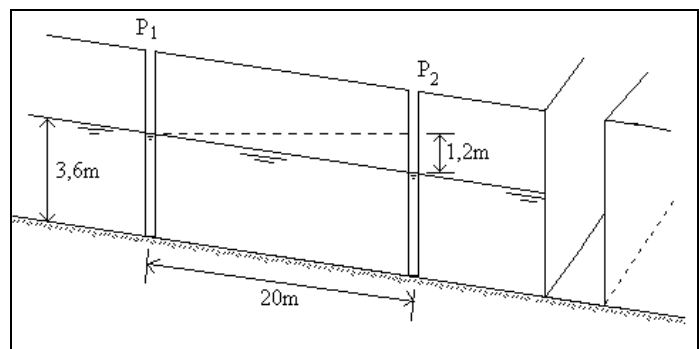


Figura 11.10 - Esquema para o problema exemplo 11.1

b) para $Q = 6 \ell/s \Rightarrow L = Q/q = 6/0,1 \rightarrow L=60m.$

Exemplo 11.2

Estabelecer a expressão da vazão, por unidade de largura, para o escoamento horizontal num aquífero artesiano em direção a uma vala, sendo m a espessura média do aquífero e K o coeficiente de permeabilidade. (V. Figura 11.11)

Solução:

Da equação de Darcy, $Q = K \cdot A \cdot i$.

Como $A = m \cdot w$, $i = \Delta H / \Delta x$,

$$q = \frac{Q}{w} = K \cdot m \cdot \frac{\Delta H}{\Delta x}, \text{ ou } q = T \cdot \frac{\Delta H}{\Delta x}.$$

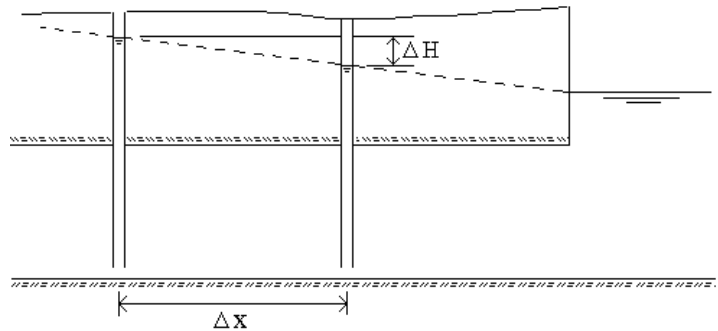


Figura 11.11 - Esquema para o problema exemplo 11.2

11.5. Hidráulica de poços

Neste subcapítulo, o tratamento dado ao problema da hidráulica subterrânea é fundamentalmente voltado para o seu aproveitamento.

A captação da água subterrânea pode ser feita longitudinalmente, através de galerias como no caso do problema exemplo 11.1, ou radialmente, por meio de poços. Esta última forma de captação se caracteriza por provocar o escoamento que se processa radialmente no interior do maciço poroso que contém o aquífero (ou lençol d'água subterrâneo).

A captação feita por meio de poços pode ser realizada: a) com o aproveitamento do aquífero freático, que é o primeiro a ser encontrado quando se faz uma escavação e que, conforme já visto, contém a água no interior do maciço poroso sujeita à pressão atmosférica; ou b) com o aproveitamento do aquífero artesiano, onde a pressão da água é superior à atmosférica por se encontrar confinada entre camadas impermeáveis. De acordo com o aquífero que se utiliza como fonte de suprimento, o poço é então denominado freático ou artesiano.

A título de ilustração, na Figura 11.12 apresenta-se um poço freático sofrendo a ação de um bombeamento com a vazão constante Q . Nesta figura, nota-se que na vizinhança do poço o nível d'água do lençol freático apresenta-se rebaixado. A primeira quantidade de água retirada por meio do bombeamento é proveniente do armazenamento existente no aquífero em volta do poço. À medida que o bombeamento prossegue, uma quantidade maior de água procedente de regiões cada vez mais afastadas é removida, produzindo-se depressões no nível d'água do aquífero que constituem o que se denomina *cone de depressão*.

A profundidade de um poço de captação varia de acordo com a situação do aquífero em relação à superfície do solo.

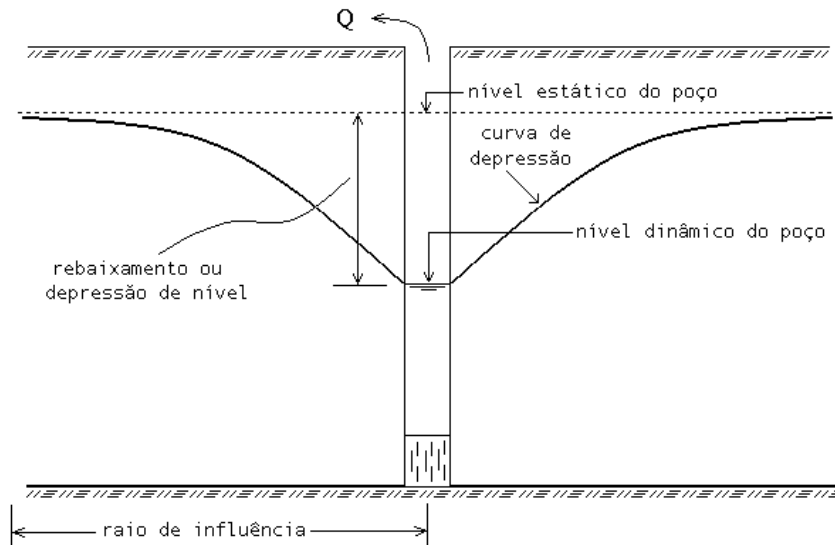


Figura 11.12 – Rebaixamento e curva de depressão devido ao bombeamento em poço freático

11.5.1 Terminologia

Na hidráulica de poços é utilizada a terminologia abaixo, com suas definições:

- a) Nível estático do poço: é o nível de equilíbrio da água no poço quando este não está sob a ação de bombeamento, nem sob a influência de bombeamento anterior, e nem sob a influência da ação de bombeamento que se processa (ou se processou) nas suas imediações.

Observações:

i) nos poços freáticos, o nível estático corresponde ao nível do lençol.

ii) nos poços artesianos, o nível estático situa-se sempre acima do nível do lençol e, mesmo, acima do nível do terreno quando o poço é jorrante.

- b) Nível dinâmico do poço: é o nível da água no poço quando este está sendo bombeado, ou sofrendo a ação de um bombeamento anterior ou de um bombeamento nas suas imediações.

Observações:

i) Em qualquer poço (freático ou artesiano), o nível dinâmico fica abaixo do nível estático, tanto mais quanto maior for a vazão de bombeamento.

ii) O nível dinâmico de maior importância é o que corresponde à vazão de projeto (vazão a ser fornecida pelo poço). Sua determinação constitui um dos aspectos importantes a considerar na hidráulica de poços.

- c) Regime de equilíbrio: é aquele em que o nível dinâmico fica estacionário depois de determinado tempo de bombeamento, por tornar-se a vazão do poço igual à da bomba.

- d) Regime não-equilibrado: é o que se inicia com o bombeamento, prosseguindo com o abaixamento do nível dinâmico até ser atingido o regime de equilíbrio. Cessado o bombeamento, reinicia um novo regime não-equilibrado, que dura até a recuperação total do poço, quando é novamente atingido o nível estático.

- e) Tempo de recuperação: é o tempo decorrido, desde que é cessado o bombeamento, até o instante em que o nível dinâmico, que vai sempre subindo, atinge a posição do nível estático.

- f) Profundidade do nível estático: é a distância medida a partir da superfície do terreno até o nível estático do poço.

Observação: Pela definição acima, no caso de poço jorrante, a profundidade do nível estático será negativa.

- g) Profundidade do nível dinâmico: é a distância que se mede do nível do terreno até o nível dinâmico do poço.
- h) Depressão, abaixamento ou rebaixamento de nível: é a diferença de cota entre o nível estático e o nível dinâmico do poço.
- i) Superfície de depressão: nos poços freáticos, é a superfície que resulta da depressão de nível do lençol em decorrência de bombeamento. Sua forma aproximada é a da superfície lateral de um tronco de cone invertido, cuja base menor é a seção do poço na posição do nível dinâmico.

Observações:

- i)* Nos poços artesianos, a superfície de depressão é imaginária e constitui o lugar geométrico dos pontos piezométricos que sofrem depressão em decorrência de bombeamento.
- ii)* A superfície de depressão é função da vazão de bombeamento.
- j) Curva de depressão: é a curva que se obtém da interseção da superfície de depressão com um plano vertical que passa pelo eixo do poço.

Os dois ramos da curva de depressão são geralmente assimétricos, assimetria que é mais acentuada no plano vertical paralelo ao deslocamento da água subterrânea, sobretudo em lençóis freáticos.

Observação: É possível traçar a curva de depressão de um poço, desde que sejam abertos outros poços com ele alinhados e que em todos seja determinado o nível dinâmico de equilíbrio, por ocasião do bombeamento no poço em estudo.

- k) Zona de influência: é a zona abrangida pela superfície de depressão de um poço. É tanto maior quanto maior for a vazão de bombeamento.

Observação: Qualquer outro poço que seja aberto nesta zona de influência ficará com seu nível deprimido, em decorrência do bombeamento do primeiro, depressão essa tanto maior quanto mais próximo ficar um poço do outro.

11.5.2 Bombeamento em poços freáticos e artesianos

Conforme visto, de acordo com o aquífero do qual se promove o bombeamento da água, o poço pode ser denominado freático ou artesiano. O bombeamento produz as depressões do nível d'água do aquífero (ou da superfície piezométrica, em caso de artesiano), constituindo o chamado "cone de depressão". O raio desse cone, denominado *raio de influência*, é uma função da vazão de bombeamento, e também varia com o tempo de bombeamento. O raio de influência, bem como a depressão de nível, cresce com o tempo de bombeamento, em taxas decrescentes, até que a capacidade de recarregamento do aquífero se equilibre com a vazão de bombeamento.

11.5.2.1 Regime de equilíbrio

De acordo com o que já foi mencionado, o cone de depressão pára de crescer quando se estabelece uma situação de equilíbrio: a vazão de bombeamento iguala-se à capacidade de recarregamento.

Thiem, estudando as variações do cone de depressão dentro do regime de equilíbrio, estabeleceu as expressões que correlacionam estas variações com a vazão de bombeamento dos poços freáticos e artesianos. As fórmulas de Thiem, adiante demonstradas, pressupõem que a

granulometria do aquífero é invariável, bem como a sua espessura, e que o poço atinge o limite inferior do aquífero (caso em que é denominado *poço completo*). As fórmulas de Thiem admitem, ainda, que a água no aquífero se desloca em regime laminar segundo linhas radiais que têm por centro o eixo do poço.

11.5.2.1.1 Regime de equilíbrio – Poço freático

A Figura 11.13 representa um poço freático completo durante bombeamento sob vazão constante. A figura contém os elementos necessários para a obtenção da equação de Thiem.

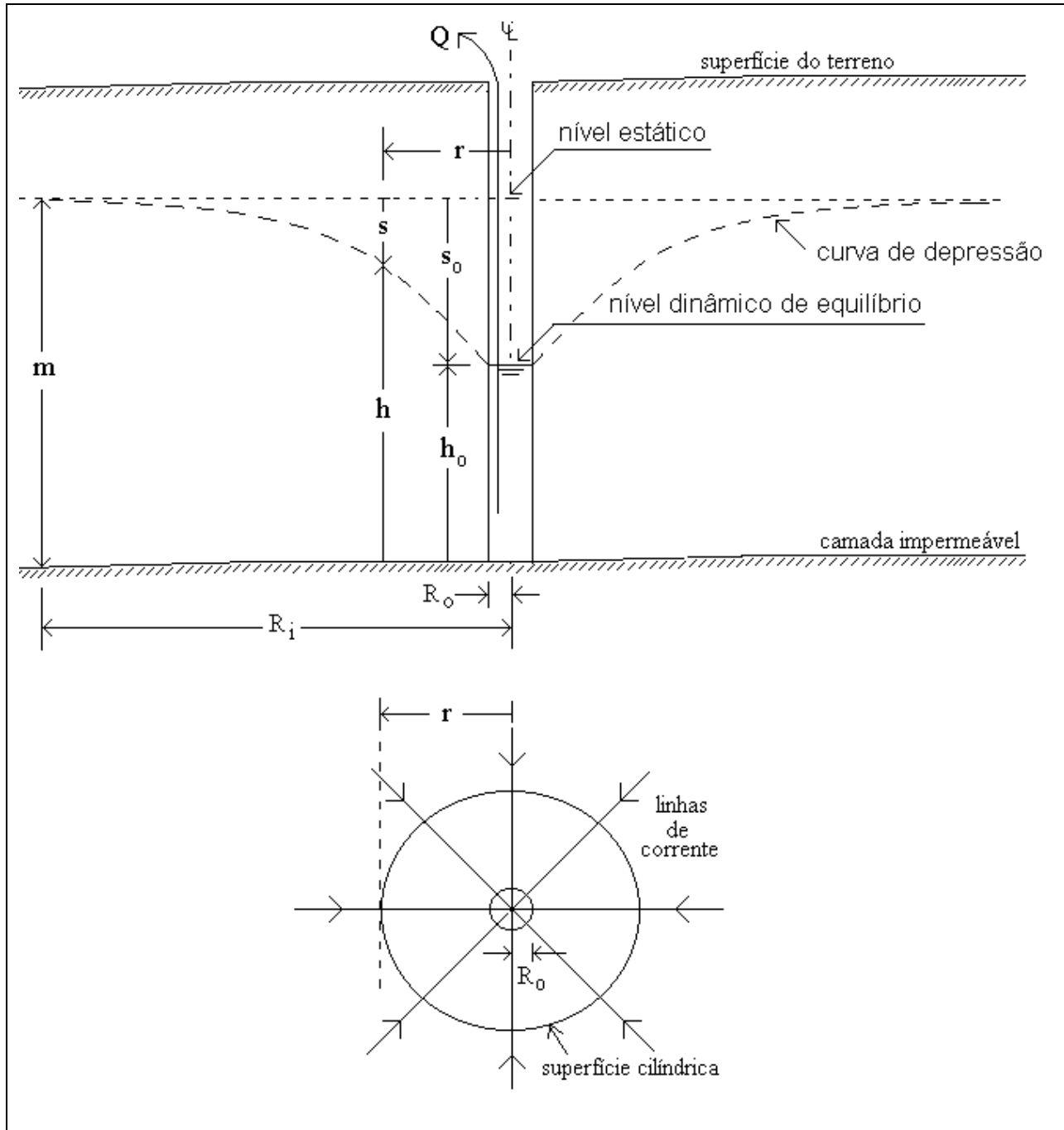


Figura 11.13 – Poço freático sob a ação de bombeamento com vazão constante

Na ilustração, o regime é o de equilíbrio: o rebaixamento s é invariável no tempo. Em volta do poço, o aquífero mostra-se rebaixado em forma de funil (cone de depressão).

A obtenção da curva que traduz o rebaixamento do lençol dentro da zona de influência do bombeamento pode ser feita com base na equação de Darcy. Para isto, considera-se uma superfície cilíndrica imaginária situada à distância genérica r do eixo do poço, através da qual escoa a água bombeada do aquífero. Para essa superfície, pode-se escrever:

$$Q = V \cdot A = K \cdot i \cdot A \quad \begin{cases} i = dh/dr \\ A = 2\pi r \cdot h \end{cases}$$

$$Q = 2K\pi r \cdot h \frac{dh}{dr} \quad \rightarrow \quad Q \frac{dr}{r} = 2K\pi h dh \quad (21)$$

A Eq. (21) é a equação diferencial da superfície de depressão (ou do cone de depressão). Ela pode ser integrada entre dois limites quaisquer, tais como (R_0, h_0) e (r, h) :

$$Q \int_{R_0}^r \frac{dr}{r} = 2K\pi \int_{h_0}^h h dh \quad \Rightarrow \quad Q \ln r \Big|_{R_0}^r = 2K\pi \cdot \frac{h^2}{2} \Big|_{h_0}^h \quad \Rightarrow \quad Q \ln \frac{r}{R_0} = 2K\pi \left(\frac{h^2}{2} - \frac{h_0^2}{2} \right)$$

$$\therefore \quad Q = \frac{K\pi}{\ln \frac{r}{R_0}} (h^2 - h_0^2) \cong \frac{K\pi}{2,303 \log \frac{r}{R_0}} (h^2 - h_0^2). \quad (22)$$

A Eq. (22) pode, ainda, ser escrita em termos das depressões de nível, s . Para tal, faz-se: $h = m - s$ e $h_0 = m - s_0$, donde

$$Q = \frac{K\pi}{\ln \frac{r}{R_0}} [(m - s)^2 - (m - s_0)^2] \cong \frac{K\pi}{2,303 \log \frac{r}{R_0}} [(m - s)^2 - (m - s_0)^2]. \quad (23)$$

◆ Expressão para o raio de influência, R_i – (aquífero freático)

Para obter uma expressão para o raio de influência R_i , a Eq. (21) é integrada desde (R_0, h_0) até (R_i, m) :

$$Q = \frac{K\pi}{\ln \frac{R_i}{R_0}} (m^2 - h_0^2) = \frac{K\pi}{\ln \frac{R_i}{R_0}} [m^2 - (m - s_0)^2]$$

donde,

$$\ln \frac{R_i}{R_0} = \frac{K\pi}{Q} [m^2 - (m - s_0)^2] = \frac{K\pi}{Q} (2m - s_0) \cdot s_0, \text{ e}$$

$$\therefore \quad \ln R_i = \ln R_0 + \frac{K\pi}{Q} (2m - s_0) \cdot s_0, \quad (24)$$

expressão que permite obter R_i , a partir de valores conhecidos de R_0, Q, K, m, s_0 .

◆ Expressão para o coeficiente de permeabilidade, K – (aquífero freático)

Considere-se o bombeamento do poço freático com a vazão Q , e os rebaixamentos s_1 e s_2 no regime de equilíbrio, medidos nos poços de observação PO_1 e PO_2 (Figura 11.14). A integração da Eq. (21) entre os limites (R_1, h_1) e (R_2, h_2) permite escrever:

$$Q = \frac{K\pi}{\ln \frac{R_2}{R_1}} (h_2^2 - h_1^2), \text{ ou}$$

$$K = \frac{Q \cdot \ln(R_2/R_1)}{\pi (h_2^2 - h_1^2)} = \frac{Q \cdot \ln(R_2/R_1)}{\pi [(m-s_2)^2 - (m-s_1)^2]} \cong \frac{2,303 Q \cdot \log(R_2/R_1)}{\pi [(m-s_2)^2 - (m-s_1)^2]}, \quad (25)$$

que é a expressão de cálculo do coeficiente K em aquífero freático, com base nos rebaixamentos em dois poços de observação (que funcionam como piezômetros).

Caso o poço PO₁ se confunda com o poço sendo bombeado, a distância R₁ passa a ser o raio do poço R₀ e a depressão s₁ transforma-se na depressão do nível dinâmico de equilíbrio s₀ para a vazão Q. Nesse caso, calcula-se K segundo a expressão

$$K = \frac{2,303 Q \cdot \log(R/R_0)}{\pi [(m-s)^2 - (m-s_0)^2]}, \quad (26)$$

na qual R e s são referidos ao poço único de observação.

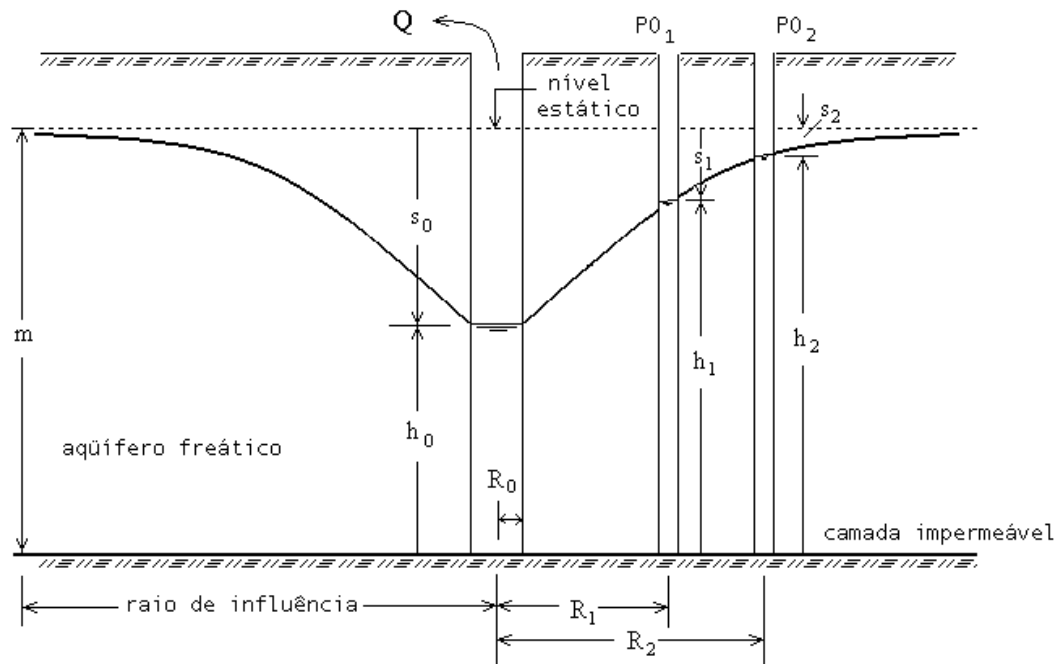


Figura 11.14 – Bombeamento de poço freático – obtenção do coeficiente de permeabilidade com base nas leituras em dois poços de observação

Observações:

i) Os valores do coeficiente de permeabilidade K são geralmente mais precisos quando definidos pelas determinações relativas a dois poços de observação, já que ocorre uma perda de carga na entrada do poço bombeado. Todavia, a utilização de um só poço de observação, ao invés de dois, é mais cômoda e econômica. Esta observação aplica-se também para o caso de poços em aquíferos artesianos.

ii) A boa prática sugere a obtenção de um coeficiente de permeabilidade médio, \bar{K} . Para isso, são necessários vários piezômetros (poços de observação) dispostos como na Figura 11.15. No caso de utilização de 4 piezômetros, recomenda-se que eles sejam dispostos com os seguintes

afastamentos: o primeiro a 1m do eixo do poço bombeado; o segundo a 2m do primeiro piezômetro; o terceiro a 5m de afastamento do segundo; e o quarto a 10m do terceiro piezômetro.

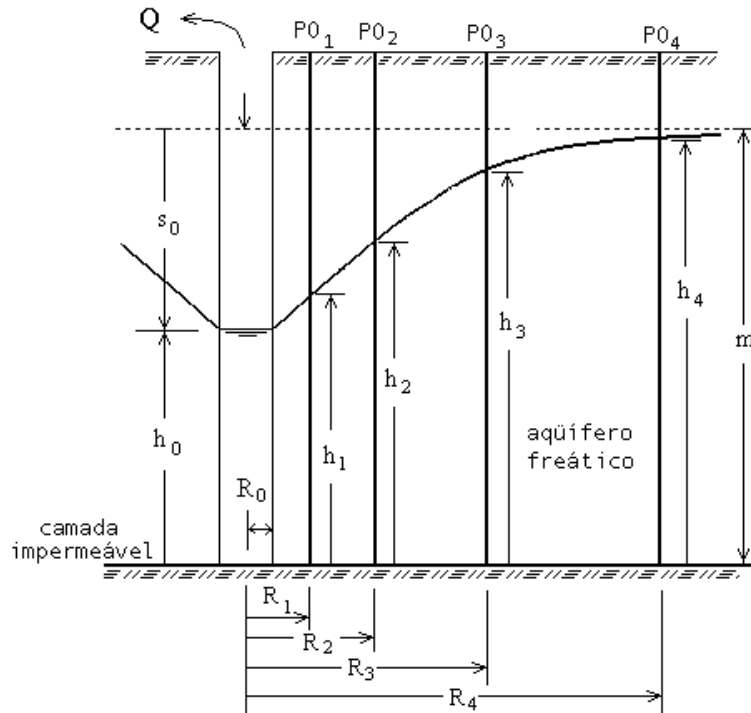


Figura 11.15 – Esquema ilustrativo do uso de 4 poços de observação para a obtenção de um coeficiente de permeabilidade médio do aquífero.

Aplicando-se sucessivamente a Eq. (25) para os pares de piezômetros *i* e *j* (1 e 2, 1 e 3, 1 e 4, 2 e 3, 2 e 4, 3 e 4), pode-se determinar vários valores de $K_{i,j}$ que permitem a obtenção do coeficiente de permeabilidade médio. Para os quatro piezômetros do esquema da Figura 11.15,

$$\bar{K} = \frac{1}{6} (K_{1,2} + K_{1,3} + K_{1,4} + K_{2,3} + K_{2,4} + K_{3,4}), \quad (27)$$

Generalizando, para N de poços de observação,

$$\bar{K} = \frac{1}{N!} \frac{\sum K_{i,j}}{2!(N-2)!} \quad (28)$$

11.5.2.1.2 Regime de equilíbrio – Poço artesiano

A Figura 11.16 representa, agora, um poço artesiano durante o bombeamento com uma vazão constante Q, em regime de equilíbrio: o rebaixamento da superfície piezométrica, em cada posição r, mantém-se invariável no tempo. O cone de depressão representado na figura constitui, na verdade, uma superfície imaginária (embora esta superfície possa ser materializada por meio da instalação de piezômetros cravados no aquífero: os piezômetros permitem a obtenção dos níveis virtuais acima do aquífero, de modo semelhante ao do poço freático).

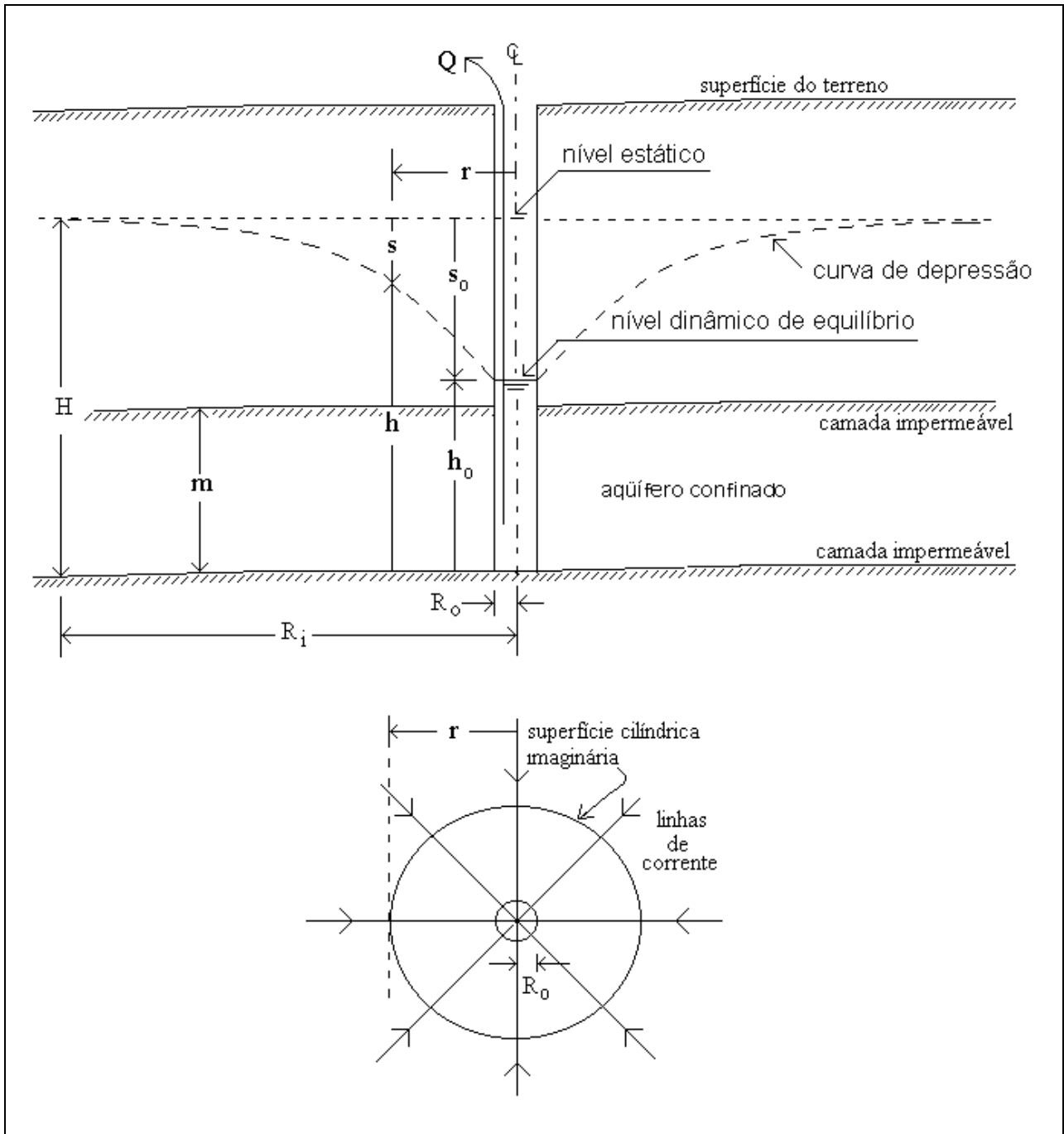


Figura 11.16 – Poço artesiano sob bombeamento com vazão constante

De acordo com a lei de Darcy aplicada a uma superfície cilíndrica situada a uma distância r do eixo do poço (Figura 11.16), através da qual a água escoou com a vazão igual à de bombeamento (regime de equilíbrio), pode-se escrever:

$$Q = V \cdot A = K \cdot i \cdot A, \text{ onde } \left\{ i = \frac{dh}{dr}; A = 2\pi r \cdot m, \right.$$

ou

$$Q = 2k\pi m r \frac{dh}{dr} \rightarrow Q \frac{dr}{r} = 2k\pi m \cdot dh. \quad (29)$$

Se a Eq. (29) é integrada entre os limites do poço, (R_0, h_0) , e uma região que sofre a influência do bombeamento, (r, h) , tem-se

$$Q \int_{R_0}^r \frac{dr}{r} = 2K\pi \cdot m \int_{h_0}^h dh \Rightarrow Q \ln \frac{r}{R_0} = 2K\pi \cdot m(h - h_0).$$

Em termos das depressões da superfície piezométrica:

$$h_0 = H - s_0; \quad h = H - s \Rightarrow h - h_0 = s_0 - s.$$

Daí,

$$Q = \frac{2K\pi m}{\ln \frac{r}{R_0}} (s_0 - s) \cong \frac{2K\pi m}{2,303 \log \frac{r}{R_0}} (s_0 - s). \quad (30)$$

A Eq. (30) é a conhecida equação de Thiem para aquíferos artesianos.

◆ Expressão para o raio de influência, R_i – (aquífero artesianos)

Para a Eq. (29) integrada entre os limites (R_0, h_0) e (R_i, H) :

$$Q = \frac{2K\pi m}{\ln \frac{R_i}{R_0}} (H - h_0).$$

Mas, $H - h_0 = s_0$, que corresponde ao rebaixamento do nível dinâmico de equilíbrio. Logo,

$$Q = \frac{2K\pi m}{\ln \frac{R_i}{R_0}} s_0, \quad (31)$$

expressão que mostra que a vazão que se pode extrair de um poço artesianos é proporcional ao desnível $s_0 = (H - h_0)$. Esta equação, todavia, só é aplicável para desníveis (depressões) relativamente fracos e inferiores a $1/4 \cdot (H - m)$, isto é, para $s_0 < (H - m)/4$.

A expressão para o raio de influência, com base na Eq. (31), dá:

$$\ln \frac{R_i}{R_0} = \frac{2K\pi m}{Q} s_0 \Rightarrow R_i = R_0 \times \exp\left(\frac{2K\pi m}{Q} s_0\right) \quad (32)$$

◆ Expressão para o coeficiente de permeabilidade, K – (aquífero artesianos)

Na Figura 11.17 representam-se o poço artesianos sob bombeamento e dois poços de observação (piezômetros), PO_1 e PO_2 , que distam R_1 e R_2 do eixo do poço bombeado. Os rebaixamentos da superfície piezométrica correspondentes aos poços PO_1 e PO_2 são, respectivamente, $s_1 = H - h_1$ e $s_2 = H - h_2$, sendo H a altura do plano de carga estático referida à camada impermeável inferior do aquífero artesianos.

Para a Eq. (29) integrada entre os limites (R_1, h_1) e (R_2, h_2) obtém-se:

$$Q = \frac{2K\pi m(h_2 - h_1)}{\ln(R_2/R_1)} = \frac{2K\pi m(s_1 - s_2)}{\ln(R_2/R_1)} = \frac{2K\pi m(s_1 - s_2)}{2,303 \log(R_2/R_1)} \quad (33)$$

pois $(h_2 - h_1) = (H - s_2) - (H - s_1) = (s_1 - s_2)$.

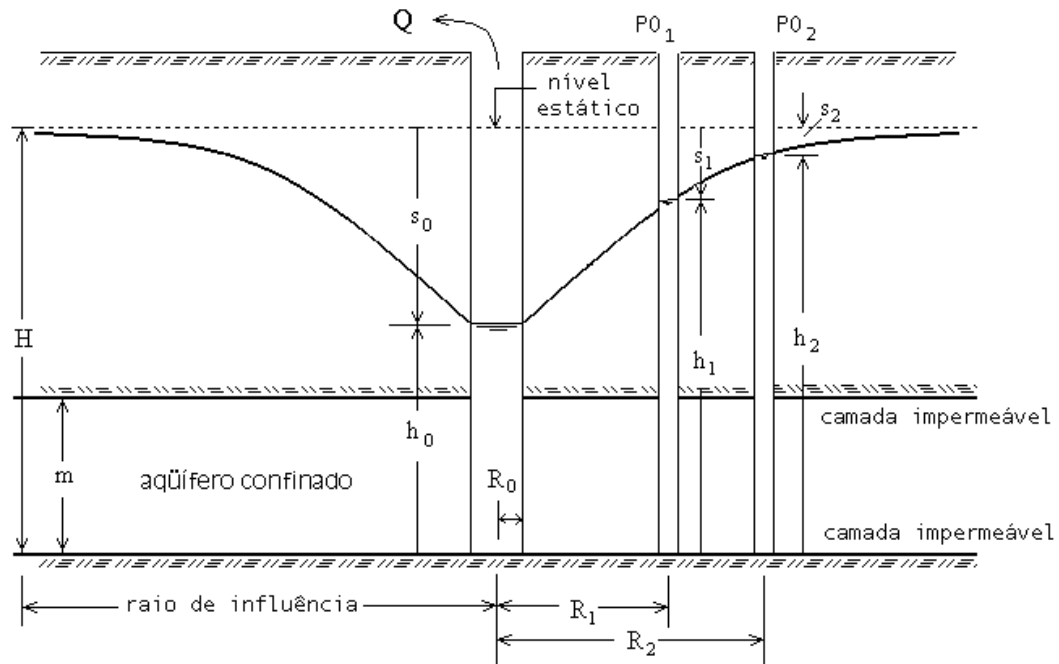


Figura 11.17 – Bombeamento de poço artesiano – obtenção do coeficiente de permeabilidade com base nas leituras em dois poços de observação

Explicitando em termos de K:

$$K = \frac{Q \cdot \ln(R_2/R_1)}{2\pi m(s_1 - s_2)} = \frac{2,303 Q \cdot \log(R_2/R_1)}{2\pi m(s_1 - s_2)} \quad (34)$$

que é a expressão para o cálculo do coeficiente de permeabilidade K do aquífero artesiano com base nos rebaixamentos em 2 poços de observação.

Novamente, aqui são válidas as mesmas observações feitas no estudo da permeabilidade do aquífero freático. São válidas, também, as Eqs. (27) e (28) para a obtenção de um coeficiente de permeabilidade médio quando se utilizam vários poços de observação.

11.5.2.1.3 – Interferência de poços

A interferência de dois poços ocorre quando, estando ambos submetidos ao bombeamento, suas zonas de influência coincidem parcialmente. Na prática, para que não haja interferência entre dois poços que funcionarão simultaneamente com a mesma vazão Q, procura-se determinar a distância mínima que deve existir entre eles. Para tanto, utilizam-se as equações de Thiem para obter o raio de influência R_i , na forma das Eq. (24) ou (32), conforme o aquífero seja freático ou artesiano. Para que um poço não esteja localizado na região de influência do outro, a distância mínima entre eles será então $2xR_i$. Se os poços se distanciarem um do outro de um valor inferior a $2xR_i$, forçosamente haverá interferência.

11.5.2.2 Regime não equilibrado

O regime não equilibrado (regime não permanente), que se inicia com o bombeamento, caracteriza-se pelo rebaixamento do nível dinâmico e termina quando o regime de equilíbrio é atingido: o nível d'água do poço, inicialmente no nível estático, estabiliza-se no nível dinâmico de equilíbrio sob a vazão de bombeamento constante.

Para escoamentos permanentes, admitindo-se a água incompressível e a estrutura do aquífero indeformável, pode ser mostrado que o *laplaciano* da carga hidráulica é nulo: $\nabla^2 h = 0$ (aquífero de espessura e permeabilidade constantes). Ou, em coordenadas cartesianas,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0.$$

Em coordenadas polares,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = 0.$$

Na realidade, ao se iniciar a exploração da água de um aquífero artesiano, uma parcela importante da alimentação do poço provém da descompressão da água na zona de redução de pressão e de compactação do estado saturado. Essa ação atinge gradualmente as regiões mais afastadas do local de bombeamento na medida em que se prolonga no tempo o processo de extração da água. Em um aquífero de extensão infinita, as condições de equilíbrio não poderão ser atingidas em um tempo finito.

Para as condições de escoamento não permanente (regime não equilibrado) em um aquífero compressível, a aplicação da equação da continuidade a um volume de controle concêntrico com um poço, produz a equação diferencial

$$T \nabla^2 h = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (35)$$

Em coordenadas cilíndricas:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (36)$$

em que S = coeficiente de armazenamento, adimensional; T = coeficiente de transmissividade, $[T] = L^2 T^{-1}$; e h é a carga hidráulica ($h = z + p/\gamma$), $[h] = L$.

A Eq. (36) pode, ainda, ser escrita em termos do rebaixamento s ($s = H - h$, para o aquífero artesiano). Assim:

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} \quad (37)$$

◆ Fórmula de Theis

O resultado da integração, que exprime o rebaixamento da superfície piezométrica em um poço de observação situado à distância r do ponto de bombeamento (Figura 11.18), em função do tempo, conhecido como fórmula de Theis¹⁵, é obtido da analogia entre o escoamento da água subterrânea e a condução de calor, considerando as condições iniciais e de contorno:

$$\begin{aligned} \text{(i)} \quad & s(r, 0) = 0 \\ \text{(ii)} \quad & s(\infty, t) = 0 \\ \text{(iii)} \quad & \lim_{r \rightarrow 0} r \frac{\partial s}{\partial r} = -\frac{Q}{2\pi T} \end{aligned} \quad (38)$$

A clássica solução apresentada por Theis é do tipo:

¹⁵ Fórmula obtida por Charles Vernon Theis em trabalho desenvolvido para o US Geological Survey, em 1935, apoiando-se na literatura existente para a transferência de calor, com o auxílio matemático de C. I. Lubin.

$$s = H - h = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (39)$$

ou

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (40)$$

onde

$$W(u) = \text{função do poço} = \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (41)$$

sendo

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (42)$$

Os valores de $W(u)$ podem ser encontrados pelo desenvolvimento da série convergente:

$$W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du = -0,5772 - \ln u + u - u^2 + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots \quad (43)$$

Com base nesta série, podem ser construídas tabelas de valores da função do poço $W(u)$ em função da variável u , definida pela Eq. (42). Uma tabela muito utilizada é a Tabela 11.2 de Wenzel.

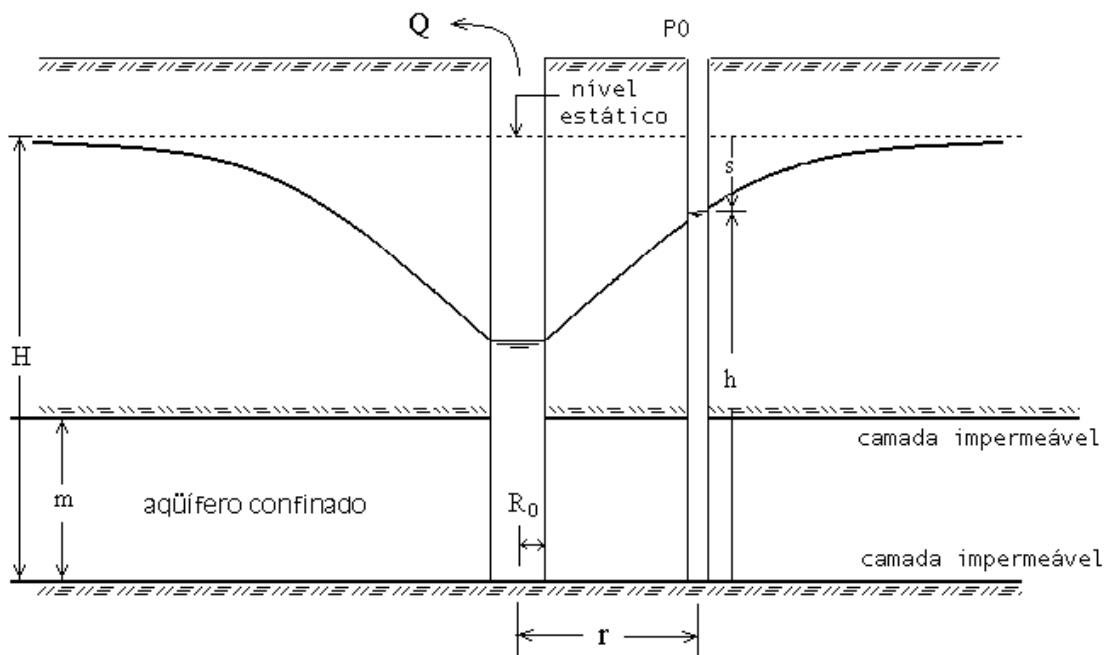


Figura 11.18 – Poço artesiano submetido a bombeamento sob vazão constante e rebaixamento s observado em poço de observação localizado à distância r do eixo do poço bombeado.

Tabela 11.2 - Tabela de Wenzel (1942) para os valores da função do poço, $W(u)$, em termos de u .

u	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0
$x 1$	0,219	0,049	0,013	0,0038	0,00114	0,00036	0,00012	0,000038	0,000012
$x 10^{-1}$	1,82	1,22	0,91	0,70	0,56	0,45	0,37	0,31	0,26
$x 10^{-2}$	4,04	3,35	2,96	2,68	2,48	2,30	2,15	2,03	1,92
$x 10^{-3}$	6,33	5,64	5,23	4,95	4,73	4,54	4,39	4,26	4,14
$x 10^{-4}$	8,63	7,94	7,53	7,25	7,02	6,84	6,69	6,55	6,44
$x 10^{-5}$	10,95	10,24	9,84	9,55	9,33	9,14	8,99	8,86	8,74
$x 10^{-6}$	13,24	12,55	12,14	11,85	11,63	11,45	11,29	11,16	11,04
$x 10^{-7}$	15,54	14,85	14,44	14,15	13,93	13,75	13,60	13,46	13,34
$x 10^{-8}$	17,84	17,15	16,74	16,46	16,23	16,05	15,90	15,76	15,65
$x 10^{-9}$	20,15	19,45	19,05	18,76	18,54	18,35	18,20	18,07	17,95
$x 10^{-10}$	22,45	21,76	21,06	20,84	20,66	20,66	20,50	20,37	20,25
$x 10^{-11}$	24,75	24,06	23,65	23,36	23,14	22,96	22,81	22,67	22,55
$x 10^{-12}$	27,05	26,36	25,95	25,66	25,44	25,26	25,11	24,97	24,86
$x 10^{-13}$	29,36	28,66	28,26	27,97	27,75	27,56	27,41	27,28	27,16
$x 10^{-14}$	31,66	30,97	30,56	30,27	30,05	29,87	29,71	29,58	29,46
$x 10^{-15}$	33,96	33,27	32,86	32,58	32,35	32,17	32,02	31,88	31,76

$$u = r^2S/(4Tt)$$

◆ Fórmula de Theis modificada por Jacob

Estudos realizados por C. E. Jacob (1940) em torno da equação de Theis (Eq. 40) para o regime não equilibrado levaram-no a concluir que, para valores suficientemente pequenos de u , pode-se considerar, com boa aproximação, a Eq. (43) limitada aos seus dois primeiros termos:

$$W(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \cong -0,5772 - \ln u. \quad (44)$$

Assim, para um tempo suficientemente longo (o que equivale a u pequeno), Jacob reescreveu a equação de Theis na forma aproximada:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \cong \frac{Q}{4\pi T} (-0,5772 - \ln u). \quad (45)$$

Fazendo-se $-0,5772 = \ln x$, tem-se $x = 0,56147$. Logo,

$$-0,5772 - \ln u = \ln 0,56147 - \ln u = \ln(0,56147/u).$$

Então,

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{0,56147}{u} = \frac{Q}{4\pi T} \frac{\log(0,56147/u)}{\log e} = \frac{2,303 Q}{4\pi T} \log \frac{0,56147}{u}.$$

Lembrando que $u = r^2S/(4Tt)$, vem

$$s = \frac{0,183Q}{T} \log \left(\frac{4 \times 0,56147 \times T \times t}{r^2 \times S} \right)$$

ou

$$s = \frac{0,183Q}{T} \log \frac{2,25 T t}{r^2 S}. \quad (46)$$

A Eq. (46) é a fórmula de Theis simplificada por Jacob para o rebaixamento em um poço de observação à distância r do poço sob bombeamento. A fórmula é válida para t suficientemente grande (ou u pequeno). Na prática, para $u < 0,01$, os valores da Eq. (46) são praticamente idênticos aos da Eq. (39).

11.5.2.2.1 Determinação dos coeficientes de transmissividade (T) e armazenamento (S) com base na fórmula de Theis simplificada por Jacob

◆ Processo tempo-abaiçamento

As características de um aquífero podem ser determinadas a partir do levantamento de um conjunto de pares de valores do rebaixamento e tempo correspondente, (s_i , t_i), sendo o tempo contado a partir do início do bombeamento. Este método de determinação das características do aquífero é conhecido como processo tempo-abaiçamento.

Para uma representação gráfica conveniente, os rebaixamentos observados em função do tempo são plotados em papel *monolog*: os valores dos rebaixamentos s são lançados em ordenada, na escala aritmética, e os valores dos tempos de observação t em abscissa, na escala logarítmica. Para grandes períodos de duração (que implica em pequenos valores de u), os dados dispõem-se segundo uma reta.

Com efeito, reescrevendo-se a Eq. (46),

$$s = \frac{0,183Q}{T} \log t + \frac{0,183Q}{T} \log \frac{2,25 T}{r^2 S} \quad (47)$$

que é do tipo $y = ax + b$. Pela Eq. (47), a declividade da reta em gráfico de s versus $\log t$ é igual a $0,183Q/T$. O coeficiente de transmissividade pode ser calculado a partir de dois pares de valores de s e t , situados sobre a reta $s = f(\log t)$:

$$\begin{aligned} \text{- para o instante } t_1, \quad s_1 &= \frac{0,183Q}{T} \log t_1 + \frac{0,183Q}{T} \log \frac{2,25 T}{r^2 S} \\ \text{- para o instante } t_2, \quad s_2 &= \frac{0,183Q}{T} \log t_2 + \frac{0,183Q}{T} \log \frac{2,25 T}{r^2 S}. \end{aligned}$$

Fazendo $s_2 - s_1$, resulta

$$s_2 - s_1 = \frac{0,183Q}{T} \log \frac{t_2}{t_1}$$

e

$$T = \frac{0,183Q}{s_2 - s_1} \log \frac{t_2}{t_1}. \quad (48)$$

Se, por conveniência, é escolhido $t_2 = 10t_1$,

$$T = \frac{0,183Q}{s_2 - s_1}. \quad (48.1)$$

Na Figura 11.19 são representados os rebaixamentos s_1 e s_2 no poço de observação, correspondentes aos instantes t_1 e t_2 como acima indicado.

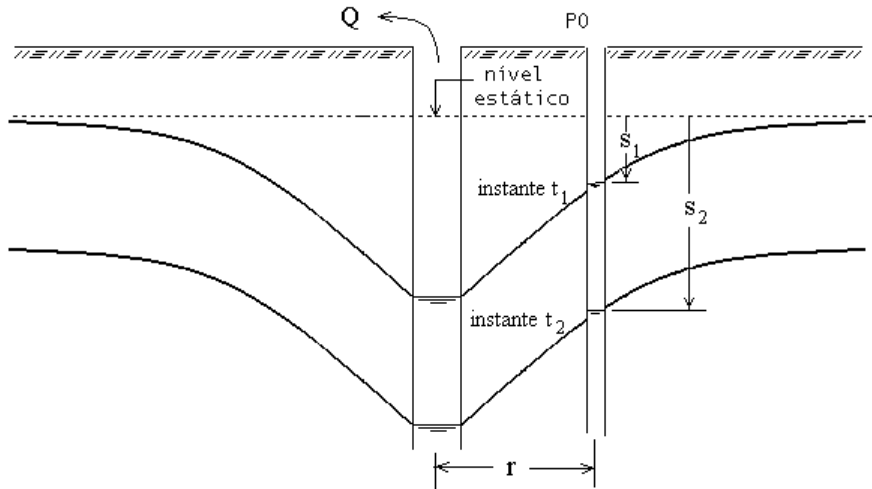


Figura 11.19 – Rebaixamentos observados em um poço de observação em dois instantes sucessivos.

O coeficiente de armazenamento também pode ser estimado com base em construção gráfica de s versus $\log t$ (ou de s versus t , em papel *monolog*). Por exemplo, no gráfico em papel *monolog* (Figura 11.20), extrapola-se a tendência linear para obter o tempo t_0 correspondente ao rebaixamento $s = 0$. Assim, com base na Eq. (46), para $s = 0$ (rebaixamento nulo), tem-se

$$\frac{2,25Tt_0}{r^2S} = 1,$$

uma vez que $Q \neq 0$. Conhecido o coeficiente T , pode-se escrever

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2}. \quad (49)$$

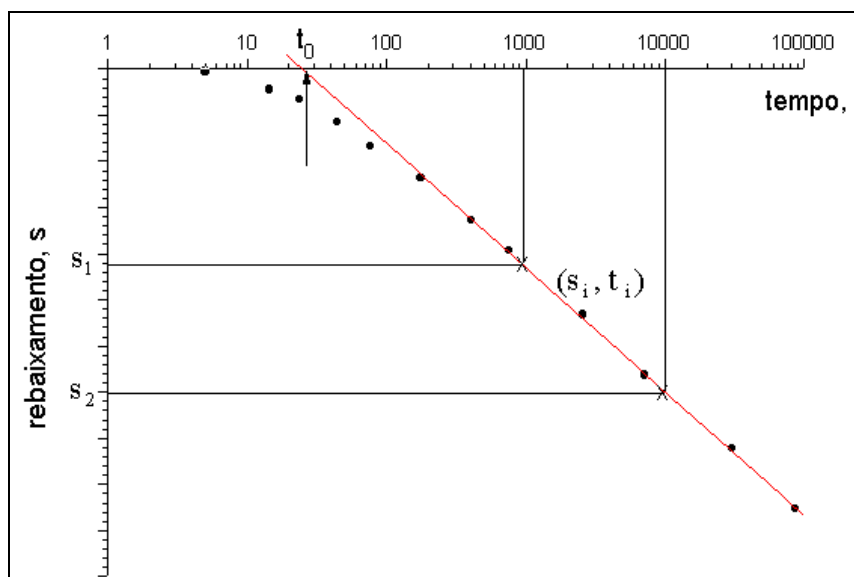


Figura 11.20 – Construção da curva rebaixamento versus tempo em papel *monolog* para a obtenção dos coeficientes de transmissividade, T , e armazenamento, S .

Pela sua simplicidade, as Equações (48) e (49) devidas a Jacob constituem uma ferramenta útil para a determinação das características do aquífero. Numa alternativa à construção gráfica, pode-se também empregar a análise de regressão para obter os coeficientes T e S, contanto que se utilizem valores suficientemente grandes de t que garantam $u < 0,01$.

11.5.2.2.2 Determinação dos coeficientes de transmissividade (T) e armazenamento (S) com base na expressão geral de Theis

Quando o tempo de duração do bombeamento não é suficientemente longo para permitir a definição da assíntota logarítmica (V. Figura 11.20), deve-se fazer uso da expressão geral de Theis, dada pela Eq. (39) ou Eq. (40).

Para essa condição, Theis desenvolveu um método gráfico baseado na proporcionalidade entre $W(u)$ e s e entre u e r^2/t :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \Rightarrow W(u) = C_1 \cdot s \quad (50)$$

$$u = \frac{r^2}{t} \frac{S}{4T} \Rightarrow u = C_2 \cdot \frac{r^2}{t}$$

O método consiste em comparar a curva descritiva do comportamento de $W(u)$ em função de u (chamada “curva-tipo”), traçada em papel *log-log* (ou papel *bi-log*), com a curva experimental de s em função de r^2/t , desenhada na mesma escala. Assim, ao término do teste de bombeamento, com os pares de valores dos rebaixamentos em função do tempo obtidos no poço de observação, procede-se da seguinte forma:

- em papel *log-log* transparente, plotam-se os pares de valores de s e r^2/t , onde r é a distância entre os eixos dos poços de observação e de bombeamento e t é o tempo em que é medido o rebaixamento s;
- em papel *log-log* opaco, lançam-se os pares de valores de $W(u)$ e u, isto é, constrói-se a “curva tipo”. (Observar que o tamanho de cada “ciclo” do papel *log-log* deve ser igual ao correspondente do gráfico anterior);
- em seguida, sobrepõem-se os dois gráficos (naturalmente, com o papel transparente sobre o papel opaco), mantendo-se os eixos $W(u)$ e s(t) paralelos. Ajusta-se o papel transparente até que a maioria dos rebaixamentos observados caia sobre a “curva tipo”. (Observar que os eixos correspondentes devem manter-se paralelos durante o deslocamento em busca do melhor ajuste);
- seleciona-se um ponto arbitrário (não necessariamente sobre a “curva tipo”) e anotam-se, para este ponto, os valores de u e $W(u)$ do papel opaco, e os correspondentes r^2/t e s do papel transparente. Esses pontos são designados u_0 e $W_0(u)$, e $(r^2/t)_0$ e s_0 ;
- finalmente, calculam-se os coeficientes de transmissividade, T, e armazenamento, com o uso das Equações (40) e (42) e as coordenadas acima determinadas:

$$T = \frac{Q}{4\pi s_0} W_0(u) \quad (51)$$

e

$$S = \frac{4T u_0}{(r^2/t)_0} \quad (52)$$

Cumpra observar que os métodos de Theis e Jacob aplicam-se, a rigor, a aquíferos artesianos. A sua utilização em aquíferos livres (poços freáticos) poderá fornecer valores aceitáveis se os rebaixamentos de nível forem pequenos relativamente à espessura do lençol.

Exemplo 11.3

Ao lado de um poço artesiano (A), com o diâmetro de 8 pol (200mm), foi instalado um poço de observação (B), situado à distância entre eixos de 110m. Posta uma bomba a funcionar no poço (A) com vazão constante de 120m³/h, o nível dinâmico no poço de observação sofreu os rebaixamentos indicados na Tabela 11.3. Pelo processo de tempo-abaxamento, determinar: a) os coeficientes de transmissividade e armazenamento; e b) a depressão de nível do poço (A) para uma vazão de projeto de 180m³/h.

Tabela 11.3 – Valores de depressão do nível de água no poço de observação (B)

tempo (min)	depressão (cm)	tempo (min)	depressão (cm)	tempo (min)	depressão (cm)
1,0	4,3	9,0	29,3	50,0	54,0
2,0	10,2	10,0	31,2	60,0	57,2
3,0	14,3	12,0	32,8	80,0	60,5
4,0	18,0	15,0	36,2	100,0	64,4
5,0	22,7	20,0	40,3	120,0	67,3
6,0	23,5	25,0	43,7	240,0	78,0
7,0	25,2	30,0	45,9		
8,0	26,8	40,0	50,8		

Solução:

Dados: $R_0 = 100 \text{ mm} = 0,1 \text{ m}$
 $r = 110 \text{ m}$
 $Q_b = 120 \text{ m}^3/\text{h}$
 Rebaixamento s , em função do tempo, conforme a Tabela 11.3.

Pede-se: coeficientes de transmissividade (T) e armazenamento (S);
 $s_p = ?$ para $Q = 180 \text{ m}^3/\text{h}$ (de projeto)

Calcula-se, inicialmente, o coeficiente de transmissividade, T:

$$\begin{aligned}
 - \text{ para } t = t_1 \rightarrow s = s_1 &= \frac{0,183Q_b}{T} \log \frac{2,25Tt_1}{r^2S} \\
 - \text{ para } t = t_2 \rightarrow s = s_2 &= \frac{0,183Q_b}{T} \log \frac{2,25Tt_2}{r^2S} \\
 - s_2 - s_1 &= \frac{0,183Q_b}{T} \log \frac{t_2}{t_1} \rightarrow T = \frac{0,183Q_b}{s_2 - s_1} \log \frac{t_2}{t_1} .
 \end{aligned}$$

Escolhendo se, da reta traçada no papel *mono-log* (Figura 11.21), t_1 e t_2 tais que $t_2 = 10 t_1$ ($\log t_2/t_1 = 1$)

$$\begin{cases} t_1 = 10 \text{ min} \rightarrow s_1 = 30,0 \text{ cm} \\ t_2 = 100 \text{ min} \rightarrow s_2 = 64,5 \text{ cm} \end{cases} \rightarrow s_2 - s_1 = 34,5 \text{ cm} = 0,345 \text{ m}$$

Logo,

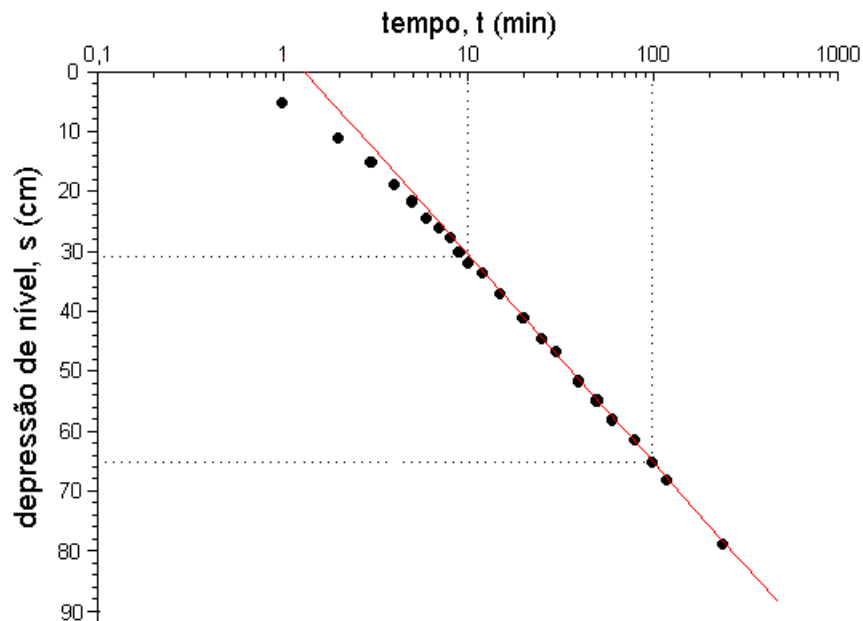


Figura 11.21 – Curva rebaixamento versus tempo, em papel *monolog*, construída com os dados da Tabela 11.3, para a obtenção dos coeficientes de transmissividade, T, e de armazenamento, S.

$$T = \frac{0,183Q_b}{s_2 - s_1} = \frac{0,183 \times 120}{0,345} \Rightarrow T = 63,65 \frac{\text{m}^3/\text{h}}{\text{m}}.$$

Pode-se, agora, determinar o coeficiente de armazenamento, S:

- Com base no modelo matemático aproximado, para $s = 0 \rightarrow t = t_0$

$$s = 0 = \frac{0,183Q_b}{T} \log \frac{2,25Tt_0}{r^2S} \Rightarrow \frac{2,25Tt_0}{r^2S} = 1 \Rightarrow S = \frac{2,25Tt_0}{r^2},$$

que é a Eq. (49) anteriormente obtida. Do gráfico da Figura 11.21 construído em papel *mono-log*, encontra-se $t_0 \cong 1,4\text{min} = 0,02333\text{h}$. Então,

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2} = \frac{2,25 \times 63,65 \times 0,02333}{110^2} \Rightarrow S = 0,000276.$$

Obtidos os valores de T e S, emprega-se a equação de Theis simplificada por Jacob para estimar o rebaixamento no poço para a vazão de projeto de $180\text{m}^3/\text{h}$:

$$s_p = \frac{0,183Q_{\text{projeto}}}{T} \log \frac{2,25Tt}{r_p^2S} = \frac{0,183 \times 180}{63,65} \log \frac{2,25 \times 63,65 \times t}{0,1^2 \times 0,000276}$$

$$s_p \cong 3,9925 + 0,5175 \log t.$$

Atribuindo-se valores crescentes a t, a partir de $t=2\text{h}$, constrói-se a Tabela 11.4. Por estes resultados, pode-se tomar, por segurança,

$$\underline{s_p \cong 5,0\text{m}}.$$

Tabela 11.4 – Evolução da depressão de nível em função do bombeamento

tempo (h)	depressão, s_p (m)	tempo (h)	depressão, s_p (m)	tempo (h)	depressão, s_p (m)	tempo (h)	depressão, s_p (m)
2	4,15	12	4,55	22	4,69	32	4,77
4	4,30	14	4,59	24	4,71	34	4,79
6	4,40	16	4,62	26	4,73	36	4,80
8	4,46	18	4,64	28	4,74	38	4,81
10	4,51	20	4,67	30	4,76	40	4,82

BIBLIOGRAFIA

LEME, Francílio Paes (1984). *Engenharia do Saneamento Ambiental*. Rio de Janeiro: LTC – Livros Técnicos e Científicos Editora.

DAKER, Alberto (1983). *Captação, Elevação e Melhoramento da Água*. A Água na Agricultura – 2º volume, 6ª edição. Livraria Freitas Bastos.

LENCASTRE, Armando (1983). *Hidráulica Geral*. Edição Luso-Brasileira. Hidroprojecto. Coimbra, Portugal.

TUCCI, Carlos E. M. – organizador (1993). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. Coleção ABRH de Recursos Hídricos. Porto Alegre: Ed. da UFRGS; ABRH; EDUSP.

VILLELA, Swami Marcondes & MATTOS, Arthur (1975). *Hidrologia Aplicada*. S. Paulo: McGraw-Hill do Brasil.

HAMMER, Mark J., (1986). *Water and Wastewater Technology*. John Wiley & Sons.

EXERCÍCIOS

11.1) Um poço está sendo utilizado para rebaixar o nível do lençol freático. Sabe-se que o aquífero tem 20 metros de espessura média, permeabilidade $K=15\text{m}/\text{dia}$ e armazenamento $S=0,005$. Estimar o valor do rebaixamento a 7m de distância do poço bombeado ao final de um dia de bombeamento ininterrupto. Dado: vazão de bombeamento, $Q=2.725\text{m}^3/\text{dia}$.

11.2) Um poço é bombeado por um período muito longo com uma taxa de $74\ell/\text{s}$ de um aquífero confinado. Uma diferença de elevação da superfície piezométrica de 1,42m é observada em dois piezômetros localizados às distâncias de 6m e 46m do poço bombeado. Calcule a transmissividade do aquífero.

11.3) Para o abastecimento de água de uma cidade estão previstos três poços artesianos, cada um devendo fornecer a vazão de $36\text{m}^3/\text{h}$. Determinar a menor distância que deve existir entre eles para que não haja interferência mútua. Considere os seguintes dados: coeficiente de permeabilidade, $K=0,13\text{m}/\text{h}$; espessura média do lençol, $m=19,20\text{m}$; depressão do nível dinâmico de equilíbrio para a vazão dada, $s_0 = 15,70\text{m}$; diâmetro do poço, $d_0 = 150\text{mm}$. **R: 140m.**

11.4) Para a determinação dos coeficientes de transmissividade (T) e armazenamento (S) de um aquífero confinado, foi realizado um teste de bombeamento sob vazão de $2,0\text{m}^3/\text{min}$. Em um poço de observação, cujo eixo dista do eixo do posto bombeado de 110m, foram medidos os rebaixamentos ao longo do tempo, conforme a tabela abaixo. Calcular T e S pelo método do tempo-rebaixamento. **R: $T=1,06\text{m}^2/\text{min}$; $S=2,76 \times 10^{-4}$.**

Tabela – Valores da depressão do nível d'água no poço de observação

tempo (min)	depressão (cm)	tempo (min)	depressão (cm)	tempo (min)	depressão (cm)
1	4,3	8	26,8	30	45,9
2	10,2	9	29,3	40	50,8
3	14,3	10	31,2	50	54,0
4	18,0	12	32,8	60	57,2
5	22,7	15	36,2	80	60,5
6	23,5	20	40,3	100	64,4
7	25,2	25	43,7	120	67,3
				240	78,0

11.5) Durante um teste em um aquífero livre, foram obtidos os valores abaixo do rebaixamento em função do tempo em um poço de observação localizado a 20m do poço bombeado. Estimar os coeficientes de transmissividade e armazenamento do aquífero, sabendo-se que a vazão de bombeamento é de $31,2\ell/\text{s}$. **R: $T=0,814\text{m}^2/\text{min}$; $S=5,3 \times 10^{-2}$**

Tabela – Valores da depressão do nível d'água no poço de observação

tempo (min)	Rebaixamento (m)	tempo (min)	Rebaixamento (m)	tempo (min)	Rebaixamento (m)
4,5	0,025	26,5	0,180	258,0	0,530
7,5	0,050	36,0	0,220	408,0	0,620
8,5	0,055	64,0	0,300	488,0	0,640
16,0	0,110	97,0	0,370	513,0	0,650
24,0	0,170	162,0	0,450		

11.6) Um aquífero foi ensaiado com a vazão de bombeamento do poço, $Q=0,050\text{m}^3/\text{s}$. Em um poço de observação, cujo eixo dista 100 metros do eixo do poço bombeado, registraram-se os seguintes rebaixamentos ao longo do tempo de ensaio:

