

OCORRÊNCIA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

João Manoel Filho

2.1 Origem e Circulação: Ciclo Hidrológico

Quase toda a água subterrânea existente na Terra¹ tem origem no **ciclo hidrológico**, isto é, no sistema pelo qual a natureza faz a água circular do oceano para a atmosfera e daí para os continentes, de onde retorna, superficial e subterraneamente, ao oceano (figura 2.1). Esse ciclo é governado, no solo e subsolo, pela ação da gravidade, bem como pelo tipo e densidade da cobertura vegetal e na atmosfera e

superfícies líquidas (rios, lagos, mares e oceanos) pelos elementos e fatores climáticos, como por exemplo temperatura do ar, ventos, umidade relativa do ar (função do déficit de pressão de vapor) e insolação (função da radiação solar), que são os responsáveis pelos processos de circulação da água dos oceanos para a atmosfera, em uma dada latitude terrestre.

2.2 Evapotranspiração Real

Evaporação ou **vaporização** é o processo pelo qual as moléculas de água na superfície líquida ou na umidade do solo adquirem suficiente energia, através da radiação solar e passam do estado líquido para o de vapor. **Transpiração** é o processo pelo qual as plantas perdem água para a atmosfera. Na prática, as quantidades de água **evaporadas**, a partir do teor de umidade do solo, e **transpiradas**, no processo de desenvolvimento das plantas, são muito difíceis de medir separadamente, e por isso um **valor máximo** para essas perdas foi introduzido por

Thornthwaite (1948), com o nome de **evapotranspiração potencial (ETP)**. Este conceito representa portanto um limite superior para a **evapotranspiração real (ETR)** ou seja, para a quantidade de água que realmente volta à atmosfera por evaporação e transpiração. A evapotranspiração real (ETR) pode ser estimada a partir da diferença entre a precipitação (*P*) e a evapotranspiração potencial (ETP), do seguinte modo:

$$\begin{aligned} \text{se } P-ETP > 0 &\Rightarrow ETR = ETP \\ \text{se } P-ETP < 0 &\Rightarrow ETR = P \end{aligned}$$

2.3 Deflúvio

Deflúvio, escoamento superficial ou run-off (R) é o processo pelo qual a água de chuva precipitada na superfície da Terra flui por ação da gravidade, das partes mais altas para as mais baixas, nos leitos dos rios e riachos. A magnitude desse escoamento superficial direto é função da intensidade da chuva, permeabilidade da superfície do terreno, duração da chuva, tipo de vegetação, área da bacia de drenagem (ou bacia hidrográfica), distribuição espacial da precipitação, geometria dos canais dos rios e riachos, profundidade do nível das águas subterrâneas e declividade da superfície do solo. Apesar dessa complexidade, é possível fazer previsões satisfatórias do deflúvio esperado para uma certa chuva. As

relações entre chuva e deflúvio são estabelecidas através do estudo da **hidrógrafa**, que é um gráfico de variação da altura da superfície da água ou da vazão (descarga) do rio, em uma dada secção transversal do mesmo. Bacia hidrográfica ou bacia de drenagem é uma área topograficamente definida que é drenada por uma rede de rios e/ou riachos de tal modo que todo o deflúvio é escoado através de uma única saída.

A magnitude relativa dos vários componentes em que a chuva pode ser dividida depende das características (naturais e artificiais) da região onde ocorre a precipitação e das características da própria chuva. No início de uma chuva, uma grande quantidade da

¹ Excetuam-se as águas altamente mineralizadas, presas nos interstícios das rochas sedimentares por ocasião de sua formação, chamadas de congênicas ou conatas, e as novas águas de origem magmática, vulcânica ou cósmica, adicionadas ao suprimento de água terrestre, denominadas juvenis (Todd, 1959).

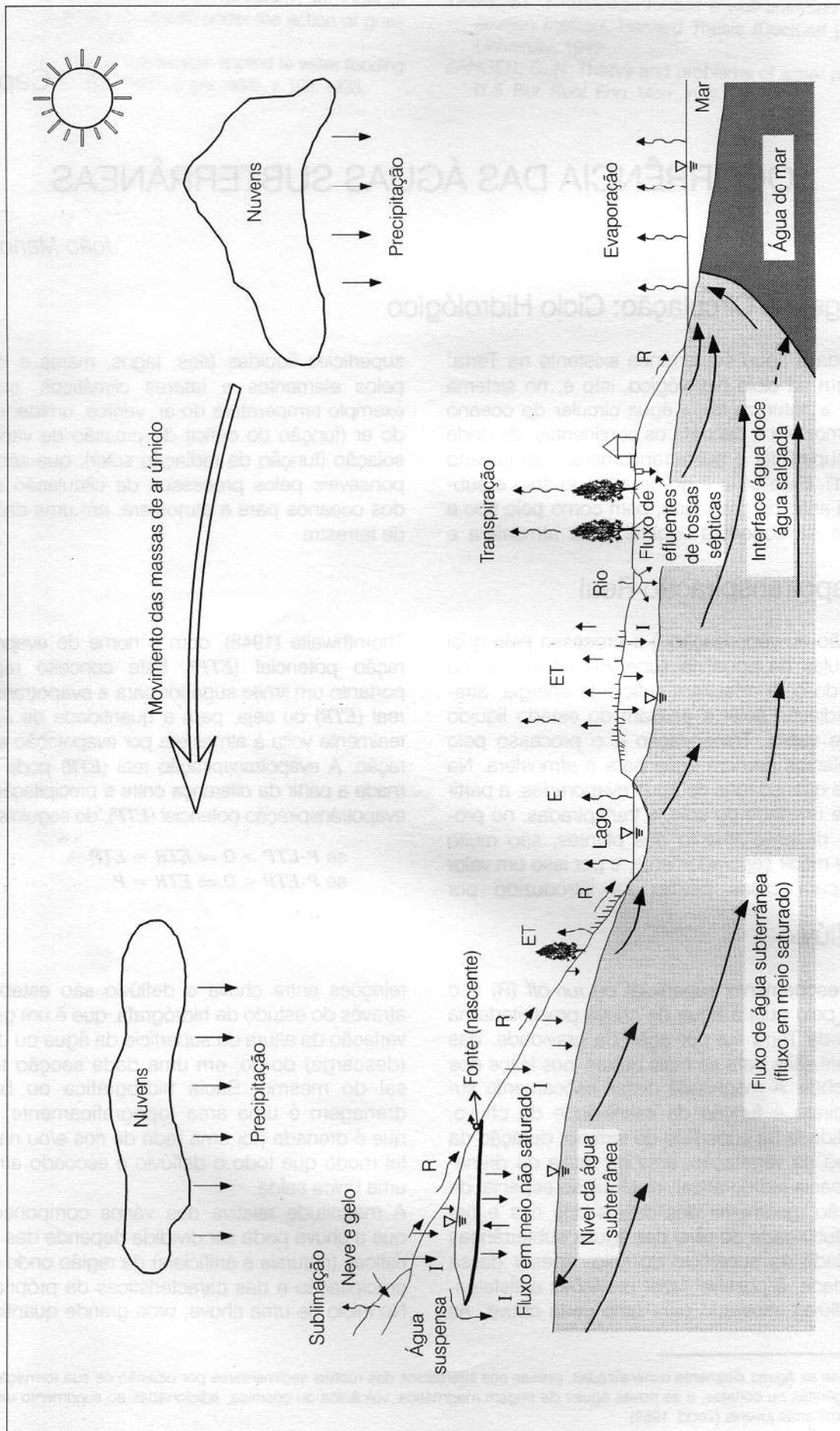


Figura 2.1 - Representação esquemática do ciclo hidrológico. E = evaporação; ET = evapotranspiração; I = infiltração; R = escoamento superficial (deflúvio) (modificado de Bear & Verrujit, 1987).

precipitação fica retida pela folhagem das árvores e da vegetação em geral, constituindo o que se conhece como **interceptação**. Essa água não atinge a superfície do solo e retorna à atmosfera por evaporação. Uma chuva de pequena intensidade e curta duração, por exemplo, pode ser totalmente consumida pela interceptação, pelo preenchimento de poças e depressões superficiais e eventualmente pela infiltração, se as condições do solo permitirem.

2.4 Infiltração

O conceito de infiltração foi introduzido no ciclo hidrológico por Horton (1933), que definiu a capacidade de infiltração potencial f_p como sendo a taxa máxima à qual um dado solo pode absorver a precipitação numa certa condição. Ele admitiu a hipótese de que a capacidade de infiltração seria exponencialmente decrescente com o tempo, de um valor máximo inicial até uma taxa constante. A taxa real de infiltração f_i é sempre menor do que f_p (exceto quando a intensidade da chuva i é igual ou maior do que f_p) e também diminui exponencialmente com o tempo, à medida que o solo se torna saturado e as suas partículas argilosas incham.

A água infiltrada no solo pode ser dividida em três partes. A primeira, permanece na zona não saturada ou zona de **fluxo não saturado**, isto é, a zona onde os vazios do solo estão parcialmente preenchidos por água e ar, acima do nível freático. A segunda parte, denominada **interfluxo** (escoamento sub-superficial), pode continuar a fluir lateralmente, na zona não saturada, a pequenas profundidades, quando existem níveis pouco permeáveis imediatamente abaixo da superfície do solo e, nessas condições, alcançar os leitos dos cursos d'água. A terceira parte, pode percolar até o nível freático, constituindo a **recarga** ou **recursos renováveis** dos aquíferos.

2.4.1 Recessão ou Fluxo de Base

A parcela de água que constitui a recarga circula na zona de saturação das águas subterrâneas e, eventualmente, pode alcançar os leitos dos rios formando, neste caso, o **fluxo de base** dos mesmos. Portanto, quando um rio perene se encontra no período de estiagem, a sua **descarga** é chamada de fluxo de base e segue uma lei exponencial decrescente, do tipo:

$$Q_t = Q_0 \exp(-\alpha t) \quad (2.1)$$

onde:

- Q_t = descarga do rio em um instante t (L^3/T)
- Q_0 = descarga inicial de recessão (L^3/T)
- α = coeficiente de recessão ou restituição, que depende do tamanho e da geometria do reservatório subterrâneo lateral ao rio ($1/T$)

Quando a interceptação e o armazenamento em depressões do terreno estão satisfeitas, e quando a intensidade da chuva é maior do que a capacidade de infiltração do solo, começa então o escoamento **superficial difuso**, com a formação de uma fina lâmina de água, chamada **detenção superficial**. Quando o escoamento superficial difuso alcança os leitos dos rios e riachos é chamado simplesmente **escoamento superficial**, ou seja, incorpora-se ao deflúvio.

Diz-se, neste caso, que o rio se encontra em **recessão** ou **depleção** e o seu escoamento é produzido pelo fluxo de água subterrânea.

Se ocorre um evento único de infiltração, num intervalo de tempo compreendido entre os instantes t e $t+\Delta t$, produz-se no reservatório subterrâneo uma descarga que é dada (Kinzelbach, 1986) por :

$$Q(\tau) = \begin{cases} 0 & \text{para } \tau < t \\ A_L f_i \{1 - \exp[-\alpha(\tau - t)]\} & \text{para } t \leq \tau \leq t + \Delta t \\ A_L f_i [1 - \exp(-\alpha \Delta t)] \exp\{-\alpha[(\tau - (t + \Delta t))]\} & \text{para } \tau > t + \Delta t \end{cases} \quad (2.2)$$

A_L é a área lateral ao rio, sobre a qual ocorreu o evento de infiltração. Eventos consecutivos superpõem-se linearmente. A recarga no aquífero principal, no instante t , é obtida como a soma das contribuições de todos os eventos de recarga anteriores ao tempo t . As equações (2.2) simulam a descarga antes, durante e após cada evento, como um reservatório linear único.

Exemplo 2.1 - Suponhamos um evento isolado de recarga, $f_i = 5 \text{ mm/dia}$, ocorrido, após uma chuva, em um aquífero com área $A_L = 75 \text{ km}^2$, conectada lateralmente a um rio. O evento ocorre num intervalo de tempo compreendido entre os instantes t e $t+\Delta t$, onde $\Delta t = 1$ dia (figura 2.2).

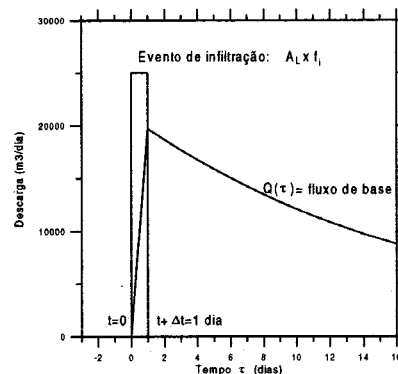


Figura 2.2 - Simulação do comportamento da descarga de base de um rio, em resposta a um evento isolado de infiltração, em um aquífero que restitui o fluxo subterrâneo.

Considerando esse evento isolado e sabendo que o coeficiente de recessão é igual a $0,054 \text{ dia}^{-1}$, calcular:

- O fluxo subterrâneo durante o evento de infiltração
- A descarga inicial de recessão
- A descarga do rio após 1, 2, 3 e 6 meses

Volume infiltrado no evento:

$$V_i = A_L f_i \Delta t$$

$$V_i = 75 \times 10^6 (\text{m}^2) \times 5.10^{-3} \left(\frac{\text{m}}{\text{dia}} \right) \times 1 (\text{dia}) = 375 \times 10^3 \text{ m}^3$$

Fluxo subterrâneo durante o evento de infiltração:

Durante o intervalo de tempo Δt , em que ocorre a infiltração, a descarga de água subterrânea aumenta e o fluxo é dado pela expressão:

$$Q(\tau) = 375 \times 10^3 \left(\frac{\text{m}^3}{\text{dia}} \right) \times [1 - \exp(-0.054 \tau)]$$

para $0 \leq \tau \leq 1 \text{ dia}$

Descarga inicial de recessão Q_0 :

A simulação do processo de recessão somente tem início depois que cessa o evento de recarga (figura 2.2). Portanto, a descarga inicial de recessão, representada por Q_0 na equação (2.1), é igual a $Q(t + \Delta t)$, ou seja:

$$Q(t + \Delta t) = Q(0 + 1) = Q(1) = Q_0$$

$$Q_0 = 375 \times 10^3 \left(\frac{\text{m}^3}{\text{dia}} \right) \times [1 - \exp(-0.054 \times 1)] =$$

$$19,7 \times 10^3 \text{ m}^3 / \text{dia}$$

Descarga após 1, 2, 3 e 6 meses:

A descarga para $\tau > t + \Delta t$ é dada (da equação 2.2), por:

$$Q(\tau) = 19,7 \times 10^3 \left(\frac{\text{m}^3}{\text{dia}} \right) \times \exp[-0,054 (\tau - 1)]$$

Daí obtém-se, supondo meses de 30 dias, as seguintes descargas: após 1 mês = $4120 \text{ m}^3/\text{dia}$; 2 meses = $815 \text{ m}^3/\text{dia}$; 3 meses = $161 \text{ m}^3/\text{dia}$; 6 meses = $1,25 \text{ m}^3/\text{dia}$.

2.4.2 Formas da Hidrógrafa

De modo geral, quando ocorre uma chuva numa bacia hidrográfica, a hidrógrafa do rio é perturbada e pode assumir várias formas, de acordo com a magnitude relativa da intensidade da chuva, da taxa de infiltração, do volume de água infiltrada, do déficit de umidade do solo, da duração da chuva e outras características da precipitação e da bacia. Seguindo o exemplo de Davis & DeWiest (1966), os parâmetros mais relevantes² e sua influência nas quatro compo-

nentes do deflúvio³ são comparados em quatro situações que resultam em quatro diferentes hidrógrafas (figuras 2.3 a 2.6).

A **capacidade de campo (F)** é o teor de umidade que permanece em um solo após um longo período de drenagem gravitacional sem suprimento de água na superfície do terreno. É um parâmetro que independe do tempo. O **déficit de umidade do solo ($Du(t)$)**, em um determinado instante, é a diferença entre a capacidade de campo e o teor de umidade do solo naquele instante ($\theta_w(t)$), ou seja, $Du(t) = F - \theta_w(t)$. Corresponde, portanto, ao volume de água necessário para elevar a umidade do solo até um teor acima do qual o excedente se infiltra.

CASO 1:

- intensidade da chuva $i <$ taxa de infiltração f_i
- volume de infiltração $V_i <$ déficit de umidade do solo Du

Da condição (1a) conclui-se que deve haver infiltração, mas não escoamento superficial direto, porque a intensidade da chuva é **menor** do que a taxa de infiltração. A condição (1b) implica que o volume infiltrado é consumido no solo, já que é inferior ao déficit de umidade do solo e, portanto, não vai existir interfluxo nem fluxo de água subterrânea. Ou seja, neste caso, o único acréscimo possível ao fluxo do rio somente pode resultar de *precipitação no canal, produzindo um ligeiro aumento da vazão* (figura 2.3).

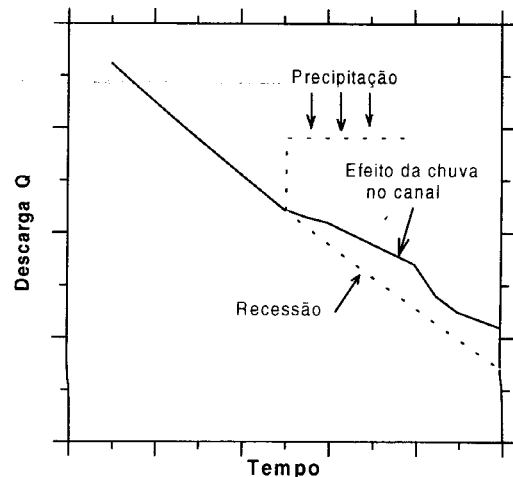


Figura 2.3 - Hidrógrafa de recessão influenciada apenas por precipitações no canal do rio (caso 1).

CASO 2:

- intensidade da chuva $i <$ taxa de infiltração f_i
- volume de infiltração $V_i >$ déficit de umidade do solo Du

² Intensidade da chuva (i), taxa de infiltração (f_i), volume de água infiltrada (V_i) e déficit de umidade do solo (Du).

³ Escoamento superficial direto (R), interfluxo (Ri), fluxo de água subterrânea (Q) e precipitação (P) no canal do rio.

Da condição (2a) conclui-se, como no caso anterior, que houve infiltração, mas não escoamento superficial direto. Da condição (2b), verifica-se que o volume infiltrado superou o déficit de umidade do solo, e assim, após o teor de umidade ter atingido a capacidade de campo, a hidrógrafa foi alterada por interflúxo, fluxo de água subterrânea (incremento Δ) e precipitação no canal (figura 2.4).

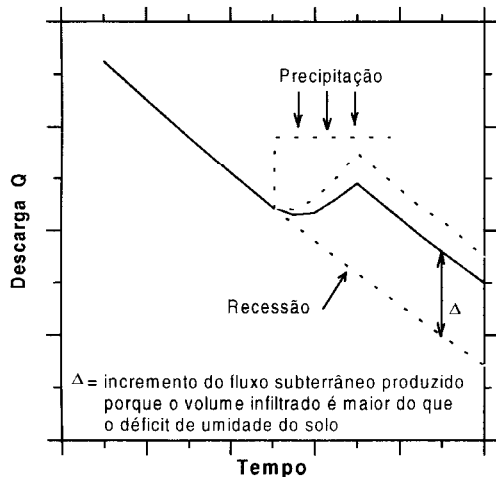


Figura 2.4 - Hidrógrafa de recessão influenciada por recarga de água subterrânea, interflúxo e por chuva no canal (caso 2).

CASO 3:

- a) intensidade da chuva $i >$ taxa de infiltração f_i
- b) volume infiltrado $V_i <$ déficit de umidade do solo Du

No exemplo ilustrado na figura 2.5 ocorreram contribuições do escoamento superficial direto e das precipitações no canal porque a intensidade da chuva foi maior do que a taxa de infiltração. Todavia, como o volume infiltrado não foi suficiente para atender ao déficit de umidade do solo, pode-se dizer que nenhum fluxo subterrâneo adicional foi superposto ao existente ($\Delta=0$).

CASO 4:

- a) intensidade da chuva $i >$ taxa de infiltração f_i
- b) volume infiltrado $V_i >$ déficit de umidade do solo Du

2.5 Balanço Hídrico

A equação do balanço hídrico obedece ao princípio da conservação da massa ou princípio da continuidade segundo o qual, em um sistema qualquer, a diferença entre as entradas e as saídas é igual à variação do armazenamento dentro do sistema. Considere, portanto, para ilustrar o referido balanço, o seguinte sistema hidrológico simplificado (figura 2.7): uma superfície plana, retangular, inclinada, totalmente impermeável e fechada lateralmente, com uma única saída. Por hipótese a superfície é um plano perfeito, não

Esta última situação (figura 2.6) é a que costuma acontecer nos períodos muito chuvosos. Todas as componentes do deflúvio contribuem para a vazão do rio, ou seja, o fluxo do rio é o resultado de contribuições provenientes das precipitações no canal, do escoamento superficial direto, do interflúxo e do fluxo de água subterrânea ($\Delta > 0$).

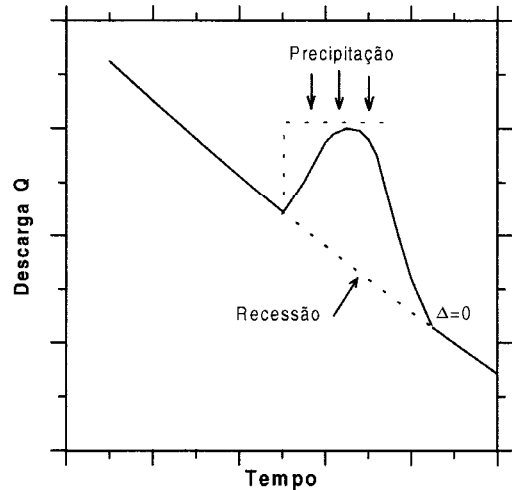


Figura 2.5- Hidrógrafa de recessão influenciada por escoamento superficial direto e chuva no canal. Não houve recarga de água subterrânea $\Delta=0$ (caso 3).

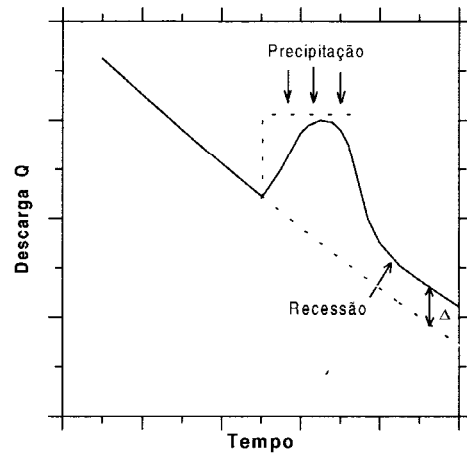


Figura 2.6 - Hidrógrafa de recessão influenciada por escoamento superficial direto, interflúxo, chuva no canal e recarga de água subterrânea ($\Delta > 0$) (caso 4).

existem depressões nas quais a água possa ficar acumulada. Se for então aplicada uma chuva P ao sistema considerado, vai ocorrer um escoamento superficial direto ou deflúvio R , que poderá ser facilmente medido no ponto de saída. O balanço hídrico para este sistema pode ser representado pela seguinte equação diferencial:

$$P - R = \frac{dS}{dt} \tag{2.3}$$

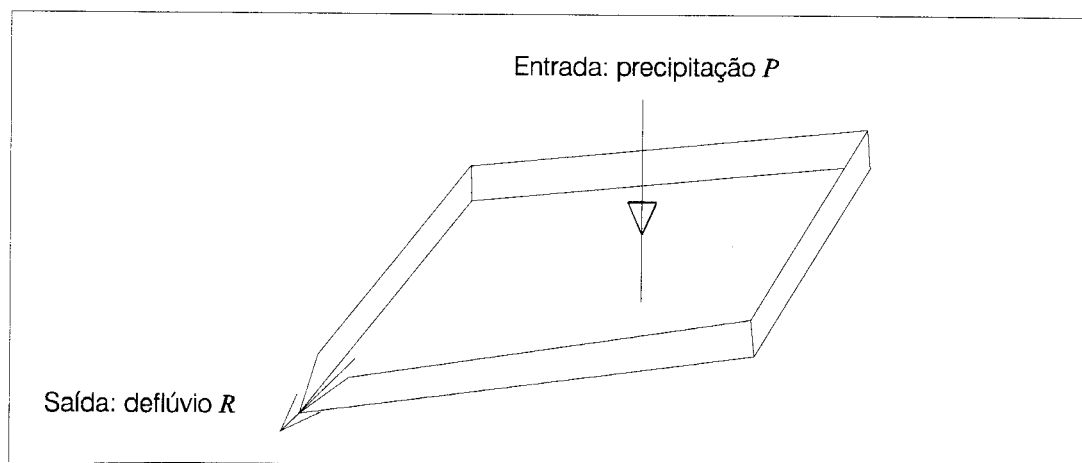


Figura 2.7 - Superfície plana, inclinada, totalmente limitada e impermeável, com uma única saída e representando o modelo de um sistema hidrológico simples (modificado de Viessman *et al.*, 1977).

onde:

- P = precipitação (entrada) por unidade de tempo
- R = deflúvio (saída) por unidade de tempo
- dS/dT = variação no armazenamento dentro do sistema por unidade de tempo

Enquanto não ocorrer uma lâmina mínima acumulada na superfície não haverá saída de fluxo, mas à medida que a chuva for prosseguindo a lâmina retida na superfície (**detenção superficial**) aumenta. Quando cessar a chuva (entrada), a água que existir como lâmina de detenção superficial vai escoar superficialmente pela saída. Para o sistema considerado, pode-se dizer que toda a água precipitada deverá escoar, supondo desprezível a pequena quantidade de água que ficará retida por forças elétricas à superfície e que não ocorre evaporação. Este exemplo elementar revela que qualquer sistema hidrológico pode ser descrito por um balanço hídrico que leve em conta as entradas e as variações no armazenamento (ΔS). Na prática, todavia, pensar que é simples a equação desse balanço pode ser um engano, pois nem sempre os seus termos podem ser facilmente ou adequadamente quantificados.

Em geral, para uma região, a equação básica do balanço hídrico pode ser escrita, considerando precipitação (P), evapotranspiração real (ETR), deflúvio (R), e infiltração (I), como:

$$P - ETR - R - I = \Delta S \quad (2.4)$$

A dificuldade na solução de problemas práticos decorre principalmente da incapacidade de se medir ou estimar com segurança os vários termos da equação (2.4). Para estudos locais, é quase sempre possível fazer estimativas confiáveis, porém a quantificação a nível regional é geralmente grosseira. Em estudos regionais, a precipitação é medida por meio de **pluviômetros** (coletores que recebem água de

chuva através de um cilindro receptor com uma boca horizontal de secção conhecida) espalhados em diversos pontos da área de interesse.

O escoamento superficial é medido em uma secção transversal do leito de um rio ou riacho, denominada de **posto fluviométrico**, usando medidores de velocidade (molinetes). O produto da velocidade média de fluxo pela área da secção transversal do leito, fornece a descarga do rio. Dispondo-se de um grande número de medidas de descarga pode-se estabelecer a **curva chave** ou **curva de calibragem** do rio no local. Trata-se de uma curva que relaciona as descargas medidas com a altura do nível d'água em uma secção transversal. Portanto, depois de conhecida a curva chave ou curva de calibragem do rio na secção, a descarga do rio pode ser medida usando escalas ou régua limnimétricas instaladas na secção.

A relação cota-descarga é estabelecida de forma aproximada pelo traçado da curva de calibragem. "As cotas podem ser muito diferentes das alturas verdadeiras em razão de defeitos de alinhamento ou de nivelamento entre lances de régua, de erros sistemáticos nas observações e de outras falhas que afetam as leituras de régua" (Jacon & Cudo, 1989). Em boas condições pode-se dizer que essas medidas apresentam erro de 5%, porém as grandes enchentes, causadoras de inundações, não podem ser medidas pelos métodos conhecidos, embora os seus dados sejam muito necessários.

A umidade do solo pode ser medida usando sondas de nêutrons e métodos gravimétricos, enquanto que a infiltração pode ser avaliada localmente por meio de infiltrômetros. As estimativas espaciais desses parâmetros (por exemplo, numa região), são geralmente muito grosseiras. No caso da água subterrânea, a extensão e a magnitude das taxas de fluxo são muito dependentes do conhecimento da geologia e se esse conhecimento não for profundo, as estimativas constituirão meras inferências. Finalmente, no atual estágio de desenvolvimento da ciência, a determinação das quantidades de água eva-

poradas e transpiradas numa região continua sendo muito difícil. A maioria das estimativas de evapotranspiração é feita usando tanques, balanços de energia, métodos de transferência de massa e relações empíricas. Uma característica inerente aos parâmetros da equação do balanço hídrico, numa região ou bacia de drenagem, é a sua heterogeneidade.

Exemplo 2.2 - Em um certo ano, a precipitação média numa bacia hidrográfica de 25.900 km², foi de 508 mm. A descarga anual medida no rio que drena a bacia, foi de 170 m³/s. Estimar a evapotranspiração real da região durante o ano considerado.

Aplicando a equação do balanço hídrico:

$$P - ETR - R - I = \Delta S \quad (2.5)$$

Daí, o termo desconhecido *ETR*, expressa-se:

$$ETR = P - R - I - \Delta S \quad (2.6)$$

A equação (2.6), contendo 5 (cinco) variáveis, apresenta 3 (três) incógnitas e não pode ser solucionada sem informação adicional. Por isso, torna-se necessário adotar algumas hipóteses, desde que se julguem razoáveis. No caso, como se trata de uma grande bacia (milhares de km²), pode-se admitir que o divisor de águas superficiais coincide com o divisor de águas subterrâneas, de tal modo que nenhum

fluxo subterrâneo tem origem, em profundidade, fora dos limites da área de drenagem superficial. Em outras palavras, admite-se que todo o escoamento superficial e todo o escoamento subterrâneo passam pela desembocadura ou limite inferior da bacia de drenagem. Quando a bacia é de extensão reduzida (menor do que 2.000 km²) e as formações geológicas são muito permeáveis, esta simplificação provavelmente não se justifica (Markova, 1970). Em zonas áridas onde existem explorações de água subterrânea (ΔS sempre negativo) essa hipótese certamente também não se justifica. A hidrologia não é uma ciência exata e a solução de problemas práticos quase sempre exige simplificações, desde que razoavelmente justificadas. No caso em estudo, usando as simplificações mencionadas, a equação (2.6) reduz-se a:

$$ETR = P - R$$

cuja solução é imediata, bastando transformar a descarga de m³/s para mm/ano, ou seja:

$$R = 170 \left(\frac{m^3}{s} \right) \times 3,15 \times 10^7 \left(\frac{s}{ano} \right) / 25,9 \times 10^3 (km^2) \times 10^6 \left(\frac{m^2}{km^2} \right)$$

$$R = 207 mm/ano$$

Portanto, $ETR = 508 - 207 = 301 mm/ano$

O valor estimado para a evapotranspiração real, embora possa ser considerado como uma aproximação grosseira, serve como cifra de orientação em estudos de planejamento de recursos hídricos regionais.

2.6 Distribuição Vertical da Água Subterrânea

Abaixo da superfície do terreno, a água contida no solo e nas formações geológicas é dividida ao longo da vertical basicamente em duas zonas horizontais, **saturada e não saturada**, de acordo com a proporção relativa do espaço poroso que é ocupado pela água (figura 2.8):

- A **zona saturada** ou **zona de saturação**, fica situada abaixo da superfície freática e nela todos os vazios existentes no terreno estão preenchidos com água. A superfície freática é definida como o lugar geométrico dos pontos em que a água se encontra submetida à pressão atmosférica. É uma superfície real na qual a pressão de referência é $p = 0$.
- A **zona não saturada**, **zona de aeração** ou **zona vadosa** (\equiv *rasa*) situa-se entre a superfície freática e a superfície do terreno e nela os poros estão parcialmente preenchidos por gases (principalmente ar e vapor d'água) e por água. De baixo para cima, essa zona divide-se em três partes:
 - **Zona capilar**, que se estende da superfície freática até o limite de ascensão capilar da água. A sua espessura depende principalmente da distribuição de tamanho dos poros e da homogeneidade do terreno. Como a umidade decresce de baixo para cima, na parte inferior, próximo da superfície freática, os poros encontram-se praticamente saturados. Já nas partes mais superiores, somente os poros menores estão preenchidos com água, de modo que o limite superior dessa zona tem uma forma irregular. Adota-se porém, o conceito de franja capilar (2.6.1.1) como um limite abaixo do qual o solo é considerado praticamente saturado (cerca de 75%).
 - **Zona intermediária**, compreendida entre o limite de ascensão capilar da água e o limite de alcance das raízes das plantas. A umidade existente nessa zona origina-se de água capilar isolada, fora do alcance das raízes, e água de retenção por forças não capilares.
 - **Zona de água do solo** ou **zona de evapotranspiração**, situada entre os extremos radiculares da vegetação e a superfície do terreno. A sua espessura, portanto, pode variar de poucos centímetros (na ausência de cobertura vegetal) até vários metros em regiões de vegetação abundante. Nesse domínio as plantas utilizam, para a suas funções de transpiração e nutrição, água capilar isolada ou suspensa.

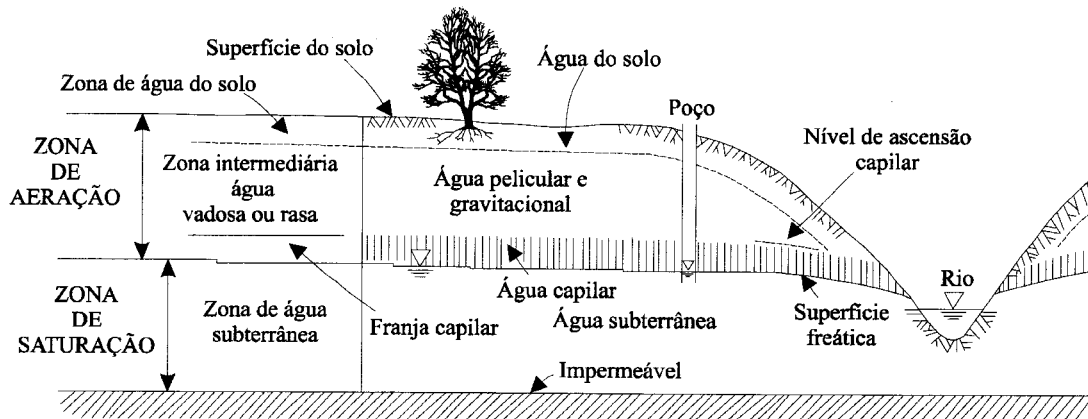


Figura 2.8 - Representação esquemática da distribuição vertical da água no solo e subsolo, mostrando as diversas zonas de umidade (modificado de Bear & Verruijt, 1987).

2.6.1 Água na Zona de Aeração

A quantidade total de água que pode ser extraída de uma amostra de solo em laboratório é o **teor de umidade** do solo. As forças que retêm essa água no solo são de três tipos: forças de atração elétrica, forças capilares e força gravitacional.

A água retida por **forças de atração elétrica** existe sob duas formas (Castany, 1963): **água higroscópica**, que forma porções isoladas adsorvidas pelas superfícies dos grãos sólidos e só pode ser recuperada em forma de vapor e **água pelicular**, que forma uma película ou filme sobre a superfície dos grãos sólidos e sobre a água higroscópica e que se desprende por centrifugação. Do ponto de vista hidrogeológico, esses tipos de água não apresentam maior interesse, porque não se movem sob a ação da gravidade e não podem ser extraídas por bombeamento. O mesmo acontece do ponto de vista agrônomo, uma vez que as forças atuantes sobre essas águas são superiores à força de sucção das raízes das plantas.

A água retida por **forças capilares** explica-se pelo fato de que no contato de dois fluidos não miscíveis, como a água e o ar, existe uma diferença de pressão na interface que os separa, produzida pela **tensão interfacial** ou **tensão superficial** atuante sobre as fases em contato. Esse fato, aliado à tendência de adesão das moléculas de água

aos grãos sólidos, faz com que a água seja retida pelos finos canalículos cheios de ar existentes no solo. Daí, porque as forças responsáveis por essa adesão são chamadas forças capilares. O diferencial de tensão entre as duas fases (ar e água) em contato $P_a - P_w = P_c$ é chamado **pressão capilar** e a sua magnitude é uma medida da tendência de um meio poroso parcialmente saturado succionar a água repelindo o ar. Por isso, em física do solo, a pressão capilar é também chamada **sucção** ou **tensão**. A medida dessa tensão em um solo não saturado é feita através de um instrumento chamado **tensiômetro** (Richard & Gardner, 1936).

O fenômeno da ascensão capilar pode ser ilustrado mergulhando-se em um recipiente com água, um tubo capilar de pequeno diâmetro ($2r$) como mostrado na figura 2.9.

Com o ar à pressão atmosférica, a sucção - P_c , produz uma ascensão da água no interior do tubo h_c . A magnitude da força f_1 correspondente é dada pelo produto da pressão capilar pela área do tubo ($-P_c \times \pi r^2$), que é igual a $\gamma h_c \times \pi r^2$, onde γ é o peso específico da água. Essa força f_1 de sucção de baixo para cima é equilibrada pela força de tensão superficial σL , ou melhor pela componente vertical da força de tensão superficial $f_2 = \sigma L \cos \theta$ (dina) exercida de cima para baixo

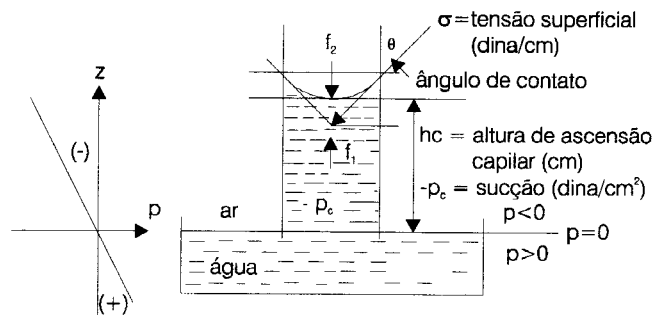


Figura 2.9 - Ascensão da água em um tubo capilar.

pela tensão superficial (dina/cm) sobre a superfície líquida no interior do tubo capilar e que se manifesta na zona de contato sólido-líquido ou seja, sobre o comprimento da circunferência do tubo capilar onde se cria um menisco cujo ângulo de contato com a parede lateral do tubo capilar é igual a θ . Do equilíbrio entre as forças f_1 e f_2 tem-se $\pi r^2 \gamma h_c = 2 \pi r \sigma \cos \theta$ e resulta a seguinte expressão para a altura de ascensão capilar:

$$h_c = \frac{2\sigma \cos \theta}{\gamma r} \quad (2.7)$$

Usando valores aproximados $\sigma = 75$ dina/cm, $\cos \theta \approx 1$ e $\gamma = 0,981$ dina/cm³ para a água a 20 °C em um tubo de vidro, a equação (2.7) assume a forma simplificada (2.8) na qual os valores de r e h_c são medidos em centímetros (Davis & DeWiest, 1966):

$$h_c = \frac{0,153}{r} \quad (2.8)$$

Para um meio poroso, existem fórmulas que permitem estimar a altura de ascensão capilar em função do diâmetro efetivo dos grãos e da porosidade,

como é o caso da expressão (Polubarinova-Kochina 1952; 1962):

$$h_c = \frac{0,45 (1 - \eta)}{d_{10} \eta} \quad (2.9)$$

onde h_c e d_{10} são medidos em centímetros. Valores da altura de ascensão capilar da água estimados pela equação (2.9), para materiais granulares de diversos diâmetros efetivos, supondo uma porosidade de 30% em todos eles, são mostrados na tabela 2.1. Para fins comparativos, são também apresentados os valores calculados usando a equação (2.8), que expressa a subida da água em um tubo capilar de raio r , supondo $r = d_{10} / 2$.

2.6.1.1 Conceito de Franja Capilar

Conforme se vê na tabela 2.1, a altura máxima h_c de ascensão capilar da água em um solo depende do diâmetro efetivo dos grãos, pois a distribuição granulométrica é um dos fatores responsáveis pela distribuição de tamanho dos poros. De fato, enquanto em um cascalho fino a ascensão capilar não passa de 1 cm, chega a atingir mais de 2 m em um silte. Por isso, em condições reais de campo, o limite

Material	Diâmetro efetivo (cm)	Altura de ascensão capilar (cm)	
		Equação (2.9)	Equação (2.8)
Cascalho fino	1	1	0,3
Areia grosseira	0,2	5	1,5
Areia média	0,05	21	6
Areia fina	0,025	42	12
Areia muito fina	0,010	105	31
Silte	0,005	210	31

Tabela 2.1 - Comparação entre as alturas de ascensão capilar em meios porosos granulares de texturas diversas (para $\eta = 0,3$) e em um tubo capilar de raio $r = d_{10} / 2$.

superior da zona capilar pode ser bastante irregular. A figura 2.10 mostra como a verdadeira distribuição de umidade na zona de aeração, acima da superfície freática, é aproximada por uma função degrau, que recebe a denominação de **franja capilar**. Este conceito equivale a admitir (acima da superfície freática) a existência de uma **zona saturada** de espessura h_c e nenhuma umidade além da mesma.

Para fluxo horizontal (hipótese de Dupuit) os níveis d'água em poços de observação que terminam abaixo da superfície freática, isto é, na zona de pressões positivas, representam pontos da superfície freática. Conhecendo-se um certo número desses pontos é possível desenhar os contornos dessa superfície. Admite-se, portanto, que a franja capilar substitui a distribuição de umidade acima da superfície freática ou superfície de saturação das águas subterrâneas. Como a franja capilar é considerada saturada, a superfície de altura h_c que a delimita pode ser associada com o **nível freático** ou nível

da água subterrânea. Mas, na maioria dos aquíferos, a espessura da franja capilar é muito pequena em relação à espessura saturada abaixo da superfície freática. Por isso, quase sempre se despreza a franja capilar.

2.6.1.2 Distribuição Real da Carga de Pressão Capilar

O teor de umidade abaixo da capacidade de campo representa água não utilizável pelas plantas e recebe a denominação agrônômica de **ponto de murchamento**. Esse teor também é chamado de **teor de umidade irreduzível** θ_r . O teor de umidade θ existente em um volume V de solo não saturado é dado pela relação V_w / V , onde V_w é o volume de água. O grau de saturação S_w expressa-se pela relação V_w / V_v , onde V_v é o volume de vazios do solo. O teor de umidade representa a água existente no volume total de

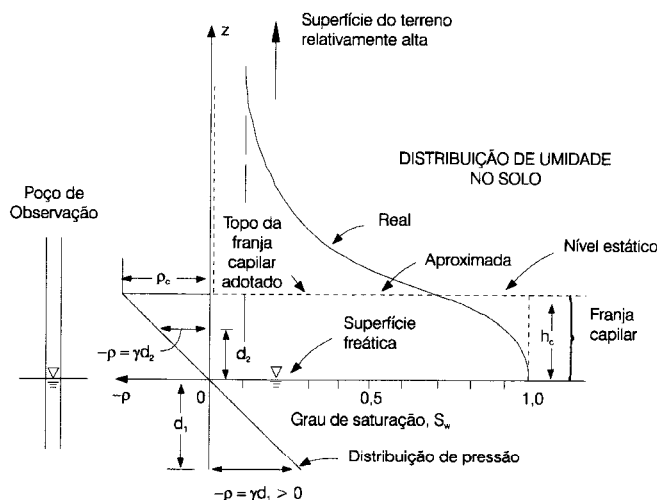


Figura 2.10 - Ilustração dos conceitos de superfície freática e franja capilar (modificado de Bear & Verruijt, 1987).

solo, enquanto que o grau de saturação representa a água existente no volume de vazios do solo, onde também existe ar. A porosidade η é dada pela relação V_v / V e portanto $V_v = \eta V$. Substituindo essa última expressão na relação que define o grau de saturação, conclui-se que o teor de umidade é dado pelo produto da porosidade pelo grau de saturação, isto é, $\theta = \eta S_w$. Portanto, teoricamente, na saturação natural da água ($S_w = 1$) o teor de umidade $\theta_s = \eta$. Estudos experimentais de filtração da água em colunas de areia parcialmente saturadas mostraram que, devido ao aprisionamento do ar, a saturação natural da água θ_s é significativamente menor do que a porosidade η (figura 2.11). Os experimentos foram conduzidos usando areia aluvial grosseira com granulometria variando na faixa de 0,02 a 1 mm, porosidade de 37% e 50% do peso com diâmetro inferior a 0,3 mm (Touma & Vauclin, 1986).

Efetuada medições do teor de umidade (θ) e das cargas de pressão do ar e da água, h_a e h_w respectivamente, Touma & Vauclin (*op. cit.*) comprovaram que a altura de ascensão capilar ou carga de pressão capilar $h_c = h_a - h_w$, é função do teor de umidade do solo e se ajusta muito bem à expressão analítica (2.10) estabelecida por Van Genuchten, 1980.

$$\theta = \frac{\theta_s - \theta_r}{|1 + (\alpha h_c)^\beta|^y} + \theta_r \quad (2.10)$$

2.6.2 Água na Zona Saturada: Aquíferos

Embora toda a água situada abaixo da superfície da Terra seja evidentemente subterrânea, na hidrogeologia a denominação **água subterrânea** é atribuída apenas à água que circula na zona saturada, isto é,

na zona situada abaixo da superfície freática. Denomina-se **aquífero** a uma formação geológica que contém água e permite que quantidades significativas dessa água se movimentem no seu interior em condições naturais. As formações permeáveis, como as areias e os arenitos, são exemplos de aquíferos.

Já um **aquíclude** é uma formação que pode conter água (até mesmo em quantidades significativas), mas é incapaz de transmiti-la em condições naturais. As formações impermeáveis, como as camadas de argila, são exemplos de aquícludes.

Um **aquítarde** é uma camada ou formação semi-permeável, delimitada no topo e/ou na base por camadas de permeabilidade muito maior. O aquítarde tem o comportamento de uma membrana semi-permeável através da qual pode ocorrer uma filtração vertical ou drenança.

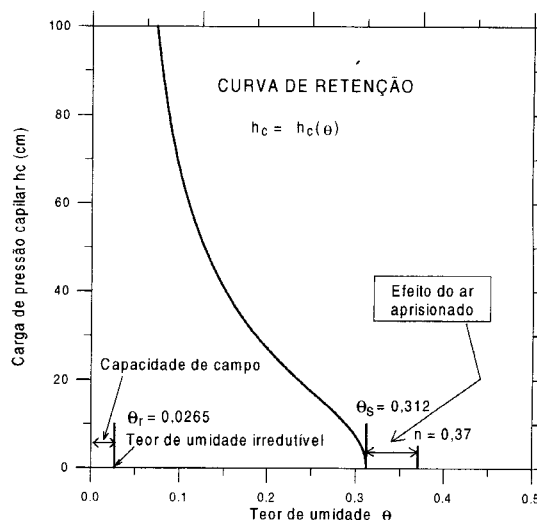


Figura 2.11 - Distribuição da carga de pressão capilar em função do teor de umidade do solo (adaptado de Touma & Vauclin, 1986).

A denominação **aqüífugo** aplica-se a uma formação impermeável que nem armazena nem transmite água.

2.6.2.1 Tipos de Aqüíferos

Os aqüíferos podem ser classificados de acordo com a pressão das águas nas suas superfícies limítrofes: superior, chamada topo, e inferior, chamada base, e também em função da capacidade de transmissão de água das respectivas camadas limítrofes: do topo (camada confinante superior) e da base (camada confinante inferior) conforme ilustrado na figura 2.12.

Aqüífero confinado também chamado sob pressão, é um aqüífero no qual a pressão da água no topo é maior do que a pressão atmosférica. Compreende dois tipos: **confinado não drenante** e **confinado drenante**.

Aqüífero confinado não drenante é um aqüífero cujas camadas limítrofes, superior e inferior, são impermeáveis. Em um poço que penetra em um aqüífero desse tipo, o nível da água subterrânea fica acima da base da camada confinante superior. É o caso do aqüífero B penetrado pelos poços 1, 2 e 4 e do aqüífero C penetrado pelo poço 3 (figura 2.12). Esse nível pode ficar abaixo da superfície do solo (como nos poços 1 e 4) ou acima dessa superfície (como no poço 2). Neste caso, o poço costuma ser chamado de artesiano surgente ou jorrante. Em qualquer situação esse nível de água no poço indica a **carga potenciométrica** ou **carga hidráulica** média (capítulos 3 e 4) ao longo da zona do filtro do poço ou da zona de admissão de água do poço (capítulo 9). Os níveis d'água em um certo número de poços de observação penetrantes em um aqüífero definem uma **superfície potenciométrica** (capítulos 3, 4 e 11).

Aqüífero confinado drenante é um aqüífero no qual pelo menos uma das camadas limítrofes é semi-

permeável, permitindo a entrada ou saída de fluxos pelo topo e/ou pela base, por **drenança** (capítulos 3 e 11) ascendente ou descendente (figura 2.12). As formações semipermeáveis oferecem uma resistência hidráulica relativamente alta à passagem do fluxo de água através delas. Mesmo assim, quantidades consideráveis de água podem ser perdidas ou ganhas pelos aqüíferos drenantes de grande extensão regional. **Aqüífero livre** (também chamado freático ou não confinado) é aquele cujo limite superior é uma superfície freática, na qual todos os pontos se encontram à pressão atmosférica. As áreas de recarga dos aqüíferos confinados são aqüíferos livres através dos quais os excessos de água da chuva conseguem penetrar por infiltração. A exemplo dos aqüíferos confinados, os aqüíferos livres também se classificam em **drenantes** (ou de base semipermeável) e **não drenantes** (ou de base impermeável).

Convém examinar atentamente a figura 2.12 para fixar os conceitos aqui descritos. Por exemplo, o aqüífero freático (A) é penetrado pelo poço 5 e fica situado acima de dois aqüíferos confinados (B e C). As condições de confinamento dos vários aqüíferos envolvidos podem variar de livre a confinadas e semiconfinadas, como se observa no aqüífero (B). A magnitude e a direção das filtrações verticais ou drenanças são determinadas pelas elevações das superfícies potenciométricas de cada um desses aqüíferos. Assim, os limites entre as várias porções confinadas e livres podem mudar com o tempo se as posições das superfícies potenciométricas forem alteradas.

Aqüífero suspenso é um caso especial de aqüífero livre formado sobre uma camada impermeável ou semipermeável de extensão limitada e situada entre a superfície freática regional e o nível do terreno. Esses aqüíferos às vezes existem em caráter temporário, na medida em que drenam para o nível freático subjacente.

2.7 Geologia da Água Subterrânea

Em um sistema geológico, a natureza e a distribuição dos aqüíferos e aqüitards são controladas pela litologia, estratigrafia e estrutura das formações geológicas.

A **litologia** trata da composição mineral, da distribuição de tamanho dos grãos e do grau de compactação dos sedimentos ou rochas constituintes do arcabouço geológico.

A **estratigrafia** descreve as relações geométricas e cronológicas entre os vários elementos constituintes do sistema geológico, tais como lentes, camadas e formações de origem sedimentar. As **discordâncias**, por exemplo, são características estratigráficas especialmente importantes em hidrogeologia (Freeze & Cherry, 1979). Tratam-se de descontinuidades estratigráficas ou superfícies que refletem a ocorrência de

um intervalo de tempo durante o qual o processo de deposição foi interrompido, ou ainda durante o qual a superfície das rochas existentes foi intemperizada, erodida ou afetada por movimentos tectônicos. Essas discordâncias muitas vezes apresentam-se como superfícies que separam meios de permeabilidade diferente e por isso freqüentemente estão associadas com a ocorrência de aqüíferos.

A **estrutura** diz respeito às características geométricas produzidas no sistema geológico por deformação após deposição ou cristalização, como é o caso das juntas, fraturas, falhas e dobras.

O conhecimento da geologia de uma região, isto é, da sua litoestratigrafia e estrutura, é o ponto de partida para a compreensão da distribuição espacial dos aqüíferos e aqüitards.

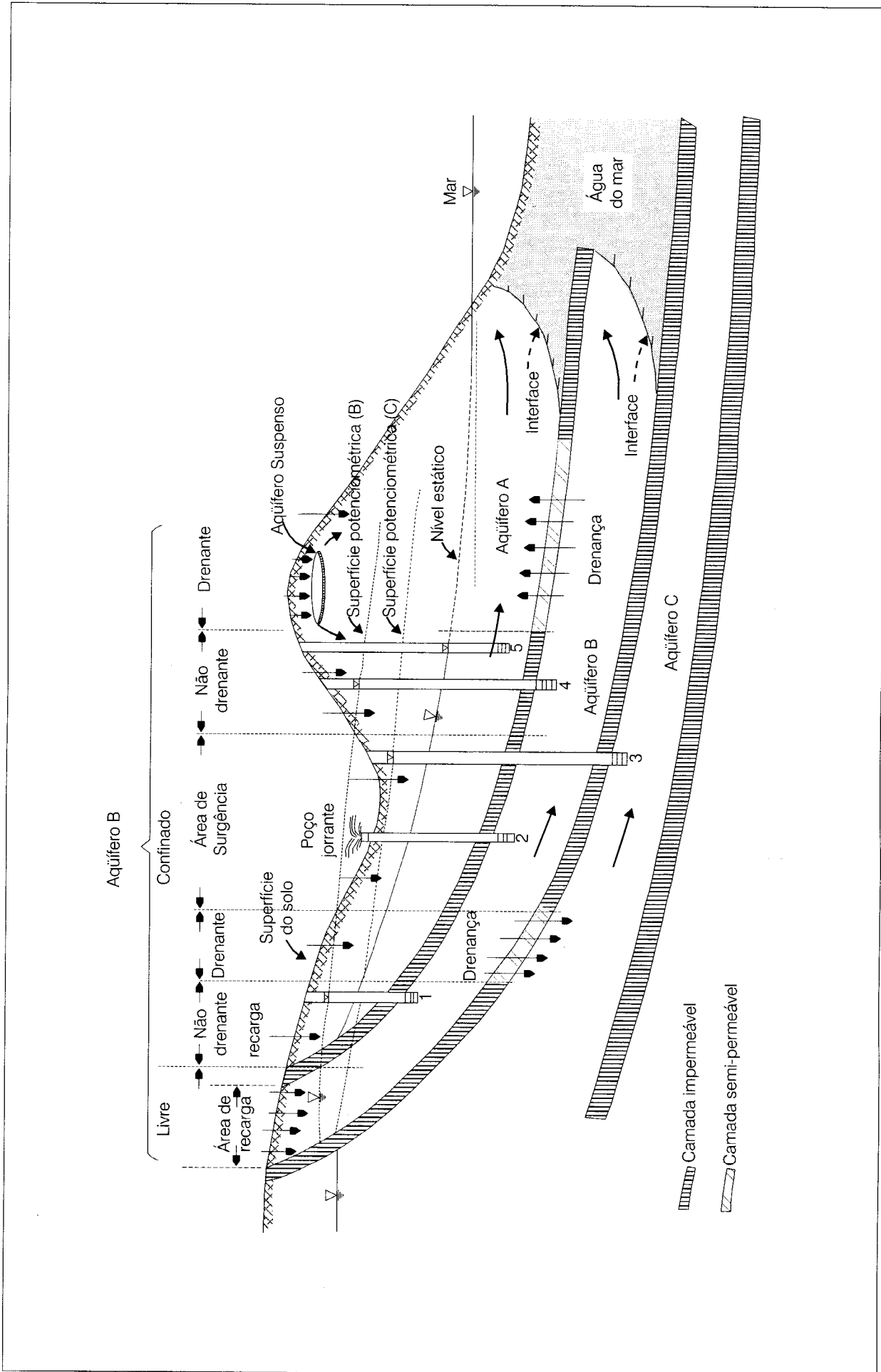


Figura 2.12 - Representação esquemática dos diferentes tipos de aquíferos, de acordo com o sistema de pressão de suas águas e com a natureza das camadas que os delimitam no topo e na base (modificado de Bear & Verruijt, 1987).

2.7.1 Água Subterrânea em Sedimentos Inconsolidados

A ocorrência de água subterrânea em sedimentos pouco consolidados apresenta muitas vantagens do ponto de vista do aproveitamento. Por isso, sempre que possível, a procura de água subterrânea em depósitos desse tipo é prioritária. Dentre as principais razões que justificam essa prioridade, mencionam-se:

- São fáceis de perfurar ou escavar, o que torna a investigação rápida e menos onerosa;
- São geralmente encontrados em vales e em áreas onde os níveis da água subterrânea se apresentam pouco profundos, possibilitando o bombeamento com pequenos recalques;
- Situam-se, freqüentemente, em locais favoráveis à recarga a partir de rios, riachos e lagoas e até mesmo da infiltração direta das chuvas. Por serem pouco consolidados, esses depósitos geralmente possuem alta capacidade de infiltração potencial, maior porosidade efetiva e maior permeabilidade do que as formações compactas.

Dentre os sedimentos inconsolidados os mais importantes são as aluviões, as dunas e alguns depósitos colúviais. As coberturas eluviais, embora não sejam depósitos sedimentares no sentido usual do termo, possuem muitas características hidrogeológicas em comum com alúvios e colúvios.

Aluviões - no detalhe, a distribuição de argila, silte, areia e cascalho nos depósitos aluviais é muito complexa. Devido à mobilidade dos leitos dos rios e às constantes variações de velocidade de sedimentação das partículas sólidas, os depósitos aluviais possuem características texturais muito variadas, o que produz muita heterogeneidade na distribuição das propriedades hidráulicas. Apesar da grande variabilidade lateral de fácies que caracteriza a deposição nos vales dos rios, muitos deles apresentam uma seqüência vertical variável de areias grosseiras e cascalhos na base dos canais, até siltes e argilas no topo. A espessura relativa das unidades finas e grosseiras depende do tipo de sedimentos transportados pelo rio e da história geológica do rio no local de interesse. Em casos favoráveis, a investigação detalhada através de sondagens pode levar à caracterização de um padrão até certo ponto previsível da distribuição faciológica e, portanto, de delimitação das zonas aquíferas.

Dunas - materiais como areia e silte, que são transportados e depositados pelo vento, são conhecidos como **depósitos eólicos**. É o caso das dunas formadas ao longo das regiões costeiras e, às vezes, em

áreas interiores nas quais as chuvas são esparsas e existem areias disponíveis para transporte e deposição pelo vento. As areias eólicas caracterizam-se pela ausência de frações de silte e argila, e apresentam textura uniforme com grãos arredondados e partículas distribuídas na faixa granulométrica de média a fina. São moderadamente permeáveis (10^{-4} a 10^{-6} m/s) e formam aquíferos em áreas onde existe suficiente espessura saturada. As porosidades situam-se entre 30 e 45%. Ao contrário das aluviões, os depósitos eólicos tendem a ser muito homogêneos em escala local e muitas vezes em escala regional.

2.7.2 Água Subterrânea em Rochas Sedimentares

No domínio dos sedimentos consolidados, as rochas mais importantes como aquíferos são aquelas que apresentam de regular a boa permeabilidade. As rochas pouco permeáveis, como arenitos muito argilosos e siltitos, comportam-se como aquíferos, devido à sua baixa capacidade de transmissão de água. Finalmente, os argilitos e folhelhos por serem praticamente impermeáveis classificam-se como aquícludes.

Arenitos - a nível global, os arenitos formam aquíferos regionais que armazenam grandes quantidades de água potável. As formações areníticas de maior expressão hidrogeológica possuem origens diversas, incluindo ambientes fluviais, eólicos, deltaicos e marinhos. O estudo sedimentológico, que permite caracterizar a origem e os ambientes deposicionais dos arenitos, pode ser muito útil na avaliação das distribuições de permeabilidade.

Os arenitos normalmente apresentam porosidades mais baixas do que as areias pouco consolidadas, devido à compactação e cimentação de parte dos vazios existentes entre os grãos. Em casos extremos, as porosidades chegam a ser inferiores a 1% e as condutividades hidráulicas da mesma ordem daquelas que se observam em siltitos e folhelhos não fraturados (10^{-10} m/s). Quartzo, calcita e minerais de argila são os materiais mais encontrados cimentando os grãos dos arenitos. Esses minerais formam-se como resultado de precipitação ou alteração mineral durante a circulação da água subterrânea através da areia. A compactação é importante a grandes profundidades, onde reinam altas pressões e temperaturas. Estudos realizados por Atwater (1966), indicam que a porosidade dos arenitos decresce sistematicamente com a profundidade a uma taxa de 1,3% para cada 300 m.

Chillingar (1963) mostrou que existe, para os arenitos de diversas categorias de tamanho de grãos, uma tendência bem definida de aumento da permeabilidade com o aumento da porosidade (figura 2.13).

Ao tratar da porosidade e permeabilidade de materiais naturais, Davis (1969) sugere que a presença de

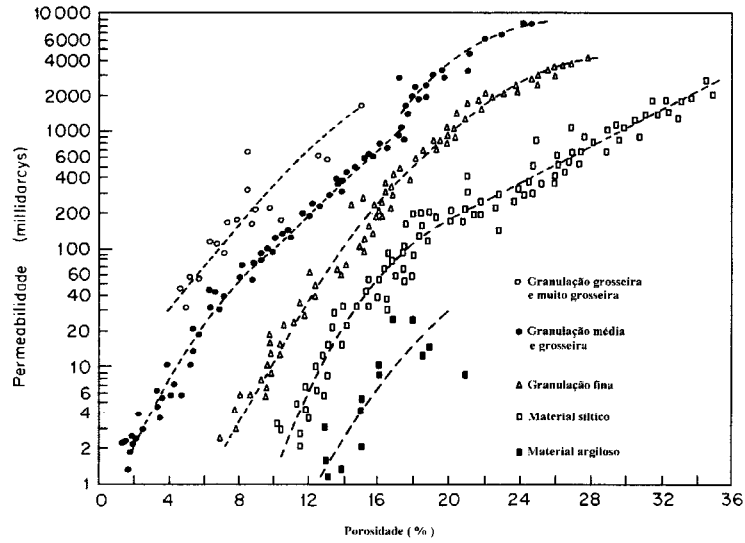


Figura 2.13 - Relação entre porosidade e permeabilidade para arenitos de diferentes tamanhos de grãos (Chilingar, 1963; modificado de Freeze & Cherry, 1979).

estratificações de pequena escala em arenitos permite supor que a permeabilidade de amostras muito grandes é **uniformemente anisotrópica**. Isto porque a variação vertical de permeabilidade em grandes massas de arenito seria pequena, mesmo em zonas de permeabilidade horizontal elevada. As variações de permeabilidade refletem variações nas condições de deposição reinantes durante o processo de deposição (Freeze & Cherry, 1979). A nível local, todavia, testes de laboratório efetuados em testemunhos de camadas de arenitos indicam que a condutividade hidráulica pode apresentar di-

ferenças da ordem de 10 a 100 vezes, em zonas que, à luz do simples exame visual, poderiam classificar-se como relativamente homogêneas. A figura 2.14 ilustra um perfil de condutividade hidráulica ao longo da vertical num pacote de arenitos relativamente espesso. Com base em medições de condutividade hidráulica efetuadas em um grande número de amostras de testemunhos de arenitos, Piersol *et al.* (1940) verificaram que o valor médio da razão K_h / K_v , entre a condutividade hidráulica horizontal e a vertical é da ordem de 1,5. Apenas 12% das amostras apresen-

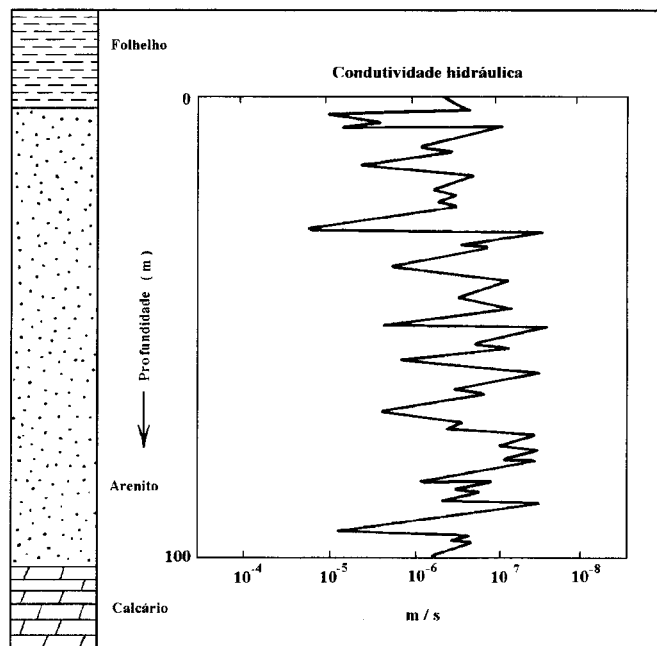


Figura 2.14 - Diagrama esquemático mostrando a variação de condutividade hidráulica com a profundidade em um aquífero de arenito espesso e relativamente homogêneo (modificado de Freeze & Cherry, 1979).

taram razões acima de 3,0. À medida que as areias se tornam mais cimentadas e compactadas, a contribuição das fraturas para a condutividade hidráulica volumétrica do material aumenta. A tendência dos grandes valores de condutividade ocorrerem na direção horizontal é substituída por uma maior condutividade de fraturas ao longo da vertical.

Rochas carbonáticas - as rochas carbonáticas ocorrem nas formas de calcário e calcário dolomítico. Quase toda a dolomita tem origem secundária e resulta da alteração geoquímica da calcita. Essa transformação mineralógica produz um aumento na porosidade e permeabilidade porque a cristalização da dolomita ocupa cerca de 13% menos espaço do que a calcita (Freeze & Cherry, *op. cit.*). Rochas carbonáticas apresentam porosidades variáveis de 20 a 50%. A condutividade hidráulica primária de calcários e dolomitos não fraturados é geralmente inferior a 10^{-7} m/s, o que representa uma medíocre capacidade de transmissão de água subterrânea.

Em geral, todavia, as rochas carbonáticas apresentam significativa condutividade hidráulica secundária produzida por fraturas resultantes de movimentos tectônicos, ao longo das quais a circulação de água subterrânea atua dissolvendo a calcita e a dolomita. Para que a água subterrânea possa dissolver as rochas carbonáticas e produzir grandes vazios em seu interior ela precisa ser subsaturada em carbonatos. Observações em pedreiras e outras escavações efetuadas em rochas carbonáticas subhorizontais revelaram aberturas de dissolução bastante espaçadas ao longo de juntas verticais. Isso levou os autores a concluir que, do ponto de vista da capacidade de produção de água em poços, as aberturas ao longo dos planos de

acamadamento seriam as mais importantes (Walker, 1956; Johnston, 1962). No caso considerado, conforme é ilustrado na figura 2.15, existe uma maior probabilidade dos poços encontrarem aberturas horizontais do que verticais.

Em rochas carbonáticas fraturadas, poços produtores de grande capacidade e poços praticamente secos podem existir a pequena distância um do outro, dependendo da magnitude das gretas e zonas fraturadas interceptadas pela perfuração. Embora a ocorrência de camadas de calcário possa ser localizada e caracterizada através de estudos estratigráficos e estruturais, a capacidade de produção de água de tais camadas é muito difícil de prever. Em muitas áreas é quase sempre a **evidência empírica** que revela a ocorrência de um aquífero numa formação ou camada de calcário. Somente em poucas situações (talvez menos de 5% dos casos), pode um estudo geológico de superfície explicar a alta produtividade aquífera de uma formação calcária.

Em algumas rochas carbonáticas a existência de fraturas verticais concentradas cria zonas de alta condutividade hidráulica. A figura 2.16 ilustra uma situação em que as intersecções de traços de fraturas e lineamentos refletem-se na morfologia superficial. Em tais zonas são maiores as probabilidades de dissolução e por conseguinte de aumento da condutividade hidráulica, com reflexos positivos na produtividade dos poços (Lattman & Parizek, 1964; Parizek & Drew, 1966).

Segundo Davis & De Wiest (1966), em escala mesoscópica (de afloramento da rocha), evidências **favoráveis** seriam, por exemplo, a presença de **aberturas de dissolução, sistemas de juntas pouco espaçadas e falhas na zona de interesse**. Aberturas

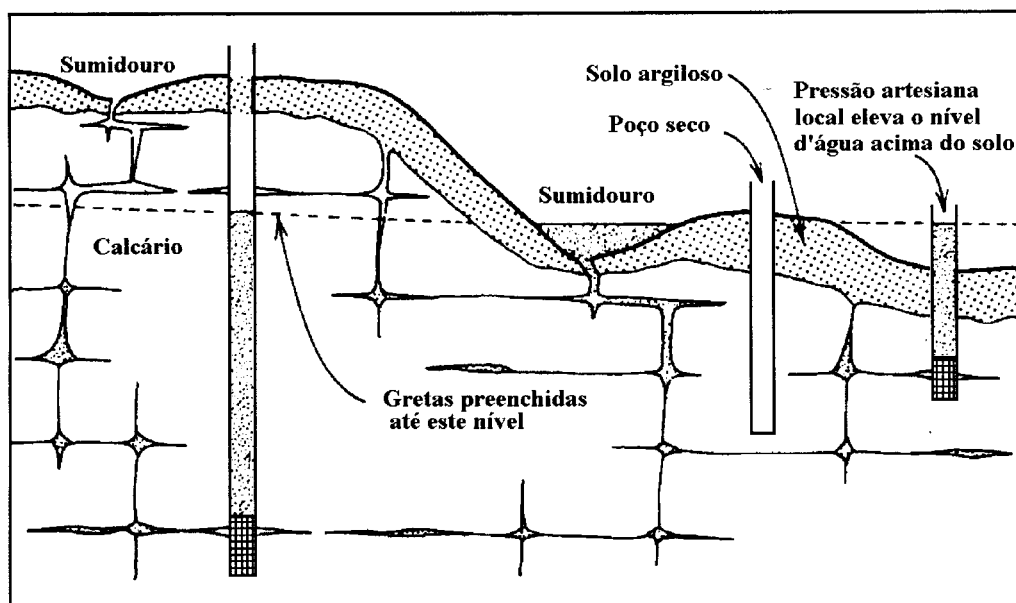


Figura 2.15 - Ilustração esquemática da ocorrência de água subterrânea numa rocha carbonática na qual a permeabilidade secundária ocorre ao longo dos planos de acamadamento e das fraturas verticais alargadas por dissolução (Walker, 1956; Davis & De Wiest, 1966; modificado de Freeze & Cherry, 1979).

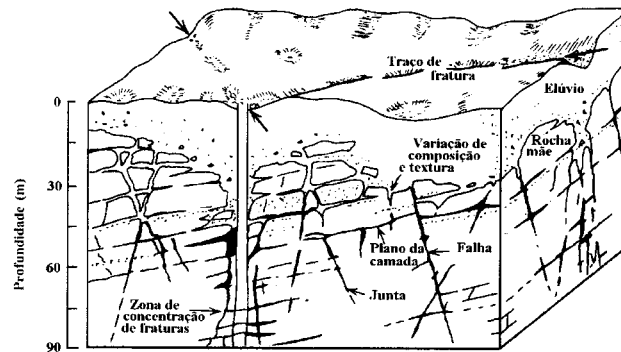


Figura 2.16 - Ocorrência de zonas de maior permeabilidade em rocha carbonática fraturada. As maiores produções de água de poços acontecem nas zonas de intersecção estrutural (Lattman & Parizek 1964; modificado de Freeze & Cherry 1979).

de dissolução tendem a ser melhor desenvolvidas nas proximidades de falhas e por isso os traços de falhas verticais na superfície devem ser usados como guia na localização dos pontos mais favoráveis para a perfuração de poços. Condições **desfavoráveis**, indicativas de que uma camada de calcário ou dolomito talvez não se comporte como aquífero em profundidade, seriam **ausência de aberturas de dissolução e presença de folhelhos e margas**.

Para a obtenção de melhores resultados na locação de poços, Davis & De Wiest (*op. cit.*) consideram que:

- Em áreas de calcários ou dolomitos espessos, os poços locados no fundo dos vales tendem a ser melhores do que os locados nas encostas porque os primeiros apresentam níveis d'água pouco profundos e podem mais facilmente receber

recarga induzida de depósitos aluviais adjacentes.

- Poços locados nas partes mais altas das colinas tendem a ser mais produtivos do que os perfurados nas encostas quando as condições topográficas estão associadas a estruturas geológicas particulares. Por exemplo, fraturas e aberturas de dissolução seriam mais abundantes ao longo das cristas de antiformes e dos eixos de sinformes, do que nos flancos das dobras (figura 2.17).

Se a água da aluvião (figura 2.17) não contiver minerais carbonáticos, a infiltração da mesma no calcário poderá produzir aberturas de dissolução. Se a água da aluvião apresentar dureza elevada então ficará saturada em relação a calcita e dolomita, e a tendência é de não ocorrer dissolução.

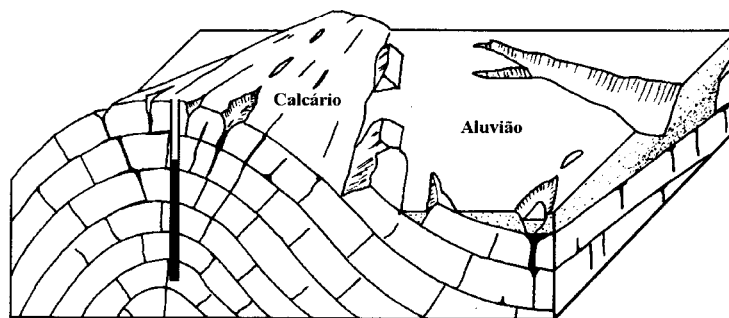


Figura 2.17 - Ocorrência de uma zona de alta permeabilidade em fraturas alargadas por dissolução ao longo da crista aflorante de um antiforme em rocha carbonática (Davis & De Wiest, 1966; modificado de Freeze & Cherry, 1979).

2.7.3 Água Subterrânea em Rochas Ígneas e Metamórficas

Porosidade e permeabilidade primárias - amostras sólidas e não fraturadas de rochas ígneas e metamórficas possuem porosidades praticamente nulas. Os vazios intercrystalinos condicionantes da porosidade são mínimos e não interconectados. Por esta razão as permeabilidades primárias dessas rochas, expressas como condutividade hidráulica, são extremamente pequenas (10^{-11} a 10^{-13} m/s). Esses valores foram estimados em amostras intactas de meta-sedimentos (quartzito, micaxisto, filito e grau-

vaca) à temperatura ambiente (Stuart *et al.*, 1954). Medidas de condutividade hidráulica de granitos em poços sem fraturas, geralmente fornecem valores da ordem de 10^{-11} m/s, o que equivale a dizer que essas rochas podem ser consideradas como impermeáveis no contexto dos problemas de aproveitamento de água subterrânea.

Porosidade e permeabilidade secundárias - no domínio das rochas cristalinas ígneas e metamórficas em geral sempre se observa, a nível mesoscópico, significativa ocorrência de fraturas produzidas por variações nas condições de tensão verificadas du-

rante os vários episódios que marcaram a história geológica dessas rochas. As fraturas criam uma **porosidade secundária**, responsável pelo armazenamento e uma **permeabilidade** [m²] que também se expressa como uma **condutividade hidráulica** [m/s], responsável pela circulação da água subterrânea. As aberturas das fraturas geralmente são menores do que 1 mm. Em alguns casos a dissolução da sílica pode produzir aumento nas aberturas das fendas quando a água de recarga é capaz de atacar os silicatos (Tolman, 1937; Davis, 1969). Muitas vezes porém a água de infiltração se enriquece em sílica na zona de cobertura eluvial antes de atingir o domínio fraturado subjacente e, quando isto acontece, ela perde a agressividade em relação aos minerais silicatados presentes nas superfícies das fraturas.

Na tabela 2.2 são mostrados resultados de condutividade hidráulica (m/s), permeabilidade (m²), abertura (mm) e porosidade (%) de fraturas em rochas cristalinas do Nordeste do Brasil (Manoel Filho, 1996). As condutividades hidráulicas médias variam, em geral, de 3,8 a 5,5 cm/s, exibindo porém valores excepcionalmente altos (1,3 m/s e 2,5 m/s). As aberturas médias variam entre 0,2 e 0,95 mm com valores excepcionais superiores a 2 mm. As porosidades são sistematicamente muito baixas, em todos tipos de rochas, com médias situadas entre 0,0007 e 0,0071%.

Varição de permeabilidade com a profundidade - alguns estudos efetuados há mais de 30 anos nos Estados Unidos sugerem que a permeabilidade média das rochas ígneas e metamórficas decresce rapidamente com a profundidade (Davis & Turk, 1964; Dingman *et al.*, 1954; Gregory & Ellis, 1909; LeGrand, 1954; 1962). Os resultados de um estudo efetuado por LeGrand (1954) numa área de rochas cristalinas (granito, gabro, gnaiss e mica-xisto) na Carolina do Norte, sugerem que existe um decréscimo da produtividade do poço com o aumento da espessura estática saturada (figura 2.18). Freeze & Cherry (1979) interpretam os resultados obtidos por LeGrand (*op.cit.*) como uma expressão quantitativa da tendência que os perfuradores de poços observam de modo mais qualitativo em muitas regiões de rochas cristalinas. A correlação sugerida pela figura 2.18 entre a profundidade média dos poços e a produtividade média (coeficiente de correlação R = 0,898) parece significativa.

Usando uma amostra de 800 poços perfurados em rochas cristalinas nos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba, com profundidades variáveis de 20 a 70 m, foram calculados os valores médios de profundidade e produtividade em 16 subconjuntos de 50 poços. Os resultados (figura 2.19) não apresentam a regularidade sugerida pela curva de LeGrand (figura 2.18). Eles refletem

a tendência de decréscimo da produtividade com a profundidade, de maneira bem menos significativa (R = 0,704). Vale notar que três subconjuntos de 50 poços exibem produtividades diferentes para a mesma profundidade média de 40 m, assim como para profundidades médias de 50 e 60 m (figura 2.19).

Conclui-se finalmente que não existe correlação (R= 0,285) entre profundidade abaixo do nível estático e produtividade do poço (figura 2.20).

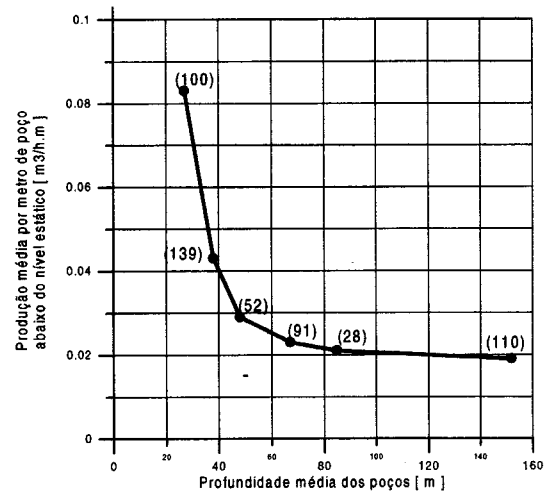


Figura 2.18 - Decréscimo na produção média de poços (m³/h por metro de poço abaixo do nível estático) com a profundidade média em rochas cristalinas na área de Statesville, Carolina do Norte. Os números próximos aos pontos indicam o número de poços usados para obter os valores médios que definem a curva (dados de LeGrand, 1954; Davis & De Wiest, 1966).

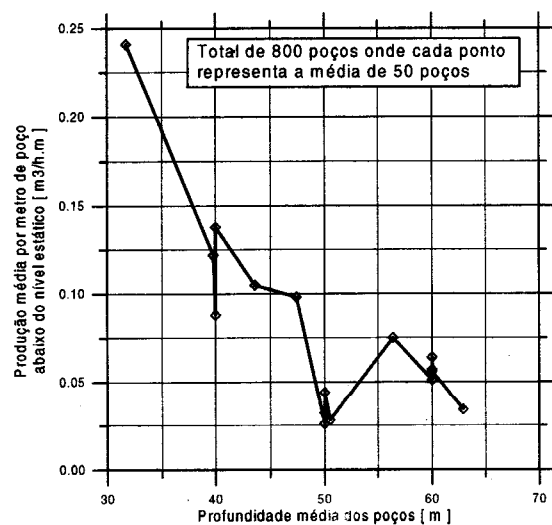


Figura 2.19 - Decréscimo da produção média do poço (m³/h por metro de espessura abaixo do nível estático) com a profundidade média dos poços no cristalino dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte (dados de Costa, 1986; Manoel Filho, 1996).

SUB-PROV. HIDROGEOLOGICA LOCAL/ROCHA	NÚMERO DE TESTES	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/s)			PERMEABILIDADE (m ²)			ABERTURA (mm)			POROSIDADE (%)			
		Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima	
ESCUDO ORIENTAL NE CEARÁ	27	7,5E-02	1,2E-02	1,8E-01	6,9E-09	1,1E-09	1,6E-08	0,27	0,12	0,44	0,0010	0,0002	0,0029	
	22	7,0E-02	1,2E-02	1,8E-01	6,5E-09	1,1E-09	1,6E-08	0,27	0,12	0,44	0,0010	0,0002	0,0029	
	5	1,3E-01	1,2E-01	1,4E-01	1,2E-08	1,1E-08	1,3E-08	0,38	0,36	0,39	0,0011	0,0010	0,0011	
RIO GRANDE DO NORTE	13	8,4E-02	1,4E-02	4,2E-01	7,7E-09	1,3E-09	3,9E-08	0,26	0,13	0,69	0,0021	0,0004	0,0076	
	5	1,2E-01	2,3E-02	4,2E-01	1,1E-08	2,1E-09	3,9E-08	0,30	0,16	0,69	0,0022	0,0004	0,0076	
	5	4,4E-02	1,4E-02	8,4E-02	4,0E-09	1,3E-09	7,7E-09	0,21	0,13	0,30	0,0014	0,0008	0,0033	
	3	9,8E-02	3,3E-02	2,2E-01	9,0E-09	3,0E-09	2,1E-08	0,30	0,19	0,50	0,0031	0,0012	0,0060	
	20	7,9E-01	8,4E-03	2,3E+01	7,3E-08	7,7E-10	2,1E-06	0,36	0,10	2,19	0,0038	0,0005	0,0286	
PARAÍBA	3	8,3E-01	9,3E-02	4,3E+00	7,6E-08	8,5E-09	4,0E-07	0,67	0,32	2,19	0,0071	0,0014	0,0209	
	5	2,5E+00	2,1E-02	2,3E+01	2,3E-07	1,9E-09	2,1E-06	0,38	0,15	0,93	0,0068	0,0023	0,0286	
	4	6,3E-02	8,4E-03	1,7E-01	5,8E-09	7,7E-10	1,5E-08	0,23	0,10	0,43	0,0025	0,0012	0,0040	
	4	3,8E-02	2,1E-02	6,2E-02	3,5E-09	2,0E-09	5,7E-09	0,20	0,15	0,26	0,0007	0,0005	0,0009	
	4	1,4E-01	2,5E-02	2,8E-01	1,3E-08	2,3E-09	2,5E-08	0,37	0,17	0,55	0,0022	0,0005	0,0058	
	BAHIA	8	1,3E-01	2,1E-02	3,6E-01	1,2E-08	1,9E-09	3,3E-08	0,35	0,15	0,63	0,0015	0,0005	0,0031
		8	5,5E-01	6,0E-02	2,1E+00	5,0E-08	5,5E-09	1,9E-07	0,63	0,26	1,51	0,0043	0,0007	0,0132
	COBERTURAS CARBONÁTICAS SÃO FRANCISCO BAHIA (Meta-calciário)	9	1,3E+00	4,8E-02	5,6E+00	1,2E-07	4,4E-09	5,1E-07	0,95	0,23	2,48	0,0039	0,0016	0,0124

Tabela 2.2 - Propriedades hidráulicas de fraturas em rochas cristalinas no Nordeste do Brasil (Manoel Filho, 1996).

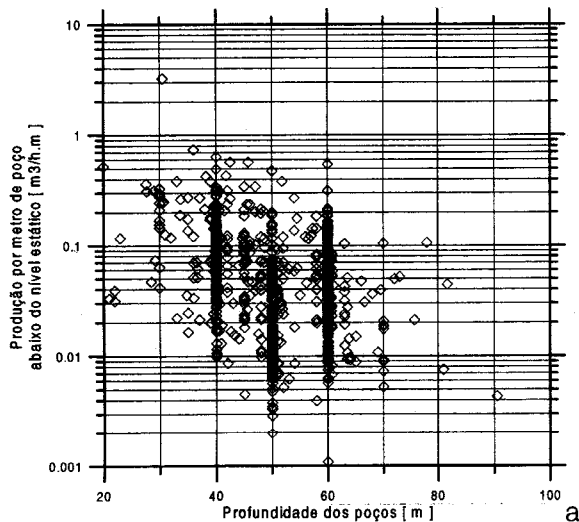


Figura 2.20 - Variação da produção do poço (m^3/h por metro de espessura abaixo do nível estático) com a profundidade no cristalino da Paraíba e do Rio Grande do Norte (dados de Costa, 1986; Manoel Filho, 1996).

Localização de poços - "Poucas tarefas em hidrogeologia são mais difíceis do que a localização de poços em rochas ígneas e metamórficas. Variações extremas de litologia e estrutura, associadas com zonas produtoras de água localizadas em pontos preferenciais dificultam as investigações geológica e geofísica. O solo e a vegetação muitas vezes mascaram os afloramentos e impedem um mapeamento geológico detalhado. Além disso, pequenas fraturas que produzem a maior parte da água dos poços em rochas não intemperizadas não são detectadas por métodos geofísicos. Não surpreende, portanto, que em algumas regiões a porcentagem de insucesso na perfuração de poços seja alta mesmo quando as localizações são feitas por hidrogeólogos experientes." (Davis & De Wiest, *op.cit.*).

A perspectiva de uso das técnicas de mapeamento de fraturas na localização de poços no cristalino com os recursos tecnológicos mais modernos, de análise e processamento de imagens, está trazendo para muitos especialistas envolvidos com o problema a esperança de redução dos chamados "índices de insucesso", na produtividade de poços. Mas, por enquanto, isso continua parecendo difícil. A grande incógnita continua sendo a identificação de relações **objetivas**, entre propriedades **geométricas** e **hidráulicas** do meio fissural, sem o que, provavelmente, o estabelecimento de uma **metodologia eficiente** de localização de poços dificilmente será logrado. Isto não significa que se trate de uma metodologia capaz de garantir uma efetiva melhoria dos padrões conhecidos de produtividade (se é que isto é possível) nas regiões de rochas cristalinas, mas tão somente de um processo que justifique ou explique os resultados obtidos.

Estudos recentes (Banks *et al.*, 1994) parecem indi-

car que o sucesso de um poço em aquíferos de rochas cristalinas ainda continua sendo, em grande parte, uma questão de chance. Não é sem razão que os estudos de conectividade geométrica de fraturas e de variabilidade dos coeficientes de permeabilidade e porosidade (ex., Guerin & Billaux, 1993) usam como ferramenta a análise estatística, na busca de relações entre propriedades geométricas e hidráulicas dos sistemas fissurados. Mas, ainda não foi possível relacionar, em escala mesoscópica, estilos estruturais com permeabilidades.

Os valores de permeabilidade no domínio subterrâneo fraturado variam muito de um lugar para outro assumindo um comportamento aleatório, com distribuição de probabilidade do tipo log normal. Isto reflete-se nas dispersões que se verificam nos resultados de produtividade de poços, obtidos em meios fraturados, tanto em zonas áridas quanto em zonas úmidas. Tais resultados tendem a seguir uma distribuição de frequência do tipo log normal, semelhante à que geralmente se admite para a condutividade hidráulica e/ou para a permeabilidade das rochas fissuradas (Gustafson & Krásný, 1986). Salvo em casos muito particulares, ainda continua-se desconhecendo como identificar de forma sistemática aqueles pontos específicos ou zonas preferenciais de fluxo em meio fraturado.

O cristalino das regiões semi-áridas - nas regiões semi-áridas, como por exemplo o Nordeste do Brasil, com cerca de 500.000 km^2 ocupados por rochas cristalinas, o aproveitamento de água subterrânea dessas rochas sempre foi uma alternativa que se levou em consideração, notadamente em virtude da carência de outros recursos hídricos. A produção média dos poços é da ordem de $3 \text{ m}^3/\text{h}$, com mediana de $2 \text{ m}^3/\text{h}$. O manto de cobertura indiferenciada (alúvios, elúvios e colúvios) tem espessura média de 5 m com valor mediano de 4 m. As águas apresentam qualidade medíocre, com média de sólidos totais dissolvidos de 3.000 mg/L e mediana de apenas 1.500 mg/L (Manoel Filho, 1996). Nos períodos de estiagens prolongadas, essa água é, muitas vezes, a única alternativa com que se pode contar para a sobrevivência dos rebanhos. O mesmo acontece em grandes regiões da África, Índia, Austrália e Sibéria, conforme indicam muitos dos estudos hidrogeológicos regionais, que têm contribuído para um melhor entendimento das propriedades hidrogeológicas do cristalino (Biscaldi, 1968; IAH, 1975; Wright & Burges, 1992).

O cristalino das regiões úmidas - em regiões úmidas, que se caracterizam por uma relativa abundância de água, quase sempre se dispensou o uso da água subterrânea das rochas cristalinas. Nos últimos 20 anos porém, ocorreram grandes progressos na hidrogeologia do cristalino de regiões temperadas por

conta do crescimento da demanda em muitas áreas e devido ao aprimoramento da tecnologia de perfuração, que tornou bastante fácil e pouco onerosa a construção de poços de pequeno diâmetro para captação de água em rochas cristalinas (Karrenberg, 1981; Krásný, 1990), principalmente para pequenos abastecimentos, a nível individual. Nas zonas úmidas, uma das características mais importantes da água subterrânea reside na possibilidade de seu uso para os mais diversos fins, já que a qualidade físico-química costuma ser excelente.

Do ponto de vista da ocorrência da água subterrânea, por conta da pluviosidade mais abundante e da sua melhor distribuição no tempo, o domínio das rochas cristalinas é geralmente recoberto por um manto de intemperismo ou cobertura eluvial. No sudeste do Brasil a espessura média da cobertura

eluvial é da ordem de 40 m, com um valor mediano de 30 m. (Manoel Filho, *op.cit.*). Esse manto e a zona fissurada subjacente, formam o que se pode denominar de um **sistema livre**, cujo nível de saturação ora se encontra no elúvio, ora no meio fissurado subjacente. Esse nível costuma ser pouco profundo e a sua **recarga** é assegurada pelos excessos de água de chuva. A magnitude dessa recarga (que se realiza por infiltrações a partir do solo) depende, entre outros fatores, da natureza do solo e do tempo de permanência dos excedentes do balanço hídrico. Esse tempo, por sua vez, depende da declividade do solo, da cobertura vegetal etc. Na verdade, são inúmeros os fatores ambientais passíveis de influir nesse processo. A produtividade média de poços é da ordem de 20 m³/h, porém a mediana é muito menor (atingindo apenas 7 m³/h).

Referências

- ATWATER, G. I. *The effect of decrease in porosity with depth on oil and gas reserves in sandstone reservoirs*. California : Univ., Stanford California; School of Earth Sciences, 1996. (Inédito).
- BEAR, J., VERRUIJT, A. *Modeling groundwater flow and pollution*. Holland : D. Reidel, Dordrecht, 1987. 414p.
- BANKS, D., ROHR-TORP, E., SKARPHAGEN, H. Ground water resources in hard rock: experience from the Hvaler study, southeastern Norway. *Applied Hydrogeology*, v. 2, n. 2, p. 33-42. 1994.
- BISCALDI, R. Hydrogéologie des roches eruptives et métamorphiques: analyses bibliographiques. *Bull. BRGM*, v. 3, n. 2, p. 23-24. 1968.
- CASTANY, G. *Traité pratique des eaux souterraines*. Paris : Dunod, 1963. 640 p.
- CHILINGAR, G. V. Relationship between porosity, permeability and grain-size distribution of sands and sandstones. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS. 1963. Amsterdam. *Proc...* Amsterdam : [s.n.], 1963.
- COSTA, W. D. *Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural: área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte*. São Paulo, 1986. 225p. Dissertação (Doutorado) - Instituto de Geociências, USP.
- DAVIS, S. N. *Porosity and permeability of natural materials*. In: *Flow through porous media*. New York : Academic Press, 1969. p. 54-89.
- DAVIS, S. N., DEWIEST, R. J. M. *Hydrogeology*. New York : John Wiley, 1966. 463 p.
- DAVIS, S. N., TURK, L. J. Optimum depth of wells in crystalline rocks. *Ground Water*, v. 2, p. 6-11. 1964.
- DINGMAN, R. J., MEYER, G., MARTIN, R. O. R. The water resources of Howard and Montgomery Counties. *Maryland Dept. Geol. Mines and Water Res. Bull.* 14. 1954.
- FREEZE, R. A., CHERRY, J. A. *Groundwater*. New Jersey : Prentice-Hall, 1979. 604 p.
- GREGORY, H. E., ELLIS, E. E. Underground water resources of Connecticut. *U.S. Geol. Survey Water Supply Paper*, 1909. 323 p.
- GUÉRIN, F. P. M., BILLAUX, D. M. On the relationship between connectivity and the continuum approximation in fracture flow and transport modeling. In: CONG. INT. ASS. HIDROGEOL, 1993, Oslo. *Mémoires...Oslo* : IAH., 1993. p. 215-224.
- GUSTAFSON, G., KRÁSNÝ, J. Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology*, v. 2, n. 2, p. 64-75. 1994.
- HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 14, p. 446-460. 1933.
- IAH INTERNATIONAL HYDROGEOLOGY CONGRESS. *Mémoires...Porto Alegre* : [s.n.], [s.d.]. 157 p.
- JACCON, G., CUDO, K. J. *Curva chave: análise e traçado*. Brasília : DNAEE, 1989. 273p.
- JOHNSTON, P. M. Geology and ground water resources of the Fairfax Quadrangle. Virginia, U. S. Geol. Survey *Water-Supply Paper*, 1539-L. 1962.
- KARRENBERG, H. *Hydrogeologie der Nichtverkarstungsfähigen Festgestein*. New York: Springer Verlag, 1981. "sem número da página".
- KINZELBACH, W. *Groundwater modelling: an introduction with sample programs in Basic*. Amsterdam : Elsevier, 1986. 333 p.
- KRÁSNÝ, J. Regionalization of transmissivity data: hard rocks of the Bohemien Massif, Czechoslovakia. In: CONGR. INTERN. HYDROGEOL., 1990, Lausanne. *Mémoires ... Lausanne* : [s.n.], 1990. v. 1, p.98-105.
- LATTMAN, L. A., PARIZEK, R. R. Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. *J. Hydrol.*, v. 2, p. 73-91. 1964.
- LEGRAND, H. E. Geology and ground water in the Statesville area. *Div. Min. Res. Bull.* n. 68. 1954.
- _____. Perspective on problems of hydrogeology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 73, p. 1147-1152. 1962.
- MANOEL FILHO, J. *Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural*. São Paulo, 1996. 197p. Dissertação (Doutorado) - Instituto de Geociências, USP.
- MARKOVA, O. L. Water balance peculiarities of karst areas. In: SIMP. ON WORLD WATER BALANCE, 1970. IASH, [S.I.] : n. 93. p. 35-41. 1970.
- PARIZEK, R. R., DREW, L. J. Random drilling for water in carbonate rocks. In: SYMP. SHORT COURSE COMPUTERS OPERATIONS RES. MINERAL IND. EXP. STA, 1996, Pennsylvania. *Proc...Pennsylvania State University Pennsylvania*, 1996. v. 3, p. 1-22.

- PIERSOL, R. J., WORKMAN, L. E., WATSON, M. C. Porosity, total liquid saturation and permeability of Illinois oil sands. *Illinois Geol. Survey* n. 67. 1940.
- POLUBARINOVA-KOCHINA, P. Ya. *Theory of groundwater movement*. Moscow : Gostekhizdat, 1952.
- RICHARD, L. A., GARDNER, W. Tensiometers for measuring the capillary tension and soil water. *J. Agric. Res.* n. 69, p. 215-235. 1936.
- STUART, W. T., BROWN, E. A., RHODEHAMEL, E. C. Groundwater investigations of the Marquette iron-mining district. *Michigan Geol. Survey Div.*, n. 3. 1954.
- THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. *Geologic Rev.*, v. 38, p. 55-94. 1948.
- TODD, D. K. *Ground Water hydrology*. New York : John Wiley, 1959. 332 p.
- TOLMAN, C. F. *Groundwater*. New York: McGraw-Hill, 1937.
- "sem número da página"
- TOUMA, J., VAUCLIN, M. Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration in a partially saturated soil. In: *Transport in porous media*, 1. Holand : D. Reidel Dordrecht, 1986. p. 27-55.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *J. Am. Soil Sci. Soc.*, n. 44, p. 892-898. 1980.
- VISSMAN, W. Jr., KNAPP, J. W., LEWIS, G. et al. *Introduction to hydrology*. New York : Harper & Row, 1977. 704p.
- WALKER, E. H. Ground-water resources of the Hopkinsville Quadrangle, Kentucky. *U. S. Geol. Surv. Water-Supply Paper*, n. 1328. 1956.
- WRIGHT, E. P., BURGESS, W. G. The hydrogeology of crystalline basement aquifers In Africa. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, n. 66. 262p. 1992