

Capítulo 2

Água no solo

João Herbert Moreira Viana
Camilo de Lelis Teixeira de Andrade
João Carlos Ferreira Borges Júnior
Lairson Couto

Introdução

O solo é o suporte físico e o reservatório de água para as plantas, além de ser o armazenador dos nutrientes necessários à produção. As partículas do solo, agregadas, constituem um meio poroso complexo e dinâmico. Isso afeta a interação entre a água e o solo no sistema maior solo-água-planta-atmosfera, que governa inúmeros processos, entre os quais o movimento dos gases e da própria água, o transporte de agroquímicos, além da absorção de água e nutrientes pela planta.

Vários parâmetros e relações (funções), de interesse para as engenharias agrônoma, de irrigação e ambiental, são utilizados para descrever os processos no sistema solo-água. Esses parâmetros e relações são empregados em projetos de sistemas de irrigação e drenagem, para o manejo de irrigação e para o monitoramento e o controle ambiental.

O objetivo deste capítulo é conceituar os principais parâmetros e relações que regem a dinâmica da água no solo e descrever os métodos disponíveis para as suas determinações. Os conceitos envolvidos nas relações solo-água não são novos. Entretanto, a maneira de interpretá-los, de descrevê-los matematicamente e de utilizá-los de forma prática tem evoluído nos últimos anos.

O desenvolvimento tecnológico dos computadores e, atualmente, dos aparelhos celulares permitiu a implementação de modelos ou aplicativos que simulam os vários processos que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera, cuja interação é, às vezes, consideravelmente

complexa. Esses modelos propiciam a extrapolação de resultados de pesquisa para situações diversas, aumentando o alcance desses estudos. Também podem ser utilizados como ferramentas de tomada de decisão no planejamento e na gestão de projetos de irrigação e/ou drenagem. A grande limitação para aplicação dessa tecnologia está no requerimento de dados realistas de solo, planta e clima e dados relativos à dinâmica de água e solutos no solo.

Novos sensores e instrumentos têm permitido uma melhor precisão na quantificação de parâmetros físico-hídricos do solo. Contudo, há ainda a necessidade de desenvolvimento, adaptação e melhoria de metodologias para determinação desses parâmetros, sobretudo em campo.

Finalmente, o esforço maior, do ponto de vista de pesquisa e desenvolvimento, deve ser devotado à geração de banco de dados, avaliação, calibração e aprimoramento de modelos e instrumentos, com o objetivo de favorecer e viabilizar a adoção de tecnologias avançadas pelos irrigantes. A evolução do nível tecnológico dos irrigantes contribuirá para a sustentabilidade da agricultura irrigada no País, segundo aspectos ambientais (uso racional de água e solo) e econômicos.

Caracterização físico-hídrica do solo

O solo pode ser caracterizado por meio de análises físicas, mineralógicas e de fertilidade, das diversas camadas do seu perfil. Pode também ser classificado de acordo com sua aptidão para

irrigação. Para o manejo da irrigação, é necessário que sejam conhecidas algumas de suas propriedades físicas e físico-hídricas. As principais são a densidade, o limite superior de água disponível ou capacidade de campo, o limite inferior de água disponível ou ponto de murcha permanente ou a curva característica de retenção de água, que engloba estes dois últimos parâmetros. Outros parâmetros, não menos importantes, são a composição granulométrica, a densidade das partículas, a condutividade hidráulica do solo saturado, a condutividade elétrica, a taxa de infiltração básica e a porosidade (Couto; Sans, 2002).

Granulometria e estrutura do solo

A granulometria diz respeito à distribuição, por tamanho, das partículas minerais que constituem o solo. O solo apresenta a fração grosseira, maior que 2 mm e a fração terra fina, menor que 2 mm. Esta última é tradicionalmente dividida em três frações de tamanho: areia, silte e argila. Para o sistema adotado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), os limites são: areia (2,0 mm a 0,05 mm), silte (0,05 mm a 0,002 mm) e argila ($< 0,002$ mm). A granulometria de um solo indica apenas o diâmetro equivalente de suas partículas e não diz muito a respeito de suas propriedades físico-hídricas. Relações solo-água, importantes para a irrigação, requerem outras análises além da determinação da textura do solo. Todavia, a informação sobre a granulometria do solo permite que se estabeleça uma faixa esperada para um certo parâmetro físico-hídrico. De um modo geral, para um dado tipo de solo, as características granulométricas são praticamente invariáveis com o tempo e, geralmente, são pouco afetadas pela ação do homem, a não ser em casos de degradação por erosão severa.

A estrutura se refere ao arranjo das partículas do solo *in situ*, ou seja, como as partículas do solo estão agrupadas em condições de campo. A estrutura define também a geometria do espaço poroso do solo. Em razão da complexidade do arranjo das partículas, não existe um mé-

todo prático para se medir a estrutura do solo, sendo feita a descrição qualitativa quando da classificação de perfis. Empregam-se parâmetros do solo como a densidade, a porosidade, a permeabilidade e a estabilidade dos agregados, entre outros, para inferir-se sobre a sua estrutura. Portanto, ao contrário da granulometria, a estrutura é um descritor qualitativo das condições do solo. Solos com granulometria similar podem apresentar estruturas diferentes, dependendo do arranjo e do nível de agregação das suas partículas. Um exemplo típico são os solos tropicais, sob vegetação de Cerrado, com granulometria argilosa, mas bem estruturados e altamente porosos, muito diferentes dos solos com granulometria similar descritos em outras regiões do mundo. Diferentemente da granulometria, a estrutura é altamente dinâmica, podendo variar muito com o tempo em função das mudanças nas condições naturais ou nas práticas de manejo do solo.

Tanto a granulometria quanto a estrutura conferem ao solo um espaço poroso e um arranjo de partículas característicos que, por sua vez, afetarão de alguma forma suas propriedades hídricas, tais como a curva característica de retenção de água, os limites de água disponível e a condutividade hidráulica, todos de interesse para a irrigação e para as ciências ambientais (Hillel, 1970; Cuenca, 1989; Reichardt, 1996).

Os fenômenos de compactação do solo estão associados a mudanças da estrutura. É fundamental, portanto, que os parâmetros de solo relacionados com a estrutura do solo e de interesse para o manejo da irrigação sejam monitorados ao longo do tempo e que as informações geradas sejam atualizadas nos modelos de controle e manejo da irrigação.



Várias tentativas têm sido feitas para relacionar parâmetros físico-hídricos do solo, de interesse para as ciências da irrigação e ambiental, cuja obtenção requer equipamentos laboratoriais, muitas vezes não disponíveis, a dados de textura e outras propriedades físicas mais acessíveis, tais como densidade do solo (Saxton et al., 1986;

Arruda et al., 1987; Meng et al., 1987; Coelho; Conceição, 1993). Avaliações isoladas têm levado a um consenso sobre a viabilidade de uso dessas relações ou modelos, entretanto, eles devem ser calibrados em condições locais para maior confiabilidade (Meng et al., 1987). Têm sido propostas relações, chamadas funções de pedotransferência (FPTs), entre parâmetros físico-hídricos do solo e atributos mais fáceis ou rápidos de serem medidos, como a granulometria (Schaap; Leij, 1998). Tais FPTs necessitam, todavia, de calibração para as condições de solos tropicais. FPTs ajustadas para solos brasileiros estão em desenvolvimento (Oliveira et al., 2002; Michelin et al., 2010; Santos et al., 2013) desde o trabalho de Tomasella et al. (2000).

Composição do solo e relações de massa e volume

O solo é composto de partículas sólidas e pelo espaço poroso, que está preenchido com quantidades variáveis de água (solução do solo) e ar (gases) (Figura 1).

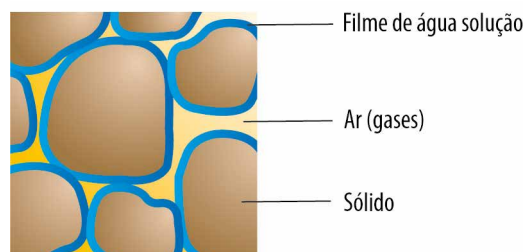


Figura 1. Representação da composição do solo.

Ilustração: Jasiel Becker Brito Gomes.

Esquematicamente, o solo pode ser representado como mostrado na Figura 2, segundo a composição de suas frações, em que é dividido nas fases sólida, líquida e gasosa.

A partir dessa representação esquemática do solo, com suas fases componentes, podemos estabelecer uma série de relações de massa e volume de grande importância na caracterização físico-hídrica dos solos, como apresentado a seguir. Os procedimentos detalhados são descritos em Donagemma et al. (2011).



Figura 2. Representação esquemática do solo, segundo a composição de suas frações.

Ilustração: Jasiel Becker Brito Gomes.

Massa e volume totais do solo

A massa total do solo (kg ou g) é dada por:

$$m_t = m_g + m_l + m_s \quad (1)$$

em que m_t é a massa total do solo; m_g é a massa da fase gasosa; m_l é a massa da fase líquida (solução do solo); e m_s é a massa da fase sólida (massa do solo seco em estufa a 105 °C–110 °C, até peso constante).

O volume total (m^3 ou cm^3) é obtido por:

$$V_t = V_g + V_l + V_s \quad (2)$$

em que V_t é o volume total do solo; V_g é o volume da fase gasosa; V_l é o volume da fase líquida; e V_s é o volume da fase sólida.

Volume de poros

O volume de poros (V_p), constituído pelo volume total de fluidos (água e ar), é obtido por meio das equações:

$$V_p = V_g + V_l \quad (3)$$

ou

$$V_t = V_g - V_s \quad (4)$$

Um solo encontra-se saturado quando o volume de poros, V_p , é igual ao volume ocupado

pela água (solução do solo), V_l , ou seja, quando $V_g = 0$.

Densidade atual

A densidade ou massa específica atual do solo (ρ_t) é dada pela relação:

$$\rho_t = m_t / V_t \quad (5)$$

Ao contrário dos parâmetros densidade de partículas e densidade do solo, descritos a seguir, a densidade atual é variável com o teor de água do solo.

Densidade das partículas

A densidade ou massa específica das partículas do solo (ρ_p) é dada pela relação:

$$\rho_p = m_s / V_s \quad (6)$$

A densidade das partículas depende da composição mineralógica do solo e varia pouco nos solos minerais. Na maioria dos casos, para fins práticos, atribui-se à densidade das partículas o valor de $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$ ($1 \text{ Mg m}^{-3} = 1 \text{ g cm}^{-3}$), porém o valor pode ser maior em solos derivados de litologias associadas a rochas máficas ou metamórficas, ricas em ferro.

Densidade do solo

A densidade ou massa específica do solo (ρ_s) é descrita pela equação:

$$\rho_s = m_s / V_t \quad (7)$$

Ao contrário da densidade das partículas, a densidade do solo é bastante afetada pelas intervenções provocadas pelo homem. A compactação do solo, causada pelo uso intensivo de maquinaria agrícola, reduz o volume total do solo (V_t), para uma mesma massa (m_s), fazendo com que a densidade do solo aumente, o que

afeta a capacidade de retenção e o movimento da água no solo. Portanto, a densidade do solo é, assim como a porosidade, um indicador do grau de compactação do solo.

A densidade do solo varia de valores menores que $0,5 \text{ Mg m}^{-3}$, para solos turfosos, de $0,90 \text{ Mg m}^{-3}$ a $1,20 \text{ Mg m}^{-3}$, para solos argilosos, e de $1,25 \text{ Mg m}^{-3}$ a $1,60 \text{ Mg m}^{-3}$, para solos arenosos. Os valores podem ir até $1,9 \text{ Mg m}^{-3}$, para solos com elevado grau de compactação. A densidade de solo é função da granulometria e da mineralogia e, por si só, não é suficiente para caracterizar a natureza do espaço poroso.

Porosidade

A porosidade (N) é um índice do volume relativo dos poros no solo. É obtida pela relação:

$$N = V_p / V_t = (V_l + V_g) / V_t = (V_t - V_s) / V_t \quad (8)$$

Substituindo V_s e V_t , das Equações 5 e 6, na Equação 8 estabelece-se uma nova relação que pode ser empregada para determinar a porosidade do solo:

$$N = 1 - (\rho_s / \rho_p) \quad (9)$$

A unidade de porosidade é $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$, ou seja, dimensões $[\text{L}^3 \text{ L}^{-3}]$. Porém, é comum expressar a porosidade também em termos de porcentagem (%), bastando multiplicar o valor de N , nas dimensões $[\text{L}^3 \text{ L}^{-3}]$, por 100.

Teor de água do solo com base em peso

O teor de água¹ com base em peso (U , em %), ou, mais apropriadamente, com base em massa, é dado por:

¹ O termo umidade é, às vezes, utilizado para designar o teor de água. Contudo, muitos autores têm considerado esse termo mais apropriadamente utilizado segundo um aspecto qualitativo, e o termo teor de água utilizado na quantificação da água armazenada no solo.

$$U = (m_t - m_s)/m_s = m_l/m_s \quad (10)$$

A unidade de U é g g^{-1} , isto é, nas dimensões $[\text{M M}^{-1}]$, ou porcentagem, quando a Equação 10 é multiplicada por 100.

Teor de água do solo com base em volume

O teor de água com base em volume (θ , em %) é expresso pela equação:

$$\theta = V_l/V_t = U\rho_s/\rho_a \quad (11)$$

em que ρ_a é a densidade da água.

As unidades usuais de θ são $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, dimensões $[\text{L}^3 \text{L}^{-3}]$, podendo, como no caso anterior, ser expressa em porcentagem, desde que a Equação 11 seja multiplicada por 100. Considerando ρ_a igual a 1 Mg m^{-3} , pode-se calcular θ diretamente com a equação:

$$\theta = U\rho_s \quad (12)$$

Quando o solo está saturado, θ é igual a N .

Em geral, mede-se ou estima-se o teor de água com base em peso, que é bastante simples, e, conhecendo-se a densidade do solo, determina-se o teor de água com base em volume. Em alguns casos, em que amostras de solo não deformadas são coletadas, pode-se determinar, simultaneamente, a densidade do solo e o teor de água com base em volume.

O teor de água no solo pode ser também entendido como a lâmina de água no solo por profundidade do solo, nas unidades m m^{-1} , ou seja, nas dimensões L L^{-1} .

Conteúdo de água no solo

O conteúdo de água no solo é a quantidade de água armazenada até uma dada profundidade do solo, comumente a profundidade efetiva do sistema radicular. É, geralmente, expresso como lâmina, ou seja, em mm. Esse é um parâmetro

importante no dimensionamento de sistemas e no manejo da irrigação. É obtido pela equação:

$$A_l = 1.000 \theta L \quad (13)$$

em que A_l é o conteúdo (lâmina) de água (mm); na camada de espessura L do perfil do solo (m).

Para obter o armazenamento em todo o perfil, basta somar as lâminas armazenadas em cada camada (ou horizonte), para as quais se conhece o teor de água.

Coleta de amostras de solo deformadas e não deformadas

As amostras do solo podem ser retiradas de duas formas:

- Com alteração de sua estrutura natural de campo, 'amostras deformadas', retiradas com o uso de trados tipo holandês ou enxada.
- Sem alteração de sua estrutura natural de campo, amostras 'não deformadas', retiradas utilizando-se trados especiais, como o trado (ou amostrador) de Uhland.

Determinação do teor de água do solo

São apresentados os métodos de medição do teor de água do solo mais comuns, incluindo o método de referência do *Manual de métodos de análise de solos* (Donagemma et al., 2011).

Método gravimétrico

É um método direto, o mais simples e o mais utilizado na determinação do teor de água do solo. As amostras devem ser retiradas em vários locais e profundidades no campo, podendo constituir-se de amostras simples ou compostas, conforme a necessidade e a variabilidade da área. Essas amostras podem ser deformadas, obtidas utilizando-se trados comuns ou podem

ser amostras não deformadas, de volumes conhecidos. As perdas de água do solo por evaporação durante a amostragem devem ser evitadas, por meio de retirada e acondicionamento rápidos em embalagem hermética.

As amostras de solo são colocadas em latas de alumínio, que devem ser vedadas por fita adesiva e levadas ao laboratório o mais rápido possível. As amostras são pesadas e mantidas em estufa a uma temperatura entre 105 °C e 110 °C, até atingirem peso constante.

O cálculo do teor de água em base massa, U (g g^{-1}), é feito com a Equação 10. O teor de água do solo em base volume, θ , é então calculado com a Equação 11. Mais detalhes do método podem ser obtidos em Donagemma et al. (2011).

Sensores do tipo capacitivo-reflectometria no domínio da frequência (FDR)

Os sensores desse grupo usam um oscilador para gerar um campo de corrente alternada, o qual é aplicado ao solo para detectar mudanças nas propriedades dielétricas do solo relacionadas a variações do teor de água do solo. São conhecidos como sensores dielétricos. Sensores do tipo capacitivo consistem, essencialmente, de um par de eletrodos (ou um conjunto de hastes em paralelo ou anéis de metal), o qual forma um capacitor em que o solo atua como um dielétrico. Esse capacitor trabalha com um oscilador para formar um circuito sintonizado. Mudanças no teor de água do solo são detectadas pelas mudanças na frequência do oscilador. No mercado brasileiro, encontra-se disponível um sensor comercial baseado em princípio similar, denominado Impedância do Solo em Alta Frequência – Isaf (Figura 3).

Sensores no domínio da frequência trabalham similarmente aos capacitivos, mas usam uma varredura de frequência. A frequência ressonante (na qual a amplitude é maior) é uma medida do teor de água do solo, e a amplitude é uma medida da condutividade elétrica do solo. Semelhante



Foto: Sara de Almeida Rios

Figura 3. Medidor do teor de água do solo tipo Impedância do Solo em Alta Frequência (Isaf).

aos sensores do tipo capacitivo, as medidas são feitas numa única frequência, mas a frequência exata depende do teor de água do solo.

Alguns modelos de sensores, do tipo FDR, operam dentro de tubos de acesso, não estando em contato com o solo, podendo ser inseridos vários sensores para executar medições em diferentes profundidades.

Como desvantagens, podem-se citar:

- As leituras são fortemente influenciadas pelo teor de água e lacunas com ar no volume de solo junto aos eletrodos. Para modelos com tubos de acesso, particularmente, é extremamente crítico ter um bom contato sensor-tubo-solo para estimativas seguras do teor de água do solo.

- Sistemas operando a frequência mais baixa (particularmente aquelas menores que 20 MHz) são mais susceptíveis a erros em razão da salinidade do solo.
- Calibrações em diferentes locais são usualmente necessárias, o que é um processo que exige tempo e recursos. Além disso, cada calibração local é, geralmente, única para o instrumento e a sonda utilizados (Murphy, 1996).

Outros métodos

O teor de água do solo pode também ser determinado indiretamente por meio da determinação do potencial de água no solo, por meio de tensiômetros e sensores (blocos) de resistência elétrica, utilizando-se a curva característica de retenção de água desse solo para a conversão dos valores. Esses métodos serão mencionados adiante neste capítulo.

O avanço das pesquisas com novos sensores integrados aos sistemas eletrônicos de aquisição de dados faz com que novos produtos comerciais sejam oferecidos ao mercado internacional, com base em tecnologias patenteadas, como a medição microtérmica de umidade.

Problemas e limitações dos métodos de determinação do teor de água do solo

A medição precisa do teor de água do solo em condições de campo é difícil, em razão de uma série de fatores, tais como:

- Crescimento desigual das plantas e desuniformidade na distribuição do sistema radicular causam variações no teor de água no solo.
- Diferenças em características de infiltração resultam em variações de lâminas infiltradas logo após chuva ou irrigação.
- Variabilidade do solo no campo com relação à estrutura, estratificação e granulometria causa diferenças na quantidade de água armazenada no solo.

- Distúrbios e mudanças na densidade do solo, variação em volume de poros e distribuição de tamanho de poros causam expressivas variações no teor de água ao longo do perfil do solo, em condições de campo.
- Desigualdades no relevo resultam em umedecimento desuniforme do solo.
- Desuniformidade inerente à irrigação depende da adequação do dimensionamento, da operação e da qualidade do sistema de irrigação.
- Desuniformidade inerente à precipitação, em termos quantitativos e espaciais.

O teor de água no solo está sujeito a uma variabilidade temporal, uma vez que o sistema solo-água é dinâmico, e espacial, tanto verticalmente, no perfil do solo, quanto horizontalmente, na área. As variabilidades espacial e temporal devem ser consideradas no planejamento da amostragem do teor de água do solo, tendo em vista, também, a finalidade das informações (manejo de irrigação, pesquisa, etc.).



Como determinar o teor de água no solo

Potencial da água no solo

A água presente no solo está em equilíbrio com as partículas do solo sob diferentes níveis de energia ou potencial, que condicionam sua disponibilidade para as plantas. Além de determinados limites desse potencial, as plantas não conseguem extrair a água do solo. Portanto, não apenas o teor absoluto de água, mas também esse potencial deve ser determinado.

A água tende a movimentar-se de um ponto onde o potencial é maior para outro onde o potencial é menor. O potencial de água no solo está relacionado ao trabalho necessário para se levar a massa de água de um estado padrão ao estado atual da água e representa um gasto de energia (Reichardt, 1996). O potencial da água no solo ou na planta representa, então, o esta-

do de energia da água no solo ou na planta, governando todos os processos de transporte de água no sistema solo-planta-atmosfera (Couto; Sans, 2002). A água no solo pode conter energia em diferentes quantidades e formas; são, todavia, reconhecidas duas formas principais: cinética e potencial. A energia cinética da água no solo pode ser considerada desprezível, uma vez que a velocidade de movimentação da água no solo é muito pequena e que essa forma de energia é proporcional ao quadrado da velocidade. A energia potencial, a qual é em razão da posição e/ou condição interna, é determinante no estado energético e no movimento da água no solo.

Componentes do potencial da água no solo

O potencial da água é determinado por todos os fatores que afetam sua energia livre. Os principais fatores para o sistema solo-planta são a pressão hidrostática, a concentração de solutos, a interação da água com a matriz sólida e

a força gravitacional, as quais determinam os respectivos componentes do potencial total. O potencial total é expresso como a soma desses componentes:

$$\Psi_t = \Psi_p + \Psi_m + \Psi_s + \Psi_z \quad (14)$$

em que Ψ_t é o potencial total da água do solo; Ψ_p é o potencial de pressão; Ψ_m é o potencial matricial; Ψ_s é o potencial osmótico; Ψ_z é o potencial gravitacional ou de posição.

Os índices apresentados para Ψ denotam os componentes do potencial da água, que são variáveis essencialmente independentes. Os termos potencial de pressão, potencial matricial, potencial osmótico e potencial gravitacional referem-se aos componentes do potencial de água no solo por causa da pressão, da interação com a matriz do solo, da presença de solutos e da gravidade, respectivamente (Tabela 1).

A água move segundo o gradiente do potencial total. O equilíbrio é alcançado quando o gra-

Tabela 1. Descrição dos componentes do potencial da água.

Tipos de pontecial	Descrição
Ψ_p	O potencial de pressão, Ψ_p , é devido à pressão exercida por uma coluna de líquido (submersão) ou por uma massa de ar comprimido (pneumático). Será sempre zero ou positivo. Quando o solo não está saturado, a água nos poros do solo está essencialmente em contato com a atmosfera, portanto Ψ_p é zero
Ψ_m	O potencial matricial, Ψ_m , é o componente relativo à interação entre a água e a matriz do solo, ou seja, ocorre em razão do fenômeno de capilaridade e das forças de adsorção. Veja as microfotografias de partículas de solo abaixo, em que ocorre a interação entre a água e a matriz do solo. À medida que o solo seca, o filme de água na matriz do solo torna-se cada vez mais fino, resultando em Ψ_m maior, em valor absoluto
Ψ_s	O potencial osmótico, Ψ_s , é relativo à presença de solutos. Os potenciais osmótico e matricial são negativos ou zero, uma vez que a presença de solutos ou a interação com a matriz do solo reduzem a atividade ou o potencial da água para um valor abaixo daquele da água pura. Quanto maior a concentração dos solutos ou mais forte a interação com a matriz, maior é o valor Ψ_s ou Ψ_m , em termos absolutos. Em solos agrícolas, a concentração de solutos é geralmente considerada baixa e o potencial de soluto assume valores próximos de zero
Ψ_z	O estado de referência para Ψ_z é escolhido para cada caso em particular. Assim, Ψ_z pode ser positivo, negativo ou zero
Ψ_t	O potencial gravitacional é um componente muito importante quando o solo está próximo da saturação, mas torna-se menos significativo à medida que o solo drena e seca, porque ele é suplantado pelo potencial matricial que se torna progressivamente maior, em valor absoluto

diente se torna zero, isto é, Ψ_t é constante no sistema. Entretanto, os componentes de Ψ_t podem diferir de local para local, em um sistema em equilíbrio.

Unidades do potencial da água no solo

Conforme a definição do potencial da água no solo, este é expresso em energia por unidade de quantidade. Portanto, o potencial pode ser expresso em energia por unidade de peso, volume ou massa.

Potencial como energia por unidade de peso, ou carga hidráulica

As unidades usualmente utilizadas para expressar o potencial como energia por unidade de peso são m (metro de coluna d'água – m.c.a.) ou cm. A derivação da unidade no Sistema Internacional de Unidades (SI) é:

$$\text{Potencial} = J/N = Nm/N = m$$

Potencial como energia por unidade de volume, ou pressão

No SI, obtém-se a unidade de potencial como energia por unidade de volume pela derivação:

$$\text{Potencial} = Nm/m^3 = N/m^2 = Pa$$

As unidades mais usadas são: quiloPascal (kPa), megaPascal (MPa), bar, atm, kgf cm^{-2} e dina cm^{-2} .

Potencial como energia por unidade de massa

Na engenharia de irrigação e drenagem, não é usual expressar o potencial como energia por unidade de massa. As unidades mais usadas são: J kg^{-1} e erg g^{-1} . Pode-se, também, derivar a unidade no SI como:

$$\text{Potencial} = J/kg = Nm/kg = [(kgm/s^2)m]/kg = m^2/s^2$$

Relação entre unidades de potencial

As relações entre as unidades mais comuns para o potencial são:

$$1 \text{ bar} = 10 \text{ m.c.a.} = 10^5 \text{ Pa} = 100 \text{ KPa}$$

$$1 \text{ KPa} = 0,1 \text{ m.c.a.} = 0,01 \text{ bar}$$

$$1 \text{ Mpa} = 100 \text{ m.c.a.} = 10 \text{ bar}$$

$$1 \text{ atm} = 1,0132427 \text{ bar} = 760 \text{ mmHg}$$

$$1 \text{ bar} = 14,5044963 \text{ psi}$$

em que m.c.a. é metro de coluna d'água; atm é atmosfera ou atmosfera normal ou atmosfera física; mmHg é milímetro de mercúrio ou torr (Torricelli); e psi é lbf pol^{-2} (libra-força por polegada ao quadrado).

Usualmente, considera-se $1 \text{ atm} = 1 \text{ bar}$.

Determinação dos componentes do potencial da água no solo

Os componentes do potencial podem ser determinados por diversos tipos de instrumentos. Muitos estão baseados no princípio do equilíbrio, ou seja, quando instalados no sistema solo-água, em contato com o solo no ponto de medição, trocam água com este até atingirem o equilíbrio.

Determinação do potencial matricial

O potencial matricial é o componente do potencial total que mais tem sido avaliado em razão da sua importância para o manejo da irrigação e nos estudos do movimento da água no solo.

1) Tensiômetro

Consiste em uma cápsula porosa, geralmente feita de cerâmica, contendo poros pequenos, ligada por meio de um tubo a um medidor de vácuo (vacuômetro, às vezes impropriamente mencionado como manômetro). O tensiômetro é instalado no solo e preenchido com água, ficando a cápsula porosa em contato com o solo. Quando o potencial da água no solo é inferior (mais negativo) que o potencial da água dentro do tensiômetro, ocorre o fluxo da água do ten-

siômetro para o solo através da cápsula porosa saturada, resultando em uma tensão, dentro do tensiômetro, medida pelo vacuômetro. O movimento de água continua até o equilíbrio ser alcançado, ou seja, até a tensão dentro do tensiômetro ser igualada ao potencial matricial do

solo. Quando o solo está úmido, o fluxo pode ocorrer na direção inversa.

Os valores do potencial são geralmente expressos nas unidades: quiloPascal (kPa), centibars, atm, m ou cm de coluna d'água e mm de mercúrio. A Figura 4 ilustra modelos de tensiômetros.

Fotos: Camilo de Leis Teixeira de Andrade

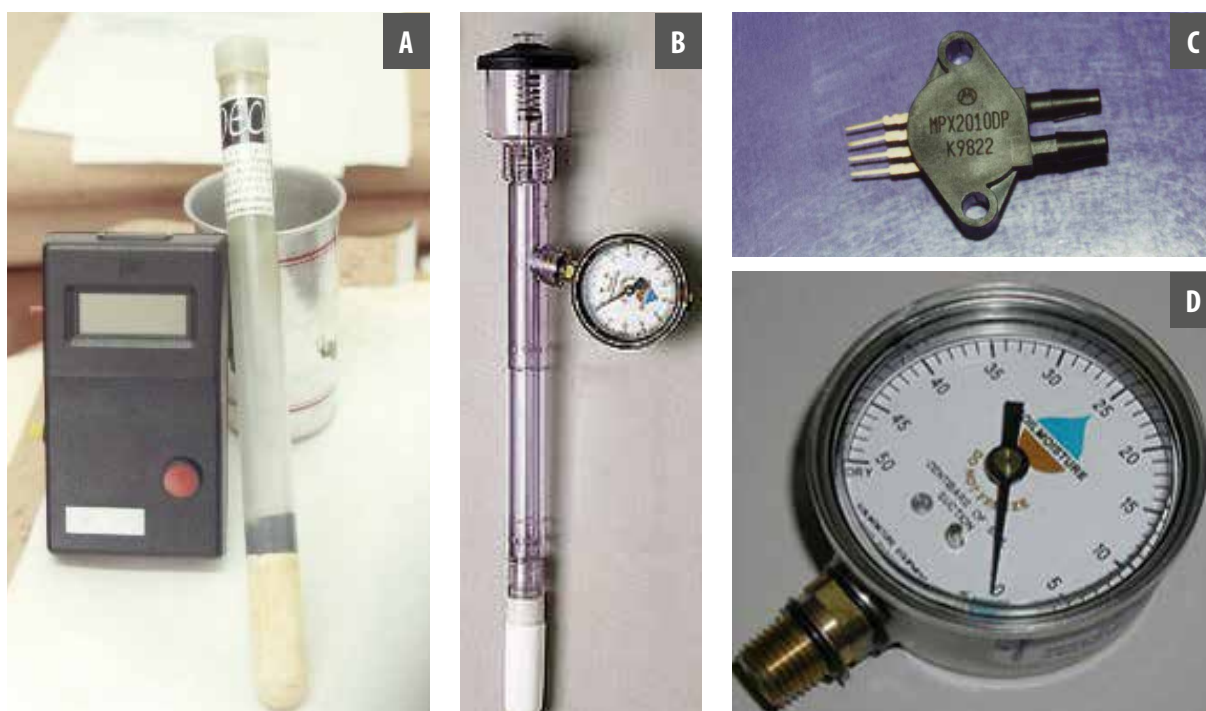


Figura 4. Tensímetro dotado de rolha especial com medidor (tensímetro) do lado (A); tensiômetro com vacuômetro (B); transdutor de pressão (C); e vacuômetro (D).

Tensiômetro

VANTAGENS



- Relativo baixo custo de aquisição.
- Leitura rápida e simples.
- Automação de operações da irrigação permitida por alguns.

DESVANTAGENS



- Exigência de excelente contato com o solo, não trabalhando bem com areia grossa ou argila expansiva.
- Resposta lenta às mudanças no teor de água do solo (dependendo da aplicação, isso pode ou não ser um fator importante).
- Alto requerimento de manutenção. A cápsula de cerâmica é sujeita a entupimento por partículas finas do solo. Mesmo se o tensiômetro estiver entupido, ele ainda continuará operante; portanto, o usuário pode não suspeitar que esteja entupido (Murphy, 1996).
- Funcionamento somente na faixa de umidade mais elevada.
- Elaboração de medidas pontuais.

O tensiômetro é um exemplo típico de instrumento que necessita entrar em equilíbrio com a água do solo para medir o potencial matricial (e algumas vezes o potencial de pressão) na faixa de +20 kPa a -100 kPa. Na prática, o intervalo de uso do tensiômetro é de 0 kPa a -80 kPa. Tem sido cada vez mais comum o uso de tensímetros, que são transdutores de pressão portáteis que se prestam para medir o vácuo dos tensiômetros. Para a coleta automática de dados, empregam-se transdutores de pressão conectados a coletores de dados (dataloggers) ou direto a computadores. Na prática, para o manejo da irrigação, têm sido empregados tensiômetros com vacuômetro de Bourdon e também tensímetros. É possível também empregar tensiômetros conectados a transdutores de pressão, para automatizar sistemas de irrigação, como acionar válvulas ou ligar e desligar bombas.

A cápsula porosa do tensiômetro é, geralmente, permeável tanto à água quanto ao soluto contido na solução do solo. Consequentemente, o tensiômetro não indica o potencial osmótico da solução do solo.

2) Blocos de resistência elétrica

Blocos de resistência elétrica têm sido utilizados por muitos anos para relacionar o potencial matricial da água no solo com a resistência à passagem da corrente elétrica entre dois eletrodos inseridos no solo. A grande vantagem dos blocos de resistência elétrica é que modelos mais simples podem ser construídos localmente, a leitura pode ser automatizada com a utilização de microprocessador, coletor de dados e computador, o que permite o seu uso para automatizar operações da irrigação. Todavia, eles necessitam de calibração, podem apresentar grande variabilidade entre blocos, podem sofrer efeito da temperatura e da concentração da solução do solo, desgastam com o uso e são pouco precisos na faixa de potencial elevado (solo úmido) (Andrade et al., 1998).

Os blocos de resistência elétrica são fabricados com diferentes tipos de materiais: gesso, nylon,

fibra de vidro e uma combinação de gesso envolvendo nylon e fibra de vidro em volta dos eletrodos. Todos esses dispositivos são sensíveis à presença de sais no solo, mas os blocos de fibra são consideravelmente mais sensíveis que os de gesso.

3) Outros métodos para determinação do potencial matricial

Os métodos de determinação do potencial matricial, utilizando funil de Büchner, mesa de tensão e extrator de pressão serão descritos na seção Métodos para Determinação da Curva Característica de Água no Solo.

Determinação do potencial osmótico da água no solo

A medida da condutividade elétrica da solução do solo possibilita a estimativa do potencial osmótico da água do solo. Uma aproximação prática que pode ser empregada para estimar Ψ_s a partir da condutividade elétrica do extrato de saturação do solo, EC_s , é (Or; Wraith, 1997):

$$\Psi_s = -36 EC_s \quad (15)$$

em que a unidade de Ψ_s é kPa e a de EC_s é $dS\ m^{-1}$. A EC_s é definida como a condutividade elétrica da solução do solo após a adição de uma quantidade suficiente de água destilada para elevar o teor de água no solo àquele correspondente à saturação.

Medidores de condutividade elétrica da solução do solo, para uso em laboratório, são muito comuns e amplamente descritos na literatura e rotineiramente utilizados nos laboratórios de solos do País.

Determinação do potencial gravitacional e de pressão

O potencial gravitacional é obtido medindo-se a distância vertical entre o ponto de interesse no solo até um plano de referência, que pode ser a superfície do solo ou o nível do lençol freático.

O potencial de pressão é medido utilizando-se um piezômetro que permite a obtenção do potencial de pressão em condições de lençol confinado ou não. Alguns autores separam a pressão hidrostática exercida pela água livre da pressão exercida na água do solo por um lençol confinado (onde a água fica confinada por camadas impermeáveis do subsolo). O piezômetro mede o efeito combinado dessas duas pressões, que só ocorrem juntas quando o solo está confinado e existe lençol confinado (Jury et al., 1991). O piezômetro nada mais é do que um tubo sem perfurações laterais (diferente de poço de observação), com ambas as extremidades abertas, inserido no solo utilizando-se trado. Após o equilíbrio, a altura de água dentro do tubo corresponde ao potencial de pressão para o ponto na extremidade inferior do piezômetro. Para lençol não confinado, essa altura corresponde à distância do lençol até a extremidade inferior do piezômetro, mas para condição de lençol confinado a altura da água no seu interior é maior que a do lençol (Figura 5).

Curva característica ou curva de retenção de água no solo

A relação funcional entre o teor de água no solo, com base em peso ou volume, com o potencial matricial é chamada curva característica ou curva de retenção de água no solo.

Como o próprio nome indica, é típica para cada solo. É uma importante propriedade do solo relacionada à distribuição de tamanho de poros, a qual é fortemente afetada pela granulometria, estrutura e outros fatores, tais como o teor de matéria orgânica (Or; Wraith, 1997). A curva característica é, geralmente, determinada em laboratório e, de preferência, em amostras não deformadas. Entretanto, para fins de pesquisa, pode também ser determinada diretamente no campo, sendo este um processo mais trabalhoso e demorado (Couto; Sans, 2002).

A curva característica de água no solo é fundamental na estimativa do teor de umidade do solo quando se dispõe de medidas ou estimativas do potencial matricial da água no solo ou

Fotos: Sara de Almeida Rios

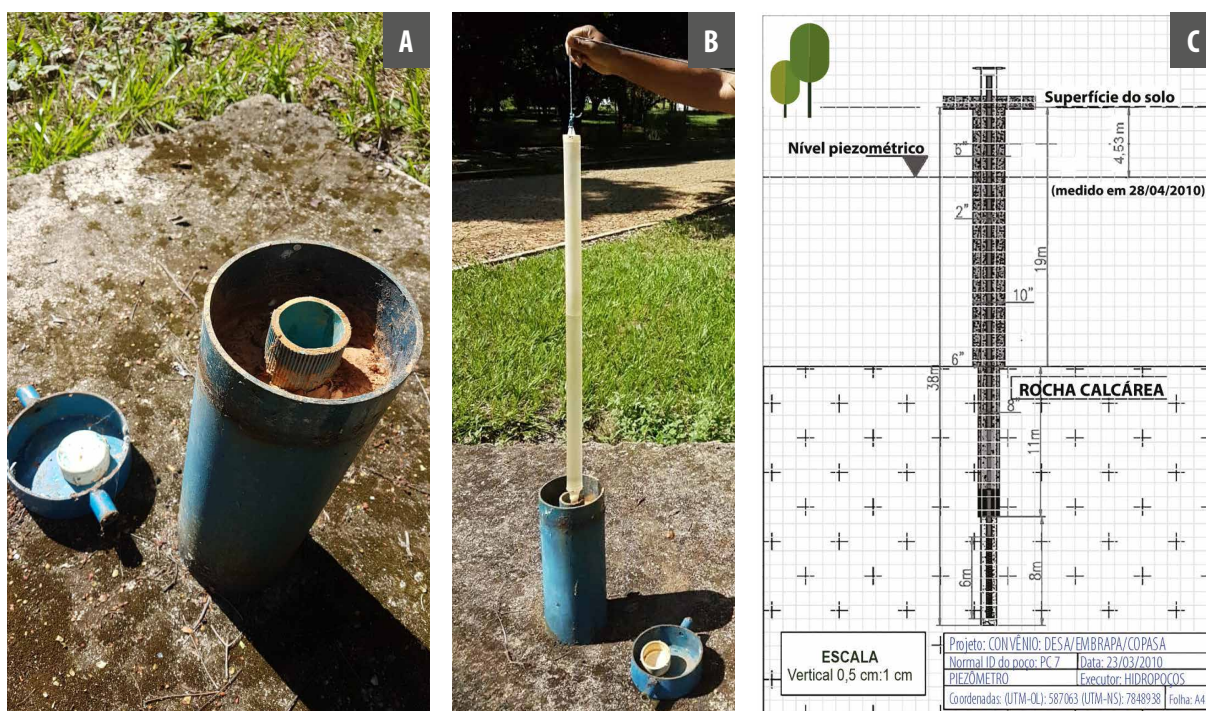


Figura 5. Poço piezométrico (A), detalhe do amostrador descartável bailer (B) e perfil construtivo de poço de monitoramento (C).

vice-versa. Em áreas onde ocorre lençol freático pouco profundo, é importante na definição do manejo de irrigação e/ou da configuração da rede de drenagem, sendo empregada, indiretamente, na estimativa do fluxo ascendente de água oriundo do lençol freático.

Medição da curva característica

A curva característica pode ser avaliada medindo-se o teor de água do solo e o potencial matricial simultaneamente, em mudanças sucessivas do teor de água com o tempo. Para a obtenção de uma curva em toda a faixa de teor de água que vai da saturação até o teor de água residual ou teor de água no ponto de murcha permanente, mais de um método deve ser empregado. Na faixa de potencial matricial de 0 kPa a -50 kPa, a curva é comumente determinada em laboratório por meio de instrumentos como o funil de Büchner e a mesa de tensão (Reichardt, 1996). Para a determinação da curva de retenção na faixa de -10 kPa a -2.000 kPa, utiliza-se o extrator de pressão (ou de placa porosa ou de membrana).

Métodos de campo

Curvas de retenção determinadas em campo são consideradas as mais representativas das reais condições em que as plantas estão submetidas. Entretanto, pouco tem sido feito para se desenvolver técnicas de determinação da curva de retenção in situ (Or; Wraith, 1997). Um método comumente empregado consiste em instalar lado a lado, no campo, sensores de potencial matricial e de teor de água e executar medições com o tempo, à medida que o teor de água do solo modifica-se. Variações nas condições de umidade do solo podem ser induzidas pela evaporação da água do solo ou por meio da extração pelas culturas. Uma alternativa para os tensiômetros, os quais por natureza têm faixa de atuação limitada, é a utilização de blocos de resistência elétrica (ou de dissipação de calor) calibrados para potencial matricial

ou o emprego de psicrômetros termopares de campo.

As principais limitações dos métodos de campo são (Or; Wraith, 1997):

- 1) Diferença no volume de solo amostrado pelos sensores de potencial e de conteúdo de umidade.
- 2) Medições da umidade são quase sempre instantâneas enquanto as determinações de potencial requerem tempo para atingir o equilíbrio.
- 3) Faixa limitada de operação dos sensores e baixa precisão dos instrumentos de campo.

Condutividade hidráulica

Condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica do solo saturado, ou condutividade hidráulica do meio poroso saturado, é uma das características físico-hídricas do solo de maior utilidade na engenharia de irrigação e ambiental. É um parâmetro relevante a todas as áreas que tratam de escoamento de água no solo, seja em estudos de água subterrânea, em drenagem agrícola ou em irrigação. A condutividade hidráulica está presente em todas as equações de dimensionamento de sistemas de drenagem, tanto em condições de regime de escoamento permanente como não permanente. Da mesma forma, está presente nos modelos numéricos, analíticos, relativos à hidráulica de poços em aquíferos, intrusão em aquíferos e em hidrologia de águas subterrâneas em geral.

A Tabela 2 apresenta classes de condutividade hidráulica no solo saturado e permeabilidade intrínseca (Ferreira, 2001).

Existem diversos métodos para a determinação da condutividade hidráulica saturada (K_0), tanto em laboratório (permeâmetro de carga cons-

tante ou variável), como no campo, tais como o método do trado, do piezômetro, método do poço seco, em que se pode utilizar o permeâmetro de Guelph (Figura 6) para obter dados para diferentes camadas do perfil do solo (Cru-
ciani, 1980; Pizarro, 1985; Ferreira, 2001).

A condutividade hidráulica do solo saturado é um parâmetro que depende da textura e, principalmente, da estrutura do solo, caracterizada pela densidade e porosidade. A estrutura do solo pode ser afetada pelo manejo do solo, e a condutividade hidráulica do solo saturado tam-

Tabela 2. Classes de condutividade hidráulica no solo saturado e permeabilidade intrínseca.

Classe	Condutividade hidráulica a 20 °C (cm h ⁻¹)	Permeabilidade intrínseca a 20 °C (cm ²)
Muito lenta	< 0,125	< 3×10 ⁻¹⁰
Lenta	0,125–0,5	3×10 ⁻¹⁰ –15×10 ⁻¹⁰
Moderadamente lenta	0,5–2,0	15×10 ⁻¹⁰ –60×10 ⁻¹⁰
Moderada	2,0–6,25	60×10 ⁻¹⁰ –170×10 ⁻¹⁰
Moderadamente rápida	6,25–12,5	170×10 ⁻¹⁰ –350×10 ⁻¹⁰
Rápida	12,5–25,0	350×10 ⁻¹⁰ –700×10 ⁻¹⁰
Muito rápida	> 25,0	< 700×10 ⁻¹⁰

Foto: Camilo de Lelis Teixeira de Andrade

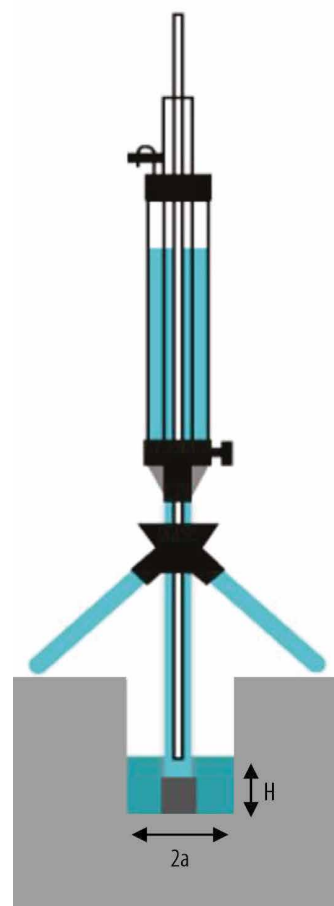


Figura 6. Permeâmetro de Guelph.

Ilustração: Jasiel Becker Brito Gomes.

bém pode ser afetada. Para condições de solo típico de Cerrado, há uma estreita correlação entre densidade e condutividade hidráulica do solo saturado (Figura 7).

Infiltração da água no solo

Infiltração é o processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo e percola pelos poros do solo. A capacidade de infiltração é fundamental na determinação da taxa de aplicação de água por sistemas de irrigação. Na irrigação por sulcos, faixas ou inundação, o dimensionamento do sistema pelo balanço volumétrico utiliza, basicamente, parâmetros de infiltração. O dimensionamento dos sistemas pressurizados, tais como aspersão convencional, pivô central ou microirrigação, requer o conhecimento dos parâmetros de infiltração, no sentido de se evitar, principalmente, as perdas de água e solo decorrentes do escoamento superficial.



Infiltração da água no solo

O processo de infiltração de água no solo, o qual é tempo-dependente, é afetado pelos seguintes fatores:

- Fatores relacionados à superfície do solo, como rugosidade, encrostamento, compactação superficial (por causas naturais ou pela ação do homem), fração da superfície do solo com cobertura vegetal e capacidade de armazenamento superficial.
- Fatores relacionados ao perfil do solo, como condutividade hidráulica e fatores que interferem na condutividade hidráulica, presença de camadas de impedimento, profundidade do lençol freático, conteúdo de água inicial.
- Fatores climáticos, como duração e frequência de chuvas e temperatura.
- Fatores relacionados ao manejo de irrigação, como taxa de aplicação.



As equações utilizadas para a estimativa da infiltração da água no solo podem ser classificadas como empíricas e físicas, isto é, baseadas na representação física do processo de infiltração. As equações empíricas apresentam parâmetros que devem ser obtidos a partir do ajuste a dados observados no campo. As equações físicas são fundamentadas em análise teórica ou conceitual do processo de infiltração, mas não

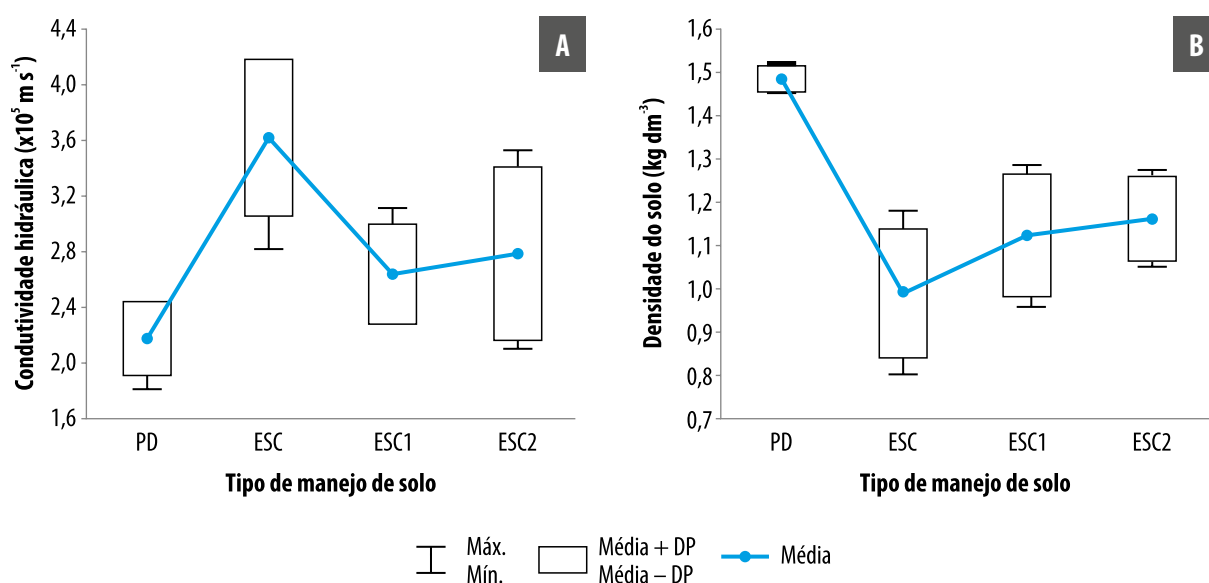


Figura 7. Condutividade hidráulica do solo saturado para diferentes tipos de manejo (A); e efeito da densidade do solo nos valores da condutividade (B). Sete Lagoas, MG.

Fonte: Adaptado de Tavares-Filho et al. (2006).

serão tratadas aqui, devendo o interessado se reportar à literatura.

Equações empíricas

Equação de Kostiakov

A equação de Kostiakov, de 1932, é uma das mais utilizadas, especialmente no dimensionamento de sistemas de irrigação por superfície (Bernardo, 1995; Pruski et al., 1997):

$$I = kt^a \quad (16)$$

em que I é a infiltração acumulada (mm); e t é tempo de infiltração (h).

Os parâmetros k e a são determinados estatisticamente (regressão linear), a partir de valores observados de I versus t ; dependem do solo e das suas condições iniciais. O parâmetro a varia entre 0 e 1. Derivando a Equação 16, obtém-se a equação da taxa de infiltração – TI (mm h⁻¹) ou, menos apropriadamente, a velocidade de infiltração:

$$TI = akt^{a-1} \quad (17)$$

Embora seja uma equação empírica, apresenta bons resultados quando aplicada para períodos não muito extensos. A principal limitação da equação de Kostiakov é o fato de TI tender a zero, quando t tender a infinito. Na realidade, TI tende a uma taxa de infiltração básica (TIB), com o aumento de t . Portanto, as Equações 16 e 17 não devem ser utilizadas para valores elevados de t .

Equação de Kostiakov-Lewis

Também denominada equação de Kostiakov modificada, nessa equação é eliminada a limitação quanto à aplicação para valores elevados de t . As equações para I e TI são:

$$I = kt^a + TIB \quad t \quad (18)$$

$$TI = akt^{a-1} + TIB \quad (19)$$

Na Equação 19, observa-se que, quando t tende a infinito, TI tende a TIB .

Equação de Horton

Esta equação, desenvolvida em 1940, é baseada em processos observados na natureza, como o aquecimento ou resfriamento de um corpo em relação a outro, que obedecem à lei segundo a qual a taxa de variação de uma determinada grandeza é proporcional à diferença entre seu valor em determinado tempo e seu valor final constante (Pruski et al., 1997).

No caso em questão, a grandeza é a taxa de infiltração TI cujo valor final constante é igual a TIB . A equação de Horton é:

$$TI = TIB + (TI_0 - TIB)e^{-ct} \quad (20)$$

em que TI_0 é a taxa de infiltração inicial; e c é um parâmetro de regressão.

Equação de Holtan

A equação de Holtan pode ser escrita da forma (Holtan et al., 1967; Aguiar et al., 1998):

$$TI = a(S - I)^n + f_c \quad (21)$$

em que a e n são constantes que dependem do solo e da sua cobertura; S é o armazenamento potencial do solo acima da camada impermeável; I é a infiltração acumulada; f_c é a infiltração na condição de regime estacionário (Aguiar et al., 1998).

Em 1967, Huggins e Monke modificaram a equação original para (Skaggs et al., 1969):

$$TI = D\{[(S - D)/TP]\}^n + f_c \quad (22)$$

em que D é o maior aumento possível na taxa de infiltração acima da condição de regime estacionário; TP é a porosidade total acima da camada impermeável; e n é igual a 1,4.

A maior dificuldade em se trabalhar com a equação de Holtan é a determinação da profundidade de controle, que serve de base para o cálculo de TP e S (Skaggs et al., 1969; Aguiar et al., 1998).

Modelos empíricos não consideram o entendimento científico do problema, sendo uma descrição matemática de dados observados, com parâmetros obtidos por ferramentas estatísticas. São aplicáveis às situações para as quais os parâmetros foram obtidos, mas existem restrições quanto à extrapolação.

Uma desvantagem dos modelos empíricos acima mencionados é a não consideração do efeito do teor de água inicial do solo sobre a taxa de infiltração. Quanto mais seco o solo estiver no início do processo de infiltração, maior será a taxa de infiltração inicial; e, portanto, para um mesmo tempo de infiltração, maior será a lâmina infiltrada. Com o aumento do tempo, a taxa de infiltração tende a um valor constante (TIB), independentemente do teor de água inicial do solo, e as curvas de infiltração acumulada, para diferentes teores iniciais de água, tornam-se paralelas (Figura 8).

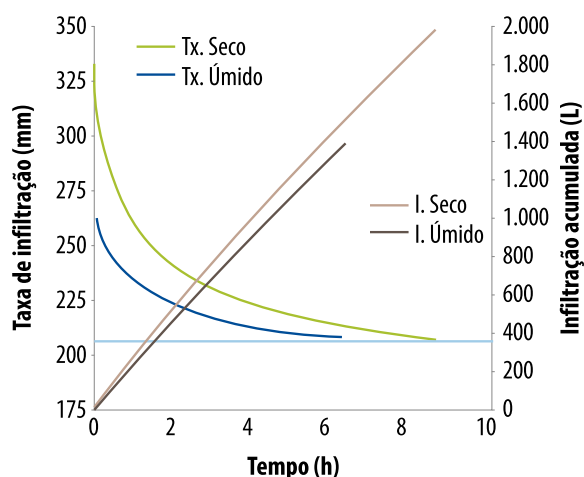


Figura 8. Taxa de infiltração e curvas de infiltração acumulada para um solo sob Cerrado úmido e seco.

Medição da infiltração

A medição da infiltração no campo pode ser feita por diversos métodos. A seleção do mais adequado depende, principalmente, dos objetivos do trabalho e do tipo de irrigação a ser usado.

O método mais utilizado para representar o fluxo vertical unidimensional de água no solo tem sido o do infiltrômetro de anel, usando dois anéis concêntricos. Esse método ou outros usando infiltrômetros de aspersor podem ser empregados para determinação da infiltração acumulada ou taxa de infiltração para irrigação por aspersão. No caso da irrigação por sulcos, a medição de infiltração mais adequada pode ser feita pelo método da entrada e saída de água no sulco, ou pelo infiltrômetro de sulco. Outro modelo de infiltrômetro que mede a condutividade não saturada é o infiltrômetro de disco (Figura 9).



Foto: João Herbert Moreira Viana

Figura 9. Mini-infiltrômetro de disco.

Redistribuição de água no solo

O processo de redistribuição da água no solo ocorre durante e após o processo de infiltração, em que se verifica contínuo movimento de água em decorrência de gradientes de potencial gravitacional e matricial da água no solo. É um processo complexo, uma vez que o conteúdo de água tende a reduzir-se nas zonas inicialmente mais úmidas e a aumentar nas zonas inicialmente mais secas. Esse processo é sensivelmente afetado pela absorção de água pelas raízes, o que torna a dinâmica de água ainda mais complexa.

No caso do escoamento unidimensional resultante de irrigação por superfície, tal como inundação ou por aspersão, a redistribuição será predominantemente vertical (Figura 10). Cessada a irrigação, a frente de umedecimento se aprofunda no perfil de solo, e o teor de água local tende a reduzir-se, havendo também redução na condutividade hidráulica, nos gradientes de potenciais e no movimento da frente de umedecimento. No caso do escoamento tridimensional, como ocorre em gotejamento, a dinâmica de água é dependente, tanto dos gradientes de potencial por causa das forças de tensão ou sucção, como do potencial em razão da gravidade.

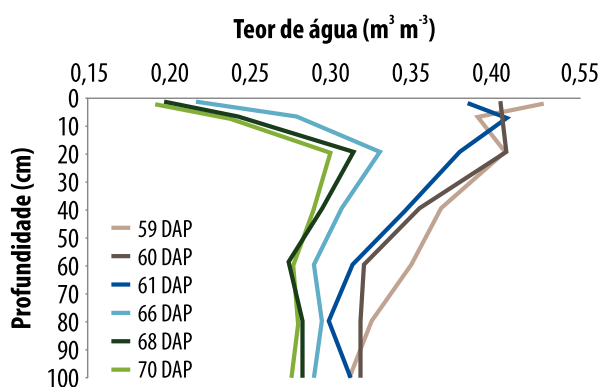


Figura 10. Redistribuição do teor de água no perfil do solo e extração de água pela cultura do milho, cultivada sob plantio direto, após chuvas intensas (DAP, dias após o plantio).

Disponibilidade de água no solo

A quantidade de água que pode ser armazenada na zona radicular, juntamente com o clima (evapotranspiração e precipitação), determina a frequência e a lâmina de irrigação para um determinado cultivo.

O estudo da disponibilidade de água no solo, relativo à irrigação e drenagem, envolve os conceitos dos limites superior (capacidade de campo) e inferior (ponto de murcha permanente) de água disponível, disponibilidade total de água do solo, capacidade total de água do solo e capacidade real de água do solo, os quais serão descritos a seguir.

Limite superior de água disponível ou capacidade de campo

A capacidade de campo, considerada o limite superior de água disponível no solo, equivale à condição de umidade do solo em que a água se encontra em equilíbrio com as forças gravitacionais, ou seja, é a condição de umidade do solo após a drenagem interna ter sido reduzida drasticamente, em um solo previamente saturado por chuva ou irrigação.

Após a infiltração de uma chuva ou irrigação, a umidade do solo se reduz com o tempo, através da drenagem interna, com taxas cada vez menores, porém nunca nulas. Assume-se que, em certo momento, a taxa de percolação profunda ou de drenagem interna é pequena o suficiente para ser desprezada e que, nesse ponto, o solo atinge a capacidade de campo. O problema é que, até o momento, não está definida a taxa de percolação profunda que pode ser considerada desprezível (Cassel; Nielsen, 1986; Jury et al., 1991; Reichardt, 1996). Dados de campo indicam que essa taxa não é desprezível nas condições brasileiras (Fernandes; Sykes, 1968). Tentativas têm sido realizadas para associar a capacidade de campo com o teor de água do solo em equilíbrio com a tensão de -10 kPa ou

-33 kPa, para solos de textura grossa e fina, respectivamente. Essa definição desconsidera o fato de que o equilíbrio da água no solo depende das propriedades de transmissão no meio poroso como um todo e do gradiente de potencial total, e não somente do estado de energia da água em um ponto no perfil. Além disso, por causa do formato da curva de retenção nessa faixa de potencial, grandes erros podem ser cometidos na obtenção do teor de água do solo, na capacidade de campo, associado a um valor de potencial matricial (Jury et al., 1991).

Capacidade de campo é um conceito arbitrário e não uma propriedade física do solo (Bernardo, 1995), que tem sido questionado do ponto de vista teórico (Fernandes; Sykes, 1968; Reichardt, 1988). Depende, entre outros fatores, da distribuição do teor de água no perfil do solo antecedente a um evento de umedecimento, da presença de camadas de impedimento e da presença de um lençol freático pouco profundo, o qual afeta o processo de redistribuição da água no solo.

Em solos arenosos de areia grossa ou cascalhentos, geralmente existe uma nítida faixa de transição do teor de água para o qual se verifica uma redução na intensidade de movimento da água, determinando a capacidade de campo. Porém, em vários solos, a redução na intensidade de movimento da água não é nítida, o que torna o conceito de capacidade de campo impreciso (Figura 11) (Bernardo, 1995).

O limite superior de água disponível deve ser determinado, preferencialmente, no campo. Cassel e Nielsen (1986) e Reichardt (1996) descrevem os procedimentos de campo e os métodos para determinação do limite superior de água disponível, com a vantagem que o mesmo experimento pode ser utilizado para a obtenção tanto da capacidade de campo quanto da condutividade hidráulica do solo não saturado. A maior dificuldade em aplicar essa técnica ainda é o estabelecimento do momento de se assumir que o solo atingiu a capacidade de

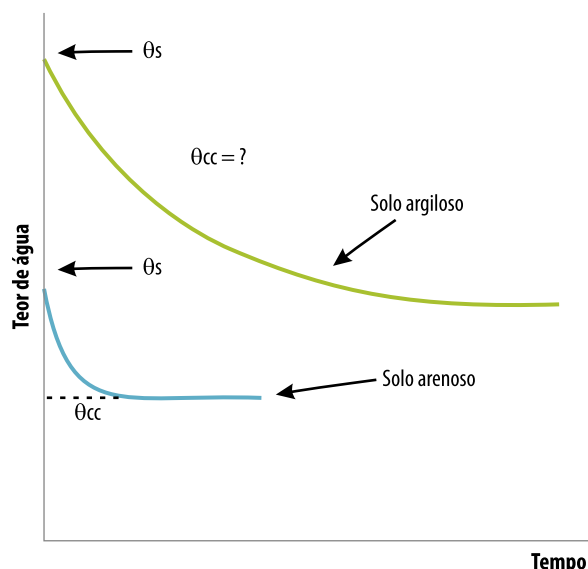


Figura 11. Capacidade de campo em solo argiloso e arenoso (θ_s é o teor de água na saturação; θ_{cc} é o teor de água na capacidade de campo).

Fonte: Adaptado de Hillel (1970).

campo ou que a taxa de percolação profunda se tornou desprezível.

A Figura 12 apresenta curvas de depleção a 10 cm de profundidade, em uma parcela em solo arenoso de Parnaíba, PI, utilizando-se cobertura com plástico (Andrade et al., 1992). Nesse experimento, observou-se que, mesmo aos 38 dias após a saturação, ocorria redução no teor de água do solo e que o potencial matricial não abaixou além de -6,5 kPa. No local estudado, o solo apresenta um gradiente textural no qual as camadas subsuperficiais são menos permeáveis e afetam toda a dinâmica da água no seu perfil. Assumiu-se que o solo atingiu a capacidade de campo quando as variações diárias no teor de água fossem menores que $0,005 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, considerando que essa água em processo de drenagem pudesse ser absorvida pelas plantas por causa da condição de alta demanda de evapotranspiração da região. O valor do potencial matricial do solo na capacidade de campo, medido com tensiômetro, foi de -4,5 kPa, muito maior do que o recomendado para solos arenosos (-10 kPa). Esse exemplo ilustra a possibilidade de erros na obtenção da capacidade de campo a partir de curvas de

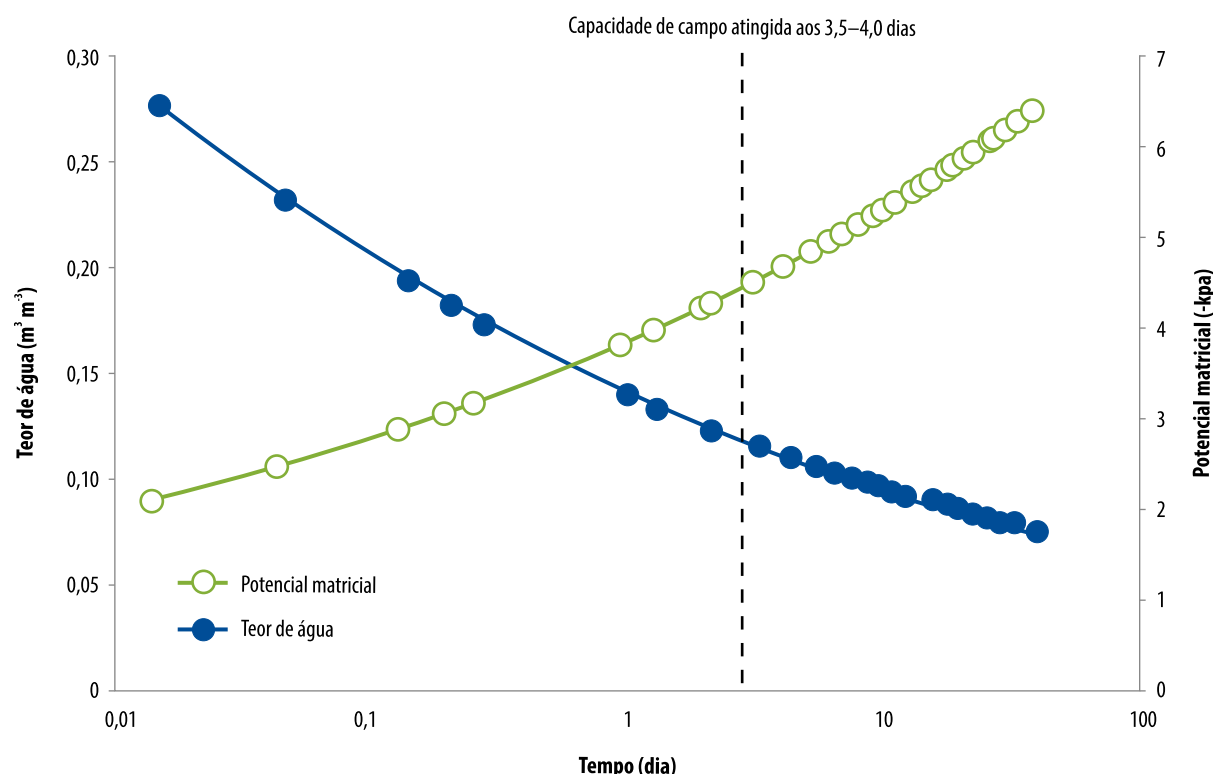


Figura 12. Curvas de depleção de água a 10 cm de profundidade em Neossolo Quartzarênico, Parnaíba, PI.

Fonte: Andrade et al. (1992).

retenção determinadas em laboratório, e essa informação deve ser obtida, preferencialmente, a partir de experimentos de campo.

A consideração da capacidade de campo como limite superior de água disponível implica que a água no solo sob potenciais entre 0 (saturação) e -10 kPa ou -33 kPa (capacidade de campo) será perdida por percolação profunda. Entretanto, deve-se observar que o processo de percolação ocorre simultaneamente à evapotranspiração. Assim, parte dessa água suprirá a demanda de evapotranspiração, não sendo perdida por percolação.

Apesar das limitações conceituais de capacidade de campo, por questões práticas, essa é uma informação importante e necessária a projetos de agricultura irrigada.

Determinação da capacidade de campo

O teor de água, em peso, equivalente à capacidade de campo, pode variar de menos de 8%

para solos arenosos a mais de 30% para solos argilosos (Bernardo, 1995). Conforme se observa na Figura 12, a determinação da capacidade de campo, ou seja, a determinação do teor de água na capacidade de campo, θ_{cc} , é mais simples para solos de textura grossa do que para os solos de textura fina. A determinação pode ser feita no campo ou em laboratório.

Determinação no campo

O solo deve ser saturado até uma profundidade de cerca de 1,5 m, por meio de irrigação ou de represamento de água, em uma bacia de 2 m de diâmetro. Após o umedecimento do solo, sua superfície deve ser coberta com um plástico para evitar a evaporação. Usualmente, o teor de água é determinado em intervalos de 24 horas, por amostragem em cada camada de 5 cm, até a profundidade desejada. O teor de água pode ser determinado com sensores ou pelo método gravimétrico. A amostragem ou monitoração deve continuar até que a variação do

teor de água, no intervalo de 24 horas, tenha se tornado mínima, ao longo do perfil. Esse é considerado o método-padrão (Bernardo, 1995).

Determinação no laboratório

Por causa da determinação da capacidade de campo, em campo, exigir muito tempo, ser laboriosa e, por isso, ser executada para pequeno número de áreas, usualmente utilizam-se procedimentos de laboratório para a obtenção desse parâmetro. No método da curva característica, considera-se que o potencial matricial equivalente à capacidade de campo é de -10 kPa, para solos de textura grossa (de porosidade elevada), e de -33 kPa, para solos de textura fina (de baixa porosidade), como alguns solos de várzea (Bernardo, 1995). Para a maioria dos solos sob vegetação de Cerrado, assume-se que o teor de umidade do solo em equilíbrio com -10 kPa corresponde à capacidade de campo.

Limite inferior de água disponível ou ponto de murcha permanente

O ponto de murcha permanente é usado para representar o teor de água no solo abaixo do qual a planta não conseguirá retirar água a uma taxa suficiente para suprir a demanda atmosférica, aumentando, a cada instante, a deficiência de água, o que pode até acarretar a morte da planta. Se a planta receber irrigação imediatamente após esse estresse, ela poderá recobrar a turgidez, mas os danos fisiológicos, com provável comprometimento da produtividade, já terão acontecido. Para efeitos práticos, o ponto de murcha permanente representa o limite mínimo de água armazenada no solo que será extraída pelos vegetais (Bernardo, 1995; Or; Wraith, 1997).

Como no caso da capacidade de campo, sabe-se que o ponto de murcha permanente depende de uma série de fatores, entre os quais da espécie e do sistema radicular da planta, da demanda climática e das propriedades de transmissão de água do solo (Allen, 1992). O potencial matricial da água do solo no ponto de murcha permanen-

te pode variar de -700 kPa a -2.000 kPa, e o valor de -1.500 kPa é, quase sempre, empregado na prática. Ao contrário do que ocorre com o limite superior de água disponível, os erros cometidos na determinação do ponto de murcha permanente representam pequenas variações no teor de água no solo e, de fato, podem ser desprezíveis (Andrade et al., 1998).

Não se deve confundir o ponto de murcha permanente com o murchamento temporário que pode ocorrer em certas plantas durante o período da tarde e que não afeta a produtividade da cultura. O murchamento temporário é mais comum durante os dias muito quentes, revertendo-se nos períodos mais frescos.

Finalmente, deve ser lembrado que, na prática, a planta nunca deve ser submetida à murcha permanente, para se evitar o comprometimento da produtividade. Para a maioria das culturas, as irrigações são planejadas para retornarem muito antes de se consumirem 50% da água disponível.

O teor de água relativo ao ponto de murchamento pode ser obtido da curva de retenção, para o ponto equivalente ao potencial matricial de -1.500 kPa. Nessa faixa, é necessária a utilização de um extrator de pressão.

Disponibilidade total de água do solo

Nos conceitos anteriormente apresentados, foi considerado que o conteúdo de água acima da capacidade de campo não pode ser retido no solo por causa da ação das forças gravitacionais, e que não ocorre extração de água do solo pelas plantas quando o teor de água for inferior ao do ponto de murcha permanente. Assim, a disponibilidade total de água do solo é definida pela equação:

$$DTA = 1.000 (\theta_{CC} - \theta_{PM}) \quad (23)$$

em que DTA é a disponibilidade total da água no solo (mm m^{-1}); θ_{CC} é o teor de água na capacidade de campo, em base volume ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);

θ_{PM} é o teor de água no ponto de murcha permanente, em base volume ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

Parâmetros relacionados à disponibilidade de água no solo estão esquematizados na Figura 13.

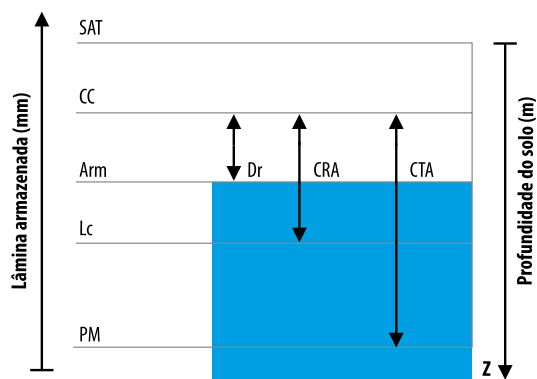


Figura 13. Esquema da disponibilidade de água no solo, para uma coluna de solo de altura igual à profundidade efetiva do sistema radicular.

SAT, conteúdo de água do solo saturado (mm); CC, conteúdo de água na capacidade de campo (mm); PM, conteúdo de água no ponto de murchamento (mm); Lc, conteúdo de água crítico (mm); Arm, conteúdo de água atual do solo (mm); Dr, depleção de água na zona radicular (mm); CRA, capacidade real de água do solo (mm); CTA, capacidade total de água do solo (mm); Z, profundidade efetiva do sistema radicular (mm).

Capacidade total de água do solo

Para manejo da irrigação, é necessário conhecer a capacidade de armazenamento de água do solo na zona radicular.

A capacidade total de água do solo é a quantidade de água que pode ser armazenada no solo, disponível para as plantas, até a profundidade efetiva do sistema radicular (Figura 14). É obtida com a equação:

$$CTA = DTA \cdot Z \quad (24)$$

em que CTA é a capacidade total de água do solo (mm); DTA é a disponibilidade total de água na zona radicular (mm m^{-1}); e Z é a profundidade efetiva do sistema radicular (m).

Valores médios de profundidade efetiva do sistema radicular das principais culturas podem ser obtidos no *Boletim FAO 56* (Allen et al., 1998). Todavia, como o desenvolvimento do sistema

radicular das plantas é afetado por vários fatores, como a presença de camadas de impedimento, níveis de acidez (pH e Al^{+3}) do perfil do solo e grau de tolerância das espécies e cultivares à toxidez por alumínio, deve-se ter o cuidado de se avaliar, mesmo que de forma expedita, a profundidade do sistema radicular de lavouras em campo.

Quando a disponibilidade total de água varia em diferentes camadas do solo na zona radicular, deve-se utilizar a seguinte equação para cálculo da capacidade total de água no solo:

$$CTA = \sum_{i=1}^n DTA_i \cdot Z_i \quad (25)$$

em que i é um número inteiro representando a camada de solo; n é o número de camadas; DTA_i é a disponibilidade total de água na camada i ; e Z_i é a profundidade da camada i .

A soma das profundidades Z_i deve ser igual a Z .

Capacidade real de água do solo (água facilmente disponível)

A extração de água pelas plantas é dificultada bem antes que o ponto de murcha permanente seja atingido. Quando o teor de água do solo é reduzido abaixo de um valor crítico (Figura 13), torna-se difícil que a água do solo seja transportada para as raízes a uma taxa suficiente para responder à demanda da transpiração; a cultura começa, então, a sofrer estresse em razão do déficit hídrico. A parcela de CTA que a cultura pode absorver, sem sofrer estresse hídrico, é a capacidade real de água no solo (mm) expressa por:

$$CRA = CTA \cdot f \quad (26)$$

em que CRA é a capacidade real de água do solo (mm); f é o fator de disponibilidade ou a fração de CTA que pode ser exaurida antes que ocorra o estresse por déficit hídrico, decimal (0 a 1).

Valores de f são encontrados na literatura especializada, como no *Boletim FAO 56* (Allen et al.,

1998). O fator de disponibilidade depende da cultura e demanda de evapotranspiração. Varia, normalmente, de 0,30 para culturas com sistema radicular pouco profundo e numa condição de alta evapotranspiração de referência ($ET_o > 8 \text{ mm dia}^{-1}$), a 0,70 para plantas com sistema radicular profundo, em condição de baixa evapotranspiração potencial ($ET_o < 3 \text{ mm dia}^{-1}$). O valor de 0,50 para f é comumente usado para muitas culturas (Allen et al., 1998).

Depleção de água na zona radicular

A depleção de água na zona radicular é a lâmina de água necessária para elevar o teor de água atual do solo àquele na capacidade de campo, ou seja,

$$Dr = CTA - 1.000 \theta Z \quad (27)$$

em que Dr é a depleção de água na zona radicular (mm) ($0 \leq Dr \leq CTA$ – Figura 13); e θ é o teor de água atual do solo ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$).

Balanco hídrico

O balanço hídrico pode ser aplicado tanto em grandes áreas, como numa bacia hidrográfica, quanto em pequena escala, como numa gleba irrigada. No que concerne ao manejo da irrigação, é usual a aplicação do balanço hídrico em pequena escala, contabilizado para a zona radicular, na dimensão vertical, conforme esquema apresentado na [Figura 2 do Capítulo 1](#).

Os termos do balanço hídrico são expressos em lâmina (mm) e devem ser associados a um intervalo de tempo, geralmente igual a um dia. O balanço hídrico, em base diária, pode ser expresso pela equação (Allen et al., 1998):

$$D_{r,i} = D_{r,i-1} - (P - ES)_i - I_i - FA_i + ET r_i + PP_i \quad (28)$$

em que $D_{r,i}$ é a depleção de água na zona radicular ao final do dia i ; $D_{r,i-1}$ é a depleção de água na zona radicular ao final do dia $i - 1$;

P_i é a precipitação no dia i ; ES_i é o escoamento superficial no dia i ; I_i é a irrigação real (lâmina bruta de irrigação menos perdas por evaporação, por acúmulo na folhagem e arraste pelo vento) no dia i ; FA é o fluxo ascendente oriundo do lençol freático (ascensão capilar) no dia i ; $ET r_i$ é a evapotranspiração real no dia i ; e PP é a percolação profunda ou lâmina percolada para abaixo da zona radicular no dia i .

Aplicação prática dos conceitos de solo-água

A maioria dos conceitos e parâmetros, descritos neste capítulo, são ferramentas imprescindíveis para desenvolvimento, implantação e gestão de projetos de engenharia nas áreas de irrigação, drenagem e ambiental. Constituem, também, o instrumental básico necessário aos trabalhos de pesquisa que devem ser empreendidos para o desenvolvimento de tecnologias que contribuam para a exploração, de forma sustentável, dos recursos solo e água do País.

Projeto de sistemas de irrigação

Um dos primeiros passos para o dimensionamento de sistemas de irrigação, sejam eles pressurizados ou por superfície, é a coleta de dados de solo, água, planta, clima e topografia. Embora essa seja uma tarefa muitas vezes trabalhosa, é fundamental que se dedique boa parte do tempo gasto no planejamento dos sistemas de irrigação com a obtenção desses dados. Dessa forma, erros e insucessos podem ser evitados em empreendimentos que, em geral, requerem altos investimentos.

Sabe-se que a grande maioria dos sistemas de irrigação no Brasil é dimensionada com base apenas em informações gerais, obtidas em publicações ou empregando-se a técnica da tentativa-erro-acerto, que pode funcionar depois de muitas tentativas realizadas na mesma região. Esse tipo de dimensionamento tem levado a muitos fracassos e frustrações dos agricultores com a irrigação. Projetistas mais

cuidadosos coletam amostras para determinação dos parâmetros físico-hídricos do solo como descrito neste capítulo. Porém, não é comum a prática de ensaios de campo para obtenção de parâmetros como a velocidade de infiltração e o limite superior de água disponível, exceto para pesquisa.

Os métodos para a determinação dos parâmetros de solo-água de interesse para o dimensionamento de sistemas de irrigação estão disponíveis, embora se saiba que muitos têm custo elevado e são trabalhosos. Uma forma de aumentar a disponibilidade desse tipo de informação é a criação de bancos de dados, o que poderia ser viabilizado por meio de cooperação entre instituições de pesquisa, laboratórios de análise, distritos de irrigação, usuários de projetos de irrigação, agências governamentais e não governamentais, prefeituras, enfim, por instituições relacionadas direta ou indiretamente a determinados projetos de irrigação.

Manejo da irrigação

Estratégias de manejo das irrigações baseiam-se em dados de clima, planta, solo ou na combinação de dois ou três desses tipos de dados. Mais detalhes sobre estratégias de manejo de irrigação serão vistos em outro capítulo.

De uma forma geral, utilizam-se dados de solo-água para indicar o momento de irrigar e dados de clima e planta para determinar a lâmina de água a aplicar. Dessa forma, além do monitoramento do teor de água ou do potencial matricial da água do solo, parâmetros de solo-água, como a capacidade de armazenamento de água na zona radicular e o potencial matricial ou teor de água mínimo (crítico) para retorno da irrigação para as culturas, devem ser conhecidos.

O consumo real de água por uma cultura pode ser determinado pelo balanço hídrico na zona radicular (Equação 28). A determinação dos componentes do balanço hídrico exige informações de teor de água do solo em base

volumétrica, θ , e, dependendo do modelo utilizado, pode também ser requerida a curva de retenção de água no solo, $\theta(\Psi_m)$, e a relação da condutividade hidráulica não saturada com o teor de água ou o potencial matricial da água no solo, $K(\theta)$ ou $K(\Psi_m)$. De posse dessas informações, pode-se determinar o consumo real de água pela cultura num determinado período, em condição de campo e, assim, o requerimento de irrigação.

Embora outros métodos de determinação da necessidade de água das culturas, como a razão de Bowen, a correlação de *Eddies* e o fluxo de seiva, sejam considerados mais precisos e, por isso, sejam preferidos por muitos pesquisadores em determinadas situações, como é o caso de fruteiras de grande porte, a não disponibilidade de instrumentos e de pessoal treinado impõe dificuldades à difusão desses métodos, o que contribui para que, na prática, o método do balanço hídrico seja o mais utilizado.

O monitoramento do potencial ou teor de água do solo, na parte inferior da zona das raízes, é imprescindível para evitar excessivas perdas de água por percolação profunda, com risco potencial de contaminação do lençol freático por agroquímicos. Finalmente, não se deve esquecer que no Brasil as irrigações são, geralmente, suplementares às chuvas e que a determinação da precipitação efetiva requer o conhecimento de características físico-hídricas dos solos, como a capacidade de infiltração da água.

Limitações e dificuldades relacionadas à utilização dos parâmetros e conceitos de solo-água

Alguns conceitos e metodologias relacionados neste capítulo requerem, ainda, pesquisa para o aprimoramento e apresentam limitações que devem ser consideradas quando forem aplicados.

Qualidade das informações de solo-água

Atualmente boa parte dos parâmetros físico-hídricos de interesse para as engenharias de irrigação e ambiental podem ser medidos ou estimados com razoável precisão. Contudo, parâmetros como a condutividade hidráulica do solo saturado e não saturado estão ainda sujeitos a grandes erros que podem se propagar quando esses dados são utilizados para prever fluxos de água e/ou de agroquímicos no solo.

Técnicas de laboratório para a obtenção dos parâmetros físico-hídricos estão consolidadas. Entretanto, métodos de campo ainda são inadequados, muito trabalhosos e de custo elevado. Certos parâmetros, como a capacidade de campo e a curva de retenção de água no solo, devem ser determinados em condições de campo ou condições similares (utilizando amostras não deformadas), visando obter melhor representatividade da situação em que os sistemas de irrigação serão operados.

Os métodos para determinação do potencial da água no solo quase sempre requerem que o equilíbrio, em termos de energia, entre solo e o meio poroso do sensor, seja atingido para que o dado seja confiável, o que demanda tempo. Os transdutores de pressão, acoplados a coletores de dados ou a computadores, permitem a leitura de dados de sensores de potencial com grande frequência, o que pode levar a erros pelo não atendimento do requerimento de equilíbrio. Vários sensores disponíveis no mercado são sensíveis às variações da temperatura e da condutividade elétrica do solo e apresentam graus variados de acurácia. Em resumo, a diversidade de equipamentos eletrônicos não garante a coleta de dados de boa qualidade. O técnico deve estar consciente dos conceitos relacionados ao sistema solo-água, quando da utilização de informações coletadas automaticamente, via registros automáticos.

Instrumental para medição de parâmetros de solo-água

Geralmente é necessário mais de um tipo de instrumento para se obter a informação completa em toda a faixa de umidade de interesse, já que os sensores de potencial matricial não operam com precisão razoável. O tensiômetro, um dos instrumentos mais antigos empregados para manejo de irrigação, tem sido rejeitado pelos agricultores e técnicos, no Brasil. As principais razões para essa dificuldade são a qualidade do produto disponível, problemas de contato solo-cápsula, necessidade de escorva e limitada faixa para medição do potencial. Apesar dessas limitações, o tensiômetro ainda é um instrumento que pode ser empregado na maioria das condições em que se pratica agricultura irrigada no Brasil. Há, portanto, um certo grau de desinformação que contribui para a dificuldade de adoção de tecnologia por parte dos usuários. Novos sensores para determinação do teor de água e do potencial de água no solo têm sido desenvolvidos nos últimos anos, empregando-se conceitos de física e de engenharia de materiais, mecânica, elétrica e eletrônica, conforme exemplos já citados.

Finalmente, há uma tendência de se introduzir para os usuários, cada vez mais, produtos eletrônicos automatizados e informatizados e associar isso com qualidade ou precisão na aquisição de dados. A maioria dos usuários necessita de capacitação e de treinamento para operar e manter tais instrumentos eletrônicos, e muitos não fazem uso de todas as funções disponíveis nos aparelhos, o que contribui para a diminuição da relação custo-benefício resultante dos investimentos necessários à aquisição dos equipamentos. Não se deve perder de vista os princípios que regem as relações solo-água, as quais os instrumentos devem, de alguma forma, quantificar. O entendimento do funcionamento dos sensores é um passo fundamental para a sua utilização correta e exploração de toda a sua capacidade.

Variabilidade das propriedades do solo

Ao se utilizar os parâmetros de solo-água, deve ser considerada a variabilidade espacial e temporal a que eles estão sujeitos. O solo apresenta uma heterogeneidade natural, que é agravada pela ação do homem, via preparo e cultivo e em decorrência da desuniformidade na aplicação de insumos, incluindo aí a irrigação. Essa variabilidade levanta as seguintes questões:

- Qual o número e tamanho das amostras de solo para representar uma determinada área?
- Como reduzir os efeitos da variabilidade?
- Como lidar com a variabilidade em um certo campo de produção?

Com relação à variabilidade em um campo de produção, a tendência atual é a utilização da agricultura de precisão, em que a colheita de um determinado produto é monitorada, e um tratamento diferenciado é fornecido às áreas do campo que apresentam diferenças significativas em termos de produtividade da cultura. Entretanto, existem ainda demandas em termos de pesquisa visando ao desenvolvimento de tecnologias viáveis para aplicação precisa de água, mesmo considerando a difusão de sistemas de irrigação localizada no País.

O conhecimento a respeito de alterações temporais nas relações $\theta(\Psi_m)$ e $K(\Psi_m)$, em razão do manejo do solo, manejo de resíduos e práticas culturais, pode ser importante, mas existe ainda um conhecimento limitado a respeito dessas mudanças (Ahuja et al., 1999). A variabilidade temporal das propriedades do solo deve ser acompanhada com o monitoramento periódico dos parâmetros de solo-água de interesse e a atualização deles nos bancos de dados e nos sistemas de controle, sejam eles manuais ou automatizados.

Referências

- AGUIAR, J. V.; LIBARDI, P. L.; SAUNDERS, L. C. U.; PAZ, V. P. S. Ajuste da equação de Holtan modificada para um solo Bruno não cálcico da região semi-árida. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 2, n. 3, p. 253-256, set./dez. 1998. DOI: [10.1590/1807-1929/agriambi.v2n3p253-256](https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v2n3p253-256).
- AHUJA, L. R.; RAWLS, W. J.; NIELSEN, D. R.; WILLIAMS, R. D. Determining soil hydraulic properties and their field variability from simpler measurements. In: SKAGGS, R. W.; SCHILFGAARDE, J. van (ed.). **Agricultural drainage**. Madison: American Society of Agronomy, 1999. p. 1207-1234.
- ALLEN, R. G. **Irrigation engineering principles**: course lectures notes. Logan: Utah State University, 1992. 297 p.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration**: guidelines for computing crop water requirements. Roma: FAO, 1998. (FAO. Paper, 56).
- ANDRADE, C. de L. T. de; COELHO, E. F.; COUTO, L.; SILVA, E. L. da. Parâmetros de solo-água para a engenharia de irrigação e ambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27., 1998, Poços de Caldas, MG. **Manejo de irrigação**. Lavras: Ed. da UFPA, 1998. p. 1-45.
- ANDRADE, C. L. T.; FREITAS, J. A. D.; LUZ, L. R. Q. P. Características físico-hídricas de solos arenosos de tabuleiros litorâneos. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 9., 1991, Natal. **Anais [...]** Fortaleza: ABID, 1992. v. 1, p. 1069-1095.
- ARRUDA, F. B.; ZULLO, J. R.; OLIVEIRA, J. B. Estimativa de parâmetros de solos para cálculo da água disponível com base na textura do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 11, p. 11-15, 1987.
- BERNARDO, S. **Manual de irrigação**. Viçosa, MG: Ed. da UFV, 1995. 596 p.
- CASSEL, D. K.; NIELSEN, D. R. Field capacity and available water capacity. In: KLUTE, A. (ed.). **Methods of soil analysis**: Part 1: Physical and mineralogical methods. 2nd ed. Madison: ASA: SSA, 1986. p. 901-924. (Agronomy Series, 9).
- COELHO, E. F.; CONCEIÇÃO, M. A. F. Estimativas de parâmetros de solo para fins de drenagem. **Revista Ceres**, v. 15, n. 232, p. 553-565, 1993.
- COUTO, L.; SANS, L. M. A. **Características físico-hídricas e disponibilidade de água no solo**. Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 2002. 8 p. (Embrapa Milho e Sorgo. Circular técnica, 21).
- CRUCIANI, D. E. **A drenagem na agricultura**. São Paulo: Nobel, 1980. 333 p.
- CUENCA, R. H. **Irrigation system design**: an engineering approach. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1989. 552 p.
- DONAGEMMA, G. K.; CAMPOS, D. V. B. de; CALDERANO, S. B.; TEIXEIRA, W. G.; VIANA, J. H. M. (org.). **Manual**

de métodos de análise de solo. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 230 p. (Embrapa Solos. Documentos, 132).

FERNANDES, B.; SYKES, D. J. Capacidade de campo e retenção de água em três solos de Minas Gerais. **Revista Ceres**, v. 15, p. 1-39, 1968.

FERREIRA, P. A. Drenagem. In: CURSO de engenharia de irrigação: módulo XI. Brasília, DF: Associação Brasileira de Educação Agrícola Superior, 2001. 167 p.

HILLEL, D. **Solo e água:** fenômenos e princípios físicos. Porto Alegre: Ed. da UFRGS, 1970. 231 p.

HOLTAN, H. N.; ENGLAND, C. B.; SHANHOLTZ, V. O. Concepts in hydrologic soil grouping. **Transactions of ASAE**, v. 10, n. 5, p. 407-410, 1967. DOI: [10.13031/2013.39685](https://doi.org/10.13031/2013.39685).

JURY, W. A.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H. **Soil physics**. New York: John Wiley, 1991. 328 p.

MENG, T. P.; TAYLOR, H. M.; FRYREAR, D. W.; GOMEZ, J. F. Models to predict water retention in semiarid sandy soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 51, p. 1563-1565, nov. 1987. DOI: [10.2136/sssaj1987.03615995005100060028x](https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100060028x).

MICHELON, C. J.; CARLESSO, R.; OLIVEIRA, Z. B.; KNIES, A. E.; PETRY, M. T.; MARTINS, J. D. Pedotransfer functions to estimate the water retention in some soils of the Rio Grande do Sul state, Brazil. **Ciência Rural**, v. 40, n. 4, p. 848-853, Apr. 2010. DOI: [10.1590/S0103-84782010005000055](https://doi.org/10.1590/S0103-84782010005000055).

MURPHY, T. A. Sensing the elements: moisture sensors and weather stations. **Irrigation Journal**, v. 46, n. 6, p. 16-19, 1996.

OLIVEIRA, L. B.; RIBEIRO, M. R.; JACOMINE, P. T. K.; RODRIGUES, J. J. V.; MARQUES, F. A. Funções de pedotransferência para predição da umidade retida a potenciais específicos em solos do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 2, p. 315-323, abr./jun. 2002. DOI: [10.1590/S0100-06832002000200004](https://doi.org/10.1590/S0100-06832002000200004).

OR, D.; WRAITH, J. M. **Agricultural and environmental soil physics**. Logan: USU, 1997. 218 p.

PIZARRO, F. **Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos**. Madrid: Agrícola Española, 1985. 521 p.

PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; SANTOS, W. L.; RODRIGUES, L. N.; ANTUNES, V. L. Infiltração da água no solo. **Engenharia na Agricultura**, n. 25, p. 1-26, 1997.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 12, p. 211-216, 1988.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. 2. ed. Piracicaba: Esalq, 1996. 505 p.

SANTOS, W. J. R.; CURI, N.; SILVA, S. H. G.; ARAÚJO, E. F.; MARQUES, J. J. Pedotransfer functions for water retention in different soil classes from the center-southern Rio Grande do Sul state. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 37, n. 1, p. 49-60, Jan.-Feb. 2013. DOI: [10.1590/S1413-70542013000100006](https://doi.org/10.1590/S1413-70542013000100006).

SAXTON, K. E.; RAWLS, W. J.; ROMBERGER, J.; PAPENDICK, R. I. Estimating generalized soil water characteristics from texture. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p. 1031-1036, July 1986. DOI: [10.2136/sssaj1986.03615995005000040039](https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000040039).

SCHAAAP, M. G.; LEIJ, F. J. Database related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. **Soil Science**, v. 163, p. 765-779, Oct. 1998.

SKAGGS, R. W.; HUGGINS, L. E.; MONKE, E. J.; FOSTER, G. R. Experimental evaluation of infiltration equations. **Transactions of the ASAE**, v. 12, n. 6, p. 822-828, 1969. DOI: [10.13031/2013.38964](https://doi.org/10.13031/2013.38964).

TAVARES-FILHO, J.; FONSECA, I. C. B.; RIBON, A. A.; BARBOSA, G. M. C. Efeito da escarificação na condutividade hidráulica saturada de um Latossolo Vermelho sob plantio direto. **Ciência Rural**, v. 36, n. 3, p. 996-999, maio-jun. 2006. DOI: [10.1590/S0103-84782006000300045](https://doi.org/10.1590/S0103-84782006000300045).

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G.; ROSSATO, L. Pedotransfer Functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. **Soil Science Society of American Journal**, v. 64, n. 1, p. 327-338, Jan. 2000. DOI: [10.2136/sssaj2000.641327x](https://doi.org/10.2136/sssaj2000.641327x).

