

ÁGUA NO SOLO: CARACTERÍSTICAS E COMPORTAMENTO

Quando a terra se for ... beba a chuva tão rápido quanto ela cai.
- H. D. Thoreau, The Journal

Um dos compostos de natureza química mais simples, a água é o componente vital de todas as células vivas. Suas propriedades únicas promovem uma ampla variedade de processos físicos, químicos, e biológicos. Estes processos apresentam grande influência sobre quase todos os aspectos do desenvolvimento e comportamento do solo, desde o intemperismo dos minerais à decomposição da matéria orgânica, do crescimento das plantas à poluição dos lençóis freáticos.

Nós somos todos familiarizados com a água. Nós a bebemos, lavamos com ela, nadamos nela. Porém, a água no solo é algo completamente diferente da água potável no copo de vidro. No solo, a íntima associação entre água e partículas sólidas mudam o comportamento de ambas. A água faz com que as partículas do solo se expandam ou contraíam, para aderir umas às outras, e para formar agregados estruturais. A água participa de inúmeras reações químicas que disponibilizam ou retêm nutrientes, criam acidez, e intemperizam minerais de modo que seus elementos constituintes finalmente contribuem para a salinidade dos oceanos.

Certos fenômenos de água no solo parecem contradizer o que nossa intuição sobre como a água deveria se comportar. A atração às superfícies sólidas restringe alguns dos movimentos livres das moléculas de água, tornando-o menos líquido e mais sólido em seu comportamento. No solo, a água pode fluir tanto ascendentemente como descendentemente. As plantas podem murchar e morrer em um solo cujo perfil contenha um milhão de quilos de água por hectare. Uma camada de areia ou cascalho no perfil do solo pode realmente inibir a drenagem, ao invés de melhorá-la.

As interações solo-água determinam as taxas de perda de água por lixiviação, escoamento superficial e evapotranspiração, o balanço entre ar e água nos poros do solo, a taxa de variação na temperatura do solo, a taxa e o tipo de metabolismo dos organismos do solo, e a capacidade do solo em armazenar e disponibilizar água para o crescimento das plantas.

As características e comportamento da água no solo compreendem um tópico comum que aproxima quase todos os capítulos neste livro. Os princípios contidos neste capítulo irão nos ajudar a entender porque deslizamentos de terra ocorrem em solos saturados com água (Capítulo 1), porque pantanais contribuem para o esgotamento do ozônio global (Capítulo 13), e porque a fome persegue a humanidade em certas regiões do mundo (Capítulo 20). O domínio dos princípios apresentados neste capítulo é fundamental para seu conhecimento funcional de sistema no solo.

2.1. Estrutura e Propriedades Relacionadas a Água¹

A habilidade da água em influenciar diversos processos do solo é determinada principalmente pela estrutura da molécula de água. Esta estrutura também é responsável pelo fato de que a água esta principalmente presente como líquido, e não um gás, em temperaturas encontradas na Terra. A água é, com exceção do mercúrio, o *único* líquido inorgânico (não baseado em carbono) encontrado na Terra. A água é um composto simples, suas moléculas individuais contêm um átomo de oxigênio e dois átomos de hidrogênio muito menores. Os elementos estão ligados entre si covalentemente, cada átomo de hidrogênio compartilhando seu único elétron com o oxigênio.

Polaridade

Ao invés de se alinhar simetricamente em ambos os lados do átomo de oxigênio (H-O-H), os átomos de hidrogênio são ligados ao oxigênio em um arranjo em forma de V com um ângulo de apenas 105°. A água é portanto uma molécula assimétrica com o compartilhamento de elétrons, na maior parte do tempo, mais próximo

¹ Para discussões mais aprofundadas das interações água-solo, ver Hillel (1998) ou Warrick (2001).

ao oxigênio que ao hidrogênio (Figura 2.1). Consequentemente, as moléculas de água exibem *polaridade*; que é, as cargas não são uniformemente distribuídas. Pelo contrário, o lado em que os átomos de hidrogênio estão localizados tende a ser eletropositivo e o lado oposto eletronegativo.

Pontes de Hidrogênio

Através de um fenômeno chamado **pontes de hidrogênio**, um átomo de hidrogênio de uma molécula de água é atraído para a extremidade do oxigênio de uma molécula de água vizinha, formando assim, uma ligação de baixa energia entre as duas moléculas. Este tipo de ligação explica a polimerização da água. As pontes de hidrogênio também explicam os altos ponto de ebulição, calor específico e viscosidade da água, em comparação com as mesmas propriedades de outros compostos hidrogenados, tais como H_2S , que possui alto peso molecular mas não apresenta pontes de hidrogênio.

Hidratação

A polaridade também explica porque moléculas de água são atraídas por íons carregados eletrostaticamente e à superfícies coloidais. Cátions tais como H^+ , Na^+ , K^+ , e Ca^{2+} tornam-se hidratados através de sua atração pelo oxigênio (negativo) na extremidade da molécula de água. Do mesmo modo, superfícies de argila carregadas negativamente atraem a água, desta vez através do hidrogênio (positivo) na extremidade da molécula. A polaridade das moléculas de água também estimula a dissolução de sais na água, uma vez que os componentes iônicos têm maior atração pelas moléculas de água do que entre si.

Quando moléculas de água tornam-se atraídas por íons carregados eletrostaticamente ou pelas superfícies das partículas de argila, elas são dispostas mais próximas do que na água pura. Neste estado de disposição, sua liberdade de movimento é restrita e seu estado de energia é menor do que na água pura. Assim, quando íons ou partículas de argila tornam-se hidratados, energia é liberada. Esta liberação de energia é evidenciada como *calor de solução* quando íons hidratados, ou como *calor de umedecimento* quando as partículas de argila tornam-se umedecidas. O último fenômeno pode ser demonstrado pela adição de poucas gotas de água a argila fina e seca. Um aumento na temperatura pode ser medido – ou ainda sentiu se a argila é molhada na palma da mão.

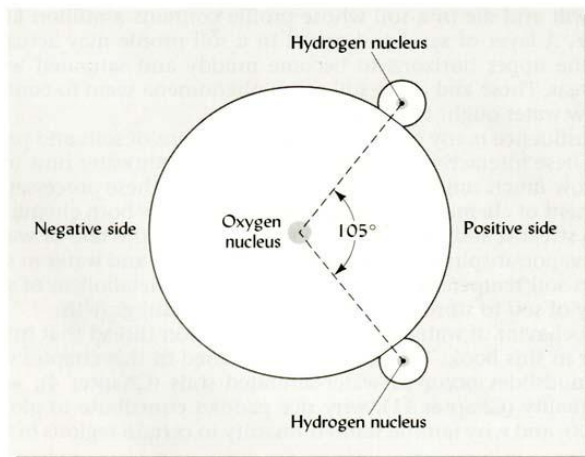


FIGURA 2.1 Representação bidimensional de uma molécula de água mostrando um grande átomo de oxigênio e dois átomos de hidrogênio muito menores. O ângulo H-O-H de 105° resulta em um arranjo assimétrico. Um lado da molécula de água (com dois hidrogênios) é eletropositivo; o outro é eletronegativo. Isto é responsável pela polaridade da água.

Coesão versus adesão

As pontes de hidrogênio explicam as duas forças básicas responsáveis pela retenção e movimento da água nos solos: a atração das moléculas de água uma pelas outras (**coesão**) e a atração das moléculas de água pelas superfícies sólidas (**adesão**). Pela adesão (também chamada *adsorção*), algumas moléculas de água são firmemente retidas nas superfícies dos sólidos do solo. Por sua vez, estas moléculas de água fortemente ligadas seguram, por coesão, outras moléculas de água mais distantes das superfícies sólidas (Figura 2.2). Juntas, as forças de adesão e coesão tornam possível que os sólidos do solo retenham água e controlem seu movimento e uso. A adesão e coesão também tornam possível a propriedade de plasticidade possuída pelas argilas (ver Seção 4.9).

Tensão superficial

Outra importante propriedade da água que influencia significativamente seu comportamento nos solos é a

tensão superficial. Esta propriedade é normalmente evidenciada nas interfaces líquido-ar e resulta da maior atração das moléculas de água umas pelas outras (coesão) do que pelo ar acima. O efeito da rede é uma força interior na superfície que faz com que a água se comporte como se sua superfície fosse coberta com uma membrana elástica esticada (Figura 2.3). Devido a atração relativamente alta entre moléculas, a água apresenta uma alta tensão superficial (72,8 milinewtons.m⁻¹ a 20°C) comparada a maioria dos outros líquidos (por exemplo, álcool etílico, 22,4 mN.m⁻¹). Como veremos, a tensão superficial é um fator importante no fenômeno da capilaridade, o qual determina como a água se move e é retida no solo.

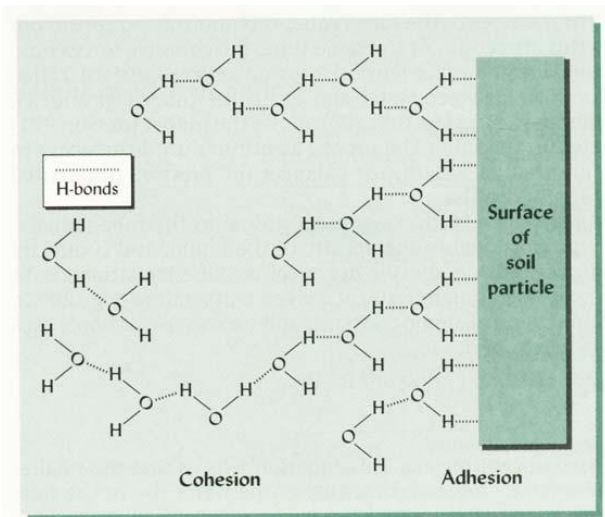


FIGURA 2.2 As forças de coesão (entre moléculas de água) e adesão (entre água e superfície sólida) em um sistema solo-água. As forças são, em grande parte, resultado das pontes de hidrogênio mostradas como linhas pontilhadas. A força de adesão ou adsorção diminui rapidamente com a distância da superfície sólida. A coesão de uma molécula de água e uma outra resulta em moléculas de água formando agrupamentos temporários que estão constantemente mudando de tamanho e forma, a medida que moléculas individuais de água são liberadas ou se unem à outras. A coesão entre moléculas de água também permite que o sólido indiretamente restrinja a liberdade da água em uma certa distância além da interface sólido-líquido.



FIGURA 2.3 Evidências cotidianas da tensão superficial da água (*esquerda*) como insetos pousam sobre a água e não afundam, e das forças de coesão e adesão (*direita*) como uma gota de água é mantida entre os dedos. (Foto cortesia de R. Weil)

2.2 Fundamentos da Capilaridade e Água no Solo

O movimento ascendente da água num tubo capilar caracteriza o fenômeno da capilaridade. Duas forças provocam a capilaridade: (1) atração da água por sólidos (adesão ou adsorção), e (2) a tensão superficial da água, que é em grande parte devida à atração das moléculas de água uma pelas outras (coesão).

Mecanismo da Capilaridade

A capilaridade pode ser demonstrada colocando-se a extremidade de um tubo de vidro fino e limpo na água. A água sobe no tubo; quanto menor o diâmetro do tubo, mais a água sobe. As moléculas de água são atraídas

pelas paredes do tubo (adesão) e começam a se espalhar ao longo do vidro em resposta a esta atração. Ao mesmo tempo, as forças coesivas mantêm as moléculas de água juntas e criam uma tensão superficial, causando uma superfície curva (chamada de *menisco*) formada na interface entre água e ar no tubo (Figura 2.4c). A menor pressão sob o menisco no tubo de vidro (P2) permite que a maior pressão (P1) sobre a água livre empurre a água através do tubo. O processo continua até que a água no tubo tenha subido o suficiente para que seu peso equilibre a pressão diferencial no menisco (ver Quadro 2.1 para detalhes).

A altura de ascensão no tubo capilar é inversamente proporcional ao raio r do tubo. A ascensão capilar é também inversamente proporcional a densidade do líquido e , diretamente proporcional à tensão superficial do líquido e ao grau de atração adesiva à superfície sólida. Se nós limitarmos nossa análise a água em uma dada temperatura (por exemplo, 20°C), então estes fatores podem ser combinados em uma única constante, e nós podemos usar uma simples equação da capilaridade para calcular a altura de ascensão h :

$$h = 0,15/r$$

onde h e r são expressos em centímetros. Esta equação mostra que quanto menor o diâmetro do tubo, maior a força capilar e maior a ascensão da água no tubo (Figura 2.5a).

Altura de Ascensão nos Solos

Forças capilares estão atuando em todos os solos úmidos. Entretanto, a taxa de movimento e a altura de ascensão são menores do que seria de esperar com base apenas no tamanho dos poros do solo. Uma razão é que os poros do solo não são retos e apresentam aberturas uniformes como tubos de vidro. Além disso, alguns poros do solo são preenchidos com ar, que podem ser oclusos, retardando ou impedindo o movimento de água por capilaridade (Figura 2.5b).

Visto que o movimento capilar é determinado pelo tamanho de poros, é a distribuição de tamanho de poros, discutida no Capítulo 1, que determina em grande parte a quantidade e taxa do movimento de água capilar no solo. A abundância de médios a grandes tamanhos de poros capilares em solos arenosos permitem rápida ascensão capilar inicial, mas limita a altura final de ascensão² (Figura 2.5c). Argilas apresentam uma maior proporção de poros capilares muito finos, mas forças de atrito retardam a taxa na qual a água se move através deles. Consequentemente, em argilas a ascensão capilar é lenta inicialmente, mas com o tempo, geralmente, ultrapassa a das areias. O silte exibe propriedades capilares entre os da areia e argila.

Capilaridade é tradicionalmente ilustrada como um fenômeno ascendente. Mas ocorrem movimentos em qualquer direção, uma vez que a atração entre os poros do solo e a água é eficaz na formação de um menisco de água em poros horizontais e verticais (Figura 2.6). A significância da capilaridade no controle do movimento de água em pequenos poros se tornará evidente quando nos voltarmos para os conceitos de energia da água do solo.

² Note que se a água ascende por capilaridade a uma altura de 37 cm acima de uma superfície de água livre em uma areia (como mostrado no exemplo na Figura 2.5c), então pode-se estimar (pelo rearranjo da equação capilar para $r=0,15/h$) que o menor poro contínuo deve ter um raio acima de 0,004 cm ($0,15/37=0,004$). Este cálculo proporciona uma aproximação do raio mínimo efetivo dos poros capilares em um solo.

QUADRO 2.1 O MECANISMO DA CAPILARIDADE

A ação da capilaridade é devida às forças combinadas de adesão e coesão como pode ser visto quando uma gota de água é colocada sobre uma superfície sólida. Substâncias sólidas que possuem uma superfície eletronegativa (por exemplo, devida aos átomos de oxigênio nos tetraedros de silício do quartzo ou vidro) atraem fortemente o H na extremidade eletropositiva da molécula de água. Essas substâncias são chamadas como *hidrofílicas* (afinidade pela água), pois a atração das moléculas de água pelas superfícies sólidas (adesão) é muito maior que a atração entre as moléculas de água (coesão). A adesão fará com que uma gota de água colocada sobre um sólido hidrofílico, como vidro limpo, se espalhe ao longo desta superfície formando assim um ângulo agudo (menor que 90°) entre a interface água-ar e superfície sólida (ver Figura 2.4a). Esse ângulo de contato é característico para interações entre diferentes substâncias líquidas e sólidas (por exemplo, água e vidro). Quanto maior a atração das moléculas de água pela superfície sólida, mais próximo de zero será o ângulo de contato.

Por outro lado, moléculas de água colocadas sobre uma superfície hidrofóbica (repele a água) vão se atrair em uma massa esférica. O ângulo de contato resultante é obtuso (maior que 90°), indicando que a adesão não é tão forte quanto a coesão (ver Figura 2.4b). Esta relação explica o motivo pelo qual a água fica em esferas sobre um automóvel recentemente encerado.

Agora, em vez de uma superfície plana e uma gota de água, considerarmos um tubo de pequeno diâmetro, de vidro limpo, colocado sobre uma piscina de água. A adesão novamente fará com que a água se espalhe sobre a superfície de vidro, formando o mesmo ângulo de contato α com o vidro como observado no caso da gota de água. Ao mesmo tempo, a coesão entre as moléculas de água cria uma tensão superficial, que faz com que uma superfície curva (chamada *menisco*) se forme na interface entre água e ar no tubo (Figura 2.4c). Se o ângulo de contato é próximo a zero, a curvatura do menisco será semelhante a um semicírculo.

A interface curva (ao invés de um plano) entre água e ar faz com que a pressão seja menor no lado convexo (chamada P2 na Figura 2.4c) do que no lado côncavo do menisco. A pressão atmosférica normal P1 atua sobre o menisco e a piscina de água livre. Devido a pressão sob o menisco P2 ser menor que a pressão na piscina de água livre, a água é empurrada pelo tubo capilar. A água subirá pelo tubo até que o menisco alcance uma altura h , no qual o peso da água no tubo equilibre a diferença de pressão P2-P1. Nesta condição, as forças empurrando a água no tubo estarão em equilíbrio com as forças que a puxa para baixo.

As forças ascendentes são determinadas pelo produto da tensão superficial T , o comprimento da superfície de contato entre o tubo e o menisco (*circunferência* do tubo = $2\pi r$) e o componente ascendente dessa força ($\cos \alpha$).

As forças descendentes são determinadas pelo produto da densidade da água d , o volume da água acima da superfície livre $h\pi r^2$, e a aceleração da gravidade g .

Deste modo, quando a ascensão capilar cessa, podemos igualar:

Forças ascendentes = Forças descendentes

$$T \times 2\pi r \times \cos \alpha = d \times h \times \pi r^2 \times g$$

Note que se o raio do tubo fosse feito com a metade da largura ($0,5r$), a força de ascensão atuante seria reduzida à metade, mas as forças descendentes seriam 0,25 vezes maiores [$(0,5r)^2 = 0,5r \times 0,5r = 0,25r^2$], assim, a altura de ascensão seria duas vezes maior quando as forças entrarem em equilíbrio novamente. Aqui está a razão pela qual a ascensão capilar é maior em tubos de menor diâmetro. A equação de equilíbrio entre as forças atuando de forma ascendente e descendente pode ser matematicamente rearranjada para obter uma equação descrevendo a altura da ascensão capilar:

$$h = 2 T \cos \alpha / rdg$$

A maioria das interações entre água e sólidos nos solos são do tipo hidrofílica como mostrada na Figura 2.4a e c. A atração entre água e superfície das partículas do solo é normalmente tão forte que o ângulo de contato é muito próximo a zero, fazendo com que o cosseno seja 1. O $\cos \alpha$ pode então ser ignorado sob tais circunstâncias. Os outros três fatores que afetam a ascensão capilar (T , d e g) são constantes a uma dada temperatura e podem, portanto, ser combinados em uma única constante. Assim, podemos reescrever a equação simplificada da capilaridade dada na página 176.

$$h \text{ (cm)} = 0,15 \text{ (cm}^2\text{)} / r \text{ (cm)}$$

Como seria de esperar, a ascensão capilar só ocorrerá se o tubo for feito de material hidrofílico. Se um tubo *hidrofóbico* (como um com superfície encerada) é colocado em uma piscina de água, o menisco será convexo e não côncavo para o ar, de modo que a situação se inverteu e *depressão* capilar ao invés de *ascensão* capilar ocorrerá (ver Figura 2.4d). Este é o caso de certas camadas do solo que repelem a água (ver Figura 7.27 e Lâmina 71).

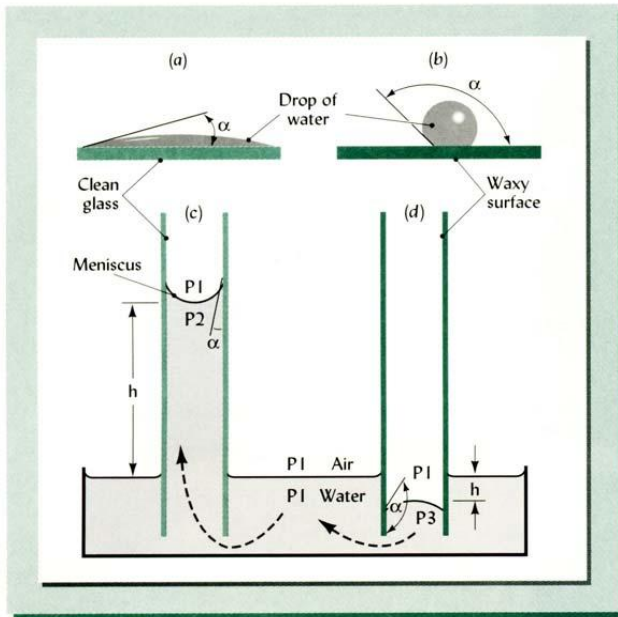


FIGURA 2.4. A interação da água com uma superfície hidrofílica (a, c) ou hidrofóbica (b, d) resulta em um *ângulo de contato* (α) característico. Se a superfície sólida circunda a água como em um tubo, a interface água-ar curva denominada *menisco*, formada devido às forças de adesão e coesão. Quando ar e água se encontram em um menisco curvo, a pressão sobre o lado convexo da curvatura é menor que sobre o lado côncavo. (c) A ascensão capilar ocorre em um tubo hidrofílico fino (por exemplo, vidro) porque a pressão sob o menisco (P2) é menor que a pressão na água livre. (d) A depressão capilar ocorre se o tubo é hidrofóbico, e o menisco é invertido. (Diagrama cortesia de R. Weil)

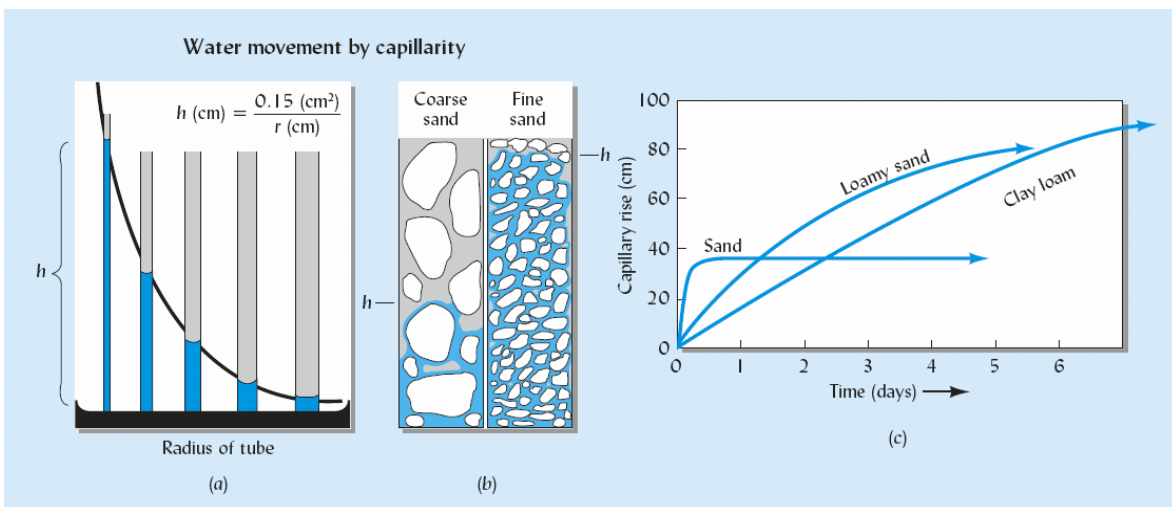


FIGURA 2.5 Movimento capilar ascendente da água através de tubos de diferentes diâmetros e solos com diferentes tamanhos de poros. (a) A equação da capilaridade pode ser esquematizada graficamente para mostrar que a altura de ascensão h duplica quando o raio interno do tubo é reduzido à metade. A mesma relação pode ser demonstrada utilizando tubos de vidro de diferentes tamanhos de diâmetro. (b) O mesmo princípio também relaciona o tamanho dos poros em um solo e a altura da ascensão capilar, mas a ascensão da água no solo é bastante desordenada e irregular devido às formas tortuosas e variabilidade nos tamanhos dos poros do solo (bem como por causa dos bolsões de ar aprisionado). (c) Quanto mais fina a textura do solo, maior a proporção de poros de tamanho pequeno e, portanto, maior a ascensão final da água acima do lençol freático. Entretanto, por causa das maiores forças de atrito nos poros menores, a ascensão capilar é muito mais lenta em solos de textura fina do que na areia. (Diagramas cortesia de R. Weil)

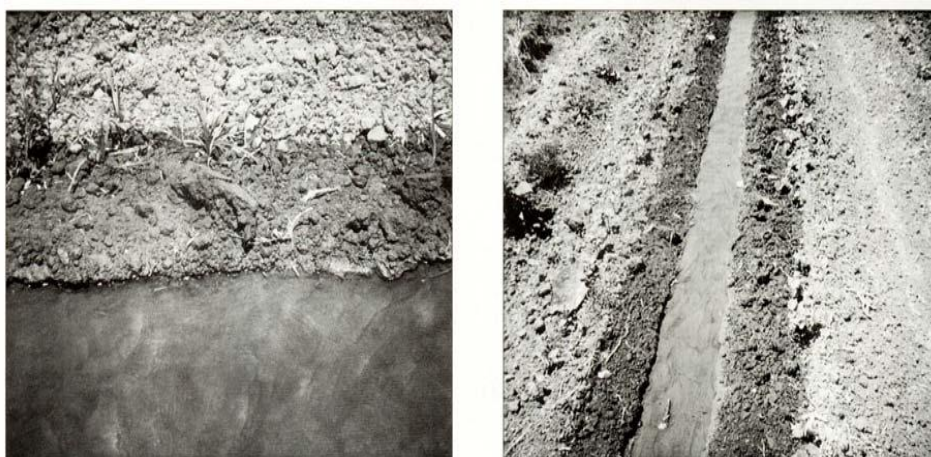


FIGURA 2.6 Nesta área irrigada no Arizona, a água subiu por capilaridade do sulco de irrigação em direção a superfície (*esquerda*), bem como horizontalmente para ambos os lados e se afastando da água de irrigação (*direita*). (Fotos cortesia de N. C. Brady)

2.3 Conceitos de Energia da Água do Solo

A retenção e o movimento da água nos solos, sua absorção e translocação nas plantas, e sua perda para a atmosfera são todos fenômenos relacionados à energia. Diferentes tipos de energia estão envolvidos, incluindo *energia potencial* e *energia cinética*. A energia cinética é certamente um fator importante no fluxo rápido e turbulento da água em um rio, mas o movimento da água nos solos é tão lento que o componente de energia cinética geralmente é insignificante. A energia potencial é a mais importante na determinação do estado e movimento da água no solo. Por razões de simplicidade, neste texto usaremos o termo *energia* para se referir à energia potencial.

Ao considerarmos a energia, devemos ter em mente que todas as substâncias, incluindo a água, tendem à se mover ou mudar de um maior para um menor estado de energia. Portanto, se conhecermos os níveis de energia pertinentes em diferentes pontos no solo, pode-se prever a direção do movimento de água. São as *diferenças* nos níveis de energia entre um local adjacentes a outro que influenciam o movimento da água.

Forças que Afetam a Energia Potencial

A discussão da estrutura e propriedades da água nas seções anteriores sugere três importantes forças afetando o nível de energia da água no solo. Em primeiro lugar, adesão, ou a atração da água pelos sólidos do solo (matriz), proporcionam uma força **mátrica** (responsável pela adsorção e capilaridade) que reduz significativamente o estado de energia da água próximo às superfícies das partículas. Em segundo lugar, a atração da água aos íons e outros solutos, resultando em forças **osmóticas**, tendem a reduzir o estado de energia da água na solução do solo. O movimento osmótico da água pura através de uma membrana semipermeável para uma solução (osmose) é evidência do menor estado de energia da água na solução. A terceira principal força atuando sobre a água no solo é a **gravidade**, que sempre puxa a água para baixo. O nível de energia da água no solo a uma dada elevação no perfil é, portanto, maior do que da água a um nível inferior. Essa diferença no nível de energia faz com que a água flua descendentemente.

Potencial de Água no Solo

A *diferença* no nível de energia da água de um local ou uma condição para outra (por exemplo, entre solo úmido e solo seco) determina a direção e taxa de movimento da água nos solos e nas plantas. Em um solo úmido, a maior parte da água é retida em grandes poros ou como filmes espessos de água envolvendo as partículas. Portanto, a maior parte das moléculas de água em um solo úmido não está muito próxima da superfície das partículas e, assim, não são fortemente retidas pelos sólidos do solo (a matriz). Nessa condição, as moléculas de água possuem considerável liberdade de movimento, então seu nível de energia é próximo ao das moléculas de água em uma piscina de água pura fora do solo. Em um solo seco, entretanto, a água que permanece está localizada nos pequenos poros e em finos filmes de água e, portanto, está fortemente retida pelos sólidos do solo.

Assim, as moléculas de água em um solo seco possuem pouca liberdade de movimento, e o seu nível de energia é muito menor que o da água em solos úmidos. Se amostras de solo úmido e seco são colocadas em contato, a água se movimentará do solo úmido (maior estado de energia) para o solo seco (menor energia).

A determinação do nível de energia absoluta da água no solo é uma tarefa difícil e por vezes, impossível. Felizmente, não é necessário conhecer o nível de energia absoluta da água para ser capaz de prever como será seu movimento nos solos e no ambiente. Os valores relativos de energia da água no solo são tudo o que é necessário. Normalmente, o estado de energia da água no solo em um determinado local no perfil é comparado ao da água pura à pressão e temperatura constantes, sem a influência do solo e localizada em alguma elevação de referência. A *diferença* nos níveis de energia entre a água pura no estado de referência e a água no solo é chamada **potencial de água** no solo (Figura 2.7), o termo *potencial*, como o termo *pressão*, implicando em uma diferença nos estados de energia.

Se todos os valores de potencial de água em consideração têm um ponto de referência comum, (o estado de energia da água pura), as diferenças no potencial de água de duas amostras de solo de fato refletem diferenças em seus níveis de energia absoluta. Isso significa que a água se moverá de uma zona do solo possuindo um alto potencial de água no solo para uma possuindo um menor potencial de água no solo. Este fato deve ser sempre mantido em mente quando pensamos sobre o comportamento da água nos solos.

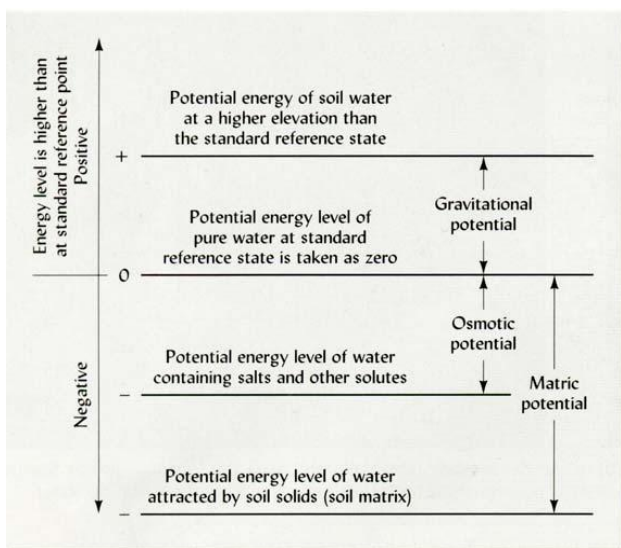


FIGURA 2.7 Relação entre a energia potencial de água pura em um estado de referência padrão (pressão, temperatura, e elevação) e da água no solo. Se a solução no solo contém sais e outros solutos, a atração mútua entre as moléculas de água e estas substâncias químicas reduz a energia potencial de água, o grau de redução sendo chamado de *potencial osmótico*. Do mesmo modo, a atração mútua entre os sólidos do solo (matriz do solo) e as moléculas de água no solo também reduz a energia potencial de água. Neste caso, a redução é chamada *potencial mátrico*. Como estas interações reduzem o nível de energia potencial da água com relação ao da água pura, as mudanças no nível de energia (potencial osmótico e potencial mátrico) são considerados negativos. Por outro lado, diferenças na energia devido à gravidade (*potencial gravitacional*) são sempre positivas, pois a elevação de referência da água pura é proposadamente estabelecida em um local no perfil do solo inferior ao da água no solo. Uma raiz de planta tentando absorver água de um solo úmido teria que superar as três forças simultaneamente.

Diversas forças estão envolvidas no potencial de água no solo, cada uma delas é um componente do **potencial total da água no solo Ψ_t** . Estes componentes são devidos à diferenças nos níveis de energia resultantes das forças gravitacional, mátrica, pressão hidrostática, e osmótica, e são chamados de **potencial gravitacional Ψ_g** , **potencial mátrico Ψ_m** , **potencial de pressão hidrostática Ψ_h** , e **potencial osmótico Ψ_o** , respectivamente. Todos esses componentes agem simultaneamente influenciando o comportamento da água no solo. A relação geral de potencial de água no solo para níveis de energia potencial é mostrado na Figura 2.7 e pode ser expressa como:

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_o + \Psi_h + \dots$$

onde as reticências (...) indicam a possível contribuição de potenciais adicionais ainda não mencionados.

Potencial gravitacional

A força da gravidade atua na água do solo do mesmo modo que em qualquer outro corpo (Figura 2.8), sendo a atração em direção ao centro da Terra. O potencial gravitacional Ψ_g da água do solo pode ser expresso matematicamente como:

$$\Psi_g = gh$$

onde g é a aceleração devido à gravidade e h é a altura da água no solo acima da elevação de referência. A elevação de referência é normalmente escolhida dentro do perfil do solo ou em seu limite inferior para assegurar que o potencial gravitacional da água no solo, acima do ponto de referência, será sempre positivo.

Após chuvas pesadas ou irrigação, a gravidade executa um papel importante na remoção do excesso de

água dos horizontes superiores e no reabastecimento do lençol freático abaixo do perfil de solo. Será dada maior atenção quando o movimento de água no solo for discutido (ver Secção 2.5).

Potencial de Pressão (Incluindo Potencial Hidrostático e Mátrico)

Este componente explica todos os outros efeitos sobre o potencial de água do solo com exceção da gravidade e níveis de soluto. O potencial de pressão geralmente inclui (1) a pressão hidrostática positiva devido ao peso da água em solos saturados e aquíferos, e (2) a pressão negativa devido às forças de atração entre a água e os sólidos do solo ou a matriz do solo³.

A pressão hidrostática dá origem ao que é frequentemente chamado de **potencial hidrostático** Ψ_p , um componente que ocorre apenas para a água em áreas saturadas abaixo do lençol freático. Qualquer pessoa que tenha mergulhado até o fundo de uma piscina já sentiu a pressão hidrostática em seus tímpanos.

A atração da água pelas superfícies sólidas dá origem ao **potencial mátrico** Ψ_m , que é sempre negativo, pois a água atraída à matriz do solo tem um estado de energia menor que o da água pura. (Estas pressões negativas são algumas vezes chamadas de *sucção* ou *tensão*. Se estes termos são usados, estes valores são positivos.) O potencial mátrico ocorre em solos não saturados, acima do lençol freático (Figura 2.9).



FIGURA 2.8 Tanto no aspecto de potencial mátrico, osmótico ou gravitacional (como mostrado aqui), a água sempre se movimenta para onde o estado energético é menor. Neste caso a energia perdida pela água é usada para movimentar a roda de água e moer farinha no histórico moinho de Mabry. (Foto cortesia de R. Weil).

O potencial mátrico Ψ_m , que é resultado das forças adesivas e da capilaridade, influencia a retenção e o movimento de água no solo. Diferenças entre o Ψ_m de duas zonas adjacentes do solo promovem o movimento da água de zonas mais úmidas (alta estado de energia) para as zonas mais secas (baixa estado de energia) ou de poros grandes para poros pequenos. Embora este movimento possa ser lento, ele é extremamente importante no suprimento de água para as raízes das plantas e em aplicações na engenharia.

Potencial Osmótico

O potencial osmótico Ψ_o é atribuído à presença de solutos inorgânicos e orgânicos na solução do solo. Como as moléculas de água se agrupam ao redor dos íons ou moléculas do soluto, a liberdade de movimento (e, portanto, a energia potencial) da água é reduzida. Quanto maior a concentração de solutos, mais o potencial osmótico é reduzido. Como sempre, a água tenderá a se mover para onde o nível de energia for menor, neste caso

³ Além das forças mátricas e hidrostáticas, em algumas situações o peso do solo sobrecarregado e a pressão do ar no solo também contribuem para o potencial total de água no solo.

para a zona de maior concentração de solutos. Entretanto, a água líquida se moverá em resposta a diferenças no potencial osmótico (o processo denominado **osmose**) somente se uma *membrana semipermeável* existir entre as zonas de alto e baixo potencial osmótico, permitindo que a água atravesse, mas *impedindo o movimento do soluto*. Se a membrana não estiver presente, o soluto, ao invés da água, geralmente se move para equilibrar as concentrações. O processo de osmose e a relação entre os componentes mátrico e osmótico do potencial total de água no solo é apresentada na Figura 2.10.

Devido as zonas do solo *não* serem separadas por membranas, o potencial osmótico Ψ_o tem pouco efeito sobre o movimento em massa da água no solo. Seu principal efeito se dá sobre a absorção de água por células das raízes das plantas que *estão* isoladas da solução do solo pelas suas membranas celulares semipermeáveis. Em solos ricos em sais solúveis, o Ψ_o pode ser mais baixo (ter um maior valor negativo) na solução de solo do que nas células das raízes das plantas. Isto leva a restrições na absorção de água pelas plantas. Em solos muito salinos, o potencial osmótico da água no solo pode ser baixo o suficiente para provocar o colapso (plasmólise) das células em plântulas jovens, a medida que a água move das células para uma zona de menor potencial osmótico no solo.

O movimento aleatório das moléculas de água faz com que algumas delas escapem de um volume de água líquida, entrem na atmosfera, e se tornem vapor de água. Uma vez que a presença de solutos restringe o movimento das moléculas, algumas delas escapam para o ar enquanto a concentração de solutos da água líquida é aumentada. Portanto, a pressão de vapor da água é menor no ar sobre água salina do que no ar sobre água pura. Por afetar a pressão de vapor da água, o Ψ_o afeta o movimento de vapor de água nos solos (ver Seção 2.7).

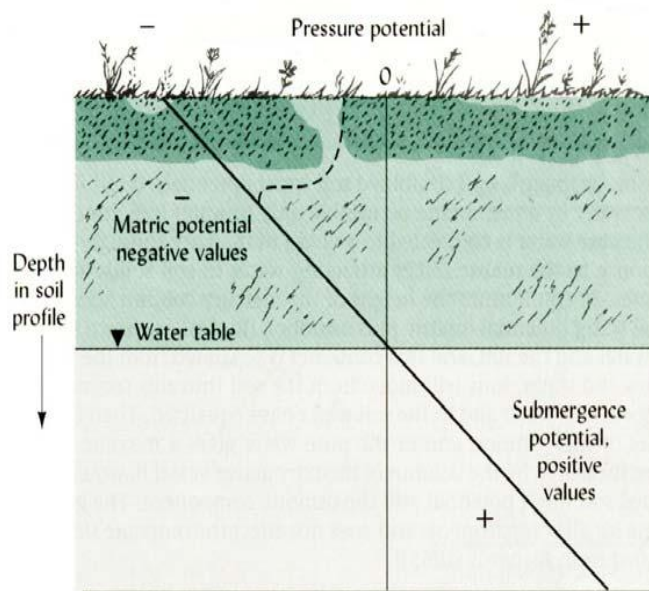


FIGURA 2.9 O potencial mátrico e potencial hidrostático são potenciais de pressão que podem contribuir para o potencial total da água. O potencial mátrico é sempre negativo e o potencial hidrostático é positivo. Quando a água está em um solo não saturado acima do lençol freático (parte superior da zona saturada), está sujeita à influência do potencial mátrico. A água abaixo do lençol freático em solo saturado está sujeita ao potencial hidrostático. No exemplo mostrado aqui, o potencial mátrico decresce linearmente com a elevação acima do lençol freático, significando que a ascensão da água por atração capilar a partir do lençol freático é a única fonte de água neste perfil. Chuva ou irrigação (ver linha pontilhada) alterariam ou curvariam a linha reta, mas não mudariam a relação fundamental descrita.

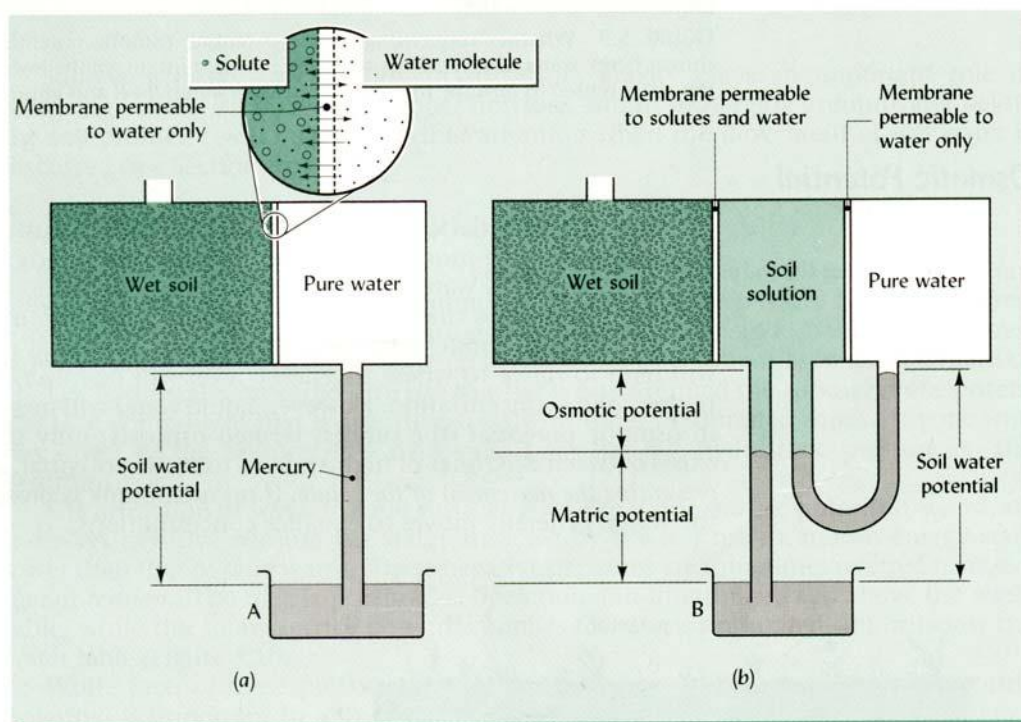


FIGURA 2.10 Relações entre os potencial osmótico, potencial mátrico, e a potenciais da água no solo combinados. (esquerda) Um recipiente com solo separado da água pura por uma membrana permeável apenas à água (veja o detalhe mostrando a osmose através da membrana). A água pura é conectada a uma vasilha de mercúrio através de um tubo. A água se moverá para o solo em resposta as forças mátricas que a atraem a água aos sólidos do solo e as forças osmóticas que atraem a água aos solutos. Em equilíbrio, a altura da coluna de mercúrio acima do nível da vasilha A é a medida dos potenciais da água no solo combinados (mátrico mais osmótico). (Direita) Um segundo recipiente colocado entre a água pura e o solo, e este recipiente é separado do solo por uma fina tela permeável a solutos e água. Os íons se moverão do solo no segundo recipiente até a que concentração de solutos na água e no solo tenha se equilibrado. Então a diferença entre as energias potenciais da solução e da água pura fornece uma medida do *potencial osmótico*. O *potencial mátrico*, como medido pela coluna de mercúrio acima da vasilha B, seria então a diferença entre os potenciais de água no solo combinados e o componente osmótico. O *potencial gravitacional* (não mostrado) é o mesmo para todos os compartimentos e não afeta o resultado já que este movimento de água é na direção horizontal. [Modificado de Richards (1965)]

Métodos de Expressar os Níveis de Energia

Diversas unidades podem ser usadas para expressar diferenças nos níveis de energia da água no solo. Uma delas é a *altura de uma coluna de água* (normalmente em centímetros) cujo peso seja igual ao potencial em análise. Já encontramos essa forma de expressão desde o termo h na equação da capilaridade (Seção 2.2) que nos indica o potencial mátrico da água em um poro capilar. Uma segunda unidade é a pressão *atmosférica* padrão ao nível do mar, que é 760 mm Hg ou 1020 cm de água. Outra unidade, chamada *bar*, aproxima a pressão da atmosfera padrão. A energia pode ser expressa por unidade de massa (**joules kg⁻¹**) ou por unidade de volume (**newtons m⁻²**). No Sistema Internacional de Unidades (SI), 1 Pascal (Pa) equivale a 1 Newton (N) agindo sobre uma área de 1 m². Neste texto será empregado a unidade Pa ou quilopascal (kPa) para expressar o potencial de água no solo. Uma vez que outras publicações podem adotar outras unidades, a Tabela 2.1 é fornecida para mostrar as equivalências entre as formas de expressão do potencial de água no solo.

TABELA 2.1 Equivalentes Aproximados Entre as Expressões do Potencial de Água do Solo e o Diâmetro Equivalente dos Poros Esvaziados.

Altura da coluna de água, cm	Potencial de água no solo, bars	Potencial de água no solo, kPa ^a	Diâmetro equivalente dos p oros esvaziados, μm^b
0	0	0	-
10,2	-0,01	-1	300
102	-0,1	-10	30
306	-0,3	-30	10
1.020	-1	-100	3
15.300	-15	-1.500	0,2
31.700	-31	-3.100	0,97
102.000	-100	-10.000	0,03

^a A unidade quilopascal (kPa) no Sistema Internacional é equivalente a 0,01 bars.

^b O menor poro que pode ser esvaziado pela tensão equivalente é calculado utilizando a Eq. 2.4.

2.4 Conteúdo de Água no Solo e Potencial de Água no Solo

A discussão anterior sugere uma relação inversa entre o conteúdo de água dos solos e a tenacidade com que a água é retida nos solos. Muitos fatores afetam a relação entre o potencial de água no solo Ψ e o teor de umidade θ . Alguns exemplos ilustrarão este ponto.

Umidade do Solo contra Curvas de Energia

A relação entre o potencial de água no solo Ψ e o teor de umidade θ de três solos com diferentes texturas é mostrada na Figura 2.11. Tais curvas são por vezes denominadas *curva característica de retenção de água*, ou simplesmente *curva característica de água*. A ausência de grandes rupturas nas curvas indica um intervalo contínuo de tamanho de poros e, portanto, uma mudança gradual no potencial de água com o aumento do conteúdo de água. O solo argiloso retém muito mais água em um determinado potencial do que o solo franco ou arenoso. Deste modo, em um dado teor de umidade, a água é retida mais tenazmente no solo argiloso do que nos outros dois solos (note que o potencial de água no solo é plotado em escala logarítmica). A quantidade de argila em um solo determina em grande parte a proporção de microporos muito pequenos naquele solo. Como veremos, cerca de metade da água retida por solos argilosos está retida tão fortemente nestes microporos que não pode ser removida por plantas em desenvolvimento. A textura do solo claramente exerce uma grande influência sobre a retenção de umidade no solo.

A estrutura do solo também influencia as relações energia-conteúdo de água no solo. Um solo bem granulado possui mais espaço poroso total e maior capacidade global de retenção de água do que um com granulação pobre ou um que tenha sido compactado. A agregação do solo aumenta especialmente a os poros relativamente grandes entre os agregados (Seção 1.5) na qual a água é retida com baixa tenacidade. Em contrapartida, um solo compactado reterá menos água total, mas é provável que tenha uma maior proporção de poros com tamanho pequeno e médio, que retêm água com maior tenacidade que os grandes poros. Portanto, a estrutura do solo influencia predominantemente o formato da curva característica de água nas porções onde os potenciais estão entre 0 e cerca de 100 kPa. O formato do restante da curva geralmente reflete a influência pela textura do solo.

As curvas características de água no solo na Figura 2.11 possuem grande significado prático para várias medidas de campo e processos. Será útil remeter a estas curvas quando considerarmos os aspectos aplicados do comportamento da água no solo nas seções seguintes.

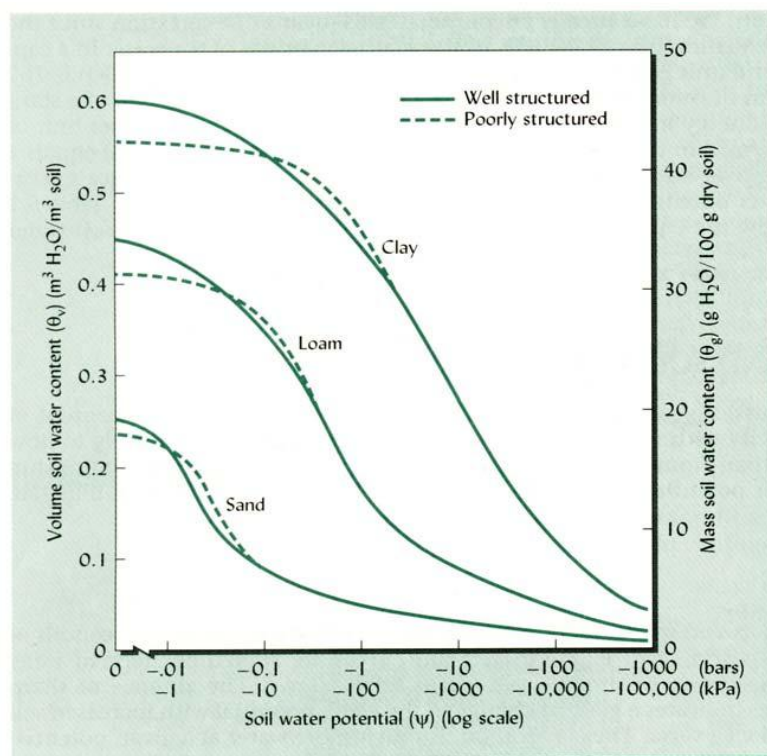


FIGURA 2.11 Curva de potencial de água no solo para três solos minerais representativos. As curvas mostram a relação obtida por uma drenagem lenta de solos completamente saturados. As linhas tracejadas mostram o efeito da compactação ou má agregação. O potencial de água no solo Ψ (que é negativo) é expresso em bars (*escala superior*) e quilopascal (kPa) (*escala inferior*). Note que o potencial de água no solo é plotado em escala logarítmica.

Histerese

A relação entre conteúdo de água no solo e potencial, determinada à medida que o solo seca, será diferente da mesma relação determinada à medida que o solo é reumedecido. Esse fenômeno, conhecido como **histerese**, é ilustrado na Figura 2.12. A histerese é causada por uma série de fatores, incluindo a desuniformidade dos poros do solo. Quando os solos são umedecidos, alguns dos menores poros são contornados, deixando ar aprisionado, o que impede a entrada de água. Alguns dos macroporos em um solo podem estar cercados apenas por microporos, criando um efeito gargalo de garrafa. Neste caso, o macroporo não será drenado até que o potencial mátrico seja baixo o suficiente para esvaziar os poros menores que o cercam (ver Figura 2.12). Também, a expansão e contração das argilas à medida que o solo é seco e reumedecido provoca mudanças na estrutura do solo que afetam as relações entre solo e água. Devido à histerese, é importante saber se o solo está sendo umedecido ou seco, quando propriedades de um solo são comparadas com os de outro.

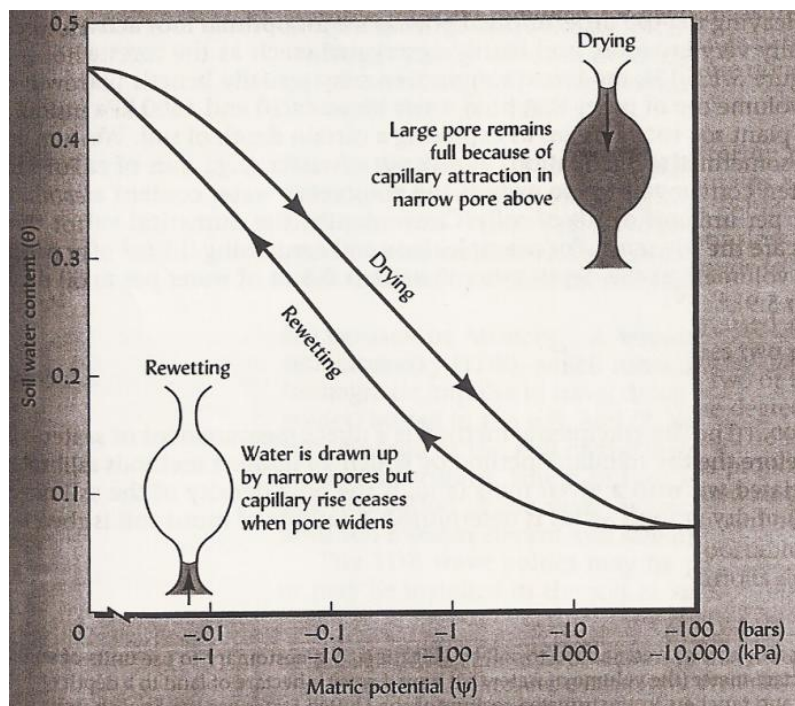


FIGURA 2.12 A relação entre conteúdo de água no solo e potencial mátrico de um solo ao ser seco e então reumedecido. O fenômeno, conhecido como *histerese*, é aparentemente devido a fatores como a desuniformidade de poros individuais do solo, ar aprisionado, e a expansão e contração que podem afetar a estrutura do solo. Os desenhos mostram o efeito da desuniformidade dos poros.

Medidas do Estado de Água no Solo

As curvas características de água no solo, que acabamos de discutir, destaca a importância de fazer dois tipos gerais de medidas de água no solo: a *quantidade* de água presente (conteúdo de água) e o *estado de energia* da água (potencial de água no solo). Para entender ou manejar o suprimento e movimento de água nos solos, é essencial ter informações (medidas diretas ou inferidas) sobre *ambos* os tipos de medidas. Por exemplo, uma medida de potencial de água no solo pode nos dizer se a água se moverá em direção ao lençol freático, mas sem a medida correspondente de conteúdo de água no solo, não saberíamos a possível relevância da contribuição para o lençol freático.

Geralmente, o comportamento da água no solo é mais intimamente relacionado ao estado de energia da água, e não a quantidade de água no solo. Assim, um solo franco argiloso e uma areia franca se encontrarão úmidos e facilmente fornecerão água às plantas quando o Ψ_m é, digamos, -10 kPa. Entretanto, a quantidade de água retida por um solo franco argiloso, e assim o período de tempo que este poderia fornecer água às plantas, seria muito maior neste potencial do que seria o caso da areia franca.

Vamos considerar resumidamente diferentes métodos para realizar cada um destes dois tipos de medida de água no solo. Pesquisadores, gerentes da terra, e engenheiros podem usar uma combinação de vários destes métodos para estudar a armazenagem e movimento da água no solo, no manejo de sistemas de irrigação, e para prever o comportamento físico do solo.

Conteúdo Volumétrico de Água

O **conteúdo volumétrico de água** θ_v é definido como o volume de água associado a um determinado volume (normalmente 1 m^3) de solo seco (ver Figura 2.11). Uma expressão comparável é o **conteúdo em massa de água** θ_m , ou a massa de água associada a uma determinada massa (normalmente 1 kg) de solo seco. Ambas as expressões têm vantagens para diferentes usos. Na maioria dos casos usaremos o conteúdo volumétrico de água θ_v neste texto.

Como a compactação reduz a porosidade total, também aumenta o θ_v (assumindo um determinado θ_m), portanto, frequentemente deixa pouco espaço poroso preenchido com ar para a atividade ideal das raízes. No entanto, se um solo está inicialmente muito solto e altamente agregado (tais como os horizontes A de florestas descritos na Figura 2.13), uma compactação moderada pode realmente beneficiar o crescimento de plantas por aumentar o volume de poros que retêm água entre 10 e 1500 kPa de tensão.

Nós consideramos que o sistema radicular das plantas explora certa profundidade do solo. Nós medimos a precipitação (e às vezes irrigação) como uma altura de água (por exemplo, mm de chuva). Por tais razões, geralmente é conveniente expressar o conteúdo volumétrico de água como uma *razão de altura* (altura de água por unidade de profundidade do solo). Convenientemente, os valores numéricos para estas duas expressões são os mesmos. Por exemplo, para um solo contendo $0,1 \text{ m}^3$ de água por m^3 de solo (10 % em volume) a razão de altura de água é $0,1 \text{ m}$ de água por metro de profundidade de solo (ver também Seção 2.9).⁴

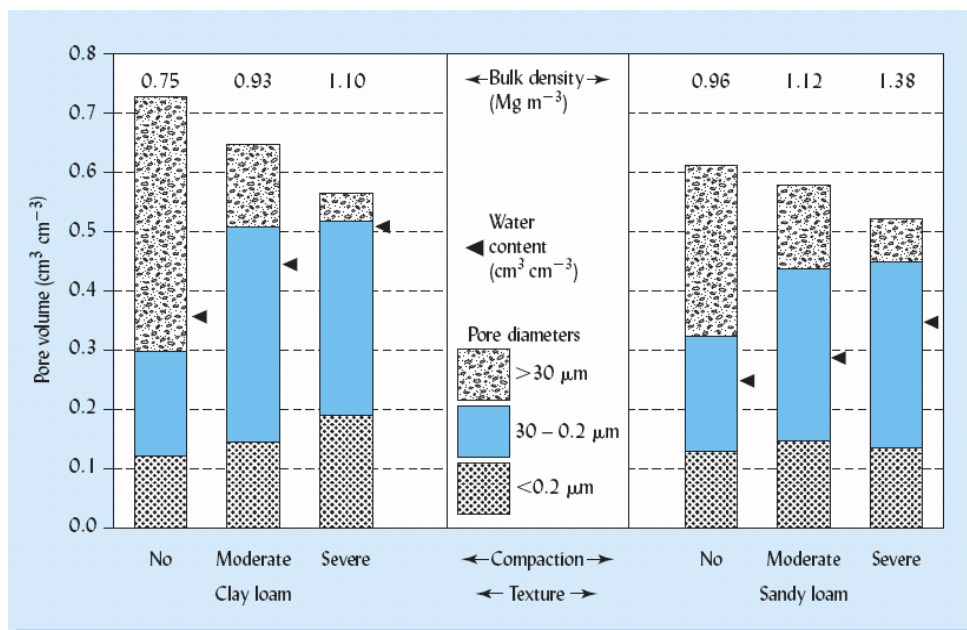


FIGURA 2.13 A compactação de dois solos diminui a porosidade total, principalmente pela conversão dos poros maiores (normalmente cheia de ar) em poros menores que prendem a água com mais força. Estes horizontes A de solos com floresta estavam inicialmente tão soltos que uma compactação moderada beneficiaria as plantas pelo aumento do volume de água retido pelos poros de $0,2$ a $30 \mu\text{m}$. Por outro lado, a água originalmente no solo não compactado, ocupa a maior percentagem (indica cm de água por cm de solo) do volume de poros quando o solo está compactado, possivelmente levando a condições de água quase saturada. Por exemplo, aqui o solo franco argiloso com compactação severa contém $0,52 \text{ cm}^3$ de água, mas apenas $0,04 \text{ cm}^3$ de ar por cm^3 de solo, inferior ao $0,10 \text{ cm}^3$ de ar por cm^3 de solo ($\approx 10\%$ porosidade do ar; ver seção 7.2) que se acredita ser o necessário para o bom crescimento da planta. [Adaptado de Shestak e Busse (2005) com permissão da Sociedade de Ciência do Solo da América]

Medição do Conteúdo de Água

Método Gravimétrico - O método gravimétrico é uma medição direta do conteúdo de água no solo e, portanto, é o método padrão pelo qual todos os métodos indiretos são calibrados. A água associada com uma determinada massa (e, se a densidade do solo é conhecida, um determinado volume) de sólidos em solo seco é determinada. Uma amostra de solo úmido é pesada e então seca em uma estufa à temperatura de $105 \text{ }^\circ\text{C}$ por cerca de 24 horas,⁵ e finalmente pesada novamente. A massa perdida representa a água do solo. O Quadro 2.2 fornece exemplos de como θ_v e θ_m podem ser calculados. O método gravimétrico é um método *destrutivo* (uma amostra de solo deve ser removida para cada medida) e não pode ser automatizado, desse modo tornando-o pouco adequado para monitorar mudanças na umidade do solo. Diversos métodos indiretos de medida do conteúdo de água no solo não são destrutivos, são facilmente automatizados, e muito úteis no campo (ver Tabela 2.2).

⁴ Quando se mede quantidades de água adicionada ao solo por irrigação, é comum utilizar unidades de volume como m^3 e hectare-metro (o volume de água que cobriria um hectare de terra a uma profundidade de 1 m). Geralmente, agricultores e pecuaristas nas regiões irrigadas dos Estados Unidos utilizam as unidades inglesas pé³ ou acre-pé (o volume de água necessário para cobrir um acre de terra a uma profundidade de 1 pé).

⁵ O tempo suficiente de secagem deve ser permitido para que o solo pare de perder água e atinja uma massa constante. Para economizar tempo, um forno microondas pode ser utilizado. Uma dúzia de 12 pequenas amostras de solo (cerca de 20 g cada) em beakers de vidro pode ser seca em uma mesa giratória em um forno microondas de 1000 W utilizando três ou mais períodos consecutivos de 3 minutos , mexendo o solo entre os períodos.

QUADRO 2.2 DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO PELO MÉTODO GRAVIMÉTRICO

Os procedimentos para determinação da massa do conteúdo de água θ_m no solo pelo método gravimétrico são relativamente simples. Assumindo que se deseja determinar o conteúdo de água de uma amostra de 100 g de solo úmido. Você seca a amostra em uma estufa mantida à 105 °C e então pesá-la novamente. Assumindo que a massa de solo seco é igual a 70 g, indicando que 30 g de água foram removidas do solo úmido. Expresso em quilogramas, isto é 30 kg de água associados com 70 kg de solo seco.

Uma vez que a massa do conteúdo de água no solo θ_m é geralmente expresso em termos de kg de água associados com 1 kg de solo seco (não 1 kg de solo úmido), pode ser calculada como segue:

$$\frac{30 \text{ kg de água}}{70 \text{ kg de solo seco}} = \frac{x \text{ kg de água}}{1 \text{ kg de solo seco}}$$

$$x = 30/70 = 0,428 \text{ kg de água/kg solo seco} = \theta_m$$

Para calcular o volume do conteúdo de água no solo θ_v , é necessário conhecer a densidade do solo seco, a qual neste caso será assumido como sendo 1,3 Mg m⁻³. Em outras palavras, um metro cúbico deste solo (*quando seco*) tem uma massa de 1300 kg. Dos cálculos acima sabemos que a massa de água associada com estes 1300 kg de solo seco é 0,428 x 1300 ou 556 kg.

Uma vez que 1 m³ de água tem uma massa de 1000 kg, os 556 kg de água ocuparão 556/1000 ou 0,556 m³.

Assim, o volume do conteúdo de água é 0,556 m³ m⁻³ de solo seco:

$$\frac{1300 \text{ kg de solo}}{\text{m}^3 \text{ de solo}} \times \frac{\text{m}^3 \text{ água}}{1000 \text{ kg de água}} \times \frac{0,428 \text{ kg de água}}{\text{kg de solo}} = \frac{0,556 \text{ m}^3 \text{ água}}{\text{m}^3 \text{ de solo}}$$

Assumindo um solo que não expanda quando úmido, a relação entre a massa e o volume do conteúdo de água pode ser expressa como:

$$\theta_v = D_s \times \theta_m$$

TABELA 2.2 Alguns Métodos para Medição da Água no Solo

Mais que um método pode ser necessário para abranger toda a faixa de condições de umidade do solo.

Método	Medidas de água no solo		Amplitude útil (kPa)	Utilização		Comentários
	Conteúdo	Potencial		Campo	Labortório	
1. Gravimétrico	x		0 a < -10.000		x	Amostragem destrutiva; lenta (1 a 2 dias) exceto com utilização de microondas. Método padrão para calibração.
2. Dispersão de nêutrons	x		0 a < -1.500	x		Necessita licença para o uso; equipamento caro; apresenta deficiências em solos com alto teor de matéria orgânica; requer tudo de acesso.
3. Reflectometria no domínio do tempo (TDR)	x		0 a < -10.000	x	x	Pode ser automatizado; precisão de ± 1 a 2 % no conteúdo volumétrico de água; solos muito arenosos e salinos necessitam de calibração; requer guia de ondas; instrumento caro.
4. Sensores de capacitância	x		0 a < -1.500	x		Pode ser automatizado; precisão de ± 2 a 4 % no conteúdo volumétrico de água; precisa de calibração em areia e solos salinos; sensores e instrumento de gravação simples e baratos.
5. Blocos de resistência elétrica		x	-90 a < -1.500	x		Pode ser automatizado; não é sensível a conteúdos de umidade próximos ao ótimo para as plantas; pode necessitar ser calibrado.
6. Tensiômetro		x	0 a -85	x		Pode ser automatizado; precisão de $\pm 0,1$ a 1 kPa; faixa limitada; barato; necessita de manutenção periódica para adicionar água.
7. Psicrômetro		x	50 a < -10.000	x	x	Razoavelmente caro; ampla faixa de leitura; precisão de ± 50 kPa.
8. Câmara de pressão		x	50 a < -10.000		x	Utilizado em conjunto com o método gravimétrico para a construção da curva característica de água no solo.
9. Mesa de tensão		x	0 a -50		x	Utilizado em conjunto com o método gravimétrico para a construção da curva característica de água no solo.

Dispersão de Nêutrons - Uma sonda de **dispersão de nêutrons**, que é baixada no solo através de um tubo de acesso previamente instalado, contém uma fonte de nêutrons rápidos e um detector de nêutrons lentos. Quando os nêutrons rápidos colidem com os átomos de hidrogênio (a maioria dos quais são parte das moléculas de água), os nêutrons desaceleram e dispersam. O número de nêutrons lentos medidos por um detector corresponde ao conteúdo de água do solo (ver Tabela 2.2).

Métodos Eletromagnéticos - Um método eletromagnético amplamente utilizado é a **reflectometria no domínio do tempo** (TDR), que mede dois parâmetros: (1) o tempo que leva para um impulso eletromagnético percorrer duas ou três hastes de transmissão paralelas (guia as ondas), enterradas no solo, e (2) o grau de dissipação do impulso quando eles colidem com o solo no final das linhas. O tempo de trânsito está relacionado à constante dielétrica aparente do solo, que por sua vez, é proporcional à quantidade de água no solo. A dissipação dos sinais está relacionada ao nível de sais na solução do solo. Assim, o *teor de umidade* do solo e a *salinidade* podem ser medidos utilizando o TDR.

As guias das ondas do TDR podem ser portáteis (inseridas no solo para cada leitura) ou podem ser instaladas no solo em várias profundidades e conectadas por fios a um medidor ou registrador de dados. O aparelho TDR incorpora componentes eletrônicos sofisticados e programas de computador capazes de medir e interpretar mudanças de voltagem em minutos e mais precisas em intervalos de tempo de picosegundos (Figura 2.14). Embora muito caro, o aparelho TDR pode ser utilizado (sem calibração repetida) na maioria dos tipos de solos para obter leituras precisas para uma ampla faixa de conteúdos de umidade.



FIGURA 2.14 Medida instrumental do conteúdo de água no solo utilizando a reflectometria no domínio do tempo (TDR). O instrumento envia um pulso de energia eletromagnética abaixo de duas hastes de metal paralelas do guia de ondas que o cientista de solo está empurrando no solo (*foto inserida*). O instrumento TDR faz medições precisas, na ordem de picossegundos, na velocidade com que os pulsos se deslocam abaixo das hastes, uma velocidade influenciada pela natureza do solo circundante. Microprocessadores no instrumento analisam os padrões de onda gerados e calculam a constante dielétrica aparente do solo. Como a constante dielétrica de um solo é influenciada principalmente pelo seu conteúdo de água, o instrumento pode precisamente converter estas medidas em conteúdo volumétrico de água no solo. (Foto cortesia de R. Weil)

Métodos de Capacitância - Medindo a taxa de mudança de voltagem ao longo de uma fina haste metálica, um sensor de capacitância determina a constante dielétrica do solo em que está embutido. Por causa da constante dielétrica da água (~80) ser muito maior que os solos minerais (~4) ou ar (~1), variações nas medidas da constante dielétrica são principalmente devido a variações na umidade volumétrica do solo. Os sensores de capacitância são menos caros que as sondas de nêutrons ou TDR e mais simples para usar. Eles também não usam radiações perigosas (como faz a sonda de nêutrons). Os sensores normalmente apresentam uma precisão de 3 a 5%, mas mudanças na temperatura e salinidade, bem como espaços de ar que ocorrem em solos muito arenosos ou cascalhentos, podem requerer uma calibração especial da sonda.

Medida dos Potenciais de Água no Solo

Tensiômetros - A tenacidade com que a água está atraída às partículas do solo é uma expressão do potencial mátrico da água Ψ_m . **Tensiômetros** de campo (Figura 2.15) medem esta atração ou *tensão*. O tensiômetro é basicamente um tubo preenchido com água fechado em sua base com uma placa porosa de cerâmica e com sua extremidade superior com uma vedação hermética. Uma vez colocado no solo, a água no tensiômetro se move através da placa porosa em direção ao solo até que o potencial de água no tensiômetro seja o mesmo que o potencial mátrico da água no solo. À medida que a água é retirada do tensiômetro, um vácuo se desenvolve sob a vedação da extremidade superior, que pode ser medido por um manômetro ou um transdutor eletrônico. Se chuva ou irrigação reumedecer o solo, a água entrará no tensiômetro através da placa porosa, reduzindo o vácuo ou a tensão registrada pelo medidor.

Tensiômetros são utilizados entre potenciais de 0 a -85 kPa, uma faixa que inclui metade ou mais da água armazenada na maioria dos solos. Tensiômetros de laboratório, chamados **mesas de tensão**, operam em uma faixa similar de potenciais. Quando o solo seca além de -80 a -85 kPa, os tensiômetros falham porque o ar é puxado através dos poros de cerâmica, aliviando o vácuo. Um interruptor de solenóide pode ser adaptado a um tensiômetro de campo a fim de controlar automaticamente um sistema de irrigação.

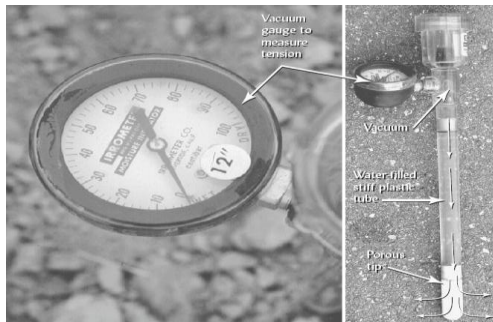


FIGURA 2.15 Tensiômetro usado para determinar o potencial de água no campo. A vista lateral (*direita*) mostra todo o instrumento. O tubo é preenchido com água através da rosca externa na parte superior. Uma vez que o instrumento esteja hermeticamente fechado, a ponta branca porosa e a parte inferior do tubo plástico são inseridas em um buraco com encaixe confortável no solo. O manômetro (*perto, esquerda*) indicará diretamente a tensão ou potencial negativo gerado a medida que o solo puxa a água para fora (*setas curvas*) através da ponta porosa. Note que a escala vai até apenas 100 centibars (=100 kPa) de tensão no mais seco. (Fotos cortesia de R. Weil)

Psicrômetro - Uma vez que as raízes das plantas devem superar as forças mátricas e osmóticas quando absorvem água do solo, há as vezes a necessidade de um aparelho que meça ambas. A umidade relativa do ar do solo é afetada pelas forças mátricas e osmóticas, as quais limitam a fuga de moléculas de água no estado líquido.

Em um psicrômetro de par termo elétrico, a voltagem gerada pela evaporação da gota de água é convertida em uma leitura de potencial de água no solo ($\Psi_m + \Psi_o$). O psicrômetro é mais útil em solos relativamente secos no qual imprecisões de ± 50 kPa envolve quantidades desprezíveis de água.

Câmara de pressão - Uma câmara de membrana de pressão (Figura 5.16) é utilizada para sujeitar o solo a potenciais mátricos tão baixos quanto -10.000 kPa. Após a aplicação de um potencial mátrico específico a um conjunto de amostras de solo, seu conteúdo de água no solo é determinado gravimetricamente. Esta importante ferramenta de laboratório torna possível medidas precisas do conteúdo de água, em uma ampla faixa de potenciais mátricos, em um tempo relativamente curto. Ela é usada em conjunto com a mesa de tensão, para obter de dados para construir as curvas características de água no solo como mostrado na Figura 2.11.

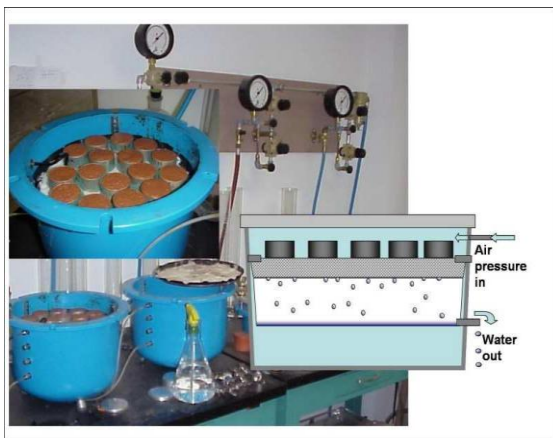


FIGURA 2.16 Câmara de pressão usada para determinar a relação entre o conteúdo de água e o potencial mátrico nos solos. Uma fonte exterior de gás cria uma pressão dentro da câmara selada. A água é forçada a sair do solo através de uma placa porosa (*ver diagrama inserido*) em uma célula na pressão atmosférica. A foto inserida (*superior esquerda*) mostra a vista superior de amostras de solo contidas em anéis metálicos situados na placa porosa antes de parafusar a tampa. A pressão aplicada quando o fluxo descendente de água cessa reflete o potencial de água no solo. Este equipamento medirá valores de potenciais muito mais baixos (solos mais secos) do que os tensiômetros ou placas de tensão. (Fotos e diagramas cortesia de R. Weil)

Blocos de Resistência Elétrica - Os blocos de resistência elétrica são feitos de gesso poroso, nylon, ou fibra de vidro, devidamente incorporadas com eletrodos. Quando colocados em solos úmidos, os blocos absorvem água em proporção ao conteúdo de água no solo. A resistência ao fluxo de eletricidade entre os eletrodos incorporados decresce proporcionalmente (Figura 2.17). Estes dispositivos devem ser calibrados para cada solo e a precisão e amplitude da medida do teor de umidade do solo é limitada (Tabela 2.2). Entretanto, eles são de baixo custo e podem ser utilizados para medidas aproximadas no teor de umidade do solo durante uma ou mais épocas de cultivo. É possível conectá-los a registradores de dados ou aparelhos eletrônicos para que sistemas de irrigação possam ser ativados e desativados automaticamente em níveis de umidade do solo pré estabelecidos.



FIGURA 2.17 Uma vista em corte de um solo mostrando um bloco de resistência elétrica de gesso instalado a cerca de 45 cm abaixo da superfície do solo. Fios finos conectam os blocos a superfície, onde eles podem ser conectados a um medidor de resistência especial. Na inserção, outro bloco de gesso foi quebrado e aberto para revelar dois cilindros concêntricos de metal que servem como eletrodos, entre os quais gessos umedecidos conduzem uma pequena corrente elétrica. A resistência ao fluxo da corrente é inversamente proporcional a umidade dos blocos de gesso. (Fotos cortesia de R. Weil)

2.5 O Fluxo de Água Líquida no Solo

Três tipos de movimento de água dentro do solo são reconhecidos: (1) fluxo saturado, (2) fluxo não saturado, e (3) movimento de vapor. Em todos os casos o fluxo de água em resposta a gradientes de energia, com movimento de água de uma zona de maior para uma de menor potencial de água. O *fluxo saturado* ocorre quando os poros do solo estão completamente preenchidos (ou saturados) com água. O *fluxo não saturado* ocorre quando os poros grandes no solo estão preenchidos com ar, deixando apenas os menores poros para reter e transmitir água. O *movimento de vapor* ocorre a medida que as diferenças de pressão de vapor se desenvolvem em solos relativamente secos.

Fluxo Saturado Através do Solo

Sob algumas condições, pelo menos uma parte do perfil do solo pode estar completamente saturada; isto é, todos os poros, grandes e pequenos, estão preenchidos com água. Os horizontes inferiores dos solos mal drenados estão frequentemente saturados, como são partes de solos bem drenados acima de camadas estratificadas de argila. Durante e imediatamente após uma chuva forte ou irrigação, poros nas zonas superiores dos solos frequentemente estão totalmente preenchidos com água.

A quantidade de água por unidade de tempo Q/t que flui através de uma coluna de solo saturado (Figura 2.18) pode ser expressa pela Lei de Darcy, como segue:

$$\frac{Q}{t} = AK_{\text{sat}} \frac{\Delta\Psi}{L}$$

onde A é a área transversal da coluna através da qual a água flui, K_{sat} é a **condutividade hidráulica saturada**, $\Delta\Psi$ é a mudança no potencial de água entre as extremidades da coluna (por exemplo, $\Psi_1 - \Psi_2$), e L é o comprimento da coluna. Para uma determinada coluna, a taxa de fluxo, é determinada pela facilidade com que o solo conduza água (K_{sat}) e a quantidade de força de condução da água, ou seja, o **gradiente de potencial de água** $\Delta\Psi/L$. Para fluxo saturado, esta força também pode ser chamada de **gradiente hidráulico**. Por analogia, o bombeamento de água através de uma mangueira de jardim, com K_{sat} representando o tamanho da mangueira (a água flui mais rapidamente através de uma mangueira mais larga) e $\Delta\Psi/L$ representando o tamanho da bomba que impulsiona a água através da mangueira.

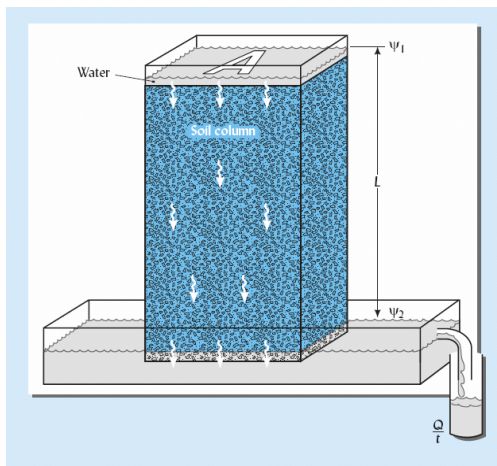


FIGURA 2.18 Fluxo saturado (percolação) em uma coluna de solo com área transversal A , cm^2 . Todos os poros do solo são preenchidos com água. No canto inferior direito, a água é mostrada fluindo dentro de um recipiente para indicar que a água está realmente se movendo para baixo na coluna. A força motriz da água através do solo é o gradiente de potencial da água, $\Psi_1 - \Psi_2/L$, onde ambos os potenciais de água e comprimento são expressos em cm (ver Tabela 2.1). Se medirmos a quantidade de água fluindo para fora Q/t em $\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pode-se reorganizar a lei de Darcy (da página 191) para calcular a condutividade hidráulica saturada do solo K_{sat} em $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ como:

$$K_{\text{sat}} = \frac{Q}{A \cdot t} \frac{L}{\Psi_1 - \Psi_2} \quad (2.9)$$

Lembrando que os mesmos princípios aplicados onde o gradiente de potencial da água move a água na direção horizontal.

As unidades em que K_{sat} é medida são comprimento/tempo, tipicamente cm/s ou cm/h . O K_{sat} é uma importante propriedade que ajuda a determinar o desempenho de um solo ou material do solo em usos como terras agrícolas irrigadas, material de cobertura de aterros sanitários, revestimento de lagoas para armazenagem de águas residuais, e área de descarga de fossa séptica (Tabela 2.3).

Não se deve deduzir a partir da Figura 2.18 que o fluxo saturado ocorre apenas abaixo do perfil. As forças hidráulicas também podem causar fluxo horizontal e até mesmo para cima, como ocorre quando os lençóis freáticos se elevam sob um fluxo de água (ver Seção 6.6). A taxa de tal fluxo geralmente não é tão rápida, entretanto, uma vez que a força da gravidade não ajuda no fluxo horizontal e dificulta o fluxo ascendente. O fluxo horizontal e descendente está ilustrado na Figura 2.19, que registra o fluxo de água de um sulco de irrigação em dois solos, um franco arenoso e um franco argiloso. A água moveu para baixo muito mais rapidamente no solo franco arenoso que no solo franco argiloso. Por outro lado, o movimento horizontal (que seria em grande parte pelo fluxo não saturado) foi muito mais evidente no solo franco argiloso.

TABELA 2.3 Alguns Valores Aproximados de Condutividade Hidráulica Saturada (em Várias Unidades) e Interpretações para Uso do Solo.

$K_{\text{sat}}, \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$	$K_{\text{sat}}, \text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$	$K_{\text{sat}}, \text{in} \cdot \text{h}^{-1}$	Comentários
1×10^{-2}	36	14	Típico de areia de praia.
5×10^{-3}	18	7	Típico de solos muito arenosos, muito rápida para filtrar efetivamente os poluentes na água residual.
5×10^{-4}	1,8	0,7	Típico de solos de permeabilidade moderada, K_{sat} entre $1,0$ e $15 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ considerado adequado para a maioria dos solos agrícolas, de recreação, e usos urbanos que pedem boa drenagem.
5×10^{-5}	0,18	0,07	Típico de solos de textura fina, compactados, or mal estruturados. Muito lenta para o funcionamento adequado nos campos de drenagem de fossa séptica, maioria dos solos de irrigação, e muito usos de recreação, como parquinhos.
$<1 \times 10^{-8}$	$<3,6 \times 10^{-5}$	$<1,4 \times 10^{-5}$	Extremamente lenta; típico de argilas compactadas. K_{sat} de 10^{-5} a $10^{-8} \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$ podem ser requeridas quando um material quase impermeável é necessário, como em tanques de água residual ou cobertura de aterros.

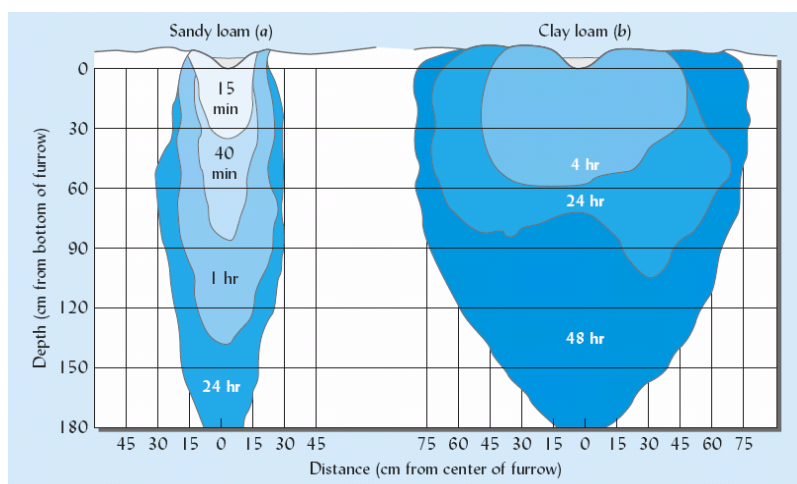


FIGURA 2.19 Taxas comparativas do movimento da água de irrigação em um solo franco arenoso e um franco argiloso. Observe a taxa muito mais rápida de movimento no solo franco arenoso, especialmente em um sentido descendente. [redesenhado de Cooney e Peterson (1955)]

Fatores Influenciando a Condutividade Hidráulica de Solos Saturados

Macroporos - Qualquer fator afetando o tamanho e a configuração dos poros do solo influenciará a condutividade hidráulica. A taxa de fluxo total nos poros do solo é proporcional à quarta potência do raio. Assim, o fluxo através de um poro de 1 mm de raio equivale ao existente em 10.000 poros com um raio de 0,1 mm (embora se tenha apenas 100 poros com raio de 0,1 mm para dar a mesma área transversal de um poro com 1 mm de raio). Como resultado, os macroporos (raio maior que 0,08 mm) respondem por quase todo o movimento de água em solos saturados (ver Tabela 2.4). Entretanto, o ar aprisionado em solos umedecidos rapidamente pode bloquear poros e, assim, reduzir a condutividade hidráulica. Da mesma forma, a *interconexão* dos poros é importante à medida que os poros não interconectados são como “ruas sem saída” ao fluxo de água. Os poros vesiculares em certos solos desérticos são exemplos (Lâmina 55).

A presença de bioporos, tais como canais de raízes e buracos de minhocas (tipicamente maiores que 1 mm de raio), têm uma influência marcante na condutividade hidráulica saturada de diferentes horizontes do solo (Tabela 2.5 e Lâmina 81 após a página 000). Já que normalmente possuem mais espaço de macroporos, solos arenosos geralmente possuem maior condutividade saturada que solos de textura mais fina. Da mesma forma, solos com estrutura granular estável conduzem água muito mais rapidamente que aqueles com unidades estruturais instáveis, que se quebram ao ser umedecido. A condutividade saturada dos solos sob vegetação perene é comumente muito maior que áreas onde plantas anuais têm sido cultivadas (Figura 2.20).

Fluxo Preferencial - Os cientistas foram surpreendidos ao encontrar a poluição dos lençóis freáticos, por pesticidas e outras substâncias tóxicas, mais extensa do que seria previsto pelas medidas de condutividade hidráulica tradicionais que assumem uma porosidade uniforme do solo. Aparentemente, solutos (substâncias dissolvidas) são transportados para baixo rapidamente pela água que move através dos grandes macroporos tais como fendas e bioporos, muitas vezes antes da maior parte do solo ser completamente umedecida. Evidências sugerem que este tipo de movimento de água desuniforme, designado como **fluxo preferencial**, aumenta consideravelmente as chances de poluir o lençol freático (ver Figura 2.21).

Macroporos com continuidade abaixo da superfície do solo através do perfil estimula o fluxo preferencial. Os animais escavadores (por exemplo, minhocas, roedores, e insetos) bem como as raízes das plantas deterioradas deixam canais tubulares através do qual a água pode fluir rapidamente. Em solos muito arenosos, os revestimentos orgânicos hidrofóbicos em grãos de areia repelem a água, evitando que ele encharque de maneira uniforme. Onde estes revestimentos estão ausentes ou gastos, a água entra rapidamente e produz “dedos” do rápido umedecimento (ver Lâmina 69, após a página 000). Este “fluxo em dedos” provavelmente é responsável pelas formas semelhantes a dedos do horizonte espódico em alguns perfis do Espodosolo (por exemplo, Figura 3.29 e Lâmina 10). Dedilhados também ocorrem em camadas arenosas estratificadas que estão por baixo de materiais de textura mais fina (ver Seção 2.6).

O fluxo preferencial em solos de textura fina é reforçado pela contração da argila, que deixa fendas abertas e fissuras que podem se estender para horizontes inferiores ao subsolo. Em alguns solos argilosos, a água

da primeira chuva após um período de seca move-se rapidamente ao longo do perfil, levando consigo pesticidas solúveis e nutrientes que podem estar na superfície do solo (Tabela 2.6). Reconhecer que a heterogeneidade de solos no campo conduz a um fluxo preferencial está estimulando um método mais agressivo para controlar a contaminação do lençol freático. Quando agroquímicos e fertilizantes animais são aplicados na superfície do solo, transporte de substâncias químicas e bactérias fecais pelo fluxo preferencial podem ameaçar a saúde humana, bem como a qualidade ambiental.

Tabela 2.4 Número de Macroporos em Três Classes de Solo, sua Proporção de Porosidade do Solo e sua Contribuição ao Fluxo de Água Total em um Campo de Milho no Sul de Portugal.^a

A maior lixiviação da primavera de três pesticidas utilizados ocorreu após a primeira tempestade importante do ano.

	<i>Raio Efetivo do Poro (mm)^b</i>		
	<i>> 0,5</i>	<i>0,5 a 0,25</i>	<i>0,25 a 0,1</i>
	<i>Grande macroporo</i>	<i>Pequeno macroporo^c</i>	
Numero de poros por m²	235	167	2200
% de porosidade efetiva	3,1	" ^u - 2,4 - ^u "	
% de fluxo	88	9	3

^a Os dados dizem respeito aos 30 cm superficiais de um Neossolo Flúvico com uma textura franco siltosa. O milho foi planto em linhas permanentes com irrigação por aspersão e cultivo mínimo.

^b Um infiltrômetro a disco foi usado nas medidas das tensões de 0,3, 0,6, e 1,5 kPa para excluir o fluxo nos poros com diâmetro maior que 0,5, 0,25, e 0,1 mm, respectivamente.

^c Embora o artigo original se refira a estes poros como "mesoporos", usamos o termo "pequenos macroporos", para consistente com o visto na Tabela 1.6.

[Dados calculados de Cameira et al. (2003)]

Tabela 2.5 A Condutividade Hidráulica Saturada K_{sat} e Propriedades Relacionadas de Diversos Horizontes em um Típico Perfil de Argissolo.

Os horizontes superficiais possuem muitos bioporos (principalmente buracos de minhocas), que resultam em altos valores de K_{sat} bem como grande variabilidade entre amostras. A presença de um horizonte B textural rico em argila resulta em redução dos valores de K_{sat} . Aparentemente a maioria dos grandes bioporos neste solo não se entendia abaixo dos 30 cm.

<i>Horizonte</i>	<i>Profundidade, cm</i>	<i>Argila, %</i>	<i>Densidade do solo, Mg.m⁻³</i>	<i>Média de K_{sat}, cm.h⁻¹</i>	<i>Intervalo de valores K_{sat}, cm.h⁻¹</i>
Ap	0-15	12,6	1,42	22,4	0,80-70
E	15-30	11,1	1,44	7,9	0,50-24
E/B	30-45	14,5	1,47	0,93	0,53-1,33
Bt	45-60	22,2	1,4	0,49	0,19-0,79
Bt	60-75	27,2	1,38	0,17	0,07-0,27
Bt	75-90	24,1	1,28	0,04	0,01-0,07

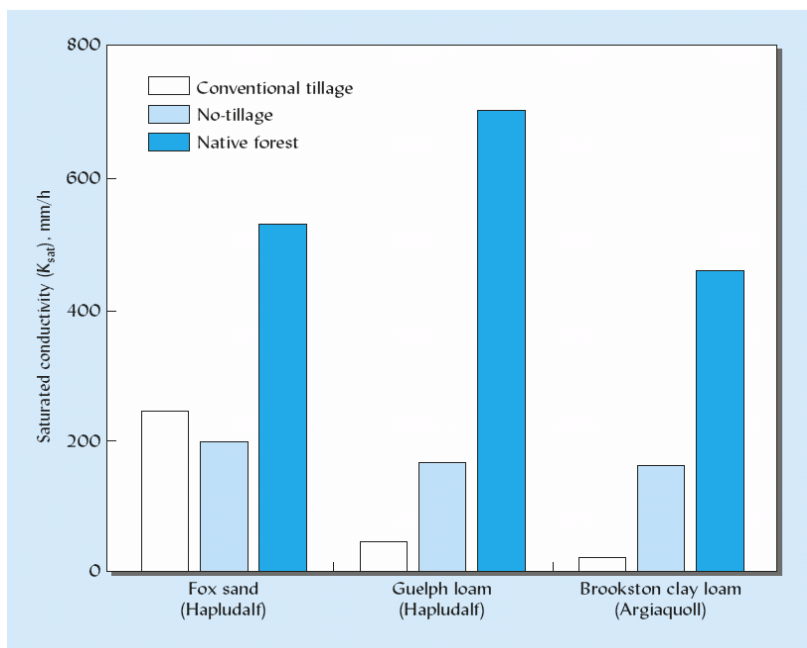


FIGURA 2.20 O efeito do manejo da terra e da textura do solo na condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) de três solos no Canadá. Solos sob bosques nativos apresentaram maiores valores K_{sat} , aparentemente devido a um maior teor de matéria orgânica e de canais de fluxo preferencial providos pelas raízes deterioradas e animais escavadores. Práticas de cultivo tiveram pouco efeito sobre a condutividade na areia, mas em solos de franco e franco argiloso, a condutividade foi mais elevada em locais que o sistema de plantio direto foi utilizado, sugerindo que o plantio direto aumentou a proporção de poros maiores e condutores de água. [Retirado das médias dos três métodos de medição K_{sat} em Reynolds et al. (2000)]

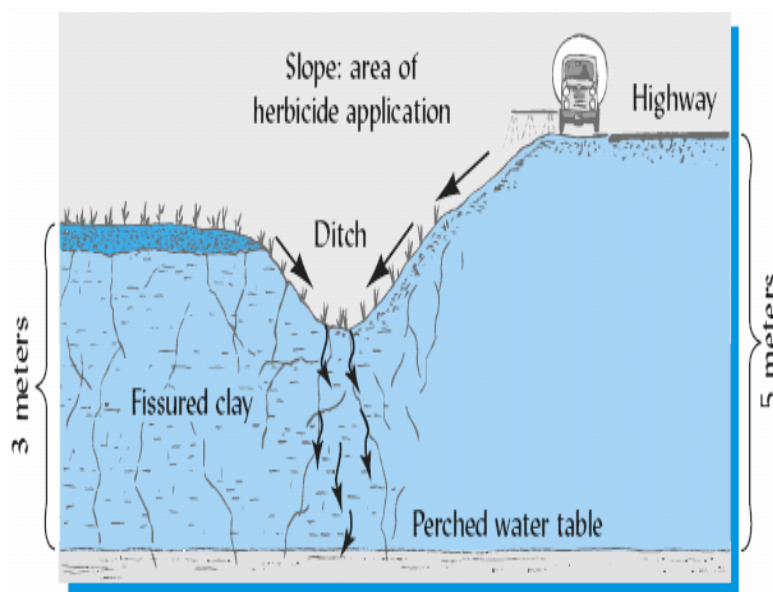


FIGURA 2.21 Uma ilustração do fluxo preferencial da água e pesticidas ascendente para o lençol freático. Um herbicida foi aplicado ao lado de uma estrada (*direita*) com a expectativa de que o movimento descendente para o lençol freático não seria um problema grave, dado que os solos circundantes eram de textura fina e não se espera que permitiriam uma rápida infiltração da substância química. Como a vegetação enraizada profundamente secou o solo, rachaduras largas se formaram pela contração da argila. Por causa dessas rachaduras, a primeira chuva forte, após um período de seca carregou as substâncias químicas para o lençol freático antes que o solo pudesse expandir e fechar as rachaduras. Através das águas subterrâneas, o herbicida poderia passar para córregos próximos. [De DeMartinis e Cooper (1994) com a permissão de Lewis Publishers]

TABELA 2.6 Lixiviação de Pesticidas pelo Fluxo Preferencial em um Argissolo de Lenta Permeabilidade.

A maior lixiviação da primavera de três pesticidas utilizados ocorreu após a primeira tempestade importante do ano.

<i>Substância Química</i>	<i>Lixiviação do Pesticida Aplicado, % (média de 3 anos)</i>		
	<i>Primeira Tempestade</i>	<i>Estação da Primavera</i>	<i>Primeira Tempestade/ Total na Primavera, %</i>
Carbofuran	0,22	0,25	88
Atrazina	0,037	0,053	68
Cianazina	0,02	0,02	100

Fluxo não saturado em Solos

Na maioria das vezes o movimento de água ocorre quando o solo apresenta-se não saturado. Tal movimento ocorre em ambiente mais complicado do que o que caracteriza o fluxo saturado de água. Em solos saturados, praticamente todos os poros são preenchidos com água, embora o movimento da água seja mais rápido nos poros grandes e contínuos. Mas em solos não saturados, estes macroporos estão cheios de ar, deixando apenas os poros mais finos para acomodar o movimento da água. Também, em solos não saturados o conteúdo de água e, por sua vez, a força com que ele é mantido (potencial da água) pode ser altamente variável. Isso influencia a taxa e a direção do movimento e também torna mais difícil a medição do fluxo da água no solo.

Como o caso do movimento saturado da água, a força envolvida no fluxo não saturado é a diferença no potencial hídrico. Agora, porém, a diferença de potencial matricial, não a gravidade, é a principal força atuante. Este gradiente de potencial mátrico é a diferença de potencial entre as áreas úmidas e as áreas mais secas nas proximidades em que a água está se movendo. O movimento será de uma zona de filmes espessos de umidade (potencial mátrico alto, por exemplo, -1 kPa) para uma de filmes finos (potencial mátrico baixo, por exemplo, 100kPa).

Influência da textura. A figura (2.22) mostra a relação entre o potencial mátrico (conteúdo de água) e a condutividade hidráulica de um solo arenoso e outro argiloso. Observe que no potencial zero ou próximo dele (que caracteriza a região de fluxo saturado), a condutividade hidráulica é milhares de vezes maior do que nos potenciais que caracterizam um típico fluxo não saturado (-10 KPa e mais baixo). Em níveis elevados de potencial (conteúdo elevado de água) a condutividade hidráulica é maior na areia do que na argila. O oposto é verdadeiro, em valores baixos de potencial (baixa umidade). Essa relação é esperada porque o solo arenoso contém muitos poros grandes que estão cheios de água quando o potencial é alto (solo bastante úmido), mas a maioria desses são esvaziados com o tempo em que o potencial da água no solo torna-se menor que 10KPa. O solo argiloso tem muitos microporos que estão ainda cheios de água mesmo em baixo potencial (condição de solo seco) e podem participar do fluxo não saturado.

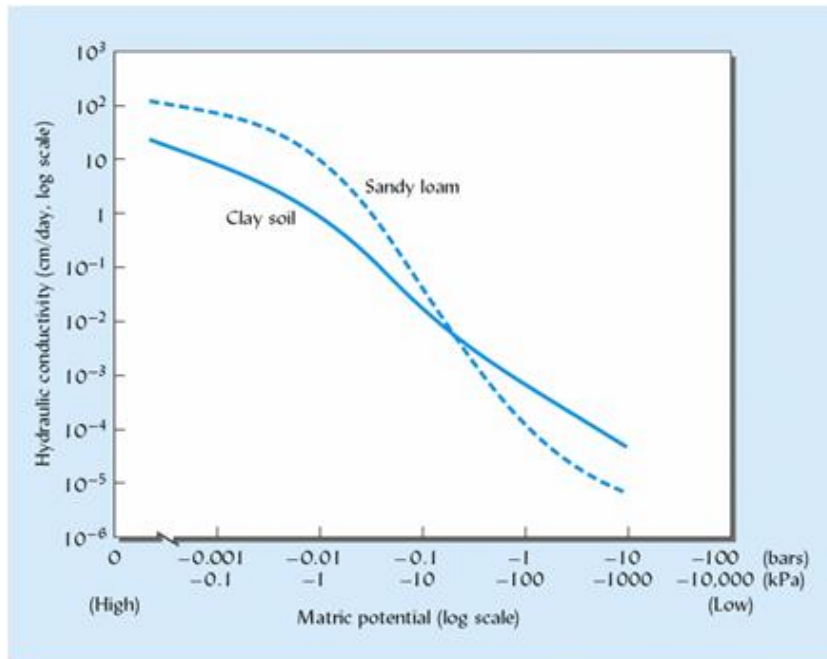


FIGURA 2.22 Relação geral entre condutividade hidráulica e potencial mátrico de um solo arenoso e outro argiloso (escala logarítmica). O fluxo saturado ocorre no potencial zero e próximo a ele, enquanto o fluxo não saturado ocorre no potencial -0,1 bar (-10KPa) e abaixo dele.

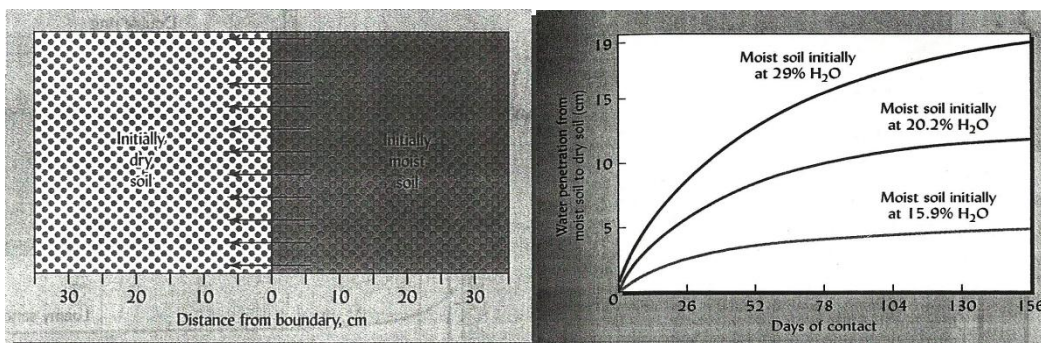


FIGURA 2.23 O movimento da água de um solo mais seco para um úmido (setas). Quanto maior o conteúdo de água inicial do solo mais úmido, maior o gradiente potencial de água entre os dois solos e mais rápido é o movimento de água entre eles (gráfico). O ajuste de umidade entre dois solos pouco úmidos com basicamente o mesmo conteúdo de água será excessivamente lento. (Gardner e Widtsoe, 1921)

A influência da magnitude do gradiente de potencial no movimento da água é ilustrada pela figura 2.23. Medições realizadas em laboratório em três amostras de solo úmido adjacente a um solo seco mostram que quanto maior o teor de água no solo úmido, maior o gradiente de potencial mátrico entre o solo úmido e o solo seco, por sua vez, mais rápido é o fluxo. As curvas tendem a se estabilizar ao longo do tempo à medida que o solo seca, devido à distância entre o solo mais úmido e o menos úmido aumentar, reduzindo o gradiente de potencial $\Delta\Psi/L$.

5.6 Infiltração e percolação

Um caso especial de movimento de água é a entrada livre de água no solo na interface solo-atmosfera. É um processo fundamental do ponto de vista de hidrologia que influencia bastante o regime de umidade para as plantas, o potencial para degradação do solo, escoamento químico e inundações de vales. A fonte de água livre na superfície do solo pode ser de chuva, neve derretida ou irrigação.

Infiltração

O processo pelo qual a água entra no espaço poroso do solo e torna-se água do solo é chamada *infiltração*, e a taxa com essa água infiltra é chamada de taxa de *infiltração* i :

$$i = \frac{Q}{A \times t} \quad 2.10$$

onde Q é o volume de água infiltrada (m^3), A é a área da superfície do solo exposta a infiltração (m^2) e t é o tempo(s). Como m^3 aparece no numerador e m^2 , as unidades de infiltração podem ser simplificadas em $m.s^{-1}$ ou, mais comumente, $cm.h^{-1}$. A taxa de infiltração não é constante ao longo do tempo, mas geralmente diminui durante um evento de chuva ou irrigação. Se o solo estiver muito seco quando a infiltração começar, todos os macroporos abertos na superfície estarão disponíveis para condução de água para dentro do solo. Em solos com argilas tipo expansivas, a taxa de infiltração pode ser particularmente elevada porque a água flui pelas redes de fissuras. No entanto, a medida que prossegue a infiltração muitos macroporos próximos as fissuras são preenchidos e as rachaduras se fecham. A taxa de infiltração diminui drasticamente no início e depois tende a estabilizar-se, permanecendo constante daí em diante. (Figura 2.24).

Determinação. A capacidade de infiltração de um solo pode ser facilmente medida com um simples aparelho conhecido como infiltrômetro de anel duplo. Dois cilindros pesados de metal, um com o diâmetro menor que o outro, são inseridos parcialmente no solo de forma que o menor fica dentro do maior (figura 5.24). Uma camada de gaze é colocada no interior dos anéis para proteger a superfície do solo de perturbações, então a água é despejada no interior dos dois cilindros. A altura da água no cilindro central é gravada periodicamente como a infiltração da água no solo. A água que infiltra no cilindro exterior não é medida, mas garante que o solo circundante será igualmente umedecido e que o movimento de água do cilindro central será principalmente para baixo, e não horizontal.

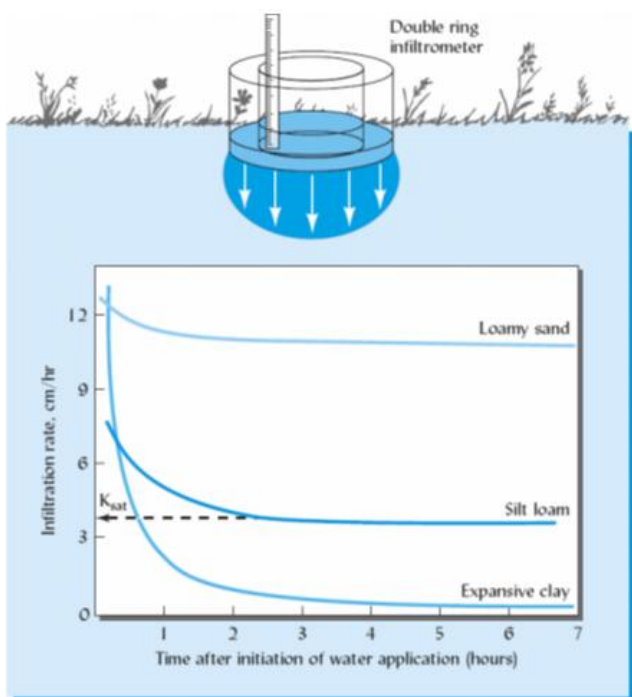


FIGURA 2.24 A taxa potencial de entrada de água no solo, ou capacidade de infiltração pode ser medida pelo registro da diminuição da água no infiltrômetro de anel duplo (superior). Mudanças na taxa de infiltração de diversos solos durante o período de aplicação de água por chuvas ou irrigação são mostradas abaixo. Geralmente a água entra rapidamente em um solo seco, mas a taxa de infiltração diminui quando o solo fica saturado. A diminuição é menor em solos arenosos, com macroporos que não dependem da estabilidade da estrutura e do encolhimento da argila. Ao contrário, um solo com alta quantidade de argilas expansivas pode ter uma taxa de infiltração inicial muito alta, quando as fendas estão abertas, mas uma taxa de infiltração muito baixa quando as argilas expandem fechando as rachaduras. As maiorias dos solos se situam entre esses extremos, exibindo padrão semelhante ao mostrado no solo franco siltoso. A seta tracejada indica o nível de K_{sat} para o solo franco siltoso mostrado. (Cortesia de Weil).

Percolação

A infiltração é um fenômeno transitório que ocorre na superfície do solo. Uma vez que a água infiltra no solo, ela se move para baixo por um processo chamado **percolação**. Tanto o fluxo saturado quanto o não saturado estão envolvidos no movimento da água para baixo no perfil, a taxa de percolação está relacionada com a condutividade hidráulica do solo. No caso da água que infiltra em um solo relativamente seco, o progresso do

movimento da água pode ser observado pela cor escura do solo quando este começa a molhar (figura 2.25). Geralmente aparece uma fronteira nítida, chamada de frente de molhamento entre o solo seco subjacente e o solo já molhado. Durante uma chuva intensa ou irrigação pesada, o movimento da água na superfície do solo ocorre, principalmente, por fluxo saturado em resposta a gravidade. Na frente de molhamento, no entanto, a água está se movendo para o solo mais seco subjacente em resposta tanto a gravidade quanto ao potencial mátrico. Durante uma chuva leve, a infiltração e a percolação podem ocorrer principalmente por fluxo não saturado devido a água ser atraída pelas forças matriciais para os poros finos sem que haja acúmulo na superfície do solo ou nos macroporos.

Movimento da água em solos estratificados

O fato de, na frente de molhamento, a água está se movendo por fluxo não saturado tem implicações importantes no modo como a água de percolação se comporta quando encontra uma mudança brusca no tamanho dos poros, devido a camadas como fragipans, duripans, areias ou cascalhos. Em alguns casos, tal estratificação dos tamanhos dos poros, pode ser criada pelo manejo de solo, como quando resíduos vegetais grosseiros são incorporados a uma camada com arado ou quando uma camada grosseira é colocada sob um solo mais fino em vasos. Em todos os casos, o efeito da percolação da água é semelhante - isto é, o movimento vertical descendente de água é impedido- mesmo que o mecanismo causador possa variar. A camada contrastante atua como uma barreira ao fluxo de água e resulta em níveis muito mais altos de umidade sobre a barreira do que aqueles que seriam normalmente encontrados em solos livremente drenados (Figura 2.26). Não é surpresa que a água percolante deveria desacelerar-se acentuadamente quando alcançasse a camada com poros mais finos, a qual, portanto tem uma menor condutividade hidráulica. Entretanto o fato de que a camada de poros maiores irá temporariamente parar o movimento de água pode não ser óbvio.

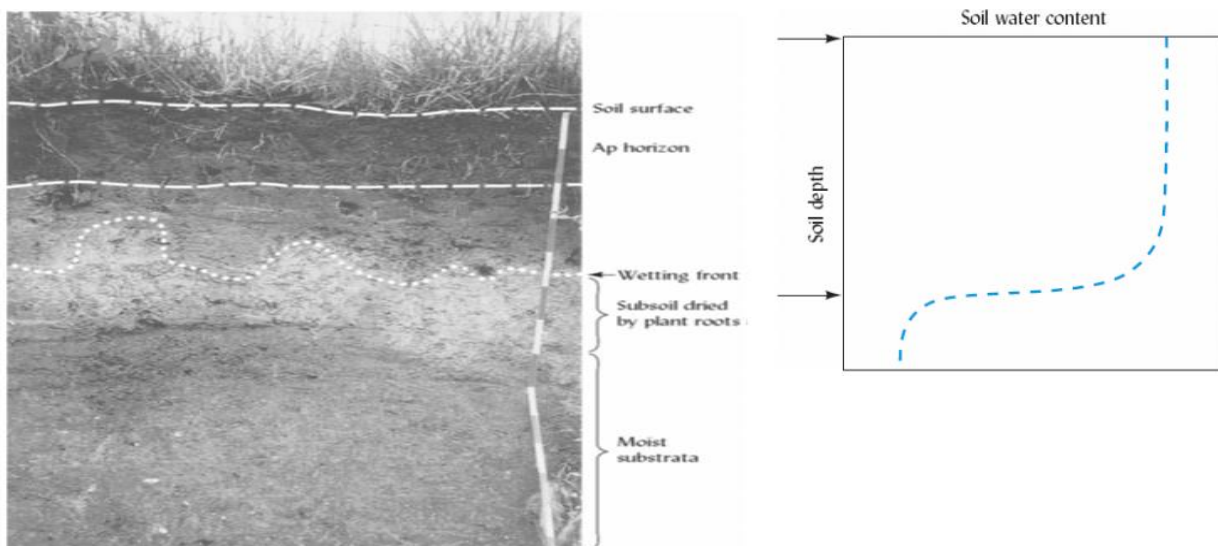


FIGURA 2.25 A frente de molhamento 24hs depois de uma chuva de 5 cm. A remoção de água pelas raízes das plantas tinha secado os primeiros 70 a 80 cm deste perfil de região úmida (Alabama) durante o último período seco de 5 semanas. A fronteira claramente visível resulta, sim, da mudança abrupta no contorno de água na frente de molhamento entre o solo seco, mais claro, e o solo escurecido pela água de percolação. A natureza ondulada da frente de molhamento neste solo de mata de ocorrência natural é a evidência da heterogeneidade do tamanho de poros. O gráfico (a direita) indica como o conteúdo de água no solo decresce ou diminui acentuadamente na frente de molhamento. Escala em intervalo de 10 cm (Cortesia de R.Weil).

Na figura 2.27, a camada de areia grossa esta abaixo de um solo de textura fina. Intuitivamente alguém pode esperar que a camada de areia acelere a percolação de água. Entretanto, a camada de areia mais grossa tem justamente o efeito oposto; esta na verdade impede o fluxo de água. Os macroporos da areia oferecem menos atração à água do que os poros mais finos da camada subjacente. Já que a água sempre se move do maior potencial para o menor potencial (para onde ela será retida mais fortemente), a frente de molhamento pode não se mover rapidamente para dentro da areia. Eventualmente a água que desce irá se acumular acima da camada de areia (se ela não puder se mover lateralmente) e quase satura os poros na interface solo-areia. O potencial matricial da água na frente de molhamento vai diminuir para quase zero ou mesmo se tornar positivo. Uma vez que isso ocorra, a água será tão fracamente retida pelo solo de textura fina que a gravidade ou a pressão hidrostática forçará a água a ir para a camada arenosa.

De forma interessante, a camada de areia grossa em um perfil de solo de textura fina inibiria também a ascensão de água a partir de camadas úmidas do subsolo para a superfície do solo, uma situação que poderia ser ilustrada virando a figura 2.27b de cabeça para baixo. Os poros maiores nessa camada de textura grossa não serão capazes de apoiar o movimento de capilaridade a partir de poros menores em uma camada mais fina. Consequentemente a água ascende por capilaridade até a camada de textura grossa, mas não pode atravessá-la para suprir umidade às camadas suprajacentes. Portanto, as plantas que crescem sobre solos com camadas de cascalho enterrado estão sujeitas a seca já que elas são incapazes de explorar a água das camadas de solo mais baixas. Este princípio também permite que uma camada de cascalho atue como uma barreira para a capilaridade sob uma fundação de laje de concreto para evitar que a água ascenda do solo e através do piso de concreto.

O fato de que camadas com mistura mais grossas (por exemplo: cascalho, areia, materiais orgânicos grosseiros ou fibras geotêxteis) podem dificultar o fluxo de água não saturado ascendente e descendente precisa ser considerado - e pode ser aproveitado - quando se estiver lidando com tais materiais em vasos de plantas, esquema de drenagem de terrenos, ou trabalhos de engenharia. (Ver box 2.3).



FIGURA 2.26 O resultado de camadas de solo com texturas contrastantes. Este solo da Carolina do Norte tem cerca de 50 cm de material argilo-arenoso de planícies costeiras sobre camadas mais profundas de material de textura franco-argilo-siltosa proveniente do Piedmont. Água da chuva rapidamente infiltra nos horizontes superficiais arenosos, mas o seu movimento descendente reduzido nas camadas saturadas próximas a superfície e o comportamento quase que arenoso (foto cortesia do R. Weil).

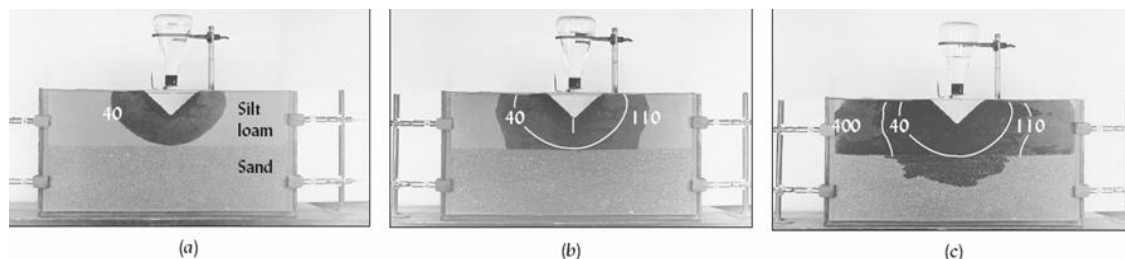


FIGURA 2.27 Movimento descendente de água em solos com camada estratificada de material grosseiro. (a) a água é aplicada na superfície de um solo com textura média. Note que depois de 40mm, o movimento descendente não é maior que o movimento lateral indicando que nesse caso a força da gravidade é insignificante comparado ao gradiente de potencial matricial entre o solo seco e o úmido. (b) o movimento descendente para quando a camada de textura mais grossa é encontrada. Depois de 110 min, não ocorre nenhum movimento em direção a camada arenosa. Os macroporos da areia geram menos atração para a água do que o solo de textura fina logo acima. Somente quando o conteúdo de água (e por sua vez o gradiente de potencial mátrico) for suficientemente aumentado a água se moverá em direção a areia. (c) depois de 400 min o conteúdo de água da camada suprajacente se torna suficientemente alto para dar um potencial de água de cerca de -1 KPa ou mais, e o movimento descendente em direção ao material de textura mais grossa acontece. (Cortesia da foto W.H. Gardner, Washington State University).

QUADRO 5.3 APLICAÇÕES PRÁTICAS DE FLUXO DE ÁGUA NÃO SATURADO

O fluxo de água não saturado é interrompido onde a textura do solo muda abruptamente de relativamente fina pra outra grossa. A água capilar retida fortemente pela atração da matriz nos poros menores de camadas de textura mais fina não podem se mover em direção aos poros maiores da camada subjacente de textura mais grossa se não houver pressão positiva. Isto é, um poro maior não pode "puxar" água a partir de poros menores. Na verdade, o fluxo de água não saturado sempre ocorre na direção inversa, dos poros maiores pros poros menores. A frente de molhamento se movendo para baixo no perfil de solo ao longo dum gradiente de potencial matricial cessa o movimento descendente quando encontra poros muito maiores do que aqueles através dos quais vinha atravessando. Em vez de continuar o movimento descendente, a água se movimentará lateralmente na camada mais fina. Se a água está entrando no sistema mais rapidamente do que a capilaridade lateral pode retirá-la, uma camada de água pode se formar sobre a interface entre as duas camadas.

Este fenômeno é aplicado no planejamento de perfis de solo para campos de golfe. O solo especificado para zona de enraizamento na sentença anterior consiste quase inteiramente de areia com objetivo de promover rápida infiltração de água e de resistir à compactação pelo tráfego de pessoas. Entretanto a água normalmente drena tão rápido através da areia que muito pouco é retido para satisfazer a necessidade de crescimento da grama. Esta situação é remediada até certo ponto construindo-se o local de colocação da grama com uma camada de cascalho sobre a zona arenosa de enraizamento. Os poros maiores do cascalho param temporariamente o movimento descendente de água. A camada de água formada faz com que a camada arenosa retenha mais água do que reteria se não houvesse a camada de cascalho, mas ainda continua permitindo drenagem rápida do excesso de água – quando o acúmulo de pressão positiva permite que a força gravitacionais supera a força mátrica.

O mesmo princípio esta do coração de um modelo proposto para evitar que dejetos nucleares contaminem o lençol de água durante os muitos milhares de anos necessários para os produtos nocivos torne-se inofensivos. Um plano é armazenar as perdas radioativas em contêineres lacrados mantidos em cavernas feitas a partir de rochas profundas dentro da montanha de Yucca, Nevada. Apesar de está localizada no deserto, as rochas da montanha de Yucca contem grandes quantidades de água nos

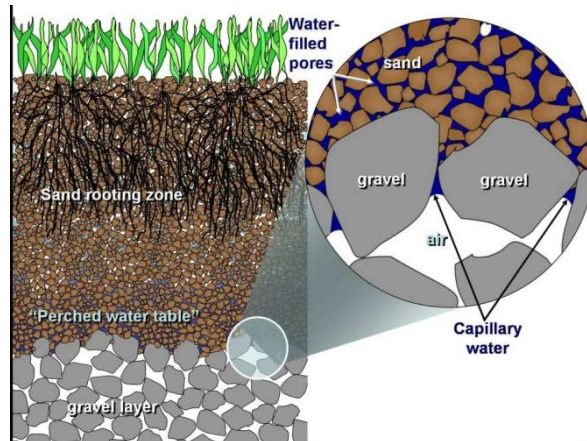


FIGURA 2.28 Uma camada de cascalho sob a colocação da grama é usada para aumentar a água disponível para as raízes das plantas na zona arenosa de enraizamento, enquanto permite rápida drenagem se ocorrer saturação (Cortesia do diagrama de R.Weill)

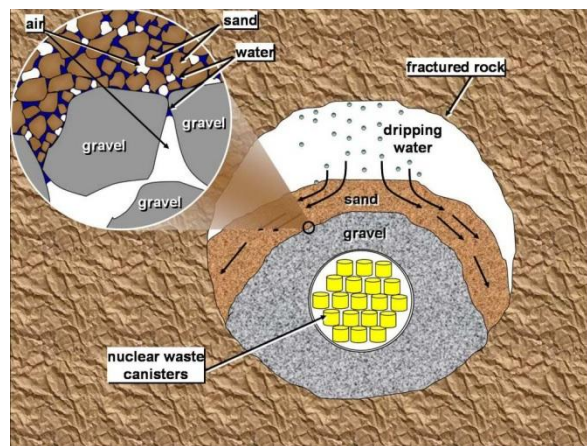


FIGURA 2.29 Uso proposto dos princípios de capilaridade para evitar gotejamento de água a partir dos contêineres de dejetos nucleares tóxicos e corrosivos, dentro da montanha de Yucca em Nevada, portanto protegendo o lençol freático de contaminações ao longo de centenas de milhares de anos. {diagrama baseado em Carter e Pigford (2005)}.

poros e nas fraturas, resultando em gotejamento de água a partir do teto das cavernas de armazenamento. Embora os contêineres para dejetos com geração de calor devam ser tão resistentes à corrosão quanto possível, ninguém acredita que eles iriam permanecer intactos se expostos a umidade de ar por milhares de anos. Para afastar o gotejamento de água, um dossel feito de uma liga metálica especial resistente a corrosão foi planejada. A construção desse dossel sobre os dejetos altamente radioativos seria extremamente difícil e cara, sem garantia nenhuma de que a estrutura não se deterioraria ao longo do milênio. Portanto, uma alternativa mais fácil, mais barata e mais confiável tem sido proposta. Enterrando os contêineres de dejetos sob um monte de primeiro cascalho e depois argila (Figura 5.29) em um sistema estratificado de textura criaria uma barreira capilar para proteger os contêineres. A água gotejada dentro da areia seria retida pelas forças de capilaridade dos poros relativamente pequenos entre os grãos de areia. Assim que a água entra na areia, ela se move por fluxo capilar ao longo do gradiente de potencial matricial. Seu movimento descendente seria interrompido quando alcançasse os poros maiores da camada de cascalho. Os contêineres permaneceriam secos porque tanto os gradientes de potencial matricial quanto a gravidade fariam com que a água da camada arenosa se movesse ao longo da interface curva em vez de ir em direção a camada de cascalho (setas na Figura 2.29)

2.7 Movimento de vapor de água nos solos

Dois tipos de movimento de vapor de água estão associados com solo, interno e externo. O movimento acontece dentro do solo, isto é, nos poros do solo. Movimento externo acontece na superfície do solo, e o vapor de água perdido por evaporação na superfície.

O vapor d'água se move de um ponto para outro do solo em resposta a diferença na pressão de vapor. Portanto, o vapor de água se moverá de um solo úmido onde o ar do solo está quase 100% saturado com vapor de água (alta pressão de vapor) para um solo mais seco onde a pressão de vapor é mais baixa, além disso, vapor d'água se moverá de uma zona com baixa concentração salina para outra com alta concentração salina (por exemplo, em torno de um grão de fertilizante). O sal reduz a pressão de vapor da água e estimula o movimento de água a partir das áreas vizinhas.

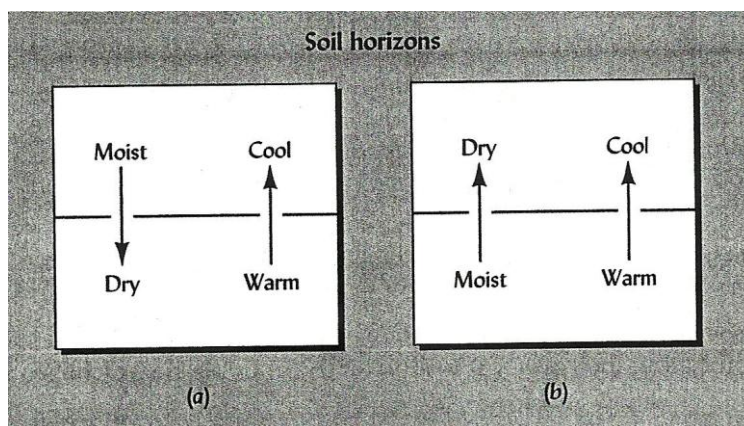


FIGURA 2.30 Tendência de movimento de vapor que podem ser esperadas entre horizontes de solo que se difere em temperatura e umidade. Em (a) as tendências mais ou menos se opõem, mas em (b), elas agem de forma combinada, e transferência considerável de vapor pode ser possível se a água líquida nos capilares do solo não interferir.

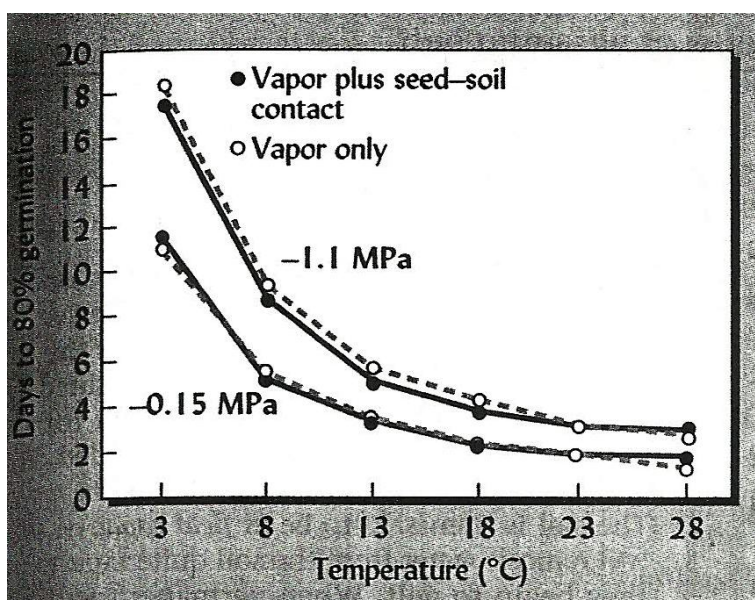


FIGURA 2.31 A taxa de movimento de vapor d'água próximo às partículas do solo é suficiente para germinar as sementes de trigo como demonstrado nesses gráficos. Neste experimento, ou o solo é firmemente agregado em torno da semente plantada (Vapor + contato semente-solo) ou a semente é protegida de tal contato pelo envolvimento desta em um invólucro de fibra de vidro, permitindo somente o movimento de vapor de água para a semente (somente vapor). Note que onde a água se move somente na forma vapor, a germinação da semente a diferentes temperaturas e a dois potenciais de água no solo é basicamente a mesma de onde há contato solo-semente {de Wuest, Albrecht, e Skirvin (1999)}

Se a temperatura de uma parte com solo de umidade uniforme é reduzida, a pressão de vapor irá diminuir e o vapor d'água tenderá a se mover em direção a essa parte mais fria. O aquecimento terá o efeito oposto em que o aquecimento aumentará a pressão de vapor, e o vapor d'água se moverá a partir da área aquecida pra outras áreas. Figura 2.30 ilustra essas relações.

A quantidade real de vapor de água em um solo sobre umidade ótima para crescimento de plantas é surpreendentemente pequena, sendo talvez equivalente a não mais do que 10 l nos 15 primeiros cm de 1 há de um solo franco argiloso. Isto se compara a 600 mil litros de água líquida num mesmo volume de solo. Muito embora a quantidade de vapor de água seja pequena, o seu movimento nos solos pode ser significativo na prática. Por exemplo, sementes de algumas plantas podem absorvem vapor de água suficiente a partir do solo para estimular a germinação (Ver figura 2.31). Além disso, em solos secos, o movimento do vapor de água pode ser de considerável significância para plantas de desertos resistentes a seca (xerófitas), muitas das quais podem existir sob conteúdos de água extremamente baixos no solo. Por exemplo, durante a noite o horizonte superficial de horizonte de deserto pode se resfriar suficientemente a ponto de causar movimento ascendente de vapor

proveniente de cada mais profundas. Se resfriado suficientemente o vapor pode então condensar como gotas de orvalho nos poros do solo suprindo algumas xerófitas de raízes superficiais com água para sobrevivência.

2.8 Descrição qualitativa da umidade do solo

O valor do potencial e o comportamento da água no solo são dependentes das moléculas mais distantes das superfícies das partículas e, portanto com maior potencial. À medida que a umidade é retirada, o solo e a água passam por uma série de mudanças graduais no comportamento físico e em suas relações com as plantas. Estas mudanças são devidas, principalmente, ao fato de que a água remanescente no solo seco está presente nos microporos, e nos filmes mais finos em finos filmes onde o seu potencial é reduzido, principalmente pela ação das forças mátricas. Portanto, o potencial mátrico é responsável por uma proporção crescente do potencial total da água no solo, enquanto que a proporção atribuída ao potencial gravitacional decresce.

Para estudar estas mudanças e introduzir termos normalmente utilizados para descrever os diferentes graus de umedecimento do solo, observaremos o conteúdo de umidade e energia da água no solo durante e após uma chuva pesada ou irrigação. Os termos a serem introduzidos descrevem os diversos estágios de umedecimento do solo, e não devem ser interpretados como diferentes formas de água do solo. Devido ao fato destes termos serem basicamente qualitativos e não apresentarem bases científicas precisas, seu uso é motivo de controvérsia. Entretanto, seu uso para fins didáticos é bastante conveniente, pois eles são amplamente utilizados em fins práticos e ajudam no entendimento de importantes conceitos a respeito do comportamento da água no solo.

Capacidade Máxima de Retenção de Água

Quando todos os poros do solo estão preenchidos com água da chuva ou irrigação, o solo encontra-se saturado (Figura 2.32) e, portanto na sua capacidade máxima de retenção de água. O potencial mátrico é próximo a zero, sendo basicamente o mesmo que da água livre pura. O conteúdo volumétrico de água é basicamente igual a porosidade total. O solo permanecerá na sua capacidade máxima de retenção enquanto ocorrer o processo de infiltração, a água nos macroporos (muitas vezes, chamada água gravitacional) percolará sob influência principalmente de forças gravitacionais (potenciais hidrostático e gravitacional). A velocidade de infiltração é reduzida nos macroporos, principalmente pelas forças de atrito associadas à viscosidade da água. Como a viscosidade da água decresce, com o aumento da temperatura, a drenagem será mais rápida em solos com maiores temperaturas. Dados sobre a capacidade máxima de retenção e profundidade média nos solos em uma bacia hidrográfica são úteis para predizer quanto da água da chuva pode ser temporariamente armazenada no perfil, portanto possivelmente evitando inundações a jusante.

Capacidade de campo

Uma vez que a chuva ou irrigação tenha cessado, a drenagem nos macroporos ocorrerá rapidamente, em resposta ao gradiente hidráulico (principalmente pela ação gravidade). Após um período de um a três dias, este movimento descendente rápido se tornará desprezível, à medida que as forças mátricas se tornam o fator determinante no movimento da água remanescente (Figura 2.33). O solo é então dito estar na sua capacidade de campo. Nesta condição, toda a água foi drenada dos macroporos, tendo o ar ocupado estes espaços. Os microporos, ou poros capilares, ainda estarão preenchidos com água, podendo fornecer água às plantas. O potencial mátrico na capacidade de campo possui pequena variação entre solos, mas é geralmente da ordem de -10 a -30 kPa, assumindo-se drenagem dentro de um zona menos úmida de porosidade similar⁶. O movimento de água continuará por fluxo não saturado, mas a taxa de movimento é muito lenta, devido principalmente às forças capilares, operantes somente nos microporos (Figura 2.32). Nesta situação, a água é encontrada em poros pequenos o suficiente para evitar que ela seja drenada por forças gravitacionais, mas grandes o suficiente para permitir o fluxo capilar em resposta ao gradiente de potencial mátrico, sendo algumas vezes chamada de água capilar.

Toda a água contida no solo é afetada pelas forças gravitacionais, no entanto, o termo água gravitacional refere-se a porção da água no solo que é prontamente drenada entre o estado de capacidade máxima de retenção e capacidade de campo. A maior parte da lixiviação ocorre à medida que a água gravitacional é drenada dos macroporos, antes que a capacidade de campo seja alcançada. Deste modo, a água gravitacional inclui grande parte da água que transporta substâncias químicas como íons, pesticidas e contaminantes orgânicos para o lençol freático e deste para lagos e rios.

⁶ Note que dividas relações de movimento de água em solos estratificados, o solo num vaso de flor vai cessar a drenagem enquanto estiver muito mais úmido do que a capacidade de campo.

A capacidade de campo é um termo muito útil, pois refere-se a um grau aproximado de umidade no solo, no qual diversas propriedades importantes do solo estão em estado de transição:

a) Na capacidade de campo, o solo retém a quantidade máxima de água útil para as plantas.

Quantidades adicionais, apesar de retidas com menor energia, são de uso limitado às plantas, por serem retidas por um curto período de tempo, antes da drenagem, e por causarem restrições à aeração adequada. A drenagem da água gravitacional do solo é geralmente um requisito para o crescimento ótimo das plantas (com exceção de plantas hidrofílicas, como o arroz).

b) Na capacidade de campo, o solo está próximo ao limite de plasticidade - isto é, o solo se comporta como um semissólido friável à conteúdos de umidade abaixo da capacidade de campo, e como um material plástico e moldável à conteúdos de água acima da capacidade de campo. Deste modo, a umidade do solo na capacidade de campo é próxima a umidade do solo ideal para cultivo ou escavação.

c) Na capacidade de campo, a porosidade de aeração é adequada para a maioria dos microrganismos aeróbios e para o crescimento da maioria das plantas.

Ponto de murcha permanente

Uma vez que um solo não vegetado tenha sido drenado até a capacidade de campo, o processo de secagem continua lentamente, especialmente se a superfície do solo é coberta para reduzir a evaporação. Entretanto, caso haja plantas crescendo no solo, elas removerão água da zona radicular e o solo continuará secando. Primeiramente, as raízes removerão a água dos macroporos, onde seu potencial é relativamente alto. À medida que esses poros são esvaziados, as raízes absorverão água de poros progressivamente menores e finos filmes de água nos quais o potencial mátrico é baixo e as forças de atração da água às superfícies sólidas são maiores. Assim, se tornará progressivamente mais difícil para as plantas remover água do solo a uma taxa suficiente para suprir suas necessidades.

Quando o solo seca, a taxa de absorção de água pelas plantas não será adequada para a manutenção de suas necessidades, e elas poderão murchar durante o dia para conservar sua umidade. Inicialmente, as plantas recuperarão sua turgescência à noite quando a água não está sendo perdida através das folhas e as raízes podem suprir a demanda hídrica das plantas. Posteriormente, a planta permanecerá murcha durante à noite e o dia, quando as raízes não puderem gerar potenciais baixos o suficiente para absorver a água do solo. Embora, ainda não estejam mortas, as plantas estarão permanentemente murchas e morrerão se não houver fornecimento de água.

Para a maioria das plantas, esta condição desenvolve-se quando o potencial da água no solo apresenta um valor em torno de -1500 kPa (-15 Bars). Algumas plantas, especialmente xerófitas (plantas típicas do deserto) podem continuar removendo água a potenciais de até mesmo -1800 a 2000 kPa, mas a quantidade de água disponível entre -1500 kPa e -2000 kPa é muito pequena (Figura 2.34).

O conteúdo de água no solo neste estágio é chamado de ponto de murcha permanente e, por convenção assume-se que seja a quantidade de água retida pelo solo a um potencial de -1500 kPa. O solo terá uma aparência de pó seco, apesar de alguma quantidade de água estar retida nos menores microporos e em filmes muito finos (com espessura de aproximadamente 10 moléculas), ao redor das partículas individuais do solo (Figura 2.32). A água disponível à planta é considerada como a água retida no solo entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente (entre -10 a -30 kPa e -1500 kPa) (Figura 2.34). A quantidade de água capilar remanescente no solo, que não está disponível as plantas superiores podem ser considerável, especialmente, em solos de textura fina e ricos em matéria orgânica.

Coefficiente Higroscópico

Apesar das raízes das plantas geralmente não absorverem água do solo além do ponto de murcha permanente, se o solo é exposto ao ar, a água continuará a ser perdida por evaporação. Quando o conteúdo de água do solo é reduzido abaixo do ponto de murcha permanente, as moléculas de água que permanecem são firmemente retidas, a maioria sendo adsorvidas pelas superfícies coloidais. Este estado é alcançado, quando a atmosfera acima de uma amostra de solo estiver essencialmente saturada com vapor d'água (98 % de umidade relativa) e o equilíbrio é estabelecido a um potencial de -3100 kPa. A água está teoricamente em filmes de apenas 4 a 5 moléculas de espessura e retida tão firmemente que a maior parte é considerada não líquida e pode mover-se apenas na fase de vapor. O conteúdo de água do solo neste ponto é chamado coeficiente higroscópico. Solos com alto conteúdo de materiais coloidais (argila e húmus) reterão mais água nestas condições do que solos arenosos, com baixo conteúdo de argila e húmus. (Tabela 2.7). A água do solo não disponível às plantas inclui a água higroscópica e a porção da água capilar retida à potenciais abaixo de -1500 kPa (Figura 2.34).

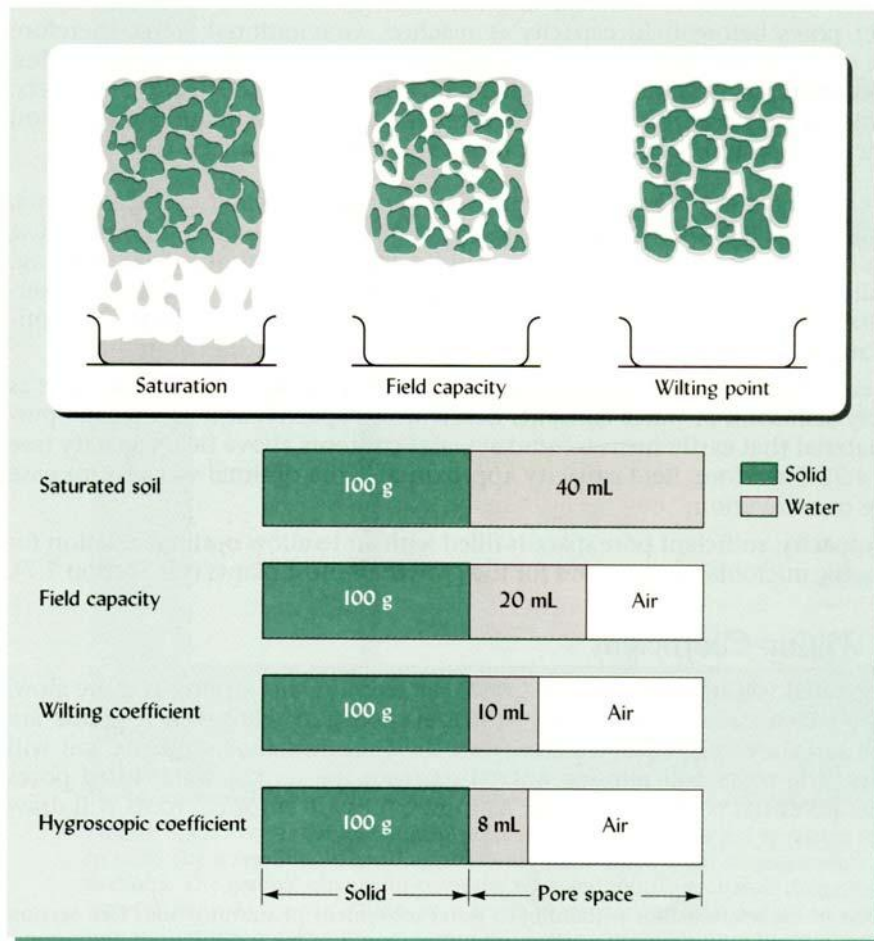


FIGURA 2.32 Volumes de água e ar associados a 100 g de um solo franco siltoso bem granulado em diferentes teores de umidade. A barra superior mostra a situação quando o solo está completamente saturado. Esta situação, normalmente ocorrerá por curtos períodos de tempo, durante uma chuva ou quando o solo está sendo irrigado. A água será drenada dos macroporos. O solo estará então na sua capacidade de campo. As plantas removerão água do solo rapidamente até que comecem a murchar. Quando murcharem permanentemente o solo estará no ponto de murcha permanente. Uma redução adicional no conteúdo de água até o coeficiente higroscópico é ilustrada na barra inferior. Neste ponto a água é retida firmemente, principalmente pelos colóides do solo.

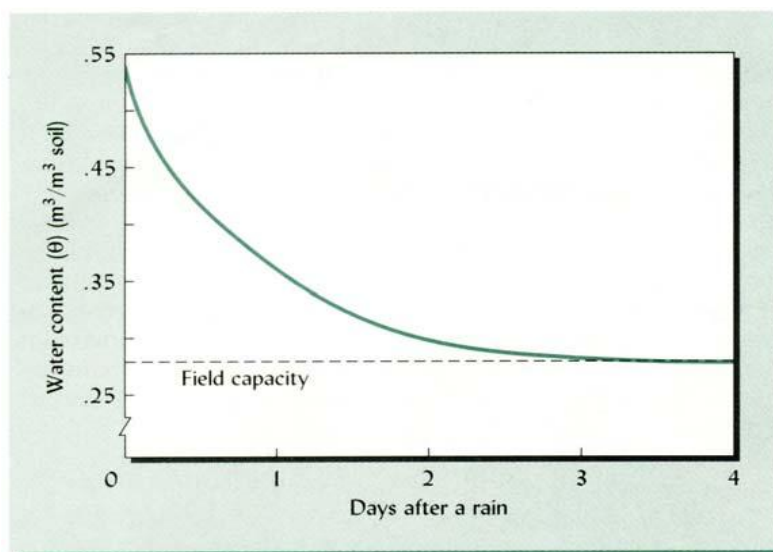


FIGURA 2.33 O conteúdo de água no solo diminui rapidamente através da drenagem após um período de chuva ou irrigação. Após dois ou três dias, a taxa de movimento de água é muito lenta e o solo está na capacidade de campo.

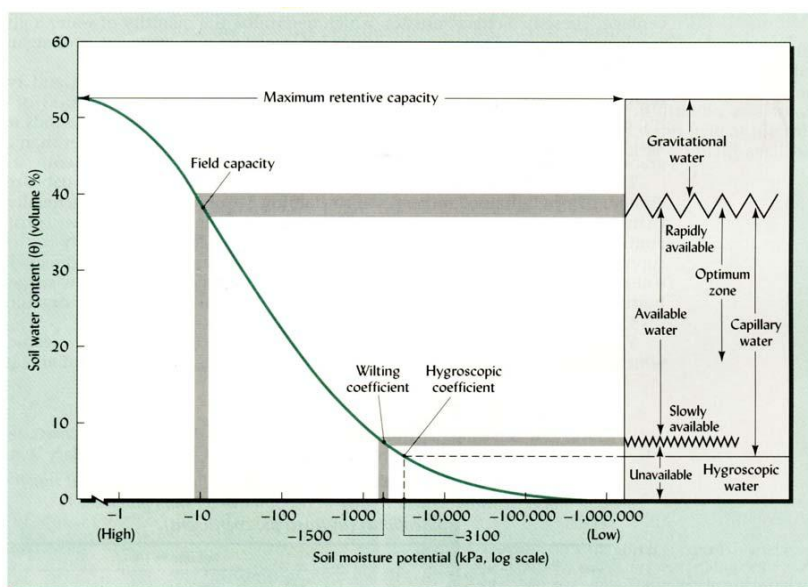


FIGURA 2.34 Curva do conteúdo de água versus potencial mátrico de um solo franco relacionada aos diferentes termos utilizados para descrever a água no solo. As linhas irregulares no diagrama à direita sugerem que medidas tais como capacidade de campo são somente aproximações. A mudança gradual do potencial com a umidade do solo indica que não existe diferentes formas de água no solo. Ao mesmo tempo, termos como gravitacional e disponível ajudam na descrição qualitativa da umidade no solo.

5.9 Fatores que Afetam a Quantidade de Água no solo Disponível às Plantas

A quantidade de água disponível no solo para as plantas é determinada por um grande número de fatores, incluindo as relações entre conteúdo de água e potencial para cada horizonte do solo, resistência à penetração e efeitos da densidade sobre o crescimento radicular, profundidade do solo, profundidade do sistema radicular, e estratificação do perfil.

Relação entre conteúdo de água e potencial mátrico

Como ilustrado na figura 2.34, há uma relação entre potencial de água de um dado solo e a quantidade de água retida à capacidade de campo e ponto de murcha permanente, as duas propriedades de contorno que determinam capacidade de água disponível. Este conceito energético-controlador deve ser mantido na mente se considerarmos a diversas propriedades do solo que afetam a quantidade de água que um solo pode reter para o uso da planta.

A influência da textura na capacidade de campo, ponto de murcha e capacidade de água disponível é mostrada na Figura 2.35. Observe que a medida que a textura se torna mais fina, há um aumento na armazenagem de água disponível de solos arenosos para francos e franco siltosos. Plantas que crescem em solos arenosos estão mais susceptíveis a sofrer de seca do que aquelas que crescem em solos francos argilosos na mesma área. Solos argilosos, normalmente fornecem menos água disponível do que franco siltosos bem granulados, pelo fato de solos argilosos possuírem um elevado valores de ponto de murcha permanente. Entretanto, solos argilosos proveem menos água disponível do que solos franco-argilosos bem estruturados, já que as argilas tendem a ter alto valor de ponto de murcha permanente.

A influência da matéria orgânica merece atenção especial. O conteúdo de água disponível de um solo mineral bem drenado, contendo 5% de matéria orgânica, é geralmente maior do que quando comparado a um solo semelhante, contendo 3% de matéria orgânica. Há uma controvérsia, a respeito de até que ponto o efeito favorável é devido à capacidade de fornecimento de água da matéria orgânica, e quanto é devido aos efeitos indiretos da matéria orgânica sobre a estrutura e porosidade total do solo. Evidências sugerem que os fatores diretos e indiretos contribuem para os efeitos favoráveis da matéria orgânica sobre a disponibilidade de água no solo.

Os efeitos diretos são devido à alta capacidade de retenção de água da matéria orgânica, a qual, quando o solo está a capacidade de campo, é muito maior do que a de um igual volume de material mineral. Apesar do conteúdo de água retido pela matéria orgânica no ponto de murcha permanente ser consideravelmente maior que aquele retido pelo material mineral, a quantidade de água disponível para a absorção das plantas ainda é maior na fração orgânica. A Figura 2.36 apresenta os dados de uma série de experimentos que justificam esta conclusão. A matéria orgânica afeta indiretamente a quantidade de água disponível para as plantas, através de sua influência sobre a estrutura e espaço poroso total do solo. A matéria orgânica ajuda a estabilizar a estrutura, aumentando o volume total e tamanho de poros do solo. Isto resulta em um aumento da infiltração e capacidade de retenção de água, com aumento simultâneo da quantidade de água retida no ponto de murcha. O reconhecimento dos efeitos benéficos da matéria orgânica sobre disponibilidade de água às plantas é essencial para um correto manejo do solo.

TABELA 2.7 Conteúdo volumétrico de umidade (θ) à capacidade de campo, coeficiente higroscópico e conteúdo de água capilar para três solos representativos.

Observe que o solo argiloso retém mais água na capacidade de campo, mas grande parte desta água é retida firmemente no solo a um potencial -31 bars pelos colóides do solo (coeficiente higroscópico)

Solo	Capacidade de Campo 10-30 kPa	θ , %	
		Coeficiente Higroscópico, -3100 kPa	Água Capilar, (coluna 1- coluna 2)
Franco arenoso	12	3	9
Franco siltoso	30	10	20
Argiloso	35	8	17

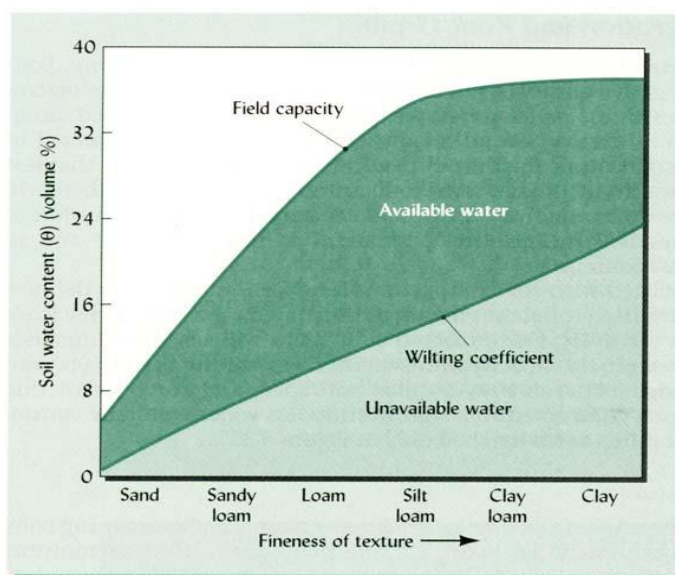


FIGURA 2.35 Relação geral entre características da água e textura do solo. Note que o valor do ponto de murcha permanente aumenta à medida que a textura torna-se mais fina. A capacidade de campo aumenta até a textura franco silteosa, e após torna-se constante. Lembre-se que estas são curvas representativas, solos em particular podem apresentar valores diferentes destes mostrados.

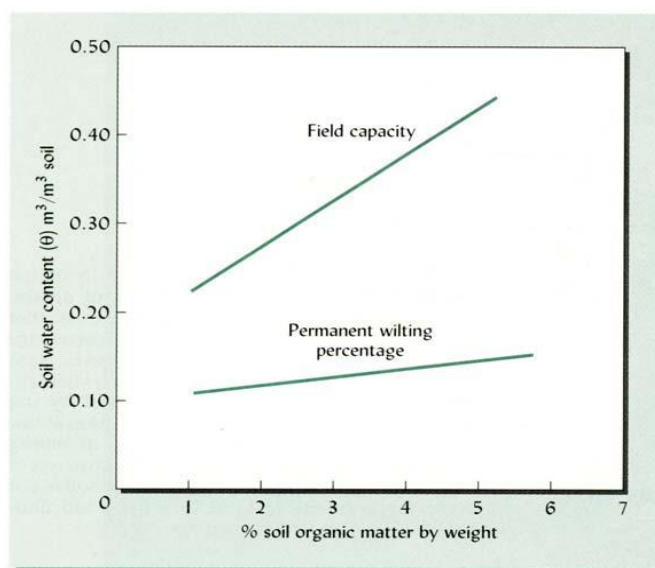


FIGURA 2.36 Efeitos do conteúdo de matéria orgânica sobre a capacidade de campo e ponto de murcha permanente em solos franco silteosos. A diferença entre as duas linhas mostradas é o conteúdo de umidade disponível, o qual foi obviamente mais alto em solos com maiores teores de matéria orgânica. [Redesenhado de Hudson (1994); usado com permissão da Soil & Water Conservation Society]

Efeitos da Compactação sobre o Potencial Mátrico, Aeração e Crescimento Radicular

A compactação do solo geralmente reduz a quantidade de água disponível para as plantas. Quatro fatores são responsáveis por este efeito. Primeiramente, a compactação reduz os macroporos e os microporos resultando em poros ainda menores e aumenta a densidade. À medida que as partículas de argila são aproximadas, pelo processo de compactação, a resistência do solo pode tornar-se superior a 2000 kPa, o nível considerado limitante à penetração radicular. Em segundo lugar, a redução na macroporosidade geralmente significa que menos água é retida na capacidade de campo. Terceiro, com a redução no tamanho e na quantidade de macroporos, haverá

menor porosidade de aeração, quando o solo estiver próximo da capacidade de campo. Quarto, o surgimento de microporos muito pequenos aumentará o valor do ponto de murcha permanente e também diminuirá a água disponível.

Least Limiting Water Range (Intervalo Hídrico Ótimo). Estes quatro fatores associados com a compactação do solo são integrados na Figura 2.37, que compara dois diferentes conceitos de água disponível para as raízes das plantas. A Figura ilustra o efeito da compactação (densidade do solo) na variação do conteúdo de água definindo a água disponível para as plantas e o intervalo hídrico ótimo. A água disponível para as plantas é definida como o potencial mátrico entre a capacidade de campo (-10 a -30 kPa) e o ponto de murcha permanente (-1500 kPa). Então, a água disponível para as plantas é aquela que não é retida com força pelas raízes e nem pelo solo e drena facilmente de acordo com a gravidade. O intervalo hídrico ótimo determina o conteúdo de água ótimo para o desenvolvimento das plantas, de acordo com as condições do solo, de forma que não haja restrição severa ao crescimento das raízes.

Suprimento de Oxigênio em Solo Úmido. De acordo com o conceito do Intervalo Hídrico Ótimo, os solos são demasiadamente úmidos para o crescimento normal das raízes, quando o muito do seu espaço poroso é preenchido com água, e menos de 10% dos poros estão preenchidos com ar. Para este conteúdo de água, a falta de oxigênio dificulta a respiração e conseqüentemente, limita o crescimento das raízes. Em solos bem estruturados, este conteúdo de água corresponde à umidade próxima a capacidade de campo. Entretanto, em solos compactados com poucos poros grandes (ou largos) o suprimento de oxigênio pode se tornar limitante antes do conteúdo de água atingir a capacidade de campo (conteúdo de água mais baixo), devido alguns poros pequenos serem preenchidos com ar.

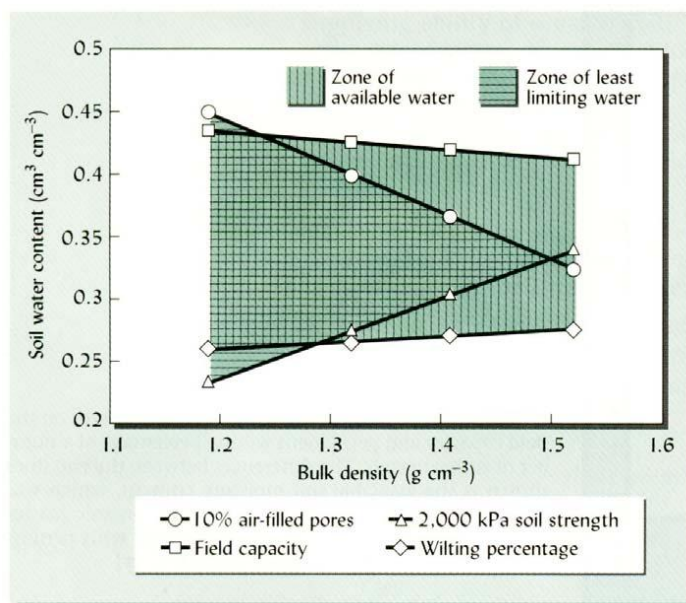


FIGURA 2.37 Influência do aumento da densidade do solo sobre a faixa do conteúdo de água disponível para as plantas. Tradicionalmente, o conteúdo de água disponível é definido como aquele retido entre a capacidade de campo e ponto de murcha permanente (linha vertical). Se o solo é compactado, o uso de água pelas plantas pode ser restrito pela má aeração (< 10% de porosidade de aeração) a altos conteúdos de água e pela resistência do solo que restringe a penetração radicular à baixos conteúdos de água (>2000 kPa). Este critério define o intervalo hídrico ótimo mostrado pelas linhas horizontais. Os limites definidos pela água disponível e pelo conceito do intervalo hídrico ótimo apresentam resultados similares quando o solo não se encontra compactado (densidade em torno de 1,25 para o solo ilustrado). [Adaptado de Silva & Kay (1997)]

Resistência do solo quando seco. O conceito do intervalo hídrico ótimo diz que os solos são demasiadamente secos para o crescimento normal das raízes quando a resistência do solo (determinada pela pressão requerida para inserir uma haste pontuda no solo) excede, aproximadamente, 2000 kPa. Em solos bem estruturados este valor de resistência ocorre a conteúdos de água próximos ao ponto de murcha permanente, mas em solos compactados, a resistência atinge o valor de 2000 kPa em elevados conteúdos de água. Em resumo, o conceito do intervalo hídrico ótimo sugere que, em solos compactados, o crescimento das raízes é limitado pela

ausência de oxigênio quando o solo está muito úmido e pela incapacidade das raízes em penetrar no solo quando o mesmo está seco, portanto os efeitos da compactação sobre o crescimento radicular são mais pronunciados em solos secos (Figura 2.39).

Potencial Osmótico

A presença de sais solúveis, resultante da aplicação de fertilizantes ou de compostos que ocorrem naturalmente no solo pode influenciar a absorção de água pelas plantas. Para solos com altos teores de sais, o estresse hídrico será também causado pelo potencial osmótico ψ_o , além do potencial mátrico. O potencial osmótico tende a reduzir o conteúdo de água disponível nestes solos, pois mais água é retida no ponto de murcha permanente do que ocorreria apenas no caso do potencial mátrico. Na maioria dos solos das regiões úmidas, os efeitos do potencial osmótico são insignificantes, mas são de considerável importância para certos solos de regiões secas que podem acumular sais solúveis provenientes da irrigação ou processos naturais.

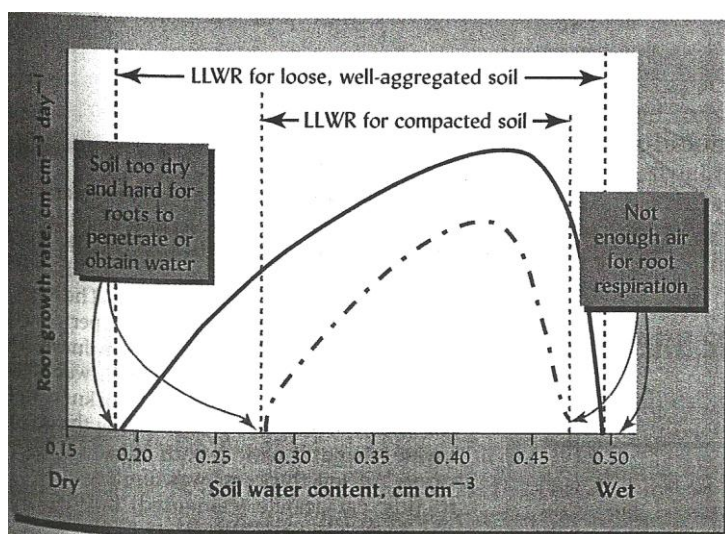


FIGURA 2.38 A compactação reduz o intervalo do conteúdo de água do solo que pode ser utilizado pelas plantas (intervalo hídrico ótimo, IHO). Próximo a parte úmida da escala de umidade do solo (direita), crescimento radicular (linha curvada) é limitada pela falta de ar para a respiração da raiz. Assim que o solo seca um pouco, os poros maiores drenam e se enchem de ar. Então, nem a água nem o ar limitam o crescimento e a raiz e este se torna máximo. Conforme o solo seca, potenciais mais baixos dificultam a extração de água pelas raízes e o solo aumenta sua resistência mecânica a penetração. O crescimento radicular declina até que o solo esteja tão seco que as raízes não conseguem mais penetrá-lo (esquerda). A curva pontilhada mais abaixo retrata a taxa reduzida de crescimento que o solo apresentaria estivesse compactado. Como a compactação comprime os poros maiores, é necessário uma menor quantidade de água para criar

uma condição de limitação da aeração. Em direção da parte seca da escala, uma alta resistência do solo leva o crescimento radicular a uma pausa, em um conteúdo de água que ainda suportaria um crescimento considerável em um solo não compactado. (Diagrama cortesia de R. Weil)

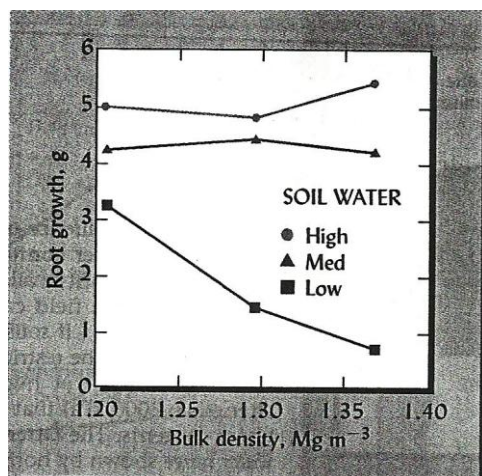


FIGURA 2.39 Resposta de crescimento radicular de mudas de Pinheiro ao aumento da compactação em três níveis de água do solo. A compactação afetou o crescimento radicular apenas quando o conteúdo de água do solo era baixo, provavelmente devido as altas resistências apresentadas pelo solo. As mudas cresceram por 12 meses em vasos de solo mineral coletado durante a colheita de madeira em British Columbia, Canada. O solo foi compactado para três níveis de densidade do solo. A água foi adicionada quando necessária para manter os conteúdos volumétricos de água de 0,1 a 0,15 (baixo), 0,2 a 0,3 (médio) e 0,3 a 0,35 (alto) cm³/cm³. (Desenho a partir de dados de Blouin et al., 2004)

Profundidade do solo e estratificação

Até então, nos referimos à capacidade de retenção de água disponível como a porcentagem do volume de solo constituída de poros que podem reter água à potenciais entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente. O volume total de água disponível dependerá do volume total do solo explorado pelas raízes das plantas. Este volume pode ser definido pela profundidade total do solo acima de camadas de restrição ao crescimento radicular (figura 2.40), pela maior profundidade de enraizamento característica de uma espécie particular de planta ou mesmo pelo tamanho de vasos escolhido para as plantas. do sistema radicular de uma espécie de planta em particular, ou mesmo pelo tamanho de um vaso escolhido para conter a planta. A profundidade do solo disponível para a exploração radicular é de particular importância para plantas com sistema radicular profundo, especialmente em regiões sub úmidas e áridas, onde a vegetação perene depende da água armazenada nos solos para a sobrevivência, durante os longos períodos de seca.

A estratificação do perfil do solo pode influenciar acentuadamente a quantidade de água disponível e seu movimento no solo. Camadas impermeáveis reduzem drasticamente a taxa de movimento da água e a penetração das raízes das plantas, reduzindo assim a profundidade do solo da qual a umidade é retirada. Camadas arenosas também agem como barreiras ao movimento da água no solo, proveniente de camadas de textura fina situadas acima.

A capacidade dos solos em armazenar água determina em grande parte sua utilidade para o crescimento vegetal. A produtividade de sistemas florestais é normalmente relacionada com a capacidade de retenção de água do solo. Esta capacidade fornece um equilíbrio entre clima e produção vegetal. Em solos irrigados, ajuda a determinar a frequência na qual a água deve ser aplicada. A capacidade de retenção de água do solo se torna mais significativa à medida que o uso da água industrial e doméstico, ou mesmo para irrigação, começa exaurir o suprimento natural. Para estimar a capacidade de retenção de água de um solo, cada horizonte, ao quais as raízes têm acesso, podem ser considerado separadamente e então ser somado aos demais para fornecer a capacidade de retenção de água total para o perfil (Quadro 2.3).

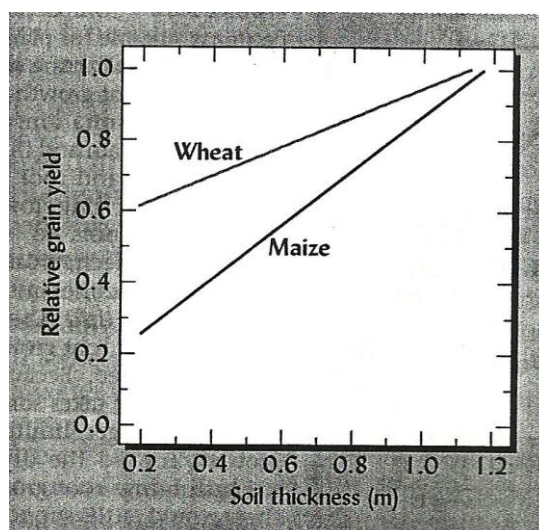


FIGURA 2.40 Produção relativa de grãos de milho e de trigo com relação a largura de solo disponível para enraizamento. Todas as culturas foram manejadas em sistema plantio direto, em Argissolos e Chernossolos dos pampas na Argentina. Estes solos armazenaram cerca de 1,5 mm da água disponível por cm de profundidade do solo. O milho, que cresceu durante o clima seco e quente da primavera até o outono, foi muito mais responsável por aumentar a largura da camada do que o trigo de inverno, o qual cresceu durante o período frio de baixa demanda de água, do outono até a primavera. Neste caso a largura da camada de solo foi limitada pela presença de um horizonte petrocálcio (cimentado). (Redesenhado a partir de Sadras e Calvino, 2001)

QUADRO 2.3 CÁLCULO DA CAPACIDADE TOTAL DE RETENÇÃO DE ÁGUA DE UM PERFIL DE SOLO

A quantidade total de água disponível para o crescimento de plantas no campo é função da profundidade do sistema radicular, e do somatório da água retida entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente em cada um dos horizontes explorado pelas raízes. Para cada horizonte, a capacidade de retenção de água disponível em massa é estimada pela diferença entre o conteúdo de água θ_m (Mg de água por 100 Mg de solo) na capacidade de campo e ponto de murcha permanente. Este valor pode ser convertido em conteúdo volumétrico de água θ , multiplicando-o pela razão entre a densidade do solo e a densidade da água. Finalmente, este valor é multiplicado pela espessura do horizonte, fornecendo a quantidade total de água disponível retida neste horizonte, em centímetros. Para o primeiro horizonte descrito na Tabela 2.4, o cálculo é o seguinte:

$$\left(\frac{22 \text{ g}}{100 \text{ g}} - \frac{8 \text{ g}}{100 \text{ g}} \right) \times \frac{1,2 \text{ Mg}}{\text{m}^3} \times \frac{1 \text{ m}^3}{1 \text{ Mg}} \times 20 \text{ cm} = 3,36 \text{ cm}$$

Note que todas as unidades se cancelam com exceção do cm, resultando em uma altura de água disponível (cm) retida no horizonte. Na Tabela 2.4, a capacidade de retenção de água disponível de todos os horizontes dentro da zona radicular é somada para fornecer a capacidade de retenção de água disponível total para o sistema solo-planta. Como nenhuma raiz penetrou no último horizonte (1,0 a 1,25 m), este não foi incluído no cálculo. Podemos concluir que para o sistema solo-planta ilustrado, 14,13 cm de água poderiam ser armazenados para o uso das plantas. A uma taxa de consumo de 0,5 cm de água por dia, este solo poderia manter um fornecimento de em torno de 4 semanas.

TABELA 2.4 Cálculo da capacidade de retenção de água disponível estimada para um perfil de solo

Profundidade do solo, cm	Comprimento radicular relativo	Ds	CC	PMP	Capacidade de retenção de água disponível
		Mg m ⁻³	g 100g ⁻¹		cm
0-20	xxxxxxxxx	1,2	22	8	$20 \times 1,2 \times \left(\frac{22}{100} - \frac{8}{100} \right) = 3,36 \text{ cm}$
20-40	xxxx	1,4	16	7	$20 \times 1,4 \times \left(\frac{16}{100} - \frac{7}{100} \right) = 2,52 \text{ cm}$
40-75	xx	1,5	20	10	$35 \times 1,5 \times \left(\frac{20}{100} - \frac{10}{100} \right) = 5,25 \text{ cm}$
75-100	xx	1,5	18	10	$25 \times 1,5 \times \left(\frac{18}{100} - \frac{10}{100} \right) = 3,00 \text{ cm}$
100-125	-	1,6	15	11	Sem raízes
Total					$3,36 + 2,52 + 5,25 + 3,00 = 14,13 \text{ cm}$

Ds = densidade do solo; CC = capacidade de campo; PMP = ponto de murcha permanente.

2.10 Mecanismos de Fornecimento de Água às Plantas

A qualquer tempo inicial, somente uma pequena proporção da água no solo está próxima às superfícies de absorção das raízes das plantas. Como as raízes têm acesso às grandes quantidades de água usadas no crescimento das plantas? Dois fenômenos parecem ser responsáveis por este acesso: o movimento capilar da água no solo para as raízes das plantas e o crescimento das raízes no solo úmido.

Taxa de Movimento Capilar

Quando as raízes das plantas absorvem água, elas reduzem o conteúdo de água, reduzindo assim, o potencial da água no solo, imediatamente ao seu redor (Figura 2.41). Em resposta a essa redução no potencial, a água tende a se mover em direção às raízes das plantas. A taxa de movimento depende da intensidade do gradiente de potencial desenvolvido e da condutividade dos poros do solo. Em alguns solos arenosos, o ajuste pode ser comparativamente rápido e o fluxo considerável, se o solo estiver próximo da capacidade de campo. Em solos de textura fina e argilas mal estruturadas, o movimento será lento e somente uma pequena quantidade de água será fornecida. Entretanto, como indicado pelas mudanças relativas na condutividade hidráulica, em condições mais secas com a água retida à potenciais mais baixos, solos argilosos terão capacidade de fornecer mais água por capilaridade do que solos arenosos, devido ao fato de que solos arenosos terão poucos poros ainda preenchidos por água, nesta condição.

A distância total do fluxo diário por capilaridade, pode ser de apenas alguns centímetros. Isto pode sugerir que o movimento capilar não é significativo no fornecimento de água às plantas. Entretanto, caso as raízes tenham penetrado em grande parte do volume do solo, de tal forma que a distância entre as raízes individuais seja de apenas alguns centímetros, o movimento de água, a grandes distâncias pode não ser necessário. Mesmo durante períodos quentes e secos, quando as demandas evapotranspiratórias são altas, o movimento capilar pode ser um importante meio de fornecimento de água às plantas. O movimento capilar é especialmente importante durante períodos de umidade reduzida quando a extensão radicular é pequena.

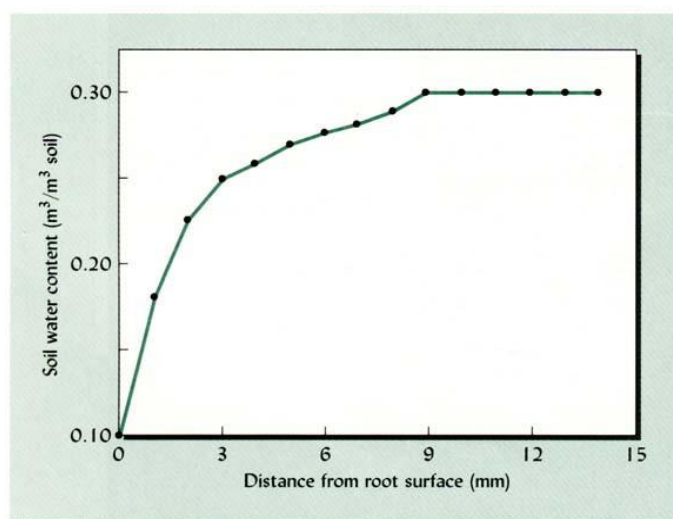


FIGURA 2.41 Ilustração dos níveis de água no solo ao redor de raízes de rabanete, após apenas duas horas de transpiração. A água se moveu por capilaridade de uma distância de até pelo menos 9 mm da superfície da raiz. [Modificado de Hamza & Aylmore (1992); usado com permissão de Kluwer Academic Publishers, Holanda]

Taxa de Crescimento Radicular

O movimento capilar da água é complementado pelas rápidas taxas de crescimento radicular, às quais asseguram que o contato solo - raiz está sendo constantemente estabelecido. A penetração radicular pode ser rápida o suficiente para atender as necessidades de uma planta crescendo em um solo com um conteúdo de água ótimo. O emaranhado de raízes, radículas, e pêlos radiculares, sob florestas ou pastagens naturais demonstram o sucesso da adaptação das plantas terrestres para explorar a armazenagem de água no solo.

A principal limitação do crescimento radicular é a pequena proporção de solo com a qual as raízes têm contato. Embora, a superfície radicular seja considerável, o contato solo - raiz, normalmente se dá em menos de 1 % do volume do solo. Isto sugere que a maior parte da água deve mover-se no solo em direção as raízes mesmo que a distância de movimento seja de apenas alguns milímetros. Isto também sugere um efeito complementar da capilaridade e do crescimento radicular, como meio de fornecimento de água às plantas.

Distribuição Radicular

A distribuição das raízes no perfil do solo determina, até certo ponto, a habilidade das plantas em absorver água. A maioria das plantas, anuais e perenes, possui predominância de raízes nos primeiros 25 - 30 cm do perfil de solo. Para a maioria das plantas de regiões com precipitações limitadas, as raízes exploram camadas relativamente profundas de solo, mas normalmente 95% de todo sistema radicular está contido nos primeiros 2 m de solo. Como mostra a figura 2.42, em regiões mais úmidas o enraizamento tende a ser um pouco mais superficial. Plantas perenes, tanto arbustiva quanto herbáceas possuem algumas raízes que crescem profundamente (> 3 m). Plantas perenes como alfafa e árvores possuem algumas raízes profundas (> 3 m) e são capazes de absorver uma considerável quantidade de água de camadas do subsolo. Entretanto, mesmo nestes casos, é provável que a maior parte da absorção ocorra nas camadas superiores do solo, desde que estas sejam bem supridas com água (Tabela 2.9). Por outro lado, se as camadas superiores são deficientes em umidade, mesmo plantas anuais, como girassol, milho e soja, absorverão a maior parte da água dos horizontes inferiores (Figura 2,43), a menos que condições físicas ou químicas adversas inibam a exploração destes horizontes mais profundos.

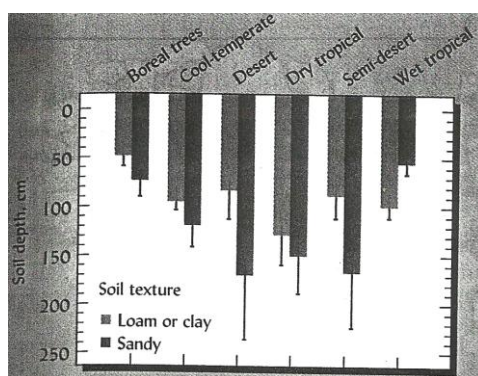


FIGURA 2.42 A profundidade de solo em que 95% das raízes estão localizadas em diferentes tipos de vegetação e desolo. A análise usou 475 perfis de raízes reportados de 209 localidades. As profundidades mais profundas foram encontradas principalmente em ecossistemas onde a água é limitante. Dentre todos, menos o ecossistema mais úmido, o enraizamento foi mais profundo em solos arenosos. Globalmente, 9 em cada 10 perfis tem pelo menos 50% de todas as raízes nos primeiros 30 cm do perfil e 95% tem todas as raízes nos primeiros 2 m (Incluindo os horizontes O quando existentes). (Redesenhado a partir de Schenck e Jackson, 2002)

TABELA 2.9 Porcentagem de massa de raízes de três culturas e duas arbóreas encontradas nos 30 cm superficiais comparadas com profundidades maiores (30-180 cm).

Espécies	Porcentagem de Raízes	
	30 cm superficiais	30-180 cm
Soja	71	29
Milho	64	36
Sorgo	86	14
<i>Pinus radiata</i>	82	18
<i>Eucalyptus marginata</i>	86	14

Dado das culturas de Mayaki et al. (1976); para árvores, estimados por Bowen (1985).

Contato Solo-Raiz

Conforme as raízes crescem no perfil, elas movem-se através dos poros de tamanho suficiente para acomodá-las. O contato entre as células mais externas das raízes e o solo permite o movimento imediato da água do solo para as plantas, em resposta à diferença nos níveis de energia (Figura 2.44). Entretanto, quando a planta está sobre estresse hídrico, à raiz tende a se contrair, à medida que as células corticais perdem água em resposta a

este estresse. Tais condições ocorrem durante períodos quentes e secos e são mais severas durante o dia, quando a perda de água através das folhas é máxima. O diâmetro das raízes, sob estas condições, pode reduzir-se em até 30 %. Isto diminui consideravelmente o contato direto entre o solo-raiz, bem como o movimento de água e nutrientes para as plantas. Apesar do vapor de água ainda poder ser absorvido pelas plantas, a taxa de absorção é muito baixa para manter a maioria das plantas, com exceção de plantas tolerantes à seca.

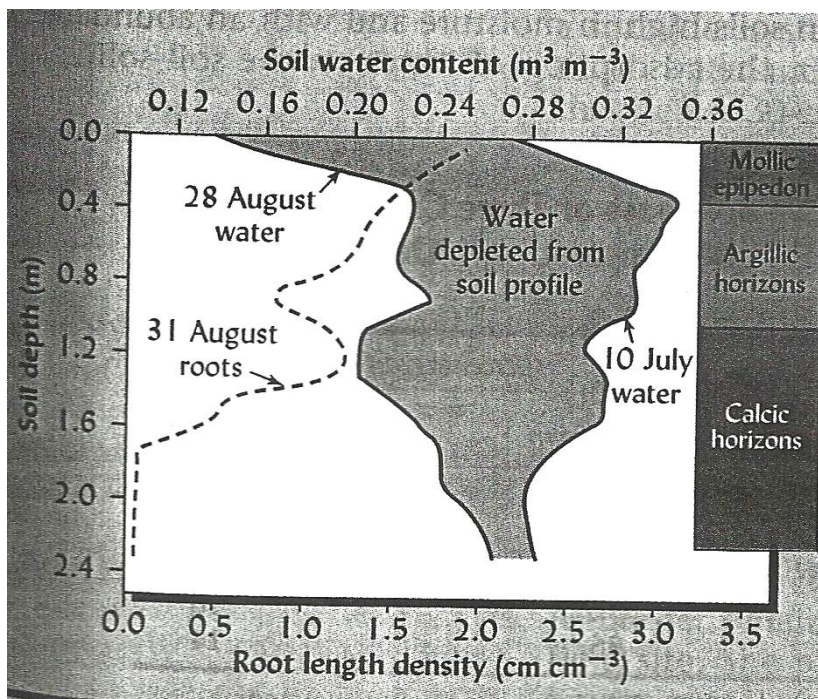


FIGURA 2.43 Distribuição de raízes e esgotamento de água no perfil de um solo sobre cultivo de girassóis em condições de sequeiro no Texas. Note a relação entre a densidade de raízes (cm de comprimento de raiz por cm³ de solo) e a quantidade de água utilizada durante o clima, seco e quente, entre 10 de julho e 28 de agosto. O conteúdo de água em 28 de agosto é próximo ao ponto de murcha permanente no primeiro 1 m da superfície deste solo franco argiloso. (Redesenhado a partir de dados de Moroke et al., 2005)

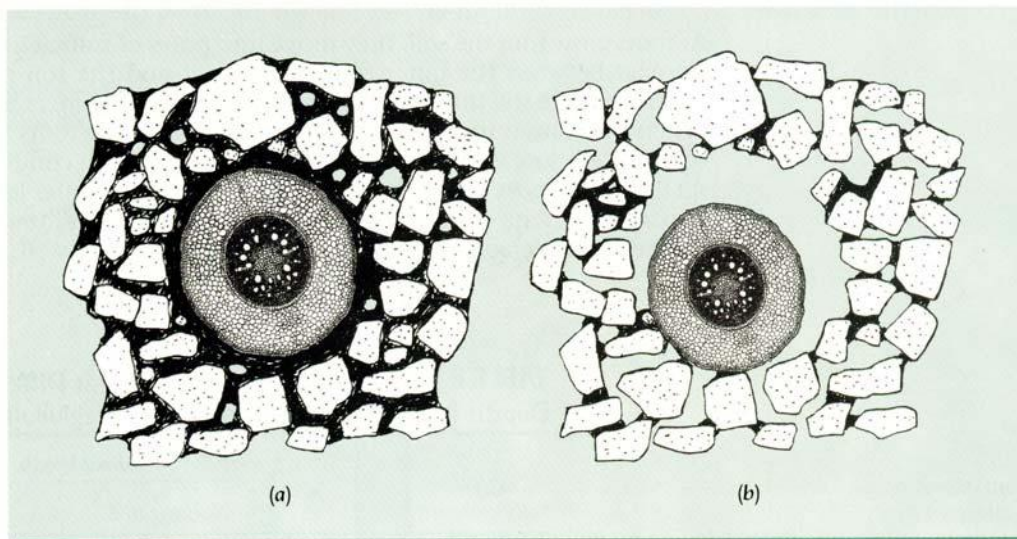


FIGURA 2.27 Seção transversal de uma raiz rodeada por solo. (a) Durante períodos de umidade adequada e baixo estresse hídrico a raiz preenche completamente os poros do solo e está em contato íntimo com filmes de água no solo. (b) Quando as plantas estão sob estresse hídrico severo, como em períodos quentes e secos, a raiz se contrai (principalmente nas células corticais), reduzindo significativamente o contato solo - raiz. Esta contração da raiz pode ocorrer durante dias quentes, mesmo quando o conteúdo de água no solo é adequado.

5.11 Conclusão

A água influencia a vida inteira, as interações e movimento desse simples composto no solo ajudam a determinar se esses impactos são positivos ou negativos. O entendimento desses princípios que governam a atração da água pelos sólidos do solo e pelos íons dissolvidos pode ajudar a maximizar resultados positivos enquanto minimiza os menos desejáveis.

A molécula de água tem uma estrutura polar que resulta em atração eletrostática da água a cátions solúveis e sólidos do solo. Essas forças de atração tendem a reduzir os níveis de energia potencial da água do solo abaixo do nível da água pura. A amplitude dessa redução, chamado potencial de água do solo, tem uma influência profunda sobre várias propriedades do solo e, mas especialmente no movimento da água no solo e sua retirada pelas plantas.

O potencial de água devido a atração entre os sólidos do solo e a água (Potencial matricial Ψ_m) se combina com a força da gravidade Ψ_g para um controle considerável do movimento de água. Este movimento é relativamente rápido em solos muito úmidos e com uma abundância de macroporos. Em solos mais secos, entretanto, a adsorção de água nos sólidos do solo é tão forte que o seu movimento no solo e sua retirada pelas plantas são acentuadamente reduzidos. Como consequência, as plantas morrem por falta de água – muito embora ainda haja quantidades significativas de água no solo – porque a água está indisponível para as plantas.

A água é fornecida as plantas pelo movimento capilar em direção à superfície das raízes e pelo crescimento das raízes em áreas úmidas do solo. Além disso, o movimento de vapor pode ser significativo para o suprimento de água a espécies do deserto resistentes a seca (xerófitas). O potencial osmótico Ψ_o se tornem importante em solos com altos níveis de sais solúveis que podem impedir a extração de água pelas plantas. Tais condições ocorrem mais frequentemente em solos com drenagem restrita que em áreas de baixa precipitação e em plantas cultivadas em vasos.

As características e o comportamento da água do solo são muito complexos. Entretanto, assim que adquirimos mais conhecimentos torna-se aparente que a água do solo é governada por princípios físicos relativamente simples e básicos. Além disso, pesquisadores estão descobrindo a similaridades entre esses princípios e a aqueles que governam o movimento do lençol freático e da retirada e do uso da água de solo pelas plantas.