

Capítulo 5

POTENCIAIS DA ÁGUA NO SOLO

Orencio Monje Vilar
Sandro Lemos Machado

1. INTRODUÇÃO

A simples separação entre saturado e não saturado já fornece uma pista sobre a importância que a água desempenha nos solos, seja do ponto de vista agrônomo, geotécnico ou mesmo de outras disciplinas dedicadas a estudar o assunto. Nessa perspectiva, há diferentes formas de se retratar a presença da água, seja por adjetivos, tais como água gravitacional, água higroscópica e água capilar, ou por quantificações, como aquelas expressas pelos teores de umidade e grau de saturação e pelo estado de energia da água. A energia presente numa determinada porção de água é aquela ditada pelas formas básicas descritas na Física, ou seja, da energia cinética, resultante da velocidade com que a água se movimenta e da energia potencial, resultante da posição e de diferentes interações entre a água e outros componentes presentes, como as partículas sólidas e os solutos. A utilização dos conceitos de energia não é uma novidade própria dos solos não saturados, visto tratar-se de um conceito físico fundamental. Para exemplificar, basta recorrer à conhecida equação de Bernoulli de ampla utilização em Mecânica dos Fluidos e, obviamente, em Geotecnia.

Pode-se dizer que os fenômenos envolvendo o transporte de massa em solos, sejam relacionados ao fluxo de água ou de outras substâncias pelos seus interstícios, possuem grande importância na engenharia geotécnica. Problemas de erosão, de estabilidade de taludes, de perda de água pela fundação ou pelo corpo de barragens de terra, de colapso ou expansão, de danos provocados por ações de rebaixamento do lençol freático e os problemas envolvendo o transporte de contaminantes no solo são exemplos de situações práticas da engenharia, nos quais o conhecimento acerca das propriedades hidráulicas do solo e das condições de contorno do problema é requerido.

Conforme se poderá observar, contudo, nos capítulos que tratam da permeabilidade e fluxo em solos e do fluxo de contaminantes em solos não saturados, às vezes, esses problemas se apresentam de forma mais complexa, exigindo para o seu cálculo ou sua modelagem a determinação de propriedades do solo que ainda não estão incorporadas à prática laboratorial atual. Nestes casos, outros potenciais de energia da água devem ser levados em consideração para a resolução dos problemas que se apresentam ao engenheiro geotécnico.

Nos estudos de transporte de contaminantes em meios porosos, a advecção, ou seja, o transporte de substâncias dissolvidas pelo movimento da água, desempenha um papel fundamental. Quando o fluxo de água ocorre na zona não saturada, ou zona vadosa, caracterizada por possuir um grau de saturação à água inferior a 100%, há uma predominância de fenômenos em que o conhecimento da curva de condutividade hidráulica e da curva de retenção de água pelo solo é fundamental. Diversos esforços têm sido envidados para a obtenção da curva de retenção, como no caso do recente trabalho de Albuquerque *et al.* (2022), no qual são empregadas técnicas de aprendizado de máquina para prever a curva de retenção a partir de propriedades índices do solo. Trata-se de um esforço coletivo, e os leitores são convidados a partilhar os seus dados neste endereço: <https://geofluxo.com/geoapps/swrc-ai/form/>, ajudando a melhorar a capacidade preditiva da ferramenta desenvolvida. Assim, o conhecimento da permeabilidade saturada das camadas do subsolo não é informação suficiente para o entendimento e/ou a modelagem do fluxo de água, e a pressão da água intersticial está relacionada diretamente com o conteúdo de água do solo e não com a sua posição com relação ao nível do lençol freático.

Além disso, há uma estreita relação entre as propriedades mecânicas do solo e os potenciais energéticos da água. Fenômenos como expansão e colapso, típicos de solos não saturados, estão ligados intimamente com o potencial energético da água intersticial, e problemas de instabilização de encostas, tão comuns em nossas metrópoles, estão relacionados diretamente com a infiltração de água de chuva e de outras fontes na zona não saturada.

Embora os avanços nas práticas experimentais disponíveis tenham se demonstrado notáveis nos últimos anos, inclusive com o emprego de técnicas expeditas ou de modernos equipamentos que possibilitam a obtenção das propriedades hidráulicas de interesse dos solos não saturados em curto espaço de tempo, a internalização do conhecimento acerca dos potenciais da água no solo ainda carece de progressos.

Este capítulo apresenta e discute os diferentes potenciais de energia da água no solo, tentando-se destacar a sua importância nos problemas geotécnicos. Este texto tem natureza introdutória e se encontra direcionado aos alunos de Engenharia de graduação e pós-graduação que desejam iniciar os seus estudos no tema.

2. CAUSAS DO FLUXO DE ÁGUA NOS SOLOS

Para que haja movimento, fluxo, de qualquer fluido em um meio qualquer, é necessário que haja diferenças de energia interna ou intrínseca entre as moléculas do fluido localizadas em diferentes regiões do meio, nesse caso, o meio poroso solo. Em havendo diferenças de energia ou potencial, o fluido sempre migrará das regiões em que as suas moléculas se encontram com maior energia interna para aquelas onde se encontram em condições de menor energia.

Existem diversos potenciais na natureza que podem afetar a energia interna dos fluidos intersticiais. De uma forma geral, pode-se dizer que a energia interna de um fluido está sempre relacionada com o grau de agitação de suas moléculas, que, por sua vez, tem os seus efeitos expressos na forma de energia térmica ou de pressão. Componentes de energia que tendem a aumentar esse grau de agitação ou diminuir o espaço disponível para

que essa agitação molecular ocorra, aumentam a energia interna do fluido e vice-versa. Esses conceitos estão expressos na amplamente difundida lei dos gases ideais, deduzida pela primeira vez por Émile Clapeyron, em 1834, e são considerados nas leis elementares da termodinâmica. Neste capítulo, serão abordados os potenciais de energia que possuem relação direta com o problema de fluxo de água em solos, de forma que o fluido considerado será sempre a água; o meio poroso, sempre o solo; e os potenciais estudados, aqueles denominados de energia livre, ou seja, aqueles capazes de produzir trabalho.

A energia sempre é referenciada a um estado padrão, comumente, água pura, sujeita à pressão atmosférica e numa determinada cota, importando conhecer as diferenças de energia entre pontos distintos, pois ela é que determinará o movimento da água no interior do solo, com todas as suas intercorrências, como alterações de umidade, de pressões de água e o transporte de poluentes, por exemplo.

A sistematização dos conceitos de energia, advindos da Termodinâmica e de uso corrente em Física dos Solos, e sua extensão à Mecânica dos Solos, deu-se em 1965, no Simpósio “Engineering Concepts of Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soils” (Aitchison, 1965). A forma usual de se expressar a energia da água em um solo é recorrer a uma função termodinâmica, a energia livre de Gibbs, representada, por conveniência, em termos de um potencial equivalente ou pressão de sucção. Dessa forma, define-se um Potencial Total da Água do Solo, que representa o trabalho útil que deve ser realizado em uma quantidade infinitesimal de água pura, para conduzi-la, reversível e isotermicamente, desde um reservatório sob condições padronizadas (isto é água pura, em uma determinada cota e sujeita à pressão atmosférica) – Ponto A – até a água no solo, na cota de interesse (Ponto B), conforme ilustrado na Figura 1. Buckingham (1907) foi um dos precursores na definição do conceito de potencial capilar, tomando-o como sendo a energia gasta ou necessária para deslocar uma unidade de massa de água, em sentido contrário ao das forças capilares, de um certo local até o nível da água livre, sujeita à pressão atmosférica.

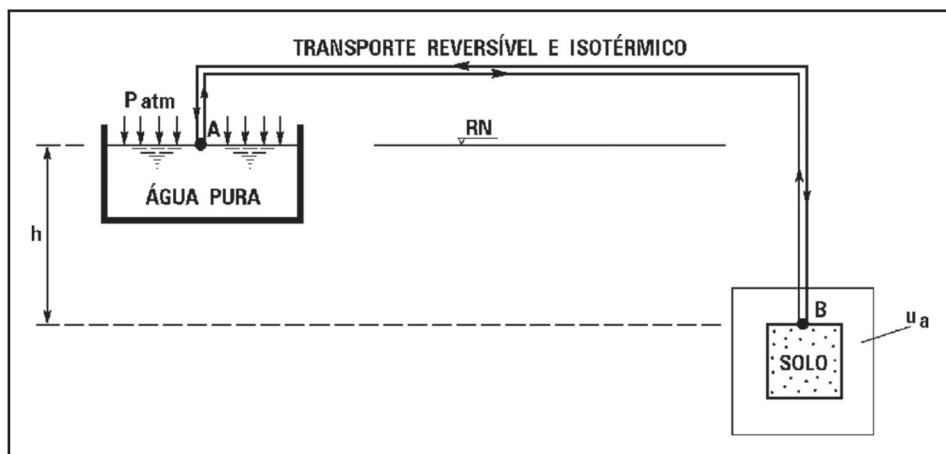


Figura 1: Esquema ilustrativo da definição de potencial total da água no solo

3. PRINCIPAIS POTENCIAIS DE ENERGIA PARA O CASO DO FLUXO DE ÁGUA EM SOLOS NÃO SATURADOS

A Equação 1, abaixo, ilustra os principais potenciais de energia a serem considerados, neste trabalho, para a água intersticial do solo. Conforme se pode observar, a Equação 1 é, basicamente, a equação da energia de Bernoulli acrescida dos potenciais osmótico, matricial, pneumático e térmico. Em primeira aproximação, a equação de Bernoulli pode ser aplicada a solos não saturados, bastando atentar a uma peculiaridade relacionada à carga de pressão. Nos solos saturados, a componente de pressão usualmente assume valores positivos decorrentes, por exemplo, da submersão ou de sobrepressões, como as geradas em processos de adensamento. Já nos solos não saturados, esse componente apresenta valores negativos e tem agora, como fonte, as contribuições da interação da água com a matriz do solo e com os solutos nela dissolvidos. Em ambos os casos, as velocidades usualmente são baixas e a componente cinética é, geralmente, desprezível.

$$y_{\text{total}} = y_{\text{temp}} + y_z + y_{\text{cin}} + y_p + y_{\text{pn}} + y_m + y_{\text{osm}} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde:

ψ_{total} = Potencial total da água no solo

ψ_{temp} = Potencial térmico da água no solo

ψ_z = Potencial de posição ou gravitacional

ψ_{cin} = Potencial cinético da água no solo

ψ_p = Potencial de pressão da água no solo

ψ_{pn} = Potencial pneumático da água no solo

ψ_m = Potencial matricial da água no solo

ψ_{osm} = Potencial osmótico da água no solo

O potencial térmico será importante sempre que existirem diferenças de temperatura relevantes dentro do domínio de interesse do estudo. Esta é uma parcela de energia que não pode ser negligenciada no caso de estudos geotécnicos envolvendo fluxo de água ou transporte de fluidos não miscíveis ou ainda substâncias dissolvidas na água intersticial em ambientes industriais, onde diversos equipamentos podem liberar energia na forma de calor para o ambiente. É importante observar que, no caso de gradientes térmicos, a energia térmica irá propagar-se pelo meio através do processo de condução térmica, mesmo que não haja fluxo de água. Complementarmente, em sendo aquecida, a água incrementa a sua energia interna, passando a migrar para regiões de temperatura mais baixa. Em outras palavras, os gradientes térmicos promovem, no solo, pelo menos, dois fenômenos distintos: o de condução térmica e o de fluxo de água por gradientes de energia térmica.

O potencial de posição é decorrente do campo gravitacional da terra, de forma que quanto mais distante a água do centro de massa do planeta, maior será o seu potencial gravitacional. Esse é um dos componentes de energia da Equação de Bernoulli, de conhecimento comum para todas as áreas de engenharia.

Como o solo não saturado possui ar em seus vazios, a pressão do ar intersticial poderá influenciar os processos de fluxo. Para a grande maioria dos problemas, contudo,

quando se pode admitir a hipótese de continuidade da fase ar nos vazios do solo, a pressão do ar intersticial é admitida como igual à atmosférica, que, por sua vez, é adotada, normalmente, como valor de referência para a pressão. Dessa forma, a não ser em caso de problemas específicos, como os casos envolvendo o uso de técnicas de recuperação de vapor para descontaminação do solo, vazamentos de ar comprimido ou vapor de água, essa componente de energia é normalmente desprezada. Quando presentes, os gradientes térmico e pneumático são de grande relevância no estudo do fluxo do ar intersticial, mormente em casos de problemas multifásicos.

Em havendo o movimento da água pelo solo, haverá a presença do potencial de energia cinética da água. Esse é outro componente também bastante conhecido dos alunos de engenharia, o qual também se encontra presente na Equação de Bernoulli. Conforme relatado anteriormente, contudo, a componente de energia cinética pode ser desprezada em problemas de fluxo de água em solo. Valores de velocidade de fluxo da ordem de 1×10^{-1} cm/s ou 1×10^{-3} m/s são considerados como bastante elevados. Levando-se em conta a Equação 2, que explicita o potencial cinético, pode-se perceber que valores de velocidade de fluxo da ordem de 1×10^{-3} m/s conduzem a valores de energia de cerca de 5×10^{-7} Joules, em se considerando uma massa de água de 1 kg.

$$\Psi_{\text{cin}} = \frac{mv^2}{2} \quad (\text{Eq. 2})$$

Onde:

m = massa de água (kg)

v = velocidade de fluxo da água (m/s)

A componente de energia decorrente da pressão na água, ou pressão neutra (u), como comumente referido no meio geotécnico, é a terceira componente prevista na Equação de Bernoulli. A Equação 3 explicita o cálculo do trabalho para o caso de problemas mecânicos. Vê-se, daqui, que J (Joules) = N (Newton) $\times$ m. Levando-se conta que pressão possui unidades de força por área, pode-se chegar, então, muito facilmente, à conclusão de que pressão representa uma densidade de energia por volume. Essa é uma percepção que, embora escape, por vezes, ao aluno de graduação, é muito utilizada nas engenharias e é muito útil em problemas que requeiram a conversão de uma forma de energia em outra.

$$\Psi_{\text{mec}} = E = \int_a^b \vec{F} \cdot d\vec{l} \quad (\text{Eq. 3})$$

Onde:

F = Força (N)

d $\vec{l}$ = deslocamento infinitesimal (m)

E = Energia ou trabalho (J)

$$E = Nm; u = \frac{F}{m^2} \Rightarrow u = \frac{E}{m^3} \quad (\text{Eq. 4})$$

Nos próximos itens, devido à sua importância para o caso de fluxo em solos não saturados, os componentes de energia matricial e osmótico serão apresentados com um maior nível de detalhamento.

A Equação 5 apresenta os termos da Equação 1 na forma de cargas hidráulicas (m), que é a medida de energia preferida para fluidos pela Engenharia Civil e por outras engenharias, em parte, pela facilidade de visualização dos resultados e, em parte, por tornar o gradiente de energia adimensional. Conforme se pode observar na Equação 3, tomando-se o caso da definição de energia ou trabalho mecânico, percebe-se claramente que carga hidráulica representa uma densidade de energia por massa

$$\Psi_{\text{total}} = C \cdot T + z + \frac{v^2}{2g} + \frac{u}{\gamma_w} + \frac{u_{\text{ar}}}{\gamma_w} + \frac{u_m}{\gamma_w} + \frac{u_{\text{osm}}}{\gamma_w} \quad (\text{Eq. 5})$$

onde:

C = calor específico da água (J/K)

T = temperatura (K)

u = pressão na água intersticial (N/m²)

u_{ar} = pressão no ar intersticial (N/m²)

u_m = pressão na água intersticial devido à sucção matricial (N/m²)

u_{osm} = pressão na água intersticial devido à sucção osmótica (N/m²)

γ_w = peso específico da água (N/m³)

Conforme se pode observar na Equação 5, a forma de se expressar a influência dos potenciais matriciais, osmótico, de pressão e pneumático é a mesma, ou seja, como mudanças na pressão intersticial. Isso, aliás, está muito próximo do que acontece em campo. Para o caso de regiões situadas abaixo do nível do lençol freático, por exemplo, a pressão na água será maior ou menor conforme a sua distância da superfície do lençol freático e o potencial matricial será nulo, já que todos os vazios do solo estão preenchidos por água e os fenômenos capilares e de adsorção deixam de ter atuação no problema de fluxo. Para o caso da porção de solo situada entre a superfície do lençol freático e o nível do terreno, denominada de zona não saturada ou zona vadosa, embora a pressão, na água intersticial, sofra a influência do lençol freático, principalmente se dentro da franja capilar, os valores de pressão na água são menores que a pressão atmosférica (ou que a pressão de ar no caso de um potencial pneumático não nulo) e são uma função do conteúdo de água remanescente no solo.

3.1 Potencial matricial da água no solo

Quando um meio poroso como o solo inicia um processo de secagem ou drenagem, partindo de um estado inicial de saturação, a água intersticial começa a sofrer processos de interação com a estrutura e com as partículas sólidas do solo que fazem com que a sua energia interna seja diminuída. Isso ocorre porque as partículas sólidas, seja por processos capilares ou de adsorção, tendem a atrair a água intersticial, e essa atração tende a diminuir a pressão ou o grau de agitação das moléculas da água. Conforme será visto adiante,

o potencial decorrente das interações das partículas sólidas com a água, por capilaridade, será tanto menor (mais negativo, tendo-se como referência as condições normais de temperatura e pressão) quanto menor for o diâmetro dos poros do solo, de forma que, em um processo de secagem, os poros maiores drenam primeiro, drenando-se progressivamente os poros menores do solo à medida que uma maior energia é aplicada para possibilitar a extração da água intersticial. Denomina-se de potencial matricial o efeito conjunto dos fenômenos de capilaridade e de adsorção sobre a energia livre da água do solo, conforme é ilustrado na Equação 6.

$$\psi_m = \psi_{\text{cap}} + \psi_{\text{ads}} \quad (\text{Eq. 6})$$

Onde:

ψ_m = Potencial matricial da água no solo

ψ_{cap} = Potencial capilar da água no solo

ψ_{ads} = Potencial de adsorção da água no solo

Potencial capilar

As moléculas de água, como as de outras substâncias, apresentam forças de atração de curto alcance (não superiores a 5×10^{-6} cm) e baixa intensidade (da ordem de 2 kcal/mol), as quais, embora possam ser de tipos diferentes, recebem a denominação de forças de Van der Waals, em homenagem ao homônimo físico Holandês, de papel decisivo para o seu conhecimento e aceitação. Quando essas forças se desenvolvem entre as moléculas de um mesmo fluido, estas são denominadas de força de coesão, enquanto que as forças de atração entre as moléculas do fluido e da superfície sólida as quais estão em contato são denominadas de forças de adesão. A capilaridade ou tensão capilar e, por conseguinte, o potencial capilar, surge como resultado da existência dessas forças de atração entre as moléculas. Sua denominação é decorrente do fato de que os fenômenos de ascensão capilar são mais evidentes em tubos de muito pequeno diâmetro ou tubos capilares.

A Figura 2 ajuda no entendimento da formação da tensão capilar. Nessa figura, são ilustradas as forças atuando sobre duas moléculas de água. A primeira molécula está localizada na superfície da água (interface água/ar) e a segunda molécula se encontra a uma profundidade superior a 5×10^{-6} cm, que é o valor admitido para o raio de ação das forças de Van der Waals. Acontece que as forças de coesão entre as moléculas de água são muito superiores às forças de atração entre as moléculas de água e de ar, de forma que, para a primeira molécula, surge uma força de atração não balanceada que puxa a molécula de água para dentro do líquido.

Pela ação dessas forças não equilibradas que surgem na interface água/ar, a superfície do líquido se contrai minimizando sua área e adquire uma energia potencial extra que se opõe a qualquer tentativa de distendê-la, ou seja, ocorrendo uma distensão, a tendência da superfície é sempre voltar a sua posição original. Com base nessas observações, a superfície ativa do líquido é também chamada de membrana contrátil. Pelo exposto até este ponto, deve ficar claro que a membrana contrátil surge da interface entre diferentes fluidos ou entre fluidos e sólidos.

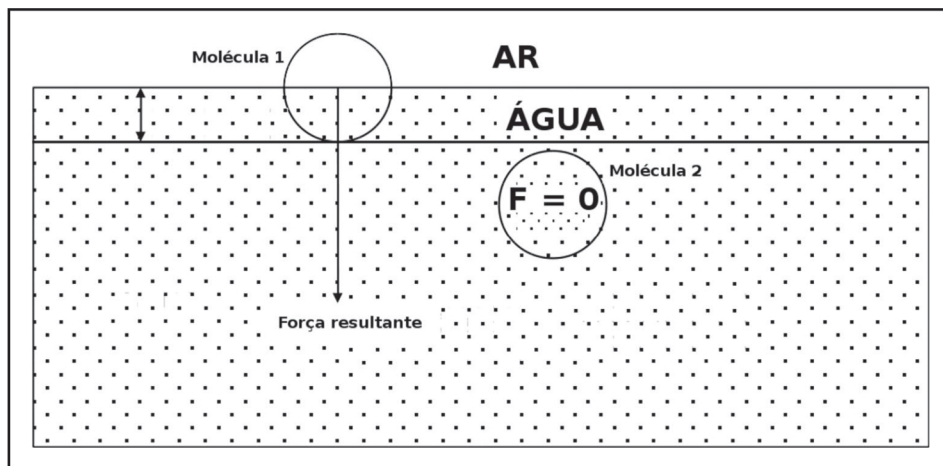


Figura 2: Ilustração da atuação das forças coesivas (adaptado de Libardi, 1993)

A Figura 3 ilustra forças de coesão e adesão atuando em uma molécula de água (ponto P na figura) situada na interface água/ar/superfície sólida. Nessa figura, as forças de atração entre as moléculas de água e ar foram supostas negligenciáveis. A posição da força resultante da ação das forças de adesão e coesão definirá se o líquido tenderá ou não a molhar a superfície de contato.

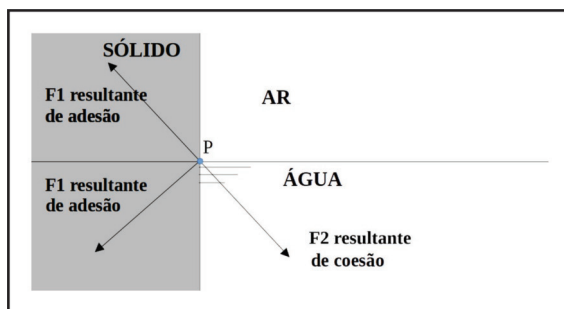


Figura 3: Formação de meniscos capilares. (Adaptado de Libardi, 1993)

A Figura 4 ilustra duas possibilidades distintas. No caso da Figura 4 (a), a força resultante (FR) está situada do lado das partículas sólidas, indicando uma predominância das forças de adesão. Como os líquidos não podem, por definição, resistir a forças cisalhantes, a superfície da água deve se curvar de forma a se tornar perpendicular à força resultante, dando origem ao fenômeno da ascensão capilar. A Figura 4 (a) ilustra o caso comum que acontece na interface entre a água e o ar intersticiais e a quase totalidade dos minerais. Denomina-se de tensão superficial a intensidade da força que atua no contato sólido/ar/água, sendo dependente da intensidade das forças de coesão e de adesão que atuam no sistema.

No caso da Figura 4 (b), há um predomínio das forças de coesão e o líquido “se recusa” a molhar a superfície de contato. Essa situação ocorre, por exemplo, no caso do contato do mercúrio com a maioria das superfícies minerais ou no caso do contato da água com o silicone, conhecido por suas propriedades hidrofóbicas. As características de polaridade das moléculas do fluido e dos sólidos possuem grande influência na intensidade das forças de adesão/coesão.

A Figura 5 ilustra a formação de um menisco em um tubo capilar. Imergindo-se a ponta de um tubo fino de vidro num recipiente com água, esta subirá no tubo capilar até uma determinada altura, a qual será menor quanto maior for o raio do tubo. Isso ocorre por conta da ocorrência da tensão superficial (T_s) no contato entre a água e o vidro, formando um ângulo de contato α (cujo valor depende da relação entre as forças apresentadas na Figura 4), que é também conhecido como ângulo de molhamento ou de contato. T_s e α assumirão valores que dependerão do tipo de fluido e da superfície de contato em questão. No caso da água, considerada pura, e o vidro quimicamente limpo, para 20°C, T_s é, aproximadamente, igual a 0,074 N/m e α é igual a zero.

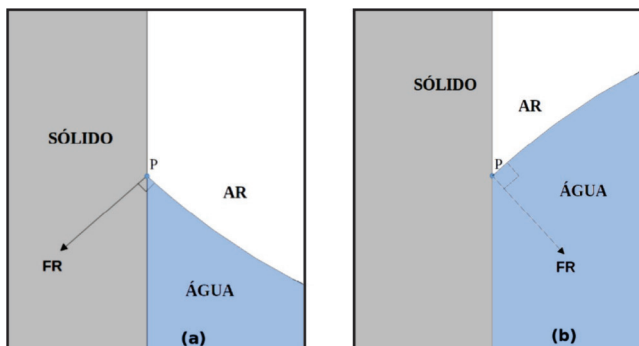


Figura 4: Formação de meniscos capilares. (a) superfícies hidrofílicas (b) superfícies hidrofóbicas

Conforme se pode observar na Figura 5, o resultado prático da atuação de T_s e da membrana contrátil é que, para manter o equilíbrio de forças do sistema, a pressão de água sob a membrana contrátil será sempre menor que a pressão do ar atmosférico. Essa diferença de pressão é obtida calculando-se a componente de T_s no sentido vertical, multiplicando-a pelo perímetro do tubo e dividindo-se o resultado por sua área transversal (notar que a tensão superficial atua no contato entre a água e o tubo). Isso explica, também, o motivo pelo qual a capilaridade reduz a energia interna da água.

A diferença de pressão entre as fases ar e água ($u_{ar} - u_w$) é denominada, comumente, de sucção do solo, e esta é a grandeza normalmente utilizada para representar o estado energético da água em solos não saturados. Com isso, procura-se trabalhar sempre com valores positivos. A Equação 7 (Equação de Laplace) costuma ser utilizada para o cálculo da sucção capilar em um menisco de forma genérica. Nessa equação, R_1 e R_2 são os raios de curvatura ortogonais do menisco de água. Para o caso de um menisco esférico, a Equação 8 pode ser utilizada, o que conduz à Equação 9.

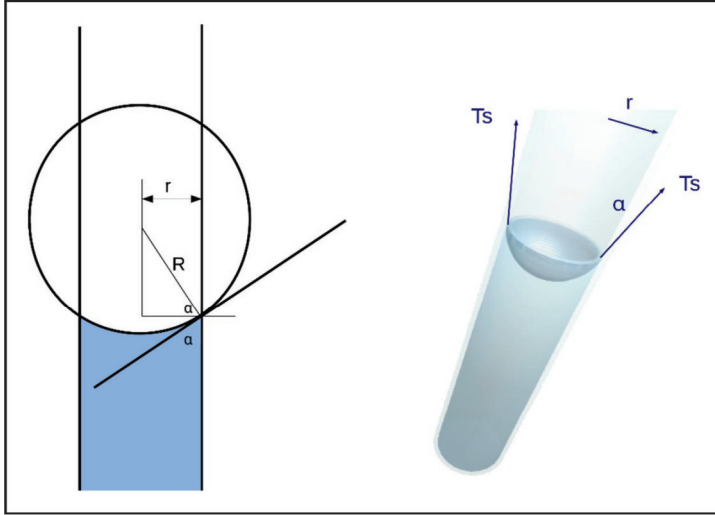


Figura 5: Detalhe da superfície do líquido no tubo capilar com o ângulo de contato α

$$u_{ar} - u_w = TS \left(\frac{1}{\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}} \right) \quad (\text{Eq. 7})$$

$$R_1 = R_2 = \frac{r}{\cos(\alpha)} \quad (\text{Eq. 8})$$

$$u_{ar} - u_w = \frac{2Ts \cos(\alpha)}{r} \quad (\text{Eq. 9})$$

A altura de ascensão de água em um tubo capilar, h_c , é, então, calculada de forma que a diferença de pressão entre as fases ar e água seja dada dividindo-se o peso da coluna de água sob o menisco pela área transversal do tubo.

$$\frac{\gamma_w}{\pi} \frac{\pi r^2 h_c}{r^2} = \frac{2Ts \cos(\alpha)}{r} \quad (\text{Eq. 10})$$

Ou

$$h_c = \frac{2Ts \cos(\alpha)}{r \gamma_w} \quad (\text{Eq. 14})$$

Onde

γ_w = peso específico da água (N/m^3)

Conceitos relacionados à capilaridade

Tensão interfacial – Existem casos em que o outro fluido apresentado na Figura 4 não é o ar, mas sim um outro líquido imiscível (a Figura 4 poderia se formar caso se substituísse o ar pelo diesel, por exemplo). Nesses casos de interfaces sólido/líquido/líquido, é comum se utilizar o termo tensão interfacial, reservando-se o termo tensão superficial para o caso das interfaces sólido/líquido/ar atmosférico.

Molhabilidade – Quando dois fluidos entram em contato com uma superfície sólida, haverá uma ordem de molhabilidade que fará com que um líquido tenda a se espalhar pela superfície sólida em detrimento do outro. A molhabilidade é um parâmetro importante na forma como o líquido se espalha no meio poroso e está associada com a geometria do espalhamento do líquido nas interfaces. Conforme discutido anteriormente, os meniscos formados nos tubos capilares (ou nos canalículos que existem nos interstícios do solo) são uma função das tensões superficiais e interfaciais. A molhabilidade está associada com o ângulo que se forma entre os vários vetores de tensão e a superfície sobre a qual o líquido se espalha. A combinação de todas essas forças ditará qual fluido tem a preferência para se espalhar sobre a superfície. Em outras palavras, qual fluido apresenta, comparativamente, as maiores forças de adesão.

Ângulo de contato – Segundo Hillel (1980), caso se coloque uma gota de um líquido sobre uma superfície sólida, o líquido vai deslocar o gás que cobre a superfície sólida e se espalhará sobre a superfície até certo ponto. Nesse ponto, a extremidade da gota entra em repouso e a interface entre a gota e o gás faz um ângulo típico com a interface entre a gota e a superfície sólida (Ver Figura 6). Casos em que $\alpha > 90^\circ$ apontam para uma predominância das forças de coesão em relação às forças de adesão e a superfície é dita não molhante.

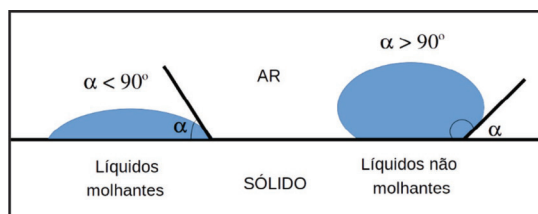


Figura 6: Exemplos de ângulos de contato em casos em que o fluido molha e não molha a superfície

Potencial de adsorção

O fenômeno da adsorção está relacionado à existência de cargas superficiais não balanceadas na superfície do solo. Segundo Machado e Zuquette (2005), de acordo com o tipo e magnitude das cargas elétricas superficiais existentes nas partículas do solo, pode-se prever a força de atração ou repulsão com relação aos íons em solução, podendo estas serem enquadradas em dois grupos: cargas permanentes ou constantes (principalmente, argilas silicatadas) e cargas variáveis, presentes, principalmente, em óxidos, hidróxidos e matéria orgânica. Baseado em sua origem, os principais tipos de processos responsáveis pelas cargas são: substituição isomórfica, dissolução iônica e cargas derivadas de complexos.

Reconhecidamente, a fonte mais comum de carga superficial no solo é proveniente das imperfeições estruturais no retículo cristalino (substituição isomórfica de íons) que ocorrem durante o intemperismo químico. Estas imperfeições resultam em cargas permanentes nas partículas do solo.

As cargas superficiais também se desenvolvem como resultado da quimiosorção (adsorção química) de H_2O , isto é, a água rompe-se (dissocia-se) em H^+ e OH^- durante a adsorção para formar uma superfície hidroxilada, gerando cargas variáveis denominadas de Carga Protônica Líquida. Essas cargas podem ser tanto positivas quanto negativas, dependendo do pH (concentração do íon hidrogênio) no ambiente aquoso.

Por fim, outras cargas podem ser definidas, como a densidade de carga de complexos de esfera interna, que ocasiona os efeitos de adsorção específica, e a densidade de complexos de esfera externa, que são responsáveis pela adsorção não específica. Tudo isso acaba por atrair as moléculas de água, que são polares, e cátions para o entorno da partícula de argila.

A adsorção da água pela superfície das partículas argilosas ocorre mediante quatro principais mecanismos: ligações de hidrogênio, hidratação de íons adsorvidos, atração por osmose e atração dipolar. Esses mecanismos de adsorção produzem algumas alterações na água que, nessa situação, tem suas moléculas estruturadas em condições semelhantes ao estado sólido, embora não na forma de gelo. É uma estrutura mais ordenada, que possui uma grande viscosidade (Presa, 1982). O fenômeno de adsorção é consequência do caráter polar pronunciado da molécula da água. Essa propriedade ajuda a explicar como as moléculas de água se orientam e são atraídas, por meio dos seus polos positivos, à superfície negativa das partículas de argila, além de se conectarem umas às outras.

É importante observar que a polaridade do fluido intersticial desempenha um papel fundamental nos processos de interação sólidos/líquido intersticial que darão origem à adsorção. No caso da ocorrência de fluxo multifásico no solo, com a presença de outros fluidos que não a água e o ar, a polaridade do líquido intersticial, em conjunto com a sua molhabilidade, desempenharão um papel fundamental no processo de fluxo.

A Figura 7 apresenta uma ilustração de um modelo para explicar a distribuição de água no entorno de partículas coloidais, como as partículas de argila. Segundo Jafelicci e Varanda (1999), as interações entre partículas coloidais dependem da distância de separação entre partículas. Além dessas forças, as forças externas devido ao campo da gravidade ou ao cisalhamento também influenciam a interação entre partículas.

Conforme observado na Figura 7, essas forças de interação advêm da natureza eletromagnética das interações entre a matéria. Nas dispersões coloidais aquosas, pode haver: 1) interação repulsiva de duplas camadas de cargas; 2) interação atrativa de van der Waals; 3) interação estérea repulsiva de cadeias de polímeros adsorvidos nas partículas; 4) interação atrativa de polímeros; 5) interação de moléculas de solvente (solvatação) e 6) interação hidrofóbica.

Deve-se notar que nem todas essas interações são comuns para o caso de meios porosos naturais como os solos, mas elas podem ser de interesse na análise de problemas que envolvam, por exemplo, a aplicação de técnicas de remediação para a recuperação de áreas degradadas.

A primeira camada do modelo da camada dupla é constituída de moléculas de água e íons dissolvidos, que, por estarem fortemente atraídos às partículas sólidas, não participam do processo de fluxo ou de um eventual transporte de contaminantes. Essa camada é limi-

tada pelo denominado plano de Stern. A segunda camada é a camada difusa. Nela, encontram-se íons e cátions que interagem com o campo elétrico formado na Figura 7 (b). Essa camada está limitada pelo plano de Gouy. A partir desse plano, tem-se a chamada água livre, que participa dos processos de fluxo e de transporte de massa, podendo fluir pela imposição de gradientes de energia. É importante notar que a concentração de cátions próxima à superfície dos argilominerais é maior que exteriormente ao plano de Gouy. Isso cria gradientes de composição que tendem a agir contrariamente ao campo elétrico (atraindo água para dentro da camada dupla ou cátions para fora dela) já que os solutos tendem a migrar de áreas com maior concentração para áreas com menor concentração. É importante observar também que a espessura da camada dupla será uma função da polaridade média dos fluidos intersticiais e da concentração eletrolítica existente no entorno das partículas.

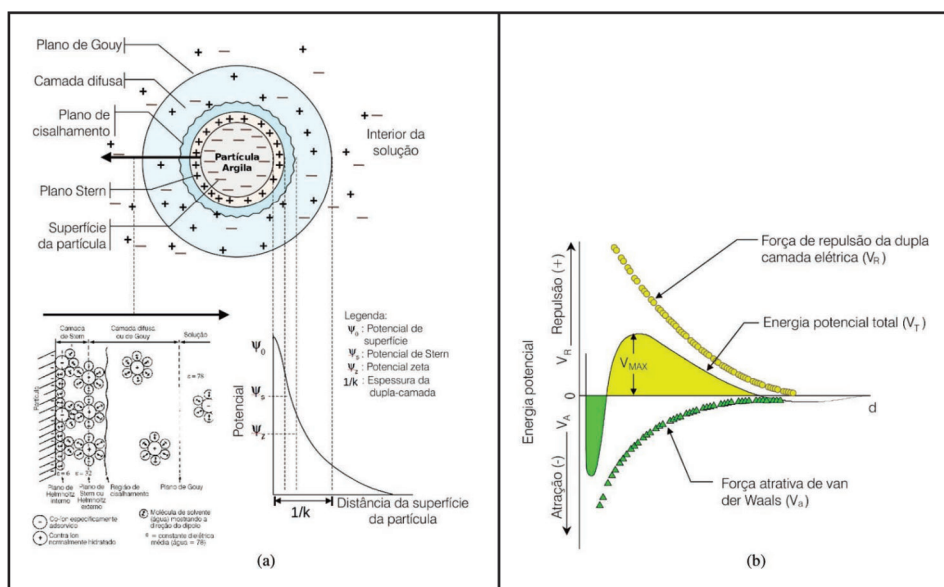


Figura 7: (a) Desenho ilustrativo da camada dupla (b) Potenciais de atração e repulsão agindo no entorno da partícula de argila. (adaptado de Jafelicci e Varanda, 1999)

A Figura 8 apresenta a variação da espessura da camada dupla em função da concentração eletrolítica (Figura 8a) e constante dielétrica do fluido intersticial (Figura 8b). Conforme se pode observar dessas figuras, a espessura da camada dupla diminui com o aumento da concentração de eletrólitos e aumenta com a constante dielétrica do fluido intersticial. Esses aspectos são de extrema importância no estudo de casos de fluxo multifásico, em que dois ou mais líquidos percorrem os interstícios do solo.

A Equação 12 pode ser utilizada para a estimativa da espessura da camada dupla:

$$t = \sqrt{\frac{\epsilon K_b T}{8\pi n_c e^2 v^2}} \quad (\text{Eq. 12})$$

Onde:

K_b = constante de Boltzmann

T = temperatura

n_e = concentração eletrolítica

e = carga elementar

v = valência iônica

ε = constante dielétrica

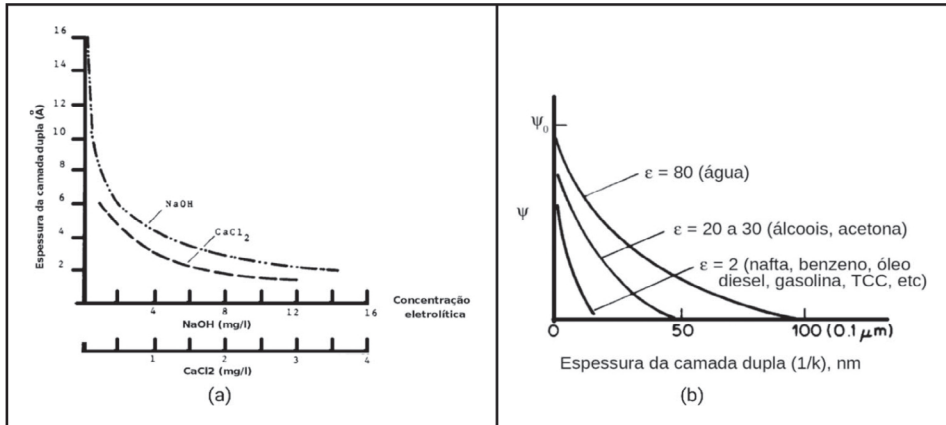


Figura 8: a) Desenho ilustrativo da camada dupla b) Potenciais de atração e repulsão agindo no entorno da partícula de argila

Algumas observações sobre a constante dielétrica dos fluidos e seus efeitos no comportamento mecânico do solo

Ao formar um dipolo, as moléculas de água podem se orientar em um campo elétrico e atuar de diferentes maneiras, como facilitar a hidratação de íons dos compostos iônicos e favorecer a solubilidade. A constante dielétrica traduz a diminuição da atração entre cargas elétricas devido à presença de material dielétrico entre elas. Sabe-se, da lei de Coulomb, que o módulo da força de atração/repulsão entre cargas ($\vec{F}$) é inversamente proporcional à constante dielétrica, assim a energia necessária para separar dois íons de cargas opostas é muito menor em meios com maior constante dielétrica. Seja por exemplo, uma comparação entre a água e o etanol (Fatibello-Filho, 2012). Pode-se expressar a lei de Coulomb como:

$$F = \frac{q_1 q_2}{\varepsilon d^2} \quad (\text{Eq. 13})$$

Onde q_1 e q_2 são duas cargas pontuais, como no caso de cátions e ânions dissolvidos na água intersticial, d , a distância entre elas, e ε a constante dielétrica ou permissividade elétrica do meio. O trabalho (W) necessário para separação das cargas é proporcional à força e inversamente proporcional à constante dielétrica. A constante dielétrica do vácuo (ε_0) é assumida como $\varepsilon_0 \approx 8,8542 \times 10^{-12} \text{ N}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ C}^2$ (onde C represente um Coulomb de

carga elétrica e N a unidade de força Newton). Para a maioria dos materiais, costuma-se empregar a constante dielétrica relativa (ϵ_r), que é a razão entre a constante dielétrica do meio e a constante dielétrica do vácuo: $\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$. A água possui um valor de $\epsilon_r = 78,54$, enquanto que, para o álcool, esse valor é de $\epsilon_r = 24,3$, ambos para uma temperatura de 25°C. Pode-se escrever, então:

$$\frac{W_{\text{água}}}{W_{\text{álcool}}} = \frac{\epsilon_{\text{r água}}}{\epsilon_{\text{r álcool}}} = \frac{24,3}{78,5} = 0,31 \quad (\text{Eq. 14})$$

Dessa relação entre trabalhos decorre que o trabalho para separar cargas em água gira em torno de 31% do trabalho necessário para separar as cargas em etanol. Visto de outra forma, pode-se notar da Equação 13 que a força entre íons de carga oposta é muito menor em água, graças à sua elevada constante dielétrica, resultando um melhor solvente. A constante dielétrica do meio representa a diminuição da força elétrica entre íons de cargas opostas devido à presença de materiais dielétricos, ou seja, de materiais que podem proporcionar isolamento de eletricidade em distintas magnitudes.

Grande parte dos solventes orgânicos, como dioxano e benzeno, apresentam constantes dielétricas inferiores a 10; para etanol e metanol (solúveis tanto em derivados de petróleo e solvente orgânicos quanto na água), os valores crescem e são 24,30 e 32,63 e, em água, na temperatura de 20°C, é igual a 80. A água apresenta constante dielétrica dentre as mais elevadas entre as substâncias conhecidas, o que favorece a sua conhecida capacidade solvente. A Tabela 1 traz a permissividade relativa de algumas substâncias, ressaltando-se que ela tende a decrescer na água com a temperatura.

Tabela 1: Constantes dielétricas relativas (Permissividades relativas) de alguns líquidos. (adaptado de Fatibello-Filho, 2012)

Líquido	Fórmula	$\epsilon_r (-)$
Vácuo	—	1,0
Benzeno	C_6H_6	2,27
Éter dietílico	$C_4H_{10}O$	4,2
Acetona	C_3H_6O	20,7
Álcool etílico (etanol)	C_2H_5OH	24,3
Álcool metílico (metanol)	CH_3OH	32,6
Água	H_2O	78,5
Água (a 20°C)	H_2O	80,1
Água (a 0°C)	H_2O	88,0
Água (a 100°C)	H_2O	55,3
Ácido sulfúrico anidro	H_2SO_4	101,0

A constante dielétrica tende a afetar o comportamento mecânico dos solos, como a resistência ou o colapso, deformações que ocorrem no solo por umedecimento e sem incremento de carga. Soluções de elevada constante dielétrica tendem a reduzir a resistên-

cia do solo (Almeida *et al.*, 2020) e ampliar a magnitude das deformações por colapso (Colares e Vilar, 1998). A constante dielétrica é utilizada ainda para medir indiretamente o teor de umidade do solo por meio de equipamentos denominados de TDR (da sigla em inglês *Time Domain Reflectometry*) (Cconciante *et al.*, 1996) e radar de penetração do solo, GPR (da sigla em inglês *Ground Penetrating Radar*) (Machado *et al.*, 2006).

3.2 Potencial osmótico

Os solutos possuem o que é costumeiramente denominado de propriedades coligativas. Isso significa que a adição de solutos à água tende a tornar as suas moléculas mais próximas, de forma que a magnitude das forças de coesão entre as moléculas de uma água pura será menor do que aquelas desenvolvidas para o caso de soluções aquosas. Como discutido anteriormente, isso significa dizer que a adição de solutos à água pura diminui a sua energia interna de forma que a água tende a migrar de regiões menos salinas para regiões mais salinas, o que, por sua vez, tende a promover o espalhamento dos solutos. Vê-se, aqui, portanto, uma conexão direta entre o conceito de potencial osmótico e as leis de Fick concernentes ao espalhamento de solutos por gradientes de concentração (difusão molecular).

Outras consequências da adição de solutos à água, pelas razões acima explicitadas, são a diminuição de sua pressão de vapor, com a diminuição da sua taxa de evaporação e o aumento de sua temperatura de ebulição. A Figura 9 representa o que acontece caso uma membrana semipermeável (permeável à água, mas não ao soluto) for introduzida entre regiões com diferentes salinidades. Conforme se pode observar, a água migrará da região com menor concentração para a região de maior concentração de sais, até que se estabeleça uma condição de equilíbrio energético, ou seja, até que o desnível entre as colunas de água seja igual à diferença de potencial osmótico entre as duas regiões. Essas observações valem para o caso de substâncias solúveis e solutos em geral.

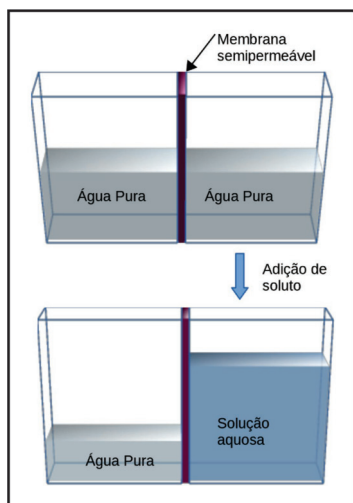


Figura 9: Figura ilustrativa do efeito do potencial osmótico

No caso da ausência da membrana semipermeável, a água/os solutos estão livres para migrar, de forma que, em uma distribuição homogênea de solutos nos interstícios do solo, cessa a influência da osmose no fluxo de água/transporte de soluto. Deve-se salientar, contudo, que, conforme a técnica experimental utilizada, podem-se efetuar medidas de sucção matricial (adsorção + capilaridade) ou total (adsorção + capilaridade + osmose) e esses aspectos devem ser cuidadosamente observados a fim de se evitarem erros na interpretação dos resultados.

O potencial osmótico tem sido progressivamente mais utilizado para a imposição/medição de sucções ao solo por intermédio do uso de membranas semipermeáveis, em aparatos que dispensam o uso de técnicas como a translação de eixo e, ao mesmo tempo, evitam a ocorrência de problemas como o da cavitação da água, mas isso foge do escopo deste capítulo. A Tabela 2 apresenta valores de sucção osmótica para diferentes solutos em diferentes concentrações na água.

Tabela 2: Valores de sucção osmótica, em kPa, para diferentes concentrações de solutos

Molalidade (m)	NaCl	KCl	NH₄Cl	Na₂SO₄	CaCl₂	Na₂S₂O₃	MgCl₂
0,01	24	24	24	34	34	34	35
0,05	234	233	233	306	320	310	324
0,1	463	460	460	585	633	597	643
0,2	916	905	905	1115	1274	1148	1303
0,3	1370	1348	1348	1620	1946	1682	2000
0,4	1824	1789	1789	2108	2652	2206	2739
0,5	2283	2231	2231	2582	3396	2722	3523
0,6	2746	2674	2671	3045	4181	3234	4357
0,7	3214	3116	3113	3498	5008	3744	5244
0,8	3685	3562	3558	3944	5880	4254	6186
0,9	4159	4007	4002	4384	6799	4767	7187
2,5	12556	11440	11366	11901	29115	14489	32776

4. POTENCIAIS IMPORTANTES PARA ESTUDO DA INTERAÇÃO SOLO/ATMOSFERA

A superfície terrestre é a mais importante superfície de contorno dos problemas geotécnicos relativos ao transporte de massa. É normalmente por ela que adentram os líquidos decorrentes de processos de infiltração, e é aí que se dão as trocas de vapor que ocorrem no contato solo/atmosfera. No curso de mecânica dos solos, é, normalmente, definido o conceito de umidade higroscópica. Ela corresponde à umidade de equilíbrio do solo com as condições ambientais. Em outras palavras, na umidade higroscópica, o solo atrai as partículas de água intersticial, pelos fenômenos já descritos anteriormente, com a mesma intensidade que o ar atmosférico. Essa “sucção” imposta pela atmosfera ao solo pode

ser entendida e calculada da forma apresentada na sequência. Sabe-se que a água contida em um recipiente fechado tende a evaporar e saturar o espaço livre numa quantidade que depende da temperatura. Essa quantidade é, geralmente, expressa em termos de pressão, donde se origina a designação de pressão de vapor de saturação (p_{vs} ou e_s). Entretanto, ocorrem situações intermediárias, em que a quantidade de vapor é insuficiente para a saturação, e tem-se, agora, uma pressão parcial de vapor (p_v ou e). Designa-se de umidade relativa (U_R) a relação entre a pressão parcial de vapor e a pressão de saturação que o ar pode atingir numa determinada temperatura Equação 15.

$$U_R = \frac{e}{e_s} \cdot 100 \quad (\text{Eq. 15})$$

A pressão de vapor tende a ser afetada por alguns fatores, como a presença de solutos, que, por conta de suas propriedades coligativas, conduzem à obtenção de pressões de vapor inferiores às obtidas para a água pura. Esses aspectos já foram discutidos anteriormente neste capítulo. Outra interferência, também já discutida, está relacionada à formação de uma superfície curva ar/água, como a que ocorre num menisco capilar. Como essas duas interferências estão diretamente associadas à composição dos potenciais osmótico e matricial, o rebaixamento da pressão de vapor e a umidade relativa correspondente fornecem uma medida da sucção total atuante no solo por meio da conhecida Equação de Kelvin, a Equação 16:

$$\psi_{\text{atm}} = \frac{\gamma_w RT}{M_v} \ln \frac{e}{e_s} \quad (\text{Eq. 16})$$

Onde:

ψ_{atm} = Potencial da água na forma de vapor atmosférico

γ_w = peso específico da água

R = constante dos gases perfeitos ($R = 8,314 \text{ J/mol}$)

T = temperatura [$^{\circ}\text{K}$]

M_v = massa molecular da água ($M_v = 18,011 \text{ kg/mol}$)

Pode-se demonstrar que essa mesma expressão também traduz a sucção, devendo-se observar que o potencial e a sucção, quando medidos nas mesmas unidades, são iguais, porém, de sinais contrários. Na temperatura de 20°C ($T = 293,16^{\circ}\text{K}$; $\rho_w = 998 \text{ kg/m}^3$) e considerando-se $M_v = 18,016 \text{ kg/kmol}$ e $R = 8,314 \text{ J/mol}^{\circ}\text{K}$, tem-se:

$$\psi_{\text{atm}} = 135022 \ln \frac{e}{e_s} \quad (\text{Eq. 17})$$

A Equação 16 é, hoje, muito utilizada na parte experimental em solos não saturados, seja por intermédio de câmaras com umidade relativa e temperatura controladas para a imposição de sucções no solo, seja para a calibração da sucção osmótica de soluções diversas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITCHISON, G. Engineering concepts of moisture equilibria and moisture changes in soils. *Engineering Concepts of Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soils*, 1965.

ALMEIDA, M.; MACHADO, S.; ANDRADE, H. The influence of the fluid dielectric constant on the shear strength of a unsaturated soil. *S&R*, v. 43, n. 4, p. 535-548, dez. 2020. ISSN 19809743, 19809743.

BUCKINGHAM, E. *Studies on the movement of soil moisture*. Washington, DC: [s.n.], 1907. Bulletin 38. (USDA Bureau of Soils, Bulletin 38).

COLLARES, A.; ORENCIO, O. M. A Influência do pH do Fluido de Saturação No Colapso do Solo. In: *XI Congresso Brasileiro de mecânica dos solos e engenharia geotécnica*. Brasília-DF: [s.n.], 1998. p. 123–129.

CONCIANE, W. *et al.* O Uso da Técnica de Reflectometria No Domínio do Tempo (Tdr), Para a Determinação da Umidade do Solo In Situ. *Solos e Rochas*, v. 19, p. 189-199, 1996.

FATIBELLO-FILHO, O. *Fatibello-Filho, O., INTRODUÇÃO AOS CONCEITOS E CÁLCULOS EM QUÍMICA ANALÍTICA: 1. Equilíbrio Químico em Solução e Introdução à Química Analítica Quantitativa, EdUFSCar, São Carlos, 2012 (vendas: www.ufscar.br, Editora)*. [S.l.: s.n.], 2012. ISBN 978-85-7600-287-1.

HILLEL, D. *Fundamental of Soil Physics*. New York: Academic Press, 1980.

JAFELICCI, M.; VARANDA, C. *O Mundo dos Coloides. Química e Sociedade - Química Nova na Escola*. 1999. Disponível em: <http://qnesc.sbq.org.br/online/qnesc09/quim-soc.pdf>.

LIBARDI, P. *Potenciais de água no solo*. Piracicaba, São Paulo: ESALQ, 1993. 250 p. (série didática no. 007).

MACHADO, S. *et al.* The use of the Ground Penetrating Radar, GPR in environmental non intrusive diagnostic and monitoring tasks. In: *5th ICEG Environmental Geotechnics: Opportunities, Challenges and Responsibilities for Environmental Geotechnics - Proceedings of the ISSMGE 5th Int. Congress*. [S.l.: s.n.], 2006. I. ISBN 0-7277-3474-1.

MACHADO, S.; ZUQUETTE, L. Transporte de massa e mecanismos de retenção em solos não saturados. V Simpósio Brasileiro de Solos Não-Saturados. São Carlos. II, p. 545-572, 2005.

PRESA, E. *Deformabilidad de las Arcilas Expansivas Bajo Succión Controlada*. Tese (E. T. S. de Ing. de Caminos Canales y Puertos) – Universidad Politecnica de Madrid, Madrid, 1982.