

## Capítulo 14

# INTERAÇÃO SOLO-PLANTA-ATMOSFERA E O PAPEL DOS SOLOS NÃO SATURADOS

Laura De Simone Borma  
Gilson de F. N. Gitirana Jr.  
Gislaine Cristina Luiz

### 1. INTRODUÇÃO

Os fluxos de água, energia (radiação e calor) e elementos químicos (carbono, nitrogênio, compostos orgânicos voláteis) que se processam entre a superfície terrestre e a atmosfera são de suma importância para o funcionamento do sistema terrestre, definindo padrões de clima, vegetação e solos. O estudo do contínuo solo-planta-atmosfera (*soil-plant-atmosphere-continuum*, SPAC; Phillip, 1966) refere-se a uma série de processos que se inter-relacionam com atributos físicos, químicos e biológicos do solo, da água, da planta e da atmosfera. O entendimento desses processos tem sido área de interesse em várias disciplinas: ciências do solo, hidrologia, recursos hídricos, climatologia, ecologia, engenharia florestal, agronomia, entre outras. Do ponto de vista da Ciência do Solo, Física do Solo e Agricultura, o estudo do contínuo solo-planta-atmosfera tem auxiliado, por exemplo, no entendimento da demanda hídrica por parte das plantas e no dimensionamento de projetos de irrigação (Reichardt e Timm, 2004). Nas áreas de Climatologia e nas Ciências do Sistema Terrestre, esse conhecimento tem auxiliado no entendimento das fortes relações existentes entre a superfície terrestre e o clima (Pitman, 2003). Mais recentemente, conhecimentos mais aprofundados acerca da dinâmica da água em solos não saturados – parte fundamental do contínuo solo-planta-atmosfera – têm sido demandados para estudos de problemas complexos do funcionamento do sistema terrestre, tais como as mudanças climáticas e as mudanças de uso e cobertura da terra e sua influência na resposta hidrológica (Stockler *et al.*, 2013). Na mecânica dos solos, estudos do comportamento do contínuo solo-planta-atmosfera têm sido tema de interesse para a solução de problemas relacionados à estabilidade de taludes de encostas, ao desempenho de coberturas evapotranspirativas ou barreiras capilares para depósitos de resíduos da mineração ou para a cobertura de aterros de resíduos sólidos (Wilson, 1990; Wilson *et al.*, 1994; Gitirana Jr., 2005; Sestren *et al.*, 2015).

O contínuo solo-planta-atmosfera pode ser visto como um sistema composto por 3 fases: pela interface solo-atmosfera, pela zona não saturada próxima à superfície e pela zo-

na saturada, mais profunda. A Figura 1 apresenta uma distribuição do perfil de solo em relação ao grau de saturação e nível do lençol freático. Em geral, a zona saturada é mais profunda e realiza trocas (fluxos) com a camada não saturada e com o lençol freático. A zona não saturada, mais superficial, realiza trocas com a camada saturada e com a atmosfera.

Dependendo da área de interesse, a descrição do funcionamento do contínuo solo-planta-atmosfera pode assumir diferentes formatos e ênfases. No presente capítulo, optou-se por adotar a estrutura proposta por Wilson (1990), segundo a qual o fluxo de água no contínuo solo-planta-atmosfera depende de três fatores dominantes. O primeiro deles é o suprimento ou a demanda de água impostos pela atmosfera na interface solo-atmosfera através da precipitação, infiltração de água de chuva ou evapotranspiração. O segundo fator refere-se à capacidade do solo de transmitir água, levando-se em conta as propriedades do solo e a influência do lençol freático como uma segunda fonte de suprimento de água no solo. O último fator está relacionado à influência da vegetação. O tipo e densidade da vegetação afetam a evapotranspiração por meio do consumo de água pelas raízes das plantas, por sua influência nas taxas de escoamento superficial e pela retenção de água na superfície do terreno. Como será visto nos itens a seguir, esses fatores não funcionam como variáveis independentes, mas como um sistema fortemente acoplado (ver, por exemplo, Hillel, 1998).

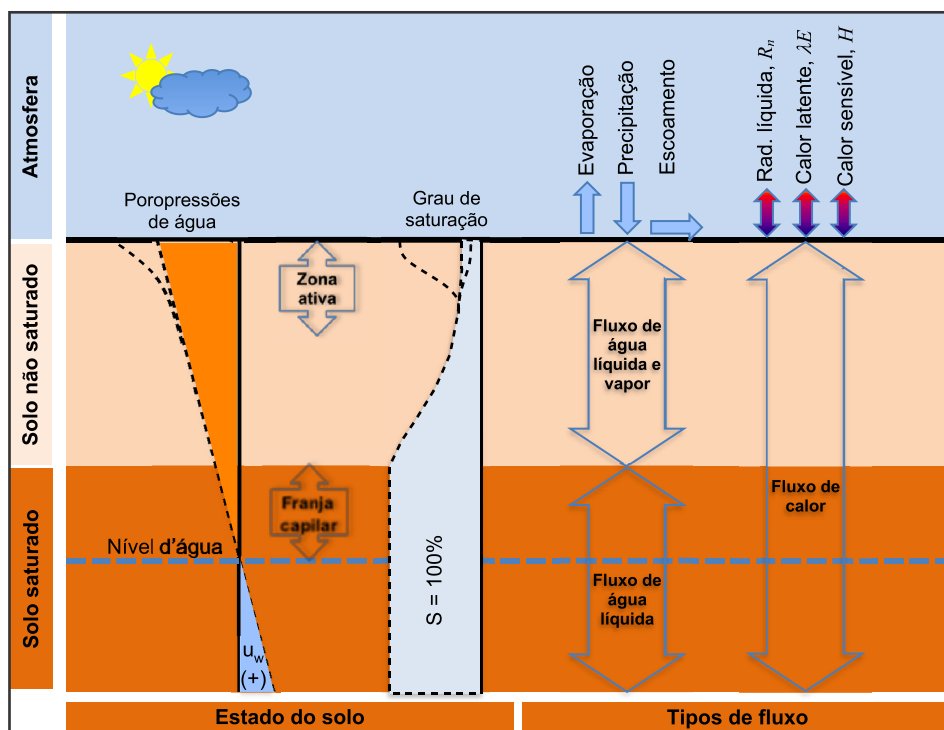


Figura 1 – Fluxos que ocorrem entre a interface solo-atmosfera e a interface zona saturada-zona não saturada

## 2. CICLO HIDROLÓGICO, BALANÇO HÍDRICO E BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE TERRESTRE

Inicialmente apresentamos uma revisão do ciclo hidrológico, do balanço hídrico e do balanço de energia. Em seguida, apresentamos os fluxos de água e energia que se processam ao longo do contínuo solo-planta-atmosfera.

### 2.1 Ciclo hidrológico e balanço de água

O ciclo hidrológico compreende a troca constante de água nos seus vários estados (sólido, líquido e gasoso) entre a superfície terrestre e a atmosfera (Figura 2). A água atinge a superfície terrestre por meio da precipitação (que pode ser sob a forma de chuva, neve, orvalho, geada, etc.) e deixa a superfície terrestre por processos de vaporização da água, os quais consistem da evaporação da água líquida a partir de rios, lagos, oceanos, solos e copas das árvores e também da transpiração da água pelas plantas. A associação dos fenômenos de evaporação e transpiração dá-se o nome de evapotranspiração. A evapotranspiração é um processo hidrológico extremamente importante, pois transforma em vapor d'água uma parcela expressiva. Estima-se que cerca de 60% a 80% da chuva que incide sobre a superfície do terreno retorne sob a forma de evapotranspiração (Oki & Kanae, 2006). A água evaporada irá se condensar ou solidificar na atmosfera, dando origem à precipitação e mantendo o ciclo hidrológico em funcionamento. Além desses, fazem parte do ciclo hidrológico a alimentação de corpos hídricos superficiais (rios, lagos e oceanos) e subterrâneos (aquíferos).

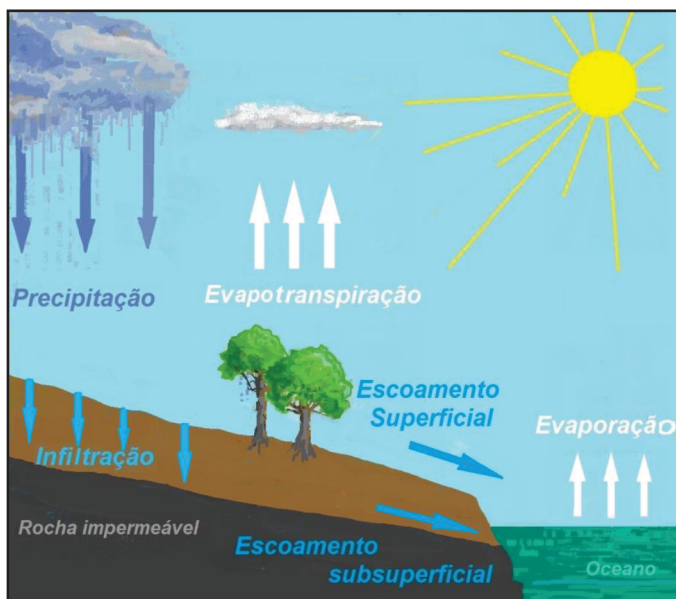


Figura 2 – Principais componentes do ciclo hidrológico (Ilustração: Rita Brugger)

A quantidade de água distribuída em cada um dos “compartimentos” do ciclo hidrológico pode ser expressa por um balanço de massa do tipo:

$$I - O = \Delta S \quad (\text{Eq. 1})$$

onde:

$I$  = fluxos positivos (entrada de água)

$O$  = fluxos negativos (saída de água)

$\Delta S$  = variação no armazenamento

Utilizando-se, para o balanço, os componentes apresentados na Figura 1, tem-se:

$$P - ET + Q + \Delta S \quad (\text{Eq. 2})$$

onde:  $P$  é a precipitação;  $ET$  é a evapotranspiração;  $Q$  representa a soma do escoamento superficial, subsuperficial e infiltração; e  $\Delta S$  é a água armazenada no solo. Por meio da Equação 2, conhecida como equação do balanço hídrico, é possível quantificar o volume de água armazenado em cada um dos componentes do sistema terrestre. Essa equação é a base dos modelos hidrológicos e permite computar mudanças no ciclo hidrológico a partir de mudanças em cada uma das suas componentes.

## 2.2 Balanço de energia

Embora seja comum descrever-se o ciclo hidrológico a partir da precipitação, o motor que aciona o ciclo hidrológico é a energia do Sol, que atinge a superfície do terreno, provocando a transformação da água líquida em vapor d'água pelo processo de evapotranspiração. A mudança de estado da água é um processo que envolve troca de energia. Calor latente é consumido para passar a água do estado líquido para o gasoso (evaporação). Da mesma forma, energia é liberada para passar a água do estado gasoso para o líquido (condensação). Grande parte da energia trocada nesses processos se dá por radiação.

Analogamente ao balanço hídrico, o balanço de energia ou balanço de radiação é a relação entre a quantidade de radiação recebida pela superfície terrestre e a quantidade de radiação por ela refletida ou transmitida. A diferença entre a radiação que atinge a superfície terrestre e a radiação que retorna de volta para o espaço é chamada de radiação líquida ( $R_n$ ) ou saldo de radiação. Esse saldo de energia é responsável pela manutenção da biosfera em funcionamento.

A habilidade de emitir energia radiante é uma propriedade de toda matéria, e o espectro do comprimento de onda depende da temperatura do corpo. O balanço de energia na superfície terrestre é texto base de várias publicações relacionadas ao funcionamento do sistema terrestre (ver, por exemplo, Pitman, 2003). O Sol, a uma temperatura de 6000° K, irradia energia em comprimentos de ondas menores que 4μm, sendo, por esse motivo, referida como radiação de ondas curtas. Porém, nem toda energia proveniente do Sol atinge a superfície terrestre. Ao atravessar a atmosfera, a radiação emitida pelo Sol interage com seus componentes (nuvens, gases, vapor d'água e uma variedade de compostos químicos de origem antrópica), sendo absorvida ou refletida por eles. A refletância de uma determinada superfície é medida por meio do seu albedo, que é uma função da superfície e do ângulo de incidência da radiação.

A quantidade de energia que atinge a superfície terrestre pode ser computada considerando-se, hipoteticamente, que o Sol emite 100 unidades (Rosen, 1999). Desse montante, cerca de 30 são devolvidas para o espaço, por reflexão, sendo 6 refletidas pelos gases atmosféricos, 20 pelas nuvens e 4 pela superfície terrestre (Figura 3). Além das 30 unidades refletidas de volta para o espaço, cerca de 19 unidades também não atingem a superfície terrestre, pois são absorvidas pelos componentes atmosféricos. Finalmente, das 100 unidades de energia emitidas pelo Sol, cerca de 51 unidades atingem a superfície terrestre. Para a manutenção do ciclo energético a superfície terrestre devolve, para o espaço, parte da energia recebida do Sol. A Terra, a uma temperatura de 290K, irradia energia na faixa de comprimento de onda de 4 a 50  $\mu\text{m}$ . Essa energia é denominada radiação terrestre, radiação de ondas longas ou radiação infravermelha. Da mesma forma como ocorre com a energia de ondas curtas proveniente do Sol, a energia de ondas longas emitida pela superfície é interceptada pelos componentes atmosféricos (vapor d'água, nuvens e gases atmosféricos), sendo parte absorvida por eles e parte refletida. Das 51 unidades de energia que atingem a superfície terrestre, 21 unidades são irradiadas sob a forma de radiação infravermelha (ou radiação de ondas longas), 7 são transferidas para a atmosfera sob a forma de calor sensível e 23 são transferidas para a atmosfera sob a forma de calor latente. O calor sensível pode ser entendido como a energia gasta para aquecer a superfície terrestre. O calor latente refere-se à quantidade de energia utilizada para transformar água líquida em vapor. Pelo fato de que a superfície terrestre emite energia na forma de calor (calor sensível, calor latente), essa parte do ciclo energético é, por vezes, referida como “balanço de calor”. Das 21 unidades irradiadas, 6 retornam para o espaço, mas 15 são absorvidas pelos componentes atmosféricos por meio do processo conhecido como efeito estufa, ou seja, as partículas atmosféricas são “transparentes” à energia de ondas curtas provenientes do Sol, mas absorvem em grande intensidade a energia de ondas longas proveniente da superfície terrestre. Finalmente, se forem descontadas, das 100 unidades de energia emitidas pelo Sol, as 36 unidades que foram refletidas de volta para a atmosfera, haverá, na superfície terrestre, um saldo de 64 unidades, que é a radiação líquida, ou saldo de radiação líquida ( $R_n$ ).

As equações que expressam o balanço de energia e de calor na superfície terrestre são dadas, respectivamente, por:

$$R_n = S\downarrow (1 - \alpha) + L + L\uparrow = G + H + \lambda E + F \quad (\text{Eq. 3})$$

onde:  $R_n$  é a radiação líquida;  $S\downarrow$  é a energia de ondas curtas incidente;  $\alpha$  é o albedo;  $L\uparrow$  é a energia de ondas longas emitida;  $G$  é o calor armazenado no solo;  $H$  é o fluxo de calor sensível para a atmosfera, por convecção;  $\lambda E$  é o fluxo de calor latente; e  $F$  é a energia química utilizada para a fotossíntese.

De acordo com a Equação (3), a radiação líquida incidente na superfície terrestre transforma-se em calor sensível ( $H$ ), calor latente ( $\lambda E$ ), calor armazenado no solo ( $G$ ) e radiação fotossinteticamente ativa ( $F$ ). Apesar de sua grande importância para as formas de vida do sistema terrestre,  $F$  compreende apenas uma parcela muito pequena da radiação líquida (menor que 1%, Lambers *et al.*, 1998). Considerando-se que o calor latente ( $\lambda E$ ) é a energia consumida na vaporização da água líquida, ele é proporcional à evapotranspiração ( $E$ ). Diz-se, por esse motivo, que a evapotranspiração é o processo que conecta os balanços de água e de energia.

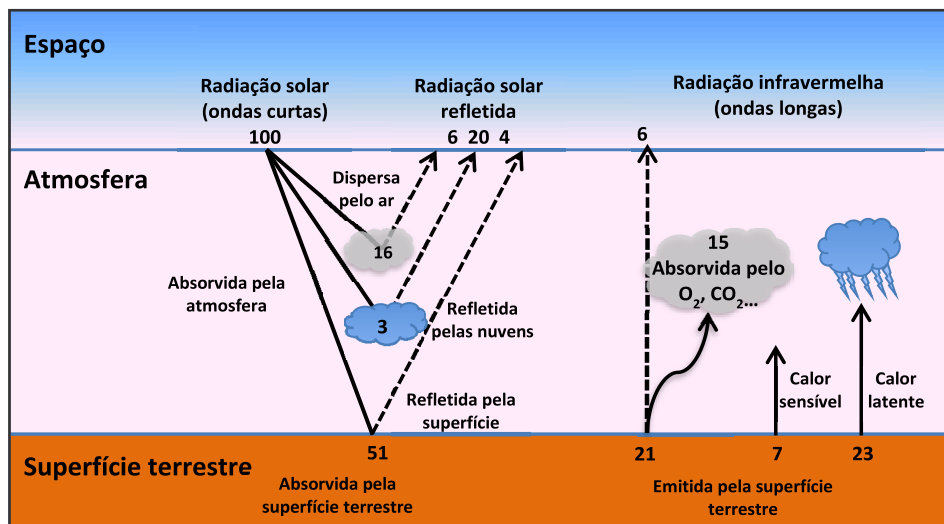


Figura 3 – Balanço de energia e calor na superfície terrestre

O particionamento entre calor sensível e calor latente, por sua vez, depende da quantidade de água na superfície terrestre disponível para evaporar (ou transpirar). Se a superfície do terreno está seca, a maior parte da energia incidente resultará em aumento de temperatura. Se, por outro lado, a superfície do terreno encontra-se úmida ou com água livre disponível, parte da energia será gasta com a vaporização da água. Assim como uma via de mão dupla, os processos da atmosfera influenciam a água no solo e a água no solo influencia os processos atmosféricos (Seneviratne *et al.*, 2010). Esse aspecto é realçado nos itens a seguir.

### 3. SUPRIMENTO E DEMANDA HÍDRICA IMPOSTOS PELAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS: INFILTRAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O suprimento de água para a superfície terrestre ocorre, principalmente, por meio do processo de infiltração da água de chuva. Eventualmente, outras formas de suprimento hídrico podem ser consideradas, tais como a irrigação ou o derretimento de neve. A demanda, por parte da atmosfera, pela água existente no sistema solo-planta ocorre por meio da evapotranspiração, processo que engloba a evaporação da água e a transpiração pelas plantas. A seguir, apresenta-se uma descrição desses processos com base nos conceitos de balanço de água e de energia na superfície terrestre.

#### 3.1 Suprimento hídrico: infiltração e percolação de água no solo

A infiltração é o processo por meio do qual a água penetra no solo a partir da precipitação. A infiltração diferencia-se da percolação no sentido de que a primeira refere-se ao fluxo que ocorre na interface solo-atmosfera e a segunda, ao fluxo que ocorre no interior do solo, das camadas superficiais para as mais profundas, em decorrência de um gradiente

hidráulico. O particionamento entre a água que infiltra no solo e a água que escoar superficialmente é uma função da declividade do terreno, da sua cobertura (solo nu ou vegetação), da umidade do solo e poropressão correspondente. Admitindo-se uma superfície de solo nu com a formação de uma lâmina d'água sobre ela no momento da chuva (fornecimento constante de água para infiltração), Horton (1933) mostrou que, durante o período de precipitação constante, a taxa de infiltração decresce exponencialmente com o tempo, conforme apresentado na Figura 4(a). Isso ocorre porque à medida que a água infiltra, o solo vai tornando-se cada vez mais saturado, diminuindo o gradiente de carga hidráulica na região da frente de umedecimento. A curva de infiltração tende a uma assíntota que corresponde ao ponto no qual o solo atingiu a sua *capacidade de infiltração*. Para efeitos práticos, admite-se que a capacidade de infiltração seja igual ao coeficiente de condutividade hidráulica do solo saturado ( $K_s$ ). Comportamento semelhante é observado para a evaporação, conforme pode ser visto na Figura 4(b), sendo que, nesse caso, o limite inferior depende do suprimento de água do interior do solo, podendo tender a zero para períodos muito prolongados de evaporação sem a devida oferta de água.

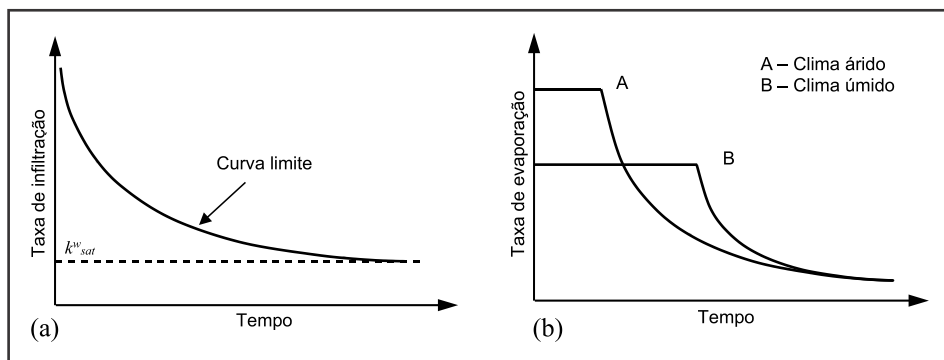


Figura 4 – Fluxos na superfície do solo ao longo do tempo:  
a) taxa de infiltração; e b) taxa de evaporação

Em resposta à intensidade da chuva e à capacidade de infiltração no terreno, destacam-se dois mecanismos pelos quais a água pode escoar superficialmente: **i)** quando o solo atingiu a saturação e nenhuma quantidade adicional de água é capaz de escoar por ele (mecanismo de Dunne) e **ii)** quando a intensidade de chuva é maior que a capacidade de infiltração, e a água escoar superficialmente mesmo com o solo estando na condição não saturada (mecanismo de Horton). Para efeito do estudo da interação solo-planta-atmosfera, o primeiro mecanismo é o de maior interesse, visto que ele é o responsável pela entrada de água no solo, a qual fica disponível para as plantas e para os processos evaporativos, conforme descrito a seguir.

### 3.2 Demanda hídrica: evaporação e evapotranspiração

A evaporação é o processo pelo qual a água líquida é convertida em vapor d'água, a temperaturas menores que a temperatura de ebulição da água, e retirada da superfície eva-

porativa. A evaporação é um processo puramente físico, que depende da área da superfície de água livre exposta às demandas atmosféricas (radiação, temperatura, vento, déficit de pressão de vapor, etc.). A água pode evaporar a partir de uma variedade de superfícies, tais como lagos, rios, solos e vegetação úmida. No entanto, três condições são necessárias para que o processo de evaporação ocorra (ver, por exemplo, Penman, 1948; Hillel, 1998, entre vários outros), quais sejam: **i)** um contínuo suprimento de energia; **ii)** gradiente de umidade entre a superfície evaporativa e a superfície adjacente a ela; **iii)** suprimento de água para e pela superfície evaporativa.

O fornecimento de energia para a ocorrência da evaporação é dado, principalmente, pela radiação solar e, em menor extensão, pelo aumento de temperatura de superfície. O gradiente de pressão da umidade relativa do ar entre a superfície evaporativa e a superfície adjacente a ela é determinado pelas pressões parciais de vapor correspondentes. Se o vapor de água no ar não é removido e uma fonte de energia mantém a energia cinética das moléculas de água líquida suficientemente grande, a evaporação irá ocorrer até que a pressão de vapor do ar adjacente atinja um valor igual à pressão de vapor da superfície evaporativa. A pressão de vapor é uma medida da concentração de vapor de água presente na atmosfera. Na natureza, o ar saturado sobre a superfície evaporativa tende a ser substituído por um ar seco pela ação do vento, mantendo o processo. Dessa forma, as variáveis meteorológicas que potencialmente interferem no processo evaporativo são radiação solar, temperatura do ar, umidade do ar, gradiente de pressão de vapor e velocidade do vento. Por vezes, essas variáveis são generalizadas sob o termo “demanda atmosférica”.

Por fim, a terceira condição necessária para que a evaporação ocorra depende, essencialmente, da superfície evaporativa. No caso de uma superfície de água livre, o suprimento de água está relacionado à depleção do corpo hídrico, principalmente, no que se refere à sua área superficial, que está diretamente submetida às demandas atmosféricas. A evaporação que ocorre a partir de uma superfície de água livre é denominada evaporação potencial, visto que se trata do maior valor que pode ocorrer para um dado conjunto de condições atmosféricas. Por outro lado, se a evaporação ocorre a partir de uma superfície de solo, o suprimento de água é controlado pelas condições de subsuperfície, tais como tipo de solo, teor de umidade e água subterrânea. Nesse caso, o processo é denominado evaporação real, ou seja, evaporação que, de fato, ocorre a partir da existência de água em quantidade suficiente para atingir as demandas atmosféricas.

### **3. ARMAZENAMENTO E RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO: O PAPEL DA ZONA NÃO SATURADA**

Do ponto de vista do sistema solo-planta-atmosfera, o solo pode ser considerado como um reservatório, no qual a água é armazenada durante o período chuvoso e liberada no período de estiagem, de acordo com as demandas atmosféricas. O solo é um material sólido e poroso, cuja parte sólida, também denominada matriz do solo, consiste, principalmente, de partículas minerais de várias formas e tamanhos e matéria orgânica. A parte porosa é constituída de poros interconectados que permitem o armazenamento e a movimentação da água, de íons dissolvidos nela (solutos) e do ar.

A habilidade do solo em armazenar e transmitir água no seu interior e, finalmente, realizar trocas com a atmosfera depende, em última instância, da porosidade – que, por



sua vez, está relacionada à textura e estrutura solo – e da quantidade de água armazenada no solo (umidade do solo).

### 3.1 Conteúdo de água no solo

A umidade do solo refere-se à quantidade de água armazenada na zona não saturada do solo e pode ser expressa em termos relativos ou absolutos. A umidade do solo expressa em termos relativos refere-se à quantidade de água (em massa ou volume) existente em uma dada quantidade de solo (em massa ou volume).

A umidade gravimétrica ( $w$ ) expressa o conteúdo de água no solo em termos da relação entre massa de água ( $M_a$ ) e massa de solo na condição seca ( $M_s$ ):

$$W = \frac{M_a}{M_s} \quad (\text{Eq. 4})$$

A umidade volumétrica ( $\theta$ ) expressa o conteúdo de água no solo em termos da relação entre volume de água ( $V_a$ ) e volume de solo ( $V_s$ ):

$$\theta = \frac{V_a}{V_s} \quad (\text{Eq. 5})$$

A partir do teor de umidade volumétrico,  $\theta$ , o conteúdo de água no solo pode ser expresso em termos absolutos por meio da Equação (6):

$$V = \theta \times d \quad (\text{Eq. 6})$$

onde  $S$  é o volume de água no solo, geralmente expresso em mm de água, e  $d$  é a profundidade de solo considerada (expressa em m, cm ou mm).

Outra forma de se expressar o conteúdo de água presente no solo é pelo grau de saturação ( $S$ ), na Equação (7)

$$S = \frac{\theta}{n} \quad (\text{Eq. 7})$$

onde  $n$  é a porosidade do solo. Se todos os vazios do solo (porosidade do solo) estiverem preenchidos com água, o grau de saturação será 100%, ou seja,  $\theta = n$ .

### 3.2 Potencial (matricial) de água no solo

O conteúdo de água no solo também pode ser expresso em termos do potencial de água no solo ( $\psi$ ) ou potencial matricial, que se refere à energia com a qual a água está retida nos poros (matriz) do solo. O potencial matricial pode ser expresso em termos de energia por unidade de massa [ $\text{J kg}^{-1}$ ] ou por unidade de volume de água [ $\text{J m}^{-3}$ ]. A primeira é preferível porque não requer a inclusão de cálculos de mudança no volume de água com a temperatura. A unidade  $\text{J m}^{-3}$  é a mesma que  $\text{N m}^{-2}$ , que é a unidade de energia Pascal [Pa] no Sistema Internacional (SI). Energia por unidade de volume é, portanto, uma pressão. Dessa forma, o potencial de água no solo é uma pressão negativa (sucção), tam-

bém chamada de tensão ou sucção matricial. O potencial de água no solo apresenta uma amplitude de variação de várias ordens de magnitude, desde poucos joules por quilograma, quando está próximo da saturação, a centenas de joules, quando o solo está muito seco.

O potencial matricial é um dos componentes mais importantes do sistema solo-planta-atmosfera. Ele determina a energia a ser aplicada pela planta para retirar a água retida no solo. Quanto mais seco estiver o solo, maior energia será necessária. Na ausência de plantas, o potencial matricial na interface ar-água, que ocorre, por exemplo, dentro de um tubo capilar dentro de um poro de solo, é dado pela equação de ascensão capilar:

$$\psi_m = \frac{2\gamma \cos\beta}{\rho_l r_c} \quad (\text{Eq. 8})$$

onde  $\beta$  é o ângulo de contato entre a água e a superfície úmida;  $\gamma$  é a tensão superficial da água [ $\text{N m}^{-1}$ ];  $\rho_l$  é a densidade da água [ $\text{kg m}^{-3}$ ]; e  $r_c$  é o raio de curvatura do menisco (m). A Equação 8 pode ser utilizada para encontrar o diâmetro equivalente do poro em um solo que corresponde a um dado potencial matricial. O potencial em que a equação da capilaridade não é mais válida não é um valor fixo, mas depende de várias propriedades do solo, tais como estrutura e textura.

### 3.3 Curva característica solo-água (CCSA)

A capacidade de retenção de água no solo é expressa por meio de uma relação constitutiva entre o teor de umidade volumétrico e a sucção correspondente, conhecida como curva característica solo-água ou curva de retenção de água, dentre vários outros termos. A curva característica é, provavelmente, a propriedade do solo com maior influência na forma como ele interage com a atmosfera. A ascensão capilar, a forma como a condutividade ao fluxo de água varia com o estado do solo, a profundidade da zona ativa são todas influenciadas pela curva característica. O tema é significativamente extenso, de forma que é recomendada a leitura do Capítulo 10.

## 4. INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO

O terceiro fator importante nos fluxos de massa e energia que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera é a influência da vegetação. Por meio dela, grandes quantidades de água podem ser transferidas do solo para a atmosfera, quantidades essas, em geral, muito maiores do que as que seriam transferidas em um sistema composto unicamente por solo-atmosfera. O processo pelo qual a planta capta água líquida no interior do solo transformando-a em vapor d'água é denominado transpiração. A vaporização da água ocorre no interior das plantas, e o vapor é transferido da planta para a atmosfera por meio dos estômatos (Figura 5), aberturas microscópicas localizadas na parte superior das folhas, cuja principal função é regular as trocas de água, energia e nutrientes com a atmosfera. As plantas abrem os estômatos para captar  $\text{CO}_2$  da atmosfera e realizar fotossíntese. Nesse momento, a planta permite a passagem do vapor d'água, realizando, simultaneamente, fotossíntese e transpiração. A fotossíntese é uma das bases fundamentais da nossa existência na Terra. Além de absorver grandes quantidades de  $\text{CO}_2$  da atmosfera, é por meio

dela que a planta produz alimentos e oxigênio na forma que necessitamos para nossa sobrevivência. Além disso, é um processo mediador da transpiração e, em última instância, da formação de chuva. Em geral, a planta utiliza uma parcela muito pequena da água que passa através dela, sendo a maior parte transferida para a atmosfera sob a forma de vapor.

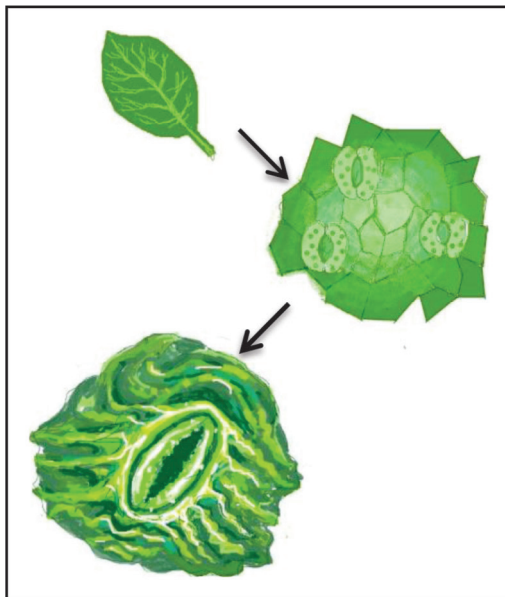


Figura 5 – Estômatos (Ilustração: Rita Brugger)

Em decorrência da elevada capacidade do sistema de raízes em absorver água do solo, a transpiração é, em geral, o principal componente da evapotranspiração (Dirmeyer *et al.*, 2006; Lawrence *et al.*, 2011). No entanto, assim como ocorre com a evaporação, a taxa de transpiração também é comandada pelas forçantes atmosféricas e pela disponibilidade de água no solo. Durante o dia, quando a demanda atmosférica é mais elevada, ocorre um gradiente de pressão entre o interior da planta e a atmosfera. Esse gradiente é responsável pelo fluxo da água evaporada no interior da planta, que é o próprio processo de transpiração. A água que alimenta o processo é transmitida do solo para as folhas pelo sistema de raízes. Em geral, as plantas mais jovens utilizam-se da capacidade de estender o seu sistema de raízes até as camadas mais profundas do solo em busca de água (Hillel e Talpaz, 1976; Huck e Hillel, 1983; Campbell, 1985). As plantas maduras, por sua vez, têm seu volume de raízes aproximadamente constante (Hillel, 1998) e localizado, em geral, nas camadas mais superficiais do solo, que é a região com maior concentração de nutrientes. No entanto, algumas plantas maduras desenvolvem raízes que buscam o lençol freático, captando água da franja capilar. São as chamadas plantas freatofíticas (por exemplo, Orellana *et al.*, 2012).

Desde que haja água no solo em quantidade suficiente, o processo de transpiração pode ocorrer continuamente. Porém, quando a taxa de extração de água no solo fica me-

nor que a taxa de transpiração (devido, em geral, à limitação da água no solo), a planta experimenta uma perda líquida de água e passa a desenvolver estratégias para evitar o seu murchamento, temporário ou permanente. Essas estratégias podem ocorrer de várias formas, citando-se, como exemplos, **i)** o *hydraulic lifting* (Nadezhdina *et al.*, 2010), mecanismo pelo qual as raízes mais profundas bombeiam água para as raízes mais superficiais durante a noite (Figura 6); **ii)** o fechamento dos estômatos ou, em última instância, **iii)** a perda parcial ou total das folhas. Além desses mecanismos desenvolvidos pela própria planta, alguns autores citam a importância da ascensão capilar na elevação da água do lençol freático até a zona de raízes das árvores maduras. Em vez de as raízes penetrarem vários metros ao longo do perfil de solo, é o solo que leva a água até a zona de raízes por meio da capilaridade. Quando todas as possibilidades de acessar água do solo se esgotam, a estratégia para sobrevivência passa a ser o fechamento dos estômatos. Nessa situação, a planta não perde mais água para a atmosfera, mas também não realiza fotossíntese. Ela entra, assim, em um estado de dormência. Quando a chuva retorna, a planta volta a florescer, reiniciando as trocas de água, energia e nutrientes com a atmosfera. No entanto, em secas extremas, as plantas jovens ou maduras podem morrer, entrando no que se convencionou chamar de *ponto de murcha permanente*.

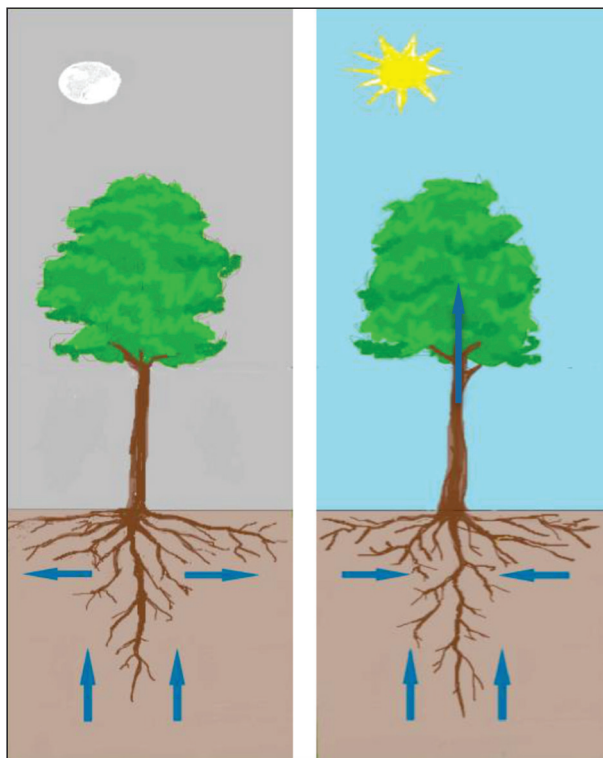


Figura 6 – Ilustração do mecanismo de *hydraulic lifting* (Ilustração: Rita Brugger, adaptado de Lee *et al.*, 2005)

#### 4.1 Capacidade de campo e ponto de murcha permanente

Para definir os limites de umidade do solo para o qual a transpiração ocorre a uma taxa comandada pelas forças atmosféricas ou a uma taxa comandada pela disponibilidade de água no solo, foram criados os termos *capacidade de campo* e *ponto de murcha permanente*. A capacidade de campo refere-se ao teor de umidade no qual ocorre transição das forças atuantes no movimento da água no solo, passando das forças gravitacionais (solo na condição saturada) para as forças de sucção (solo na condição não saturada). O ponto de murcha permanente, por sua vez, refere-se ao teor de umidade no qual a planta não consegue mais absorver a água do solo, mesmo valendo-se das estratégias anteriormente descritas. Assim, convencionou-se delimitar que a água de fato disponível para as plantas realizarem transpiração e fotossíntese é dada pela diferença entre a capacidade de campo ( $\theta_{CP}$ ) e o ponto de murcha permanente ( $\theta_{PMP}$ ). Acima da capacidade de campo, a água não pode ser mantida nos poros do solo devido à ação da gravidade. Abaixo do ponto de murcha permanente, a água está tão fortemente aderida às partículas sólidas do solo que não é acessível para as plantas (Hillel, 1998). A partir desses dois conceitos, foi definido o “índice de umidade do solo” (*SMI - soil moisture index*) (Betts, 2004), dado por:

$$SMI = \frac{\theta - \theta_{PMP}}{\theta_{CP} - \theta_{PMP}} \quad (\text{Eq. 9})$$

O *SMI* varia entre 0 e 1 e é uma medida do teor de umidade que está disponível para as plantas. Nas circunstâncias em que o solo encontra-se acima da capacidade de campo (como após fortes eventos de chuva ou em áreas saturadas ao longo do curso dos rios), o valor de *SMI* é admitido como sendo 1. À medida que a umidade do solo ( $\theta$ ) tende ao ponto de murcha permanente, o *SMI* tende a zero. Convencionou-se, também, que a sucção necessária para extrair água do solo na capacidade de campo estaria entre 10 e 30 KPa e, no ponto de murcha permanente, seria da ordem de 1500 KPa, correspondendo a cargas de sucção de 1-3m e 150m, respectivamente. Na realidade, tanto a capacidade de campo quanto o ponto de murcha permanente dependem das propriedades do solo e das características da vegetação. Apesar de serem valores muito generalizados para a ampla gama de tipos de solo e tipos de vegetação que ocorrem na natureza, esses conceitos têm sido extensivamente utilizados na modelagem do sistema solo-planta-atmosfera para relacionar a taxa de transpiração ao teor de umidade do solo e ao potencial de água no solo (Hillel, 1998; Dingman, 2008, entre outros).

Para considerar a influência da umidade do solo na evapotranspiração, um enfoque clássico é a caracterização de dois regimes típicos: regime condicionado pela limitação da umidade do solo e regime condicionado pela limitação da energia disponível para o processo (Seneviratne *et al.*, 2010), representado, esquematicamente, na Figura 7. No regime limitado pela energia, os valores de umidade do solo estão acima de um determinado limite, definido como  $\theta_{CRIT}$ , e a fração evaporativa independe do teor de umidade do solo, assumindo um valor máximo igual a  $ET_{max}$ . Abaixo de  $\theta_{CRIT}$ , no entanto, a umidade do solo representa uma restrição para a evaporação, que é admitida variar linearmente de  $\theta_{CRIT}$  até  $\theta_{PMP}$ . Abaixo de  $\theta_{PMP}$ , nenhuma evaporação ou transpiração ocorre. Observa-se, des-

sa forma, que um aspecto fundamental para o entendimento da resistência que o sistema solo-planta oferece à perda de água está relacionado ao teor de umidade do solo ou, em última instância, ao comportamento de solos não saturados.

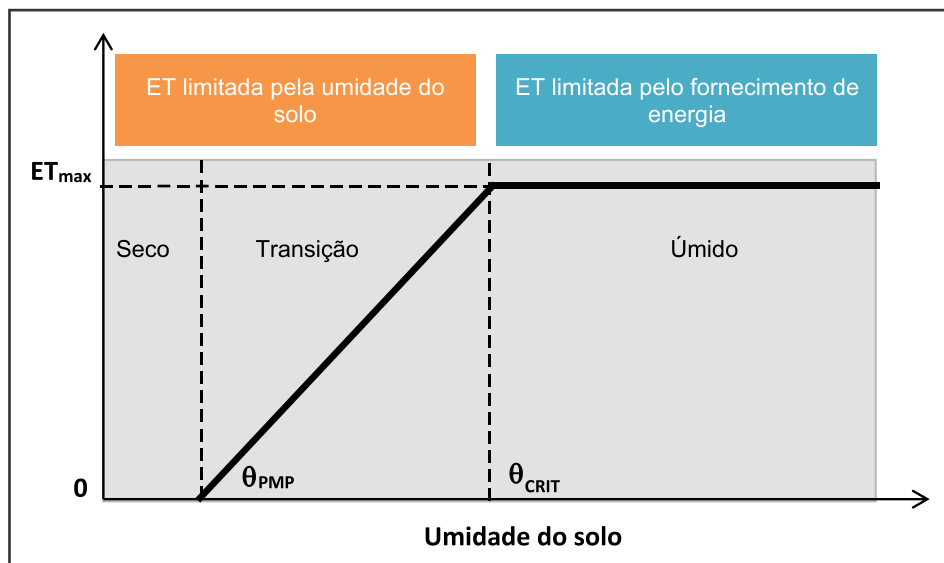


Figura 7 – Principais condicionantes da evapotranspiração (adaptado de Seneviratne *et al.*, 2010)

## 4.2 Analogia com a Lei de Ohm

Devido ao fato de que o fluxo que ocorre dentro da planta ou na interface solo-planta é ainda mais complexo que o fluxo de água em solo não saturado, a abordagem utilizada na modelagem desse processo tem sido a analogia com a Lei de Ohm em detrimento ao uso da Lei de Darcy. Nesses casos, ao invés de se trabalhar com o conceito de condutividade hidráulica, o fluxo de água é avaliado por meio da resistência (ou resistividade) hidráulica. A resistividade é o recíproco da condutividade e pode ser interpretada, fisicamente, como uma resistência que o sistema solo-planta oferece à transferência de água demandada pela atmosfera. Assim, a taxa de fluxo através de cada segmento do sistema é diretamente proporcional ao gradiente potencial e inversamente proporcional à resistência oferecida pelo segmento. A soma de todas as resistências que ocorrem ao longo da trajetória de fluxo irá determinar a diferença de potencial necessária para que ocorra fluxo desde a interface solo-raiz até a interface folha-atmosfera (Hillel, 1998). A Figura 8 apresenta um diagrama conceitual das resistências que se processam ao longo do sistema solo-planta-atmosfera em analogia a um circuito elétrico.

Com base no exposto, pode-se dizer que o contínuo solo-planta-atmosfera é um sistema dinâmico e fisicamente integrado por meio do qual vários fluxos se processam de

forma interdependente. O princípio universal que opera ao longo de todo o sistema é o de que o fluxo de água sempre ocorre da região de maior potencial (maior energia) para a região de menor potencial (menor energia). De acordo com Hillel (1998, pag. 549), “os vários termos utilizados para caracterizar o estado da água em diferentes partes do sistema solo-planta-atmosfera são meramente expressões alternativas do nível de energia ou potencial de água”.

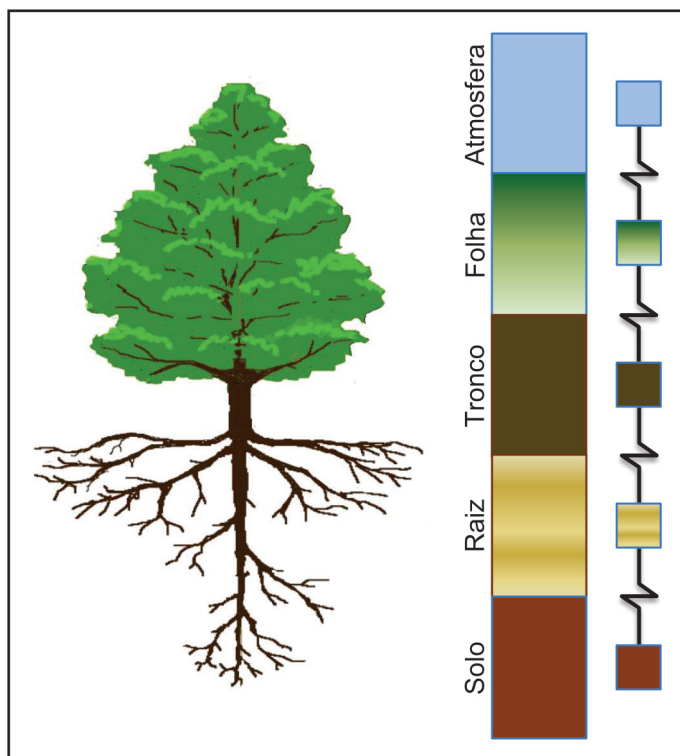


Figura 8 – Diagrama conceitual do fluxo de umidade no contínuo solo-planta-atmosfera, usando analogia com a Lei de Ohm

## 5. FORMULAÇÕES MATEMÁTICAS DE COMPONENTES DO CICLO HIDROLÓGICO

### 5.1 Infiltração

Existem várias teorias para estimativa da quantidade de água infiltrada no solo. Dois dos principais enfoques disponíveis se dão pelas equações empíricas ou por meio de equações de base física, que envolvem a teoria do fluxo de água em meios saturados/não saturados. As equações empíricas mais comuns são aquelas propostas por Kostiaikov

(1932) e Horton (1933). A equação proposta por Kostiaikov (1932) estabelece a relação entre a taxa de infiltração e o tempo usando a seguinte equação:

$$I = I_0 t^{-\alpha} \quad (\text{Eq. 10})$$

onde:  $I$  é a taxa de infiltração;  $I_0$  é a taxa de infiltração inicial; e  $\alpha$  é uma constante empírica determinada experimentalmente para o local de interesse.

Horton (1933) propôs uma equação empírica popular, baseada em três parâmetros:

$$I = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\beta t} \quad (\text{Eq. 11})$$

onde:  $f_c$  é a capacidade de infiltração;  $f_0$  é a taxa de infiltração máxima; e  $\beta$  é a taxa de decréscimo da taxa de infiltração.

As Equações (10) e (11) tentam reproduzir a forma e os aspectos identificados na curva de infiltração. O modelo de Green e Ampt (1911), largamente usado nos modelos hidrológicos e nos modelos de interação solo-planta-atmosfera, incorpora alguma física do processo nas equações de taxa de infiltração. Ele baseia-se na lei de Darcy e considera a infiltração em um reservatório profundo e homogêneo, com uma distribuição inicial e homogênea de umidade. Uma fonte de umedecimento bem definida é admitida, estando o solo saturado além da frente de umedecimento. O modelo de Green e Ampt baseia-se na seguinte solução analítica:

$$I = k_{\text{sat}}^w \left[ 1 + \frac{(n - \theta_i) S_f}{D} \right] \quad (\text{Eq. 12})$$

onde:  $k_{\text{sat}}^w$  é a permeabilidade do solo saturado ao fluxo de água;  $n$  é a porosidade;  $\theta_i$  é o teor de umidade volumétrico inicial;  $S_f$  sucção do solo na frente de umedecimento; e  $D$  é a superfície infiltrada acumulada.

Além das equações apresentadas, a infiltração também pode ser computada de forma mais rigorosa por meio da modelagem do fluxo interno de água no solo associado às condições de contorno, que, nesse caso, representam as condições de drenagem e precipitação. No âmbito das formulações matemáticas para o cálculo do fluxo de água no SSPA, tanto a precipitação quanto a evaporação podem ser tratadas como condições de contorno para as equações diferenciais de fluxo de água em meio não saturado, apresentadas no item 6 do presente capítulo.

## 5.2 Evaporação e evapotranspiração

Em termos de medidas *in situ*, a determinação da taxa de evaporação potencial é feita, em geral, pela panela de evaporação (ou tanque Classe A). O cálculo da evaporação é feito por medidas da variação da altura de água dentro do tanque. Fatores de correção necessitam ser aplicados para minimizar os efeitos de borda, uma vez que as forças atmosféricas atuam nas laterais do tanque, influenciando as taxas de evaporação. As medidas de evaporação real, por sua vez, são feitas por meio de lisímetros, uma espécie de modelo reduzido do sistema solo-planta-atmosfera que destinam-se a quantificar as tro-



cas de água que ocorrem entre a atmosfera e o solo. Em geral, são construídos com solo local e plantas de pequeno porte. As perdas para a atmosfera são computadas a partir de variações no peso do sistema (lisímetros de peso) ou pelo método do balanço hídrico. Nesse caso, adota-se um sistema de coleta de água na base do lisímetro, o qual permite calcular, por exemplo, o desempenho de uma cobertura evapotranspirativa no que se refere à sua capacidade de reter a água de chuva ou de filtrar contaminantes. As medidas de transpiração, por sua vez, podem ser feitas diretamente em plantas por medidores de fluxos de seiva (*sap flow meters*) ou dendrômetros de alta precisão, medidores colocados nos troncos das árvores e que visam quantificar a taxa de fluxo de água no interior de uma determinada árvore ou em indivíduos de cada espécie. As medidas de evapotranspiração, por sua vez, podem ser feitas com o auxílio de sensores específicos instalados em torres micrometeorológicas, como é o caso das torres instaladas na Amazônia no âmbito do projeto LBA (*Large Biosphere-Atmosphere*) ou Experimento de Grande Escala da Amazônia ([www.lba.inpa.br](http://www.lba.inpa.br)). Além dos equipamentos tradicionais encontrados nas estações meteorológicas, essas torres dispõem de instrumentos de medidas de fluxo de calor latente, calor sensível e CO<sub>2</sub>. Seu uso destina-se a entender o comportamento da Floresta Amazônica no que se refere aos processos de formação de chuva e às trocas de carbono com a atmosfera. Nas medidas de fluxo de vapor d'água, não se consegue distinguir entre evaporação e transpiração e, nessas situações, justifica-se o emprego do termo evapotranspiração.

## 5.2 Formulações matemáticas para estimativa da evaporação e evapotranspiração

### 5.2.1 Estimativa da evaporação e o método de Penman (1948)

A taxa de evaporação pode ser determinada a partir de medidas *in situ*. Porém, tratam-se de medidas pontuais feitas em regiões específicas. Essas medidas, apesar de se consistirem na chamada “verdade de campo”, em geral, não atendem aos objetivos de estudo regionais, nos quais a superfície evaporativa fica submetida a diferentes condições ambientais (variações climáticas, influência do lençol freático, etc.). Ainda, as determinações *in situ* não permitem que se façam projeções de mudanças de comportamento de uma dada região em função das mudanças nas condições ambientais, como, por exemplo, no caso das mudanças climáticas ou das mudanças no uso e ocupação da terra. Assim, formulações matemáticas para a determinação da evaporação e das interações que ocorrem ao longo do sistema solo-planta-atmosfera têm recebido mais destaque pela comunidade científica do que os métodos de determinação *in situ*.

Em função do princípio segundo o qual essas formulações foram desenvolvidas, os métodos para a determinação da evaporação podem ser classificados em empíricos, semiempíricos e de base física. A maioria das formulações para a determinação da evaporação foi desenvolvida para as superfícies de água livre e tem pouca aplicabilidade para superfícies de solo úmidas. No entanto, esses métodos servem como referência para a evaporação das superfícies de solo. As principais abordagens para a estimativa da evaporação e da evapotranspiração podem ser classificadas em: (i) equações aerodinâmicas; (ii) equações do balanço de energia; e (iii) métodos combinados, envolvendo o uso de ambos

os enfoques. Wilson (1990) e Gitirana Jr. (2005) apresentam um bom sumário dos principais métodos.

Dentre as formulações para a determinação da evaporação potencial, a equação proposta por Penman (1948) é uma das mais populares. Penman (1948) combinou o método do balanço de energia (radiação disponível) com o método de transferência de massa (transporte turbulento de vapor da superfície evaporativa para a atmosfera – vento) para computar a evaporação a partir de uma superfície de água livre, um solo na condição saturada ou uma gramínea. Como resultado, a formulação requer somente dados de rotina, obtidos em uma estação meteorológica, mas incorpora a influência de muitos fatores importantes, tais como a umidade relativa do ar, a temperatura do ar, a radiação solar e a velocidade do vento, conforme observado na equação a seguir:

$$E_0 = \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (\text{Eq. 13})$$

onde  $\Delta$  é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor à temperatura média de bulbo úmido;  $R_n$  é a radiação solar líquida sobre a superfície de água livre;  $\gamma$  é a constante psicrométrica;  $E_a = f(u)(e_s - e_a)$  é uma função empírica da velocidade do vento;  $e_s$  é a pressão de vapor na superfície evaporativa; e  $e_a$  é a pressão de vapor no ar acima da superfície evaporativa. A diferença de pressões ( $e_s - e_a$ ) representa o déficit de umidade do ar, que é a força motriz do processo evaporativo.

Apesar de ser extensivamente utilizada nos estudos de evaporação, a Equação de Penman tende a superestimar a taxa de evaporação para baixas velocidades do vento e condições úmidas e superestima a evaporação para condições mais ventiladas e mais úmidas (Linsley *et al.*, 1958). Porém, uma das limitações mais sérias dessa formulação deve-se ao fato dela considerar apenas superfícies de água livre. A despeito das limitações, essa equação representou um avanço nos métodos de determinação da evaporação, transformando-se em um importante ponto de partida para as formulações posteriores, que consideram a limitação da água no solo e as resistências oferecidas pela vegetação ao fluxo de água, tratadas com maior detalhe nos itens a seguir. A grande aceitação do método deve-se, em parte, pelos resultados satisfatórios e, em parte, por requerer apenas dados facilmente obtidos de estações meteorológicas convencionais.

## 5.2.2 Estimativa da evapotranspiração e o método de Penman-Montheith (1980)

Devido ao fato de que as medidas *in situ* são altamente específicas para o local em que são realizados os experimentos e seu uso é de difícil generalização, foi desenvolvido um grande número de métodos indiretos para a determinação da evaporação e da evapotranspiração, baseados, fundamentalmente, nos dados obtidos das estações meteorológicas. No caso da evapotranspiração, a grande quantidade de métodos existentes conduziu à realização de um extenso estudo por parte do *Committee on Irrigation Water Requirements of the American Society of Civil Engineers (ASCE)* acerca do seu desempenho sob diferentes condições climáticas. Um total de 20 diferentes métodos foi avaliado por meio de lisímetros colocados em 11 regiões climáticas distintas. No mesmo período, estudos

semelhantes foram realizados pela comunidade europeia. A partir desses estudos, ficou demonstrado que a formulação de Penman-Monteith é a que apresenta melhor desempenho e consistência nos resultados tanto em climas secos quanto em climas úmidos. Em vista disso, trata-se, hoje, de um dos métodos mais amplamente utilizado nos modelos matemáticos que visam a determinação do fluxo de água na interface solo-planta-atmosfera, sejam eles modelos hidrológicos, modelos de balanço hídrico, modelos SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*) ou, ainda, modelos mais complexos do funcionamento do sistema terrestre, tais como os modelos climáticos ou os chamados modelos do sistema terrestre (*Earth System Models*). A boa concordância entre medidas de campo e resultados obtidos com o modelo de Penman-Monteith deve-se a dois principais motivos: **i)** ao fato de essa equação basear-se na equação proposta por Penman (1948), a qual, historicamente, vem apresentando bons resultados para o cálculo da evaporação em superfícies de água livre e solos saturados, e **ii)** ao fato de estarem incluídos fatores que consideram a resistência que o solo não saturado oferece à perda d'água.

Monteith (1980) modificou a equação de Penman de forma a considerar as resistências oferecidas pela vegetação, quais sejam, **i)** a resistência que a folha, individualmente, e o dossel, como um todo, oferecem ao fluxo de água por meio do controle estomático (denominado resistência estomatal ou resistência de superfície), **ii)** a resistência que a vegetação oferece à perda de água por meio da barreira física exercida contra o vento (resistência aerodinâmica), e **iii)** a resistência que o solo oferece à perda de água quando na condição não saturada. A formulação de Penman-Monteith é dada por

$$\lambda E_t = \frac{\frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left( \frac{1 + r_s}{r_a} \right)} \quad (\text{Eq. 14})$$

onde  $G$  é o fluxo de calor no solo,  $\rho_a$  é a massa específica média do ar à pressão constante,  $c_p$  é o calor específico do ar,  $r_s$  e  $r_a$  são as resistências de superfície e aerodinâmica, respectivamente. A resistência da superfície ( $r_s$ ) descreve a resistência ao fluxo de vapor d'água através da abertura dos estômatos, considerando-se a área foliar total. Uma aproximação aceitável para essa resistência é dada por Dingman (2008):

$$r_s = \frac{r_l}{\text{LAI}_{\text{ef}}} \quad (\text{Eq. 15})$$

onde  $r_s$  é a resistência de superfície ( $\text{sm}^{-1}$ ),  $r_l$  é a resistência estomatal de uma folha bem iluminada ( $\text{sm}^{-1}$ ). O índice de área foliar (*leaf area index* - LAI) é uma quantidade adimensional ( $\text{m}^2$  de área foliar  $\times \text{m}^{-2}$  de superfície do solo), que expressa a área da superfície foliar por unidade de área de solo sob ela. O  $\text{LAI}_{\text{ef}}$  é o índice de área foliar que efetivamente contribui para os processos de transferência de calor e vapor, e é, geralmente, a parte superior, mais iluminada do dossel, sendo, normalmente, considerado como 0,5 LAI. A resistência estomatal,  $r_l$ , é a resistência média de uma folha, individualmente. Essa resistência depende da radiação fotossinteticamente ativa, do déficit de pressão de vapor entre

a folha e a atmosfera e do potencial hídrico da folha (que está relacionado com a disponibilidade de água no solo). A resistência aerodinâmica pode ser dada por (Dingman, 2008):

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_m - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 u_z} \quad (\text{Eq. 16})$$

onde  $r_a$  é a resistência aerodinâmica ( $\text{sm}^{-1}$ );  $z_m$  é a altura de medida da velocidade do vento (m);  $z_h$  é a altura de medida da umidade (m);  $d$  é a altura de deslocamento do plano zero (m);  $z_{om}$  é o comprimento de rugosidade, que governa a transferência de momento (m);  $z_{oh}$  é o comprimento de rugosidade, que governa a transferência de calor e vapor (m);  $k$  é a constante de von Karman (0,41); e  $u_z$  é a velocidade do vento à altura  $z$  ( $\text{ms}^{-1}$ ).

Uma expressão derivada da Equação de Penman-Monteith, considerando a resistência oferecida pelo solo em função do déficit hídrico, é dada por:

$$\lambda E_{ts} = \frac{\frac{\Delta R_{ns} + \rho c_p (e_s - e_a)}{r_{as}}}{\Delta + \gamma \left( \frac{1 + r_s}{r_{as}} \right)} \quad (\text{Eq. 17})$$

sendo  $r_{as}$  a resistência aerodinâmica entre a superfície do solo e o ar contido dentro do dossel e  $R_{ns}$  a radiação líquida que chega ao solo. A resistência oferecida à evaporação pela condição de não saturação dos solos ( $r_{solo}$ ) é calculada como sendo o inverso da porosidade e da constante de difusão molecular do vapor d'água ( $D_m$ ).

$$r_{solo} = \frac{\tau l}{p_s D_m} \quad (\text{Eq. 18})$$

onde  $\tau$  é o fator de tortuosidade (parâmetro adimensional relativo à resistência à difusão do vapor d'água em um meio poroso) e  $l$  é a espessura da camada de solo seco. Essa espessura não é constante e varia em função do fluxo de água no solo devido à ação das demais componentes do balanço hídrico: percolação para as camadas mais profundas, fluxo lateral superficial e subsuperficial, fluxo ascendente de água por capilaridade, etc. Nos modelos hidrológicos distribuídos (que consideram a variação espacial da topografia, os parâmetros do solo, de clima e da vegetação), a espessura  $l$  da camada de solo seco é calculada pela solução da equação de Richards. A componente evapotranspirativa entra nos cálculos do balanço hídrico para a determinação da taxa de infiltração líquida, que é a quantidade de água de chuva que incide no terreno menos a quantidade perdida por evapotranspiração.

## 6. MODELAGEM DO FLUXO DE ÁGUA E CALOR NO SOLO

A combinação das características de armazenamento e transmissividade, juntamente com a avaliação do balanço de massa de água no solo, permitem a avaliação dos fluxos

internos no maciço, resultantes das condições atmosféricas. Serão apresentados, a seguir, os diversos fatores intervenientes no fluxo interno do solo.

Os conceitos e as teorias relacionados com a capacidade de armazenamento e com o fluxo de água líquida foram tratados em detalhes nos Capítulos 5, 10 e 13 deste volume. Esses conceitos são fundamentais para a compreensão do sistema solo-atmosfera-planta. No entanto, muitos dos mecanismos de interação entre o solo e a atmosfera exigem a compreensão da vaporização e condensação, do fluxo de vapor no solo, do balanço de energia necessária para vários desses processos, dentre outros conceitos complementares.

As teorias para água líquida e fluxo de vapor d'água tipicamente incluem o acoplamento com a transferência de calor. Muitos modelos de fluxo de calor e umidade podem ser encontrados na literatura (Buckingham, 1907; Phillip e de Vries, 1957; Dakshanamurthy e Fredlund, 1980; Wilson, 1990, dentre vários). Uma revisão desses modelos é apresentada em Gitirana Jr. (2005), e a maior parte deles apresenta uma sequência evolutiva, na qual um pesquisador incrementa ou aperfeiçoa o modelo anterior. Assim, por ter sido um dos modelos mais recentes e representar uma evolução em relação aos modelos anteriormente desenvolvidos, apresenta-se, a seguir, um maior detalhamento dos processos de fluxo interno conforme descritos, em grande parte, por Wilson (1990).

## 6.1 Fluxo de água líquida

A lei que rege o fluxo da água em meio saturado foi estabelecida por Darcy (1856) a partir da observação de que o fluxo da água em meio poroso saturado é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico ( $\partial h / \partial y$ ) e ao coeficiente de condutividade hidráulica (K). A equação de Darcy é expressa matematicamente por:

$$v = -K \frac{\partial h}{\partial y} \quad (\text{Eq. 19})$$

onde:  $v$  é a taxa de fluxo de volume de água por unidade de área total,  $K$  é a permeabilidade, função da umidade volumétrica,  $h = u_w / \gamma_w + y$  é a carga hidráulica e  $y$  é a elevação.

O gradiente hidráulico é dado pela diferença de carga hidráulica entre dois pontos. A permeabilidade do solo é uma constante que exprime o potencial do meio poroso de deixar a água fluir. Para solos saturados, essa capacidade é uma propriedade que depende, em grande parte, da estrutura e da textura do solo, sendo maior em solos porosos e bem estruturados. A equação de Darcy também representa o movimento da água no solo não saturado, mas tanto a carga hidráulica quanto a permeabilidade são uma função da umidade do solo. Buckingham (1907) teorizou uma equação para o fluxo de água em meios porosos não saturados, que ficou semelhante à Equação de Darcy, introduzindo uma relação funcional entre condutividade hidráulica e conteúdo de água no solo. Tal equação foi denominada Equação de Darcy-Buckingham.

O fato de que tanto a sucção matricial quanto a permeabilidade não saturada são altamente dependentes do teor de umidade representa um grande desafio para as determinações *in situ* dessas variáveis e para obtenção da solução matemática. A determinação

*in situ* esbarra na dificuldade de se conseguir captar e representar a grande variabilidade espacial e temporal dos tipos de solo e respectivas capacidade de armazenamento e retenção de água. Do ponto de vista da resolução numérica, uma série de expressões matemáticas foi desenvolvida para relacioná-las ao teor de umidade ou à sucção. As expressões mais comumente utilizadas estão apresentadas nos Capítulos 10 e 13 do presente volume. Essas são as equações normalmente implementadas nos modelos hidrológicos ou SVAT para consideração do fluxo de água líquida em meio não saturado.

## 6.2 Fluxo de vapor d'água

O fluxo de umidade em direção à interface solo-atmosfera sob condições úmidas ocorre, principalmente, pelo movimento de água líquida. No entanto, à medida que o solo seca, passa a ocorrer a transferência sob a forma de vapor de água. Existem dois mecanismos principais de fluxo de vapor. No primeiro, o fluxo de vapor no interior do solo ocorre a partir de um gradiente de concentração de vapor, no qual o vapor se move da zona de maior concentração para a zona de menor concentração. O coeficiente de proporcionalidade do fluxo, nesse caso, é o coeficiente de difusividade de vapor. No segundo, o fluxo de vapor se dá devido ao fluxo de ar, que transporta o vapor. Desprezando-se esse segundo mecanismo, a equação matemática que expressa o fluxo de vapor de água no interior do solo pode ser escrita utilizando-se uma forma modificada da lei de Fick (Philip & de Vries, 1957; e Dakshanamurthy & Fredlund, 1981):

$$v_y^{vd} = - \frac{(1-S)nD^v W_v}{\rho_w RT} \frac{\partial p_v}{\partial y} \quad (\text{Eq. 20})$$

onde:  $v_y^{vd}$  é a taxa de fluxo de vapor de água na direção  $y$  através de uma secção de solo unitária, devido a gradientes de concentração de vapor, m/s;  $D^v$  é a difusividade molecular de vapor através do solo;  $W_v$  é o peso molecular do vapor de água;  $p_v$  é a pressão parcial do vapor de água;  $R$  é a constante universal dos gases; e  $T$  é a temperatura.

Variações na pressão parcial de vapor, na temperatura ou no potencial total da água líquida resultam em uma variação imediata das outras duas variáveis. Tais variações dão origem ao que é conhecido com o fluxo interfases, que diz respeito ao estado de equilíbrio termodinâmico entre os estados energéticos da água na condição de vapor e líquida. Tal equilíbrio pode ser expresso pela Equação de Kelvin (Edlefsen e Anderson, 1943):

$$p_v = p_{vsat} e^{\frac{-\psi W_v}{\rho_w R(T+273,15)}} \quad (\text{Eq. 21})$$

onde:  $p_{vsat}$  é a pressão de saturação de vapor de água na temperatura e  $\psi$  é a sucção total.

Mudanças das três variáveis de estado presentes na Equação de Kelvin podem ser expressas matematicamente utilizando-se a regra da cadeia:

$$\frac{\partial p_v}{\partial y} = \frac{W_v p_v}{\rho_w R(T+273,15)} \left( \frac{\partial u_w}{\partial y} = \frac{u_w}{(T+273,15)} \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (\text{Eq. 22})$$

Nesse caso, o efeito da sucção osmótica foi desprezado e a poro-pressão de ar foi considerada nula, fazendo com que  $\psi = -u_w$ . Substituindo-se o gradiente de pressão parcial de vapor na equação de fluxo de vapor, obtém-se a seguinte equação:

$$v_y^v = v_y^{vd} + v_y^{va} = -\frac{k^{vd}}{\gamma_w} \frac{\partial u_w}{\partial y} + \frac{k^{vd}}{\gamma_w} \frac{u_w}{(T + 273,15)} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (\text{Eq. 23})$$

onde:

$$k^{vd} = \gamma_w \frac{W_v p_v}{\rho_w R (T + 273,15)} \frac{D^{v*}}{\rho_w} \quad (\text{Eq. 24})$$

### 6.3 Fluxo de calor

A transferência de calor no interior do solo em resposta à interação solo atmosfera se dá, predominantemente, por condução e calor latente de vaporização e condensação. O fluxo por condução pode ser expresso da seguinte maneira:

$$q_y^c = -\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \quad (\text{Eq. 25})$$

onde:  $q_y^c$  é a taxa de fluxo de calor na direção  $y$  através de uma secção unitária de solo, devido ao fluxo por condução; e  $\lambda$  é a condutividade térmica do solo. De Vries (1963) apresenta um método para previsão da condutividade térmica do solo. Já o fluxo de calor por convecção pode ser obtido multiplicando-se o calor latente de vaporização/condensação, que é uma constante, pela quantidade de fluxo de vapor.

### 6.4 Análise do balanço de água e calor no solo

A análise do balanço de água do solo, considerando-se apenas o fluxo de água líquida, foi realizada por Richards (1931), que combinou a Equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade. A Equação de Richards pode ser vista como um caso particular de uma formulação mais geral, na qual se consideram os fluxos de água líquida e vapor, além do transporte de calor:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left[ k^w \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{u_w}{\gamma_w} + y \right) + \frac{k^{vd}}{\gamma_w} \frac{\partial u_w}{\partial y} - \frac{k^{vd}}{\gamma_w} \frac{u_w}{(T + 273,15)} \frac{\partial T}{\partial y} \right] = -\beta_2^w \frac{\partial u_w}{\partial t} \quad (\text{Eq. 26})$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left[ \left( \lambda - L_v k^{vd} \frac{\rho_w}{\gamma_w} \frac{u_w}{(T + 273,15)} \right) \frac{\partial T}{\partial y} + L_v k^{vd} \frac{\rho_w}{\gamma_w} \frac{\partial u_w}{\partial y} \right] = \zeta \frac{\partial T}{\partial y} \quad (\text{Eq. 27})$$

O efeito das tensões totais líquidas foi desprezado, como é usual. Dessa forma, o balanço de água no solo é uma função da poro-pressão de água e da temperatura.

A solução de um sistema de equações semelhante a esse foi, inicialmente, apresentada por Wilson (1990) e Wilson *et al.* (1994) (ver item 6.6). Posteriormente, foi desenvolvido um modelo de elementos finitos, que deu origem ao modelo denominado SoilCover.

## 6.5 Modelagem acoplada do fluxo de água líquida, calor e vapor no solo – o modelo de Wilson (1990)

Para algumas aplicações, a modelagem do fluxo de água líquida que se processa entre a camada não saturada do solo e a superfície atmosférica ou entre a camada não saturada e a camada saturada é suficiente para o propósito que se deseja. Esse é caso, por exemplo, do cálculo da evapotranspiração para efeitos de estimativas de irrigação ou para efeito de balanço hídrico em bacias hidrográficas. No entanto, algumas aplicações demandam um maior rigor no cálculo dos fluxos, visto que a umidade resultante no solo é um aspecto de suma importância. Esse é o caso, por exemplo, das coberturas de solo para fins de minimização da drenagem ácida de minas. As coberturas evapotranspirativas construídas com o princípio de funcionamento de uma barreira capilar destinam-se a limitar tanto a entrada de água para o sistema, por infiltração, quanto a sua saída, por evaporação. Além disso, sua função principal é manter um teor de umidade na barreira capilar suficientemente alto para que não ocorra o fluxo de oxigênio para o interior do sistema, evitando, assim, a ocorrência do processo de geração de acidez. Nesse caso, perdas de umidade por meio do fluxo de calor e de vapor no interior entre a superfície e a barreira capilar não são desejáveis, visto que poderiam interferir na sua eficiência.

Muitos modelos de fluxo de calor e umidade podem ser encontrados na literatura, conforme já foi citado. O modelo de Wilson (1990) foi desenvolvido, especificamente, para a aplicação em coberturas de aterros de resíduos geradores de acidez. Trata-se de um modelo acoplado para simulação dos fluxos de água, calor e vapor entre a superfície terrestre e a atmosfera, o qual se baseia na Lei de Darcy (e Equação de Richards) para o fluxo de água líquida, na Lei de Fick para o fluxo de vapor d'água e na Lei de Fourier para o fluxo de calor.

Com base na equação de Penman (1948), Wilson (1990) propôs uma formulação para a determinação da evaporação, levando em conta o forte acoplamento existente entre fluxo de água líquida, vapor d'água e calor na interface solo-atmosfera e a limitação que o teor de umidade do solo oferece ao processo evaporativo. A formulação proposta por Wilson (1990) é dada por:

$$E_0 = \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma A} \quad (\text{Eq. 28})$$

Ressalta-se a grande semelhança entre essa equação e a equação original de Penman, anteriormente apresentada, com exceção do termo  $A$  no denominador, que representa o inverso da umidade relativa do solo ( $1/h_r$ ), dada por:

$$h_r = e^{-\frac{\psi g W_v}{RT}} \quad (\text{Eq. 29})$$



onde  $\Psi$  é o potencial de água líquida, expresso como potencial matricial equivalente (m);  $T$  é a temperatura do solo ( $^{\circ}\text{K}$ );  $g$  é a aceleração da gravidade;  $W_v$  é o peso molecular da água;  $R$  é a constante universal dos gases. Para o cálculo da umidade relativa, Wilson (1990) propõe o uso da relação proposta por Edlefsen e Anderson (1943), a qual se baseia na energia livre de Gibbs:

$$P_v = P_{vs} h_r \quad (\text{Eq. 30})$$

onde  $P_v$  é a pressão parcial devida ao vapor d'água dentro dos vazios do solo não saturado (kPa) e  $P_{vs}$  é a pressão de saturação de vapor (kPa) da água do solo à temperatura  $T$  do solo. Observa-se, na Equação (30), a taxa de evaporação como uma função da umidade do solo. O potencial ( $h$ ) da água no solo é calculado por um sistema acoplado de equações, semelhante ao apresentado no item 3.5.

Convém colocar que o modelo de Wilson foi desenvolvido com o intuito de computar o fluxo de água líquida, calor e vapor na interface solo-atmosfera, sem consideração da influência da vegetação. Para incluir o termo de transpiração das plantas, os modelos foram estendidos de forma a considerar um termo de sumidouro na equação diferencial parcial do fluxo, conforme proposto por Tratch (1994). Nessa formulação, a quantidade de água absorvida pelas plantas considera a distribuição triangular da assimilação de água pela planta, e um *plant limiting factor*. Um experimento de laboratório foi conduzido, usando-se uma coluna de silte com cobertura vegetal. Resultados experimentais e da simulação mostraram concordância satisfatória para os estudos, incluindo os efeitos de transpiração das plantas. Os resultados do modelo proposto por Wilson (1990) têm sido validados pela sua aplicação no cálculo evaporativo de sistemas de cobertura de solo sobre rejeitos de mineração geradores de acidez, descritos sucintamente no item 7.1 do presente capítulo.

## 6.6 Modelagem do sistema solo-planta-atmosfera

Modelos que simulam o funcionamento do contínuo solo-planta-atmosfera podem atuar de várias maneiras: isoladamente, sob a forma de um modelo unidimensional, em que são considerados apenas os processos de troca que ocorrem ao longo de uma vertical, abrangendo solo, planta e atmosfera ou acoplados aos modelos hidrológicos de base física, modelos de clima ou modelos do funcionamento do sistema terrestre. Como exemplo de modelos SVAT propriamente ditos, citam-se o CLM (*Common Land Model*; Lawrence *et al.*, 2011), o SWAP (*Soil, Water, Atmosphere, Plant*; Van Dam *et al.*, 2008), o SoilCover (GeoAnalysis, 2001) e uma série de outros modelos. Como exemplos de modelos hidrológicos, citam-se o VIC (*Variable Infiltration Capacity*; Liang, 1994), o SWAT (*Soil, Water, Atmosphere Transfer*; Santhi *et al.*, 2005), o DHSVM (*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*; Wigmosta *et al.*, 1994) e muitos outros. Como exemplos de modelos climáticos ou, mais amplamente, de funcionamento do sistema terrestre, citam-se o CSIRO-Mk3.0; ECHAMM5, MIROC3.2, HadCM3 e muitos outros cujos resultados fazem parte do IPCC-AR5 (Stockler *et al.*, 2013).

Quando parte integrante dos modelos climáticos, os esquemas SVAT's (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer schemes*) são também chamados de modelos de superfície do terreno (*Land Surface Models* - LSM's). Eles destinam-se a representar os processos que ocorrem na superfície terrestre e simulam a dependência da evapotranspiração em relação à umidade do solo com vários graus de complexidade. A incorporação dos LSM's nos modelos de clima derivou do entendimento de que os processos que ocorrem na superfície terrestre (conceito que engloba vegetação, solo e corpos hídricos e as trocas que água, energia e carbono que se processam entre eles) exercem forte influência sobre o clima, sendo que o inverso também é verdadeiro. De fato, um menor valor de  $\lambda E$  pode implicar em menor vapor d'água para a atmosfera e, conseqüentemente, em menor ocorrência de umidade atmosférica e chuva. Por outro lado, um menor valor de  $H$  tende a promover um resfriamento da camada limite planetária, com conseqüente redução da convecção (Betts *et al.*, 1996). Assim, pode-se dizer que um dos principais desafios dos LSM's é a simulação adequada do particionamento da energia líquida ( $R_n$ ) em calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $\lambda E$ ) (Pitman, 2003). Ainda, a habilidade de representar os fluxos que ocorrem entre a superfície terrestre e a atmosfera faz com que esses modelos sejam capazes de investigar temas de relevância da atualidade, tais como os efeitos de desflorestamentos de larga escala sobre o clima local (por exemplo, Nobre *et al.*, 1991) ou implicações das mudanças climáticas sobre os ecossistemas (Oyama e Nobre, 2003).

## 7. ÁREAS DE INTERESSE PARA APLICAÇÃO

A distinção entre evaporação, transpiração e evapotranspiração é importante para o entendimento do comportamento solo-planta-atmosfera em função da sua aplicação em diferentes áreas do conhecimento. Por exemplo, para efeito de estudos de taludes de encostas e de coberturas de aterros de resíduos, podem prevalecer as condições de evaporação do solo nu ou de uma superfície com uma vegetação de pequeno porte, tal como uma gramínea ou pequenos arbustos. Isso ocorre porque essas não são superfícies projetadas para abrigar espécies florestais de grande porte. Nesse caso, maior ênfase pode ser dada à interação solo-atmosfera sem se ater aos detalhes da influência da transpiração. Por outro lado, se o interesse é avaliar o comportamento dos solos não saturados sob o ponto de vista do entendimento do funcionamento do sistema terrestre, em geral, prevalece a condição de solo com vegetação variando de solo nu a vegetação florestal de grande porte. Nesse caso, maior ênfase deve ser dada ao papel da planta, com destaque especial para as florestas devido à sua capacidade de captar água diretamente do lençol ou da franja capilar, influenciando os processos de troca com a atmosfera e, em última instância, a própria umidade do solo.

### 7.1 Coberturas evapotranspirativas e barreiras capilares

O entendimento do contínuo solo-planta-atmosfera tem sido útil para vários estudos no âmbito da ciência do sistema terrestre e também no âmbito das Engenharias Civil, Hidráulica e Ambiental. Nessas últimas, destaca-se o papel do entendimento do sistema

solo-planta-atmosfera no desempenho de coberturas evapotranspirativas para aterros de resíduos de mineração potencialmente geradores de drenagem ácida. O processo conhecido como drenagem ácida de minas decorre da oxidação de sulfetos metálicos (como sulfetos de Fe, sulfetos de cobre, etc.). Trata-se de uma reação química que se processa na presença de água (ou umidade) e do oxigênio atmosférico, transformando os sulfetos em sulfatos e liberando grande quantidade de ácido, em geral, na forma de ácido sulfúrico. Tomando como exemplo o sulfeto de ferro, a reação de oxidação seria expressa por



na qual, o sulfeto de ferro ( $\text{FeS}_2$ ) reage com oxigênio da atmosfera ( $\text{O}_2$ ) e água ( $\text{H}_2\text{O}$ ), gerando íons sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), óxidos de ferro ( $\text{FeO}^{2+}$ ) e íons hidrogênio ( $\text{H}^+$ ). Posteriormente, os íons hidrogênio podem reagir com os sulfatos, gerando ácido sulfúrico. O processo de geração de drenagem ácida de minas não é generalizado e ocorre somente nos locais onde há presença de sulfetos metálicos, geralmente, nas minas subterrâneas. Os grandes movimentos de terra realizados pela mineração expõem esses sulfetos à atmosfera, oxidando-os. A chuva lixivia o produto da oxidação, gerando a drenagem ácida que atravessa os resíduos, indo, em última instância, atingir corpos hídricos superficiais e subterrâneos. Esse é o caso, por exemplo, da mineração de carvão ao sul de Santa Catarina. Os elevados teores de sulfeto de Fe associados à ocorrência de carvão na região, associados à má disposição desses resíduos, conduziram à acidificação (pH entre 2 e 3) de cerca de 2/3 dos rios da região (Borma & Soares, 2002).

Para controle da drenagem ácida de minas, duas alternativas podem ser adotadas. A primeira delas é o tratamento dos efluentes ácidos por meio de estações de tratamento que neutralizam o seu pH antes de atingirem o corpo hídrico receptor. A segunda refere-se à inibição do próprio processo de geração de acidez, realizada por meio do bloqueio da entrada de oxigênio e água no sistema. Esse bloqueio é feito pelas chamadas coberturas evapotranspirativas, que recebem água da chuva, armazenam-na temporariamente e devolvem-na para a atmosfera sob a forma de vapor. No caso específico dos aterros de resíduos geradores de acidez, essas coberturas têm a finalidade adicional de minimizar a entrada de oxigênio no sistema, inibindo a reação química geradora de ácido. Para tanto, uma das condições fundamentais é que seja mantido, na cobertura, um grau de saturação superior a 85%. Nessas condições, os poros preenchidos com água bloqueiam a passagem do ar e, conseqüentemente, do oxigênio, para o interior do aterro. O estado da arte mostra que o sistema mais eficaz para a manutenção de um grau de saturação tão elevado em uma camada de solo sujeita às intempéries é por meio de uma barreira capilar. A barreira capilar constitui-se, basicamente, de uma espécie de sanduíche de uma camada de argila entre duas camadas de areia. Na condição não saturada, a permeabilidade da argila é infinitamente maior que a da areia, de forma que a água dos poros é incapaz de migrar, por capilaridade, para fora da argila. Isso favorece a manutenção de um grau de saturação elevado na camada argilosa, formando uma barreira física ao fluxo de oxigênio através do seu interior (Ubaldo *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2010). O dimensionamento dessa barreira capilar e o seu desempenho ao longo dos períodos de estiagem é feito por modelos do tipo SVAT, dentre os quais se citam o SoilCover e o Vadose.

## 7.2 Relação entre a umidade do solo, condições atmosféricas e cobertura vegetal

Luiz (2012) realizou campanhas de campo monitorando, concomitantemente, a variação do teor de umidade em perfis de solo e as condições climáticas, representadas pela temperatura e umidade relativa do ar. A Figura 9 apresenta a variação de umidade gravimétrica de um dos perfis monitorados. Esse perfil é considerado representativo da região norte do município de Goiânia-GO, sendo composto por um solo profundamente intemperizado, com elevada porosidade, quantidades expressivas de óxido de ferro e alumínio e de caulinita e gibbsita. A Figura 9 indica a variação da umidade em função dos valores de temperatura do ar, umidade relativa do ar e temperatura de superfície.

Em termos de clima, a região de Goiânia apresenta forte sazonalidade, sendo que o período chuvoso ocorre entre os meses de outubro a março, e o período seco ocorre entre os meses de abril a setembro. As temperaturas apresentam-se elevadas durante o período seco, com valores acima de 35°C, sendo comum atingirem valores em torno de 40°C. Por outro lado, o índice de umidade relativa do ar fica abaixo de 20% nos períodos mais secos e quentes, ocorrendo, ao longo do dia, picos que podem atingir a faixa de 10%. Essa condição cria uma forte demanda de umidade por parte da atmosfera, favorecendo o processo de evaporação da água do solo.

O impacto da sazonalidade climática no perfil de umidade do solo foi monitorado ao longo dos meses de janeiro, abril, julho, agosto e setembro de 2010, correspondentes ao ápice do período chuvoso (janeiro), à transição da estação chuvosa para a seca (abril), meados da estação seca (julho) e, finalmente, ao auge da estação seca (agosto/setembro). O teor de umidade correspondente ao mês de janeiro foi obtido após cinco dias sem chuvas. Para o período de agosto/setembro, o perfil foi obtido após 91 dias consecutivos sem precipitação (Figura 9). Observa-se que a variação do teor de umidade ao longo do perfil responde às demandas atmosféricas. Entre janeiro e abril, observa-se a tendência de diminuição da umidade das camadas superficiais em relação às camadas mais profundas. Porém, com o avanço do período de estiagem, as camadas mais profundas também passam a apresentar alguma depleção na umidade, ainda que levemente inferior àquela observada nas camadas superficiais. No mês de janeiro, ápice do período chuvoso para a região, o perfil é alimentado com água de precipitação, contudo, mesmo nessa época, observa-se uma camada superficial com menor umidade do que a camada mais profunda. Esse comportamento pode ter sido resultante do fato de se haver considerado o perfil de umidade após 5 dias sem ocorrência de chuva, ou seja, em todos os meses (desde janeiro, mais úmido, até agosto/setembro, mais secos), o que se observa é um perfil no qual o solo tende a ser mais seco na superfície e mais úmido nas camadas mais profundas.

Embora as camadas superficiais sejam as mais secas do perfil, a análise da variação sazonal indica perda de umidade ao longo de todo o perfil de 4 m, com o avanço da estação seca (meses de agosto/setembro). Assim, mesmo as camadas mais profundas (a 4 m de profundidade) perdem umidade com o avanço da estação seca no perfil considerado. Esse comportamento pode ser resultante do fato de estar-se trabalhando com um solo com elevada porosidade, que permite a penetração do ar atmosférico em profundidades relativamente grandes ao longo do perfil.

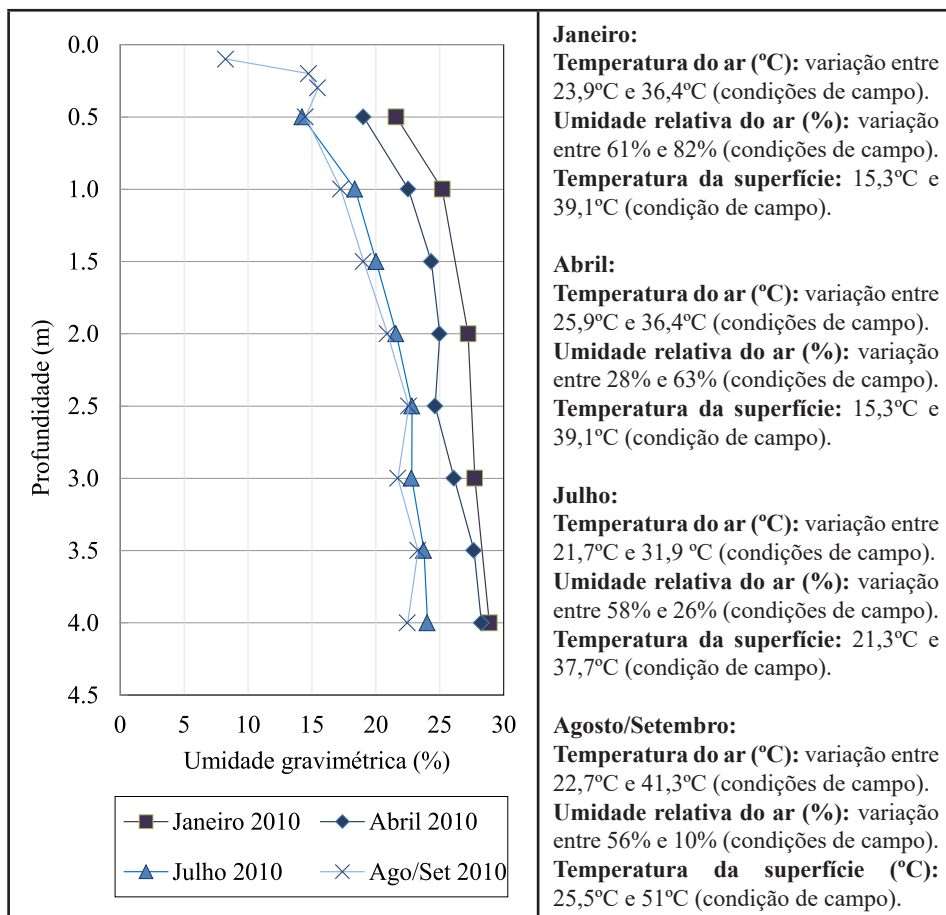


Figura 9 – Variação de umidade em perfil de solo em função das características atmosféricas e temperatura de superfície

Observa-se ainda que o perfil de umidade em julho assemelha-se ao perfil de umidade observado em agosto/setembro, indicando que, em julho, grande parte da umidade já havia se deplecionado. Esse comportamento também confirma a ocorrência de um solo poroso, com baixa capacidade de retenção de umidade. Por fim, é importante mencionar que, ao passo que menores valores de umidade da camada superficial podem ser atribuídos às demandas atmosféricas, o aumento da umidade com a profundidade pode ser reflexo de alguma proximidade com o lençol freático. É possível observar, ainda, que a influência das variações atmosféricas no comportamento da umidade do perfil é mais pronunciada até 3 m de profundidade (Luiz *et al.*, 2012).

Em relação ao aumento da temperatura de superfície com o avanço da estação seca, tal fenômeno pode ser explicado não somente pela variação sazonal da elevação do ângulo de incidência solar, mas também pela diminuição da umidade verificada na superfície.

De fato, conforme foi visto no item 2.2 do presente capítulo, quanto menor o conteúdo de água no solo, maior é a fração de energia solar que se transforma em calor sensível e, consequentemente, em aumento de temperatura.

No entanto, é importante mencionar que mudanças na cobertura natural do solo, sejam para a ampliação das áreas destinadas às atividades agropecuárias, sejam para incorporar estruturas urbanas, modificam o balanço de energia entre a superfície e a atmosfera. Para a mesma região do estudo anterior, a Figura 10 apresenta um exemplo de como o tipo de cobertura pode afetar o perfil de umidade do solo. Luiz (2012) observa que as superfícies recobertas por vegetação natural, no ápice do período seco, apresentam temperaturas de superfície entre 15°C e 24°C, enquanto as superfícies recobertas por pastagem e solo exposto atingiram temperaturas entre 35°C e 51°C. De fato, as superfícies com pastagem apresentam elevado albedo e baixa inércia, justificando as elevadas temperaturas (ver, por exemplo, Imamura-Bornstein, 1991).

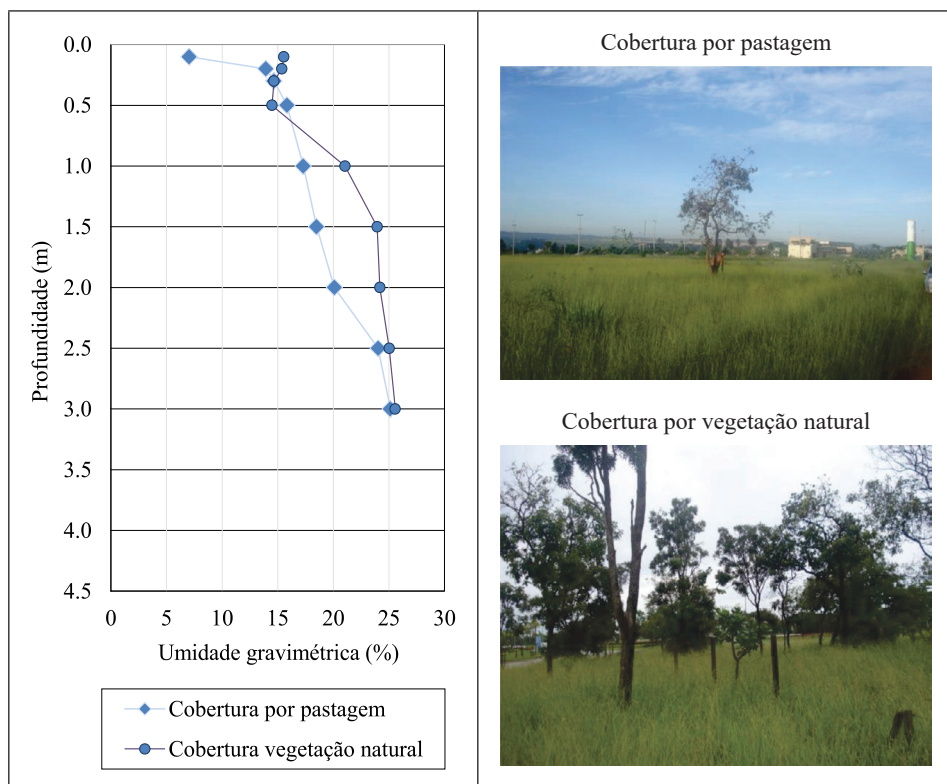


Figura 10 – Variação do perfil de umidade do solo em função do tipo de cobertura

Ainda, como consequência do aumento da temperatura (e de fatores tais como maior sombreamento, menor velocidade do vento, etc.), o perfil de umidade do solo é também significativamente afetado pela mudança na cobertura vegetal. Os perfis de umidade do

solo apresentados na Fig. 10 representam a variação de umidade de um perfil de um mesmo tipo de solo coberto com **i)** vegetação natural do tipo Cerrado *sensu strictu* e **ii)** pastagens. Observa-se que a variação de umidade ao longo do perfil inserido em área de vegetação natural apresenta-se mais homogêneo, sem grandes perdas nas camadas superficiais. O mesmo não ocorre com o perfil representativo de uma área coberta por pastagens. O estudo alerta ainda para o fato de que a ocorrência de baixos valores de umidade nas camadas superficiais (até 0,5 m) pode implicar em áreas de selamento, dificultando a infiltração da água de chuva. O selamento da superfície do solo influencia diretamente no processo de infiltração, principalmente quando se consideram as características das chuvas das regiões tropicais, rápidas e intensas. O selamento pode ocorrer tanto pelo pisoteio do animal, no caso de áreas de pastagens, mas também pelos sucessivos processos de umedecimento e secagem do solo (sazonalidade do clima), ocasionando um adensamento da superfície do solo por processos de contração.

### 7.2.1 Aspectos geomorfológicos na variação da umidade do perfil

Além da influência da atmosfera e da cobertura vegetal, cabe mencionar que os aspectos geomorfológicos também afetam o comportamento dos solos não saturados e são responsáveis por variações no seu padrão de umidade. Os aspectos geomorfológicos podem ser analisados tanto por meio de variações na altitude (amplitude) como por meio da geomorfologia da superfície. Dentre as várias e possíveis formas de se caracterizar a geomorfologia, destaca-se o importante papel da declividade, da curvatura do terreno, do comprimento de fluxo e da exposição do relevo em relação ao recebimento de energia solar, no comportamento hidromecânico de solos tropicais (Luiz, 2012).

A altitude pode implicar impacto indireto e direto no escoamento superficial, infiltração e umidade do solo. O impacto indireto está relacionado à influência da altitude sobre o clima. Regiões mais elevadas do relevo tendem a ser regiões de menor temperatura (Böhner e Antonic, 2009), porém, de maior pluviosidade, em decorrência do favorecimento das chuvas orográficas (Dingman, 2008). O impacto direto, por sua vez, está relacionado à influência da declividade no processo de escoamento superficial (favorecimento do escoamento superficial em detrimento ao processo de infiltração) e também à oferta de energia solar e de outras condicionantes atmosféricas (como o vento) para o processo de evaporação e evapotranspiração. A forma como a encosta está direcionada em relação à radiação solar atua como fator controlador das condições de temperatura e umidade na interface superfície-atmosfera, pois o balanço de energia ocorre de maneira diferenciada conforme maior ou menor exposição do terreno à radiação. De fato, um aumento na declividade do terreno implica maior incidência de raios solares perpendiculares à superfície. Uma menor área da superfície sendo atingida resulta em maior concentração de energia por unidade de área. Sendo maior o aquecimento, há o favorecimento das perdas de umidade pelo processo de evaporação. Há que se considerar, também, o aumento da incidência de ventos nas encostas, outro fator que favorece o aumento da evaporação.

No movimento de translação da Terra em relação ao Sol, as superfícies apresentam posições diferenciadas à exposição à energia solar. No Hemisfério Sul, as encostas expostas para os quadrantes norte, noroeste, nordeste, oeste e leste recebem mais energia



calorífico-luminosa no decorrer do ano do que aquelas voltadas às demais direções (Mendonça, 1994). Consequentemente, as temperaturas mais elevadas são observadas nessas superfícies de maior exposição. Esse efeito é tanto mais pronunciado quanto maior for a declividade, sendo também verificado em maiores latitudes, ou seja, para as áreas mais afastadas do Equador (Geiger, 1990).

Em relação à curvatura da encosta (vertente), uma superfície côncava favorece a concentração e a convergência dos fluxos de água, tanto em superfície quanto em sub-superfície, favorecendo a saturação do solo. Encostas convexas tendem a propiciar a divergência dos fluxos e encostas retilíneas favorecem a ocorrência de fluxos descendentes rápidos. Considerando que esses fatores atuam em conjunto aos aspectos do relevo acima mencionados, Luiz (2012), ao analisar a variação de umidade em diferentes pontos na cidade de Goiânia, concluiu que as encostas voltadas para o quadrante norte, quando associadas à cobertura do solo por pastagens, foram as regiões de maior perda de umidade entre o período de janeiro e agosto/setembro de 2010, principalmente nas camadas de até 3 m de profundidade.

### **7.3 Resposta das florestas às mudanças climáticas e mudanças no uso e cobertura da terra**

Um aspecto interessante que resulta do entendimento do balanço de energia na superfície terrestre refere-se à questão das mudanças climáticas. Entende-se por mudança climática o aquecimento da superfície terrestre decorrente do acúmulo de CO<sub>2</sub> e outros gases de efeito estufa na atmosfera, os quais permitem a passagem da radiação solar, mas bloqueiam a passagem da energia devolvida pela superfície sob a forma de calor. Esse é o calor sensível do qual estamos falando. Se a superfície encontra-se seca, com limitada quantidade de água para evaporação, a maior parte da radiação solar é transformada em calor sensível. Se, aliado a isso, a atmosfera terrestre encontra-se enriquecida com gases de efeito estufa, o calor gerado fica aprisionado, gerando o aquecimento global. Um aumento na temperatura atmosférica, por sua vez, tem o potencial de aumentar os processos evapotranspirativos, resultando em mais umidade atmosférica e, potencialmente, mais chuva. É por esse motivo que se diz que as mudanças climáticas tendem a acelerar o ciclo hidrológico (Borma, 2012). No entanto, devido à grande heterogeneidade da superfície terrestre, as chuvas não ocorrem de forma distribuída pelo planeta, resultando na ocorrência de eventos extremos, tanto de cheia quanto de seca.

Na Ciência do Sistema Terrestre pode-se citar, por exemplo, o papel do sistema solo-planta-atmosfera na resposta da floresta aos extremos de seca. Os modelos climáticos utilizados pelo IPCC (Stockler *et al.*, 2013) projetam um clima mais seco e quente para a Amazônia em decorrência das mudanças climáticas. Essa mudança não seria gradual, mas se daria sob a forma de um aumento nos extremos de seca (Borma e Nobre, 2013). Cabe colocar que, apesar dos elevados índices pluviométricos, a maior parte da região amazônica apresenta períodos de chuva e de estiagem bem definidos. Uma das perguntas recorrentes frente às tendências climáticas previstas para a Amazônia é como a floresta úmida responderia a esses extremos (Nobre e Borma, 2009; Borma *et al.*, 2013). Um dos primeiros trabalhos realizados nesse sentido, baseado em dados de satélite, sugeriu que a



Floresta Amazônica teria respondido à seca de 2005 com um aumento na fotossíntese, representado, nas imagens, por um *greenness* da vegetação (Saleska *et al.*, 2007). Apesar de ter sido questionada por vários autores, a hipótese de esverdeamento da floresta durante a seca foi embasada em trabalhos anteriores, dentre os quais se citam Shuttleworth (1988), que mostraram que algumas localidades na Amazônia exibem tendência de aumento na evapotranspiração no período seco em relação ao período chuvoso. No presente capítulo, já foi apresentada a relação entre evapotranspiração e fotossíntese. Esse aumento teria sido atribuído a dois fatores principais: aumento na demanda atmosférica, em particular, na radiação líquida devido à menor ocorrência de nuvens no período seco e água no solo em quantidade suficiente para atender a essa demanda. Nesse último caso, tem-se salientado o papel das raízes no acesso à água no solo. De fato, alguns trabalhos citam a ocorrência de raízes mais profundas em espécies da Floresta Amazônica, capazes de acessar água do lençol freático no período seco. Por outro lado, no período chuvoso, diminui a demanda atmosférica devido à forte ocorrência de nuvens, resultando em um decréscimo na evapotranspiração em comparação ao período seco. No entanto, a Floresta Amazônica abrange uma área de cerca de 6 milhões de km<sup>2</sup>, com diferentes tipos de clima, solo, planta e profundidade do lençol freático. Entender a variabilidade espacial e temporal da floresta aos extremos climáticos é ainda um desafio que exige entendimento do sistema como um todo, envolvendo várias áreas do conhecimento científico, dentre elas, o comportamento dos solos não saturados.

Enquanto as mudanças climáticas são consideradas uma ameaça de ordem global para a Amazônia, o desmatamento é considerado uma ameaça de ordem local. De fato, alguns trabalhos têm mostrado que o desmatamento em grande escala da Amazônia poderia conduzir a uma mudança regional no clima, conduzindo a um aumento na temperatura e diminuição na precipitação. Essa hipótese baseia-se no fato de que, com a exclusão da floresta, menor quantidade de vapor seria transferida para a atmosfera, resultando, consequentemente, em menor volume de chuva. Apesar da forte influência da evaporação do Oceano Atlântico na umidade atmosférica da Amazônia, desde a década de 1970 se reconhece o importante papel que ela exerce na reciclagem de água na região. Segundo Salati *et al.* (1979) cerca de 30-50% da chuva que incide localmente seria proveniente da água evapotranspirada pela própria floresta. Fica fácil supor, dessa forma, que um desmatamento em grande escala poderia influenciar na quantidade de chuva da região. Além disso, com a diminuição da Floresta Amazônica, haveria uma alteração no particionamento da energia radiante entre calor sensível e calor latente, com uma tendência de aumento no fluxo de calor sensível em decorrência da diminuição do fluxo de calor latente. Em outras palavras, além da diminuição da chuva, o desmatamento promoveria um concomitante aumento na temperatura local (Nobre *et al.*, 1991).

## 8. CONCLUSÕES

O entendimento da interação entre a atmosfera, a vegetação e o solo provavelmente consistem em um dos problemas mais complexos relacionados com solos não saturados. O sistema planta-solo-atmosfera envolve numerosos fenômenos físicos, de domínio de diferentes campos da ciência. A multidisciplinaridade do tema tem como principais con-

tribuintes a Ciência do Solo, a Mecânica dos Solos e a Meteorologia. Por se tratar de fenômenos que ocorrem próximos à superfície do terreno, os solos envolvidos nos processos aqui descritos encontram-se, na maioria das vezes, na condição não saturada. Desta forma, é correto afirmar que o tema depende do entendimento do comportamento do solo não saturado.

Dentre os mecanismos de fluxo envolvidos, destacam-se a demanda externa por água e energia e o regime de fluxo interno no solo, de água e calor. Nesses sistemas, fluxos geralmente desprezados, como o fluxo de vapor de água, passam a ser fundamentais para o entendimento dos fenômenos.

A análise de diversos problemas Geotécnicos envolvendo solos não saturados requer o entendimento da interação do solo de superfície com a atmosfera e a vegetação. Um dos problemas mais comuns da atualidade diz respeito ao comportamento de sistemas de cobertura para a disposição de resíduos. O desempenho desses sistemas está intimamente ligado à maneira como o solo troca umidade com a atmosfera e como a vegetação interfere nessa dinâmica. Ainda, no âmbito dos estudos do funcionamento do sistema terrestre, o entendimento do comportamento do solo não saturado e seu papel na disponibilização de água para as trocas com a atmosfera também é de fundamental importância.

Foram apresentadas, neste capítulo, algumas das principais formulações teóricas para a modelagem da interação solo-vegetação-atmosfera. Apesar da existência de teorias consolidadas, a sua aplicação permanece desafiadora. O acúmulo de experiências de campo, com a criteriosa aplicação prática dessas teorias, acompanhada de monitoramento do desempenho do comportamento dos solos não saturados, permitirá a evolução e a disseminação dos modelos mais realistas.

## REFERÊNCIAS

- ARORA, V. (2002). Modeling vegetation as a dynamic component in soil – vegetation – atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics*, 40(2).
- BETTS, A.K.; BALL J.H.; BELJAARS A.C.M.; MILLER, M.J. & VITERBO, P.A. (1996). The land surface–atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives. *Journal of Geophysical Research*, 101: 7209-7225.
- BETTS, A.K. (2004). Understanding hydrometeorology using global models. *Bulletin of American Meteorological Society*, 85(11), 1673-1688.
- BÖHNER, J. & ANTONIC, O. (2009). Land-surface parameter specific to Topo-Climatology. HENGL, T.; REUTER, H.I. (eds). *Geomorphology: Concepts, Software, Applications*. 1 ed. Elsevier, Amsterdam. v. 33, p. 171-194.
- BORMA, L.S. & SOARES, P. S. M. (2002). Drenagem Ácida e Gestão de Resíduos Sólidos de Mineração. TRINDADE, R.B.E. & BARBOSA FILHO, O. (org.). *Extração de ouro: princípios, tecnologia e meio ambiente*. 1. ed. CETEM/MCT. Rio de Janeiro p. 253-276.

BORMA, L.S. (2013). Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico no Brasil. BRUM, A.L; BILIBIO, C.; SELBACH, J.F & HENSL, O. (orgs.). Sustentabilidade do uso da água nos trópicos e sub-trópicos. 1. ed. Unijuí, Ijuí, v. 1, p. 63-102.

BORMA, L.S. & NOBRE, C.A. (2013). Secas na Amazônia: Causas e Consequências. 1. ed. Oficina de Textos, São Paulo, v. 1, 398 p.

BORMA, L.S.; NOBRE, C.A. & CARDOSO, M.F. (2013). Response of the Amazon Tropical Forests to Deforestation, Climate, and Extremes, and the Occurrence of Drought and Fire. PIELKE, R.A. (org.). Climate Vulnerability: Understanding and Addressing Threats to Essential Resources. 1. ed.: Science Direct, Elsevier, London. 2, p. 153-163.

BUCKINGHAM, E. (1907). Studies of the movement of soil moisture. U.S. Departmente of Agriculture. Bureau of Soils. Bulletin Number 38, 60p.

CAMPBELL, G.S. (1985). Soil Physics with Basic: Transport Models for Soil-Plant Systems. Elsevier, Amsterdam, 148 p.

DAKSHANAMURTHY, V. & FREDLUND, D.G. (1981). A mathematical model for predicting moisture flow in an unsaturated soil under hydraulics and temperature gradients. Water Resources Research, 17(3): 714-722.

DEARDORFF, J.W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. Journal of Geophysical Research, 83: 1889-1903.

DE VRIES, D.A. (1963). Thermal properties of soils. Physics of Plant Environment, In: W.R. Van Wijk, (ed). Physics of plant environment. Amsterdam: North Holland Publishing Company, 382 p.

DICKINSON R.E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P.J. & WILSON, M.F. (1986). Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note TN-275 + STR. 69 pp.

DINGMAN, S.L. (2008). Physical Hydrology. Prentice Hall, New Jersey, 646 p.

DIRMEYER, P.A.; KOSTER, R.D. & GUO, Z. (2006). Do global models properly represent the feedback between land and atmosphere? Journal of Hydrometeorologie. 7, 1177-1198.

EDLEFSEN, N.E. & ANDERSON, A.B.C. (1943). Thermodynamics of soil moisture. Hilgardia, 15(2): 31-298.

FIELD, C.B.; JACKSON, R.B. & MOONEY, H.A. (1995). Stomatal responses to increased CO<sub>2</sub>: implications from the plant to the global scale. Plant, Cell and Environment. 18, 1214-1225.

- GASH, J.H.C, NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (eds). 1996. Amazonian Deforestation and Climate. Wiley: Chichester. 611 p.
- GEIGER, R. (1990). Manual de Microclimatologia: o clima da camada de ar junto ao solo. 2. ed. Fundação Calouste Gilbenkian, Lisboa, 556 p.
- GITIRANA JR., G.F.N. (2005). Weather-related geo-hazard assessment model for railway embankment stability. Doctoral Thesis. Department of Civil and Geological Engineering, University of Saskatchewan, Saskatchewan, 411 p.
- GREEN, W.H. & AMPT, G.A. (1911). Studies on soil physics. Part 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4(1): 1-24.
- HILLEL, D. (1982). Introduction to Soil Physics. Vol. 364. Academic Press: New York.
- HILLEL, D. (1998). Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations. Academic Press, New York, 771 p.
- HILLEL, D. & TALPAZ, H. (1976). Simulation of root growth and its effect on the pattern of soil water uptake by a nonuniform root system. *Soil Science*, 121: 307-312.
- HORTON, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, 14: 446-460.
- HUCK, M.G. & HILLEL, D. (1983). A model of root growth and water uptake accounting for photosynthesis, respiration, transpiration, and soil hydraulics. In: Hillel, D. ed., "Advances in Irrigation", Vol. 2. Academic Press, New York.
- IMAMURA-BORNSTEIN, I.R. (1991). Observation studies of urban heat island characteristics in different climate zones. University of Tsukuba. Doctoral Thesis, Institute of Geoscience of University of Tsukuba, Japan, 156 p.
- JARVIS, P. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 273: 593-610.
- KOSTIAKOV, A.N. (1932). On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity of studying it from dynamic point of view for purposes of amelioration. 6th Comm. Int. Soc. Soil Sci. Russian, Pt. A15-21.
- LAMBERS, H.; STUART CHAPLIN, F. & PONS, T.L. (1998). *Plant Physiological Ecology*, Springer-Verlag. 533p.
- LAWRENCE, D.M.; OLESON, K.W. & FLANNER, M.G.; THORTON, P.E.; SWENSON, S.C.; LAWRENCE, P.J.; ZENG, X.; YANG, Z.; LEVIS, S.; SAKAGUSHI, K.;

BONAN, G. & SLATER, A.G. (2011). Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, Vol. 3, Art M03001. 27pp.

LEE, J.E., OLIVEIRA, R.S., DAWSON, T.E. & FUNG, I. (2005). Root functioning modifies seasonal climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(49), 17576-17581.

LIANG, X. (1994). A Two-Layer Variable Infiltration Capacity Land Surface Representation for General Circulation Models, *Water Resources Series*, TR140, 208 pp., University of Washington, Seattle.

LINSLEY, J.R.; R.K.; KOHLER, M.A. & PAULHUS, J.L.H. (1958). *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill, New York, 340 p.

LUIZ, G.C. (2012). Influência da relação solo-atmosfera no comportamento hidromecânico de solos tropicais não saturados: estudo de caso – município de Goiânia-GO. Tese de Doutorado, Publicação G.TD-001/2012, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, 271 p.

LUIZ, G.C.; MARTINS, L.F.R. & CAMAPUM, J.C. (2012). A influência do clima na infiltrabilidade do solo. CAMAPUM, J.C.; GITIRANA JR., G.F.N.; Leão Carvalho, E.T. (orgs.). *Tópicos sobre infiltração: teoria e prática aplicadas a solos tropicais*, Faculdade de Tecnologia, Brasília, p. 50-73.

MANABE, S. (1969). Climate and ocean circulation. Part I: the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97, 739-774.

MONTEITH, J.L. (1980). The development and extension of Penman's evaporation formula. In: Hillel, D., "Applications of Soil Physics". Academic Press, New York.

NADEZHDINA, N.; DAVID, T.S., DAVID, J.S., FERREIRA, M.I.; DOHNAL, M., TESSAR, M.; GARTNER, K.; LEITGEB, E.; NADEZHDIN, V.; CERMARK, J., JIMENEZ, M.S. & MORALES, D. (2010). Trees never rest: The multiple facets of hydraulic redistribution. *Ecohydrology*, 3(4): 431-444.

NOBRE, C.A. & BORMA, L.S. Tipping points for the Amazon forest. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 1: 28-36..

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J. & SHUKLA, J. (1991). Amazonian Deforestation and Global Climate Change. *Journal of Climate*, 4: 957-988.

OKI, T. & KANAE, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313: 1068-1072.

ORELLANA, F.; VERMA, P; LOHEIDE II, S.P. & DALY, E. (2012). Monitoring and modeling water-vegetation interactions in groundwater-dependent ecosystems, *Reviews of Geophysics*, v. 50. 24p.

OYAMA, M.D. & NOBRE, C.A. (2003). A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. *Geophysical Research Letters*, V. 30, nr. 23, 2199.

PENMAN, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society. London Series A*, 193(1032): 120-145.

PHILLIP, J.R. (1957). Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *Journal of Meteorology* 14: 354-366.

PHILLIP, J.R. (1966). Plant water relations: Some physical aspects. *Annual Review of Plant Physiology*. 17: 245-268.

PHILIP, J.R. & DE VRIES, D.A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(2): 222-232.

PITMAN, A.J. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23, 479-510.

REICHARD, K. & TIMM, L.C. (2004). Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. Barueri, Manole, 478 p.

RICHARDS, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1: 318-333.

ROSEN, R.D. (1999). The global energy cycle. *Global Energy and Water Cycles*, BROWNING, K.A. & GURNEY, R.J. (eds.). Cambridge: Cambridge University Press., pp. 1-9.

SALATI, E.; VICTORIA, R.L.; MARTINELLI, L.A. & RICHEY, J.E. (1979). Forests: Their role in global change, with special reference to the Brazilian Amazon. *Climate Change: Science, Impacts and Policy Second World Climate Conference*, pp. 391-395.

SALESKA, S.R.; DIDAN, K.; HUETE, A.R. & DA ROCHA, H.R. (2007). Amazon forests green-up during 2005 drought. *Science*, 318.5850:612-612.

SANTHI, C.; SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J.G.; WILLIAMS, J.R. (2005). A modeling approach to evaluate the impacts of water quality management plans implemented in a watershed in Texas. *Environmental Modelling & Software*, 21(2006): 1141-1157.

SELLERS, P.J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.C. & DALCHER, A. (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Science*, 43: 505-531.

SELLERS, P.J.; DICKINSON, R.E.; RANDALL, D.A.; BETTS, A.K.; HALL, F.; BERRY, J.; COLLATZ, G.; DENNING, A.; MOONEY, H.; NOBRE, C.; SATO, N.; FIELD, C. & HENDERSON-SELLERS, A. (1997). Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, 275(5299): 502-509.

SENEVIRATNE, S.I.; CORTI, T.; DAYIN, E. L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E. B.; LEHNER, I.; ORLOWISKY, B. & TEULING, A. J. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99: 125-161.

SESTREM, L.P.; KORMANN, A.C.M.; PRETTO, J.H.F. & MARINHO, F.A.M. (2015). Precipitation influence on the distribution of pore pressure and suction in a coastal hillside. *Soils & Rocks*, 38: 81-92.

SHUTTLEWORTH, W.J. (1988). Evaporation from Amazonian rainforest. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 233: 321-346.

SOARES, A.B.; POSSA, M.V.; SOUZA, V.P.; SOARES, P.S.M., BARBOSA, M.C.; UBALDO, M.O.; BERTOLINO, A.V.F. & BORMA, L.S. (2010). Design of a Dry Cover Pilot Test for Acid Mine Drainage Abatement in Southern Brazil, Part II: Pilot Unit Construction and Initial Monitoring. *Mine Water and the Environment*, 29: 277-284.

STOCKER, T.F.; QIN, D.; PLATTNER, G.K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S.K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V. & MIDGLEY, B.M. (2013). IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.

TRATCH, D. (1994). Moisture uptake within the root zone. Master's Thesis. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada.

UBALDO, M.O.; BORMA, L.S. & BARBOSA, M.C. (2006). Gestão de resíduos sólidos geradores de drenagem ácida de minas com o uso de coberturas secas. CETEM - Centro de Tecnologia Mineral, Rio de Janeiro, 35 p.

VAN DAM, J.C.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R.F.A. & KROES, J.G. (2008). Advances of modeling water flow in variably saturated soils with SWAP. *Vadose Zone Journal*, 7(2): 640-653.

WIGMOSTA, M.S.; VAIL, L. & LETTENMAIER, D.P. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30: 1665-1679.

WILSON, G.W. (1990). Soil evaporative fluxes for geotechnical engineering problems. Doctoral Thesis. University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada, 464 p.

WILSON, G. W.; FREDLUND, D.G. & BARBOUR, S.L. (1994). Coupled soil-atmosphere modelling for soil. *Canadian Geotechnical Journal*, 31: 151-161.