

# TRANSFERÊNCIA VERTICAL DE PROPRIEDADES FÍSICAS (CALOR, VAPOR D'ÁGUA E MOMENTO) NA ATMOSFERA

complemento à apostila da disciplina EB5018 – Introdução à Micrometeorologia e Evapotranspiração

## INTRODUÇÃO

Um aspecto fundamental nos estudos de interação entre os seres vivos e seu ambiente são as trocas energéticas que entre eles ocorrem. Tais trocas envolvem formas diferentes de energia, dos tipos química, calorífica, radiante e mecânica. Corpos (vivos ou não) na natureza estão expostos às trocas de energia radiante, estabelecendo-se neles um saldo (ou balanço) de energia radiante SR, ou seja, o fluxo de radiação absorvido pelo corpo. Pela lei de conservação de energia e massa, o SR será repartido em diferentes processos físicos e, no caso de um sistema vegetado, essa partição pode ser expressa pela equação 1:

$$SR = H + LE + G + F \quad (1)$$

tendo cada termo, expresso como densidade de fluxo energético (no SI, em  $W m^{-2}$ ), os significados:

SR = saldo de radiação;

LE = calor latente (de vaporização ou de condensação, dependendo da mudança de fase ocorrendo).

G = armazenamento de calor no sistema; em um sistema vegetado, representa o calor armazenado no solo, plantas e ar, tendendo seu valor a ser maior no solo do que nos dois outros componentes, considerados então desprezíveis em termos práticos; mesmo o armazenamento no solo é assumido como proporcionalmente negligível (em relação a SR), dependendo da escala de tempo usada.

F = suprimento (por metabolismo bioquímico) ou absorção (por fotossíntese) de energia ao sistema; para fins práticos, na escala micrometeorológica, também tem sido negligenciado.

Cumpramos ressaltar que essa é a equação global com termos em valores absolutos, que podem adotar sinais positivos ou negativos, dependendo da direção do fluxo e da superfície de referência. Assim, fluxos de entrada no sistema são convencionados como positivos e de saída como negativos.

Os processos naturais de trocas de energia e massa, sejam os puramente físicos ou os biofísicos, decorrem basicamente da disponibilidade desse balanço radiante, o grande motor desses processos. Um aspecto a se ter em mente é que o princípio desse balanço energético, associado aos princípios de conservação de energia, podem ser aplicados a todos os sistemas naturais, como por exemplo uma superfície vegetada, uma superfície líquida, etc., em micro, meso ou macroescala de estudo. Por exemplo, eles podem ser aplicados globalmente ou em partes dos diferentes componentes de um ecossistema, como a vegetação global, uma folha, um animal no seu interior, etc., fazendo-se inicialmente a adaptação da equação 1 a cada componente. Um exemplo é dado na Figura 1, indicando do balanço de radiação e as trocas energéticas entre uma planta e a atmosfera.

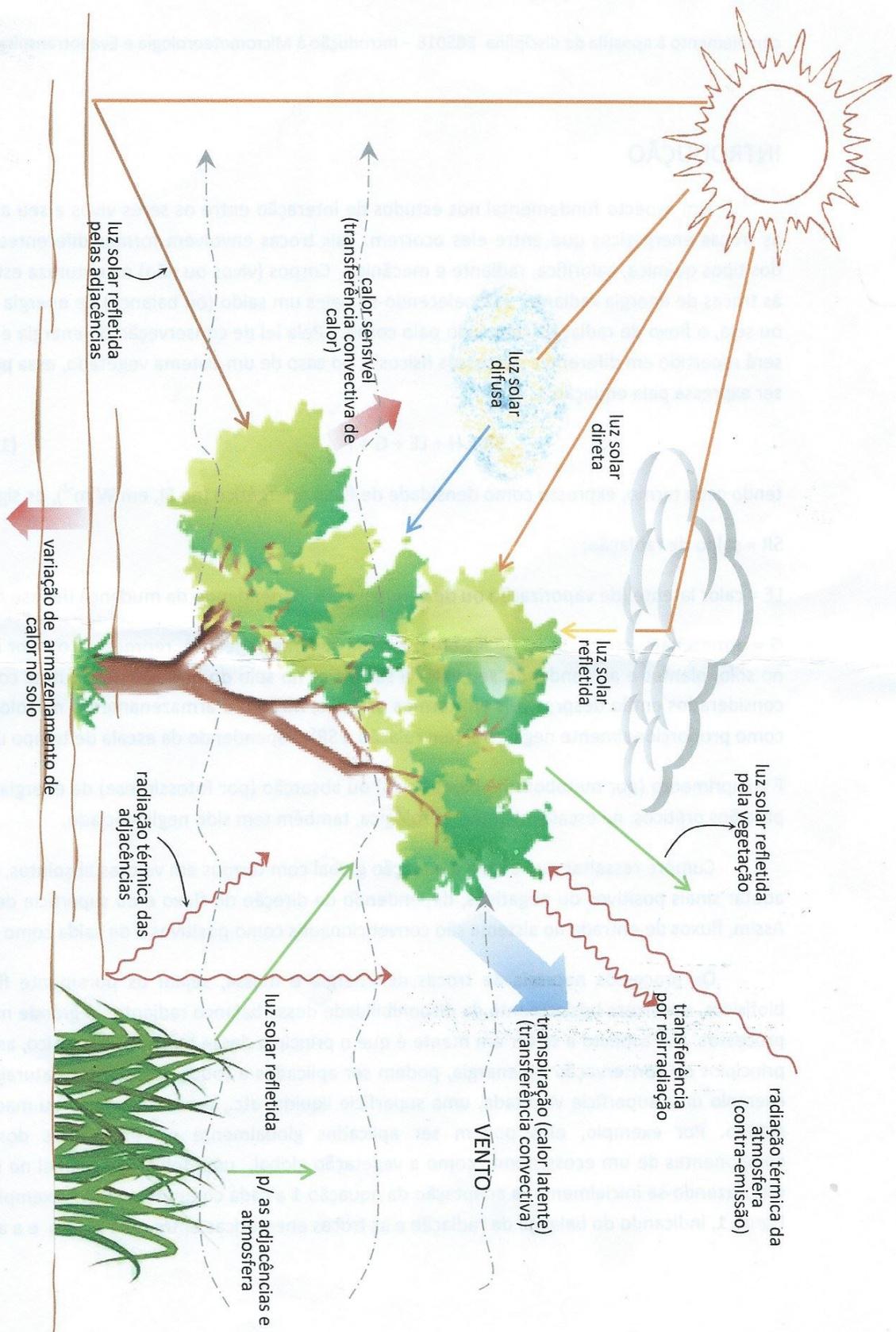


Figura 1 - Esquema ilustrando o balanço de energia envolvendo troca radiativas, de calor e de vapor d'água de uma planta e sua adjacências com a atmosfera. Não são indicados os fluxos de variação de energia química e de calor na atmosfera. Modificado com base em GATES (1980).

Outro aspecto a ser ressaltado é o conceito de continuidade na biosfera (Campbell e Norman, 1998), que considera a interconectividade entre as partes de um sistema e da própria biosfera. Um exemplo típico de interesse no nosso caso é o transporte de água no sistema solo-planta-atmosfera, que se constitui num continuum que leva à evapotranspiração ET. A fração de ET correspondente à transpiração vegetal tem um caminho de fluxo originando-se no solo, com absorção e transporte na planta na forma líquida desde a superfície radicular (incluindo-se aí os pelos radiculares), passando pelos tecidos radiais da raiz, vasos do xilema (na raiz, caule folha), chegando aos sítios de evaporação nas paredes celulares, já na interface com os espaços intercelulares de ar. A partir daí, ocorrendo a vaporização da água com o concurso do calor latente, o fluxo se dá de forma difusiva através dos estômatos. Em oposição à transpiração estomática, um caminho alternativo, o da transpiração cuticular, ocorre com taxas proporcionalmente muito pequenas, a partir das células epidérmicas e da camada de cutícula sobre elas. Após deixarem as folhas, as moléculas de vapor difundem-se por uma camada de ar não turbulento (camada-limite) próximo à folha, para depois serem carregadas turbulentamente para camadas superiores de ar que compõem a camada-limite, até atingirem a atmosfera livre, a partir da qual são transferidas para camadas superiores e daí para outras áreas, já participando da escala mais abrangente do ciclo hidrológico.

Esta introdução é feita para subsidiar o estudo de conceitos e definições embutidos em métodos de determinação de fluxo de vapor (evapotranspiração) discutidos no capítulo 9, enquadrados como mecanísticos e micrometeorológicos. Em várias situações tais métodos são desejáveis, em oposição à medida direta da perda de água de um solo vegetado pela determinação do balanço hídrico "in situ" ou lisímetria. Por outro lado, a componente transpiração vegetal, como uma parte importante e muitas vezes predominante da evapotranspiração, pode ser determinada por vários métodos de medida direta do fluxo de vapor d'água das folhas ou das plantas, pelo uso de câmaras gasosas participantes de equipamentos como os analisadores por infravermelho, porômetros, etc. ou pela medida de fluxo de seiva por métodos térmicos. Independente de uma discussão ampla e comparativa sobre aspectos técnicos das medidas e suas fontes de erros, um ponto importante a se considerar na medida em folhas e plantas é a necessidade de escalonamento dos resultados para o dossel, exigindo atenção para a variabilidade espacial das medidas. Mas, além de transporte de vapor para as camadas acima de um dossel vegetativo, o enfoque micrometeorológico está sempre presente no estudo de transporte outras de entidades químicas (gases e poluentes, principalmente) e de calor.

Os seguintes pontos decorrentes da discussão acima devem ser retidos, para o entendimento dos assuntos discutidos nos capítulos 7, 8 e 9:

1º) Há um acoplamento entre trocas energéticas e de massa no sistema solo-planta-atmosfera (SSPA). A energia para a transferência de massa, no nosso caso especificamente da água na fase de vapor, é fornecida pela energia radiante originária do Sol, mas também pode ter o concurso da energia extraída do próprio ar, acoplado à transferência de momentum. Um exemplo disso é o modelo mecanístico de Penman-Monteith, que apresenta um termo energético e um termo aerodinâmico, este ligado ao déficit de pressão de vapor do ar e à velocidade do vento.

2º) Ao se trabalhar com os aspectos quantitativos da determinação do fluxo de massa, deve-se considerar que em partes do SSPA o transporte de água ocorre tanto na fase líquida (solo até sítios de evaporação nas folhas) e daí até a atmosfera na fase de vapor. Isso significa que as forças motrizes que originam os fluxos e as próprias características de fluxo são diferentes, quando se trabalha na

fase líquida e na fase de vapor da água no caminho de fluxo. Embora se deva reconhecer que o tratamento envolvendo a diferença de energia livre da água ("potencial da água") no SSPA, com um forte embasamento físico e aplicável a qualquer parte do sistema (VER FIG. 9.1, pg. 92), é adequado sob o ponto de vista global, muitas vezes não o é para a quantificação do processo de transporte, além de às vezes levar à equívocos de interpretação. Uma forma de se trabalhar no caso da quantificação é o emprego de equações do tipo fluxo – gradiente da propriedade envolvida, que envolve o uso de coeficientes de proporcionalidade e a introdução do conceito de resistência (ou, do seu inverso, condutância) ao transporte da propriedade.

3º) Os estudos de fluxo de vapor d'água em uma comunidade vegetal podem ser realizados em várias escalas meteorológicas, desde a micro até a regional ou a global. Se o interesse é a microescala, deve-se considerar em primeiro lugar a extensão do sistema em estudo, desde a das folhas até a de um dossel vegetativo. Se o interesse é o fluxo de vapor d'água de um dossel vegetativo, correspondente à evapotranspiração da cobertura vegetal, pelo princípio da continuidade pode-se trabalhar com a determinação dos fluxos em uma camada acima do dossel por "métodos micrometeorológicos", como o da razão de Bowen, o aerodinâmico e o de correlação de turbilhões (Cap. 9), vapor d'água assim denominados por se basearem em medidas na "camada-limite" da cobertura vegetal, camada atmosférica acima do dossel na qual ocorre turbulência atmosférica decorrente da interação do vento com a superfície. No emprego desses métodos, é necessário medir a propriedade física associada ao fluxo de interesse (por exemplo, concentração do vapor d'água, temperatura e velocidade do vento); somente algumas informações básicas da cobertura vegetal são necessárias, como tipo e altura, disposição geométrica no terreno, área foliar, que não são usadas diretamente nas medidas. Já na determinação por modelos mecânicos, o conhecimento de variáveis associadas ao controle de perda de água pelas plantas, como as resistências/condutâncias do caminho de fluxo de vapor, tornam-se importantes e exigem sua determinação ou a sua estimativa, essas muitas vezes por sub-modelos.

Os fluxos verticais de massa (vapor d'água, gases, poluentes) permitem que as concentrações desses compostos atmosféricos próximo à superfície do planeta, onde se concentra a vida, não atinjam valores que tornariam inóspitas as condições para a vida. O mecanismo físico que permite a remoção efetiva de calor e massa para camadas mais elevadas da atmosfera, enquanto se estabelece a variação diária do balanço de radiação e sua partição, é a convecção\* ou difusão turbulenta atmosférica, como um movimento caótico de turbilhões em decorrência da interação do movimento de ar com superfícies, com ocorrência de atrito e diminuição da velocidade de escoamento próximo à essas superfície. Calcula-se que se não houvesse esse mecanismo, a dissipação de calor da superfície somente seria efetiva durante o dia em alguns metros, aumentando em muito a concentração de calor; e, a concentração de vapor nos primeiros metros ultrapassaria em dezenas de vezes a capacidade máxima de sua retenção pelo ar.

---

\*As trocas (ou transferências) de energia ocorrem basicamente por três processos, o radiativo (sem interferência de moléculas no processo), o condutivo e o convectivo, que exigem moléculas para a transferência, o primeiro mais efetivo em meio sólido por ser uma transferência molécula a molécula, o segundo em meio fluido, pois o transporte de calor e outras propriedades é feita pelas próprias moléculas do fluido. Na natureza, a convecção é classificada como: a) livre se ocorre em função de diferenças de temperatura que ocorrem no seio do fluido, causados normalmente por gradientes térmicos, que causam diferenças de densidade do fluido; forçada, se o movimento do fluido ocorre pelo efeito de um campo de força exterior, como a atuação do vento sobre uma superfície e pela rotação terrestre; c) mista, devida os fatores envolvendo o vento e os gradientes térmicos, sendo a forma mais comum na natureza. O termo "difusão turbulenta" é também usada na literatura ao tratar os movimentos convectivos

## FORMAÇÃO DAS “CAMADAS LIMITES” E SUAS CARACTERÍSTICAS

O conceito de “camada limite”, introduzido por Prandtl (1904), está associado ao escoamento de um fluido viscoso em contato com uma superfície sólida (VER: ESCOAMENTO DE FLUIDOS IDEAIS E REAIS OU VISCOSOS, item 7.1, pg.64 e 65, E ESCOAMENTOS LAMINAR E, TURBULENTO, item 7.2, pg. 66 da apostila). Ao se deslocar, o fluido atrita-se com a superfície, até que na sua camada mais superficial, na qual suas partículas entram em contato com o obstáculo, a velocidade se torna nula (em relação à superfície de contato), conforme mostrado para o deslocamento do fluido sobre uma placa (folha, por exemplo) na Figura 2. Estabelece-se, então, um perfil característico de velocidade do vento e é possível, também, que seja criado um perfil de temperatura se não há equilíbrio térmico entre a placa e o fluido. Arya (2001) define a camada limite como “a camada de um fluido (líquido ou gás) na vizinhança imediata de uma superfície material na qual ocorre significativa troca de momento, calor e massa entre a superfície e o fluido”. Segundo Jones (1994), a definição do limite superior dessa camada é algo arbitrária adotando-se aquela em que a velocidade das linhas de escoamento alcança 99% daquela do ar livre.

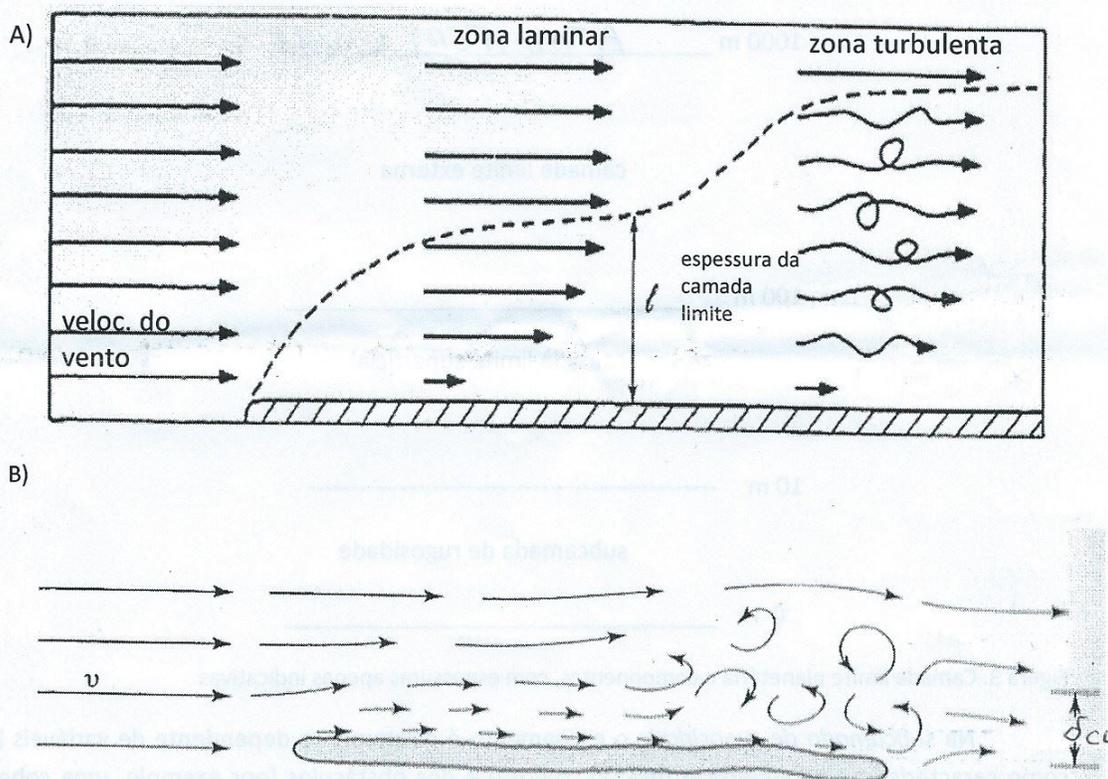


Figura 2. A) Esquema de desenvolvimento de camada limite sobre placa plana lisa em contato com um fluxo laminar de vento, mostrando a variação da velocidade do vento e as zonas de escoamento laminar e turbulento (adaptado de Jones, 1992; escala vertical exagerada). B) Esquema ilustrando o fluxo de ar originalmente não turbulento sobre uma folha plana, indicando a espessura efetiva da camada limite  $\delta^{cl}$  (Nobel, 2005).

Analisando o desenvolvimento da camada limite no sentido do fluxo na Figura 2, verifica-se que o regime de escoamento pode ser tanto laminar, com linhas de fluxo paralelas à superfície de contato e, a partir de uma certa distância da denominada “borda de ataque” na superfície, são formados turbilhões com padrão caótico (mas previsível), que favorecem a o escoamento rugoso

como se fossem “pacotes” que transportam calor e massa, num processo convectivo mais eficiente do que difusão molecular, como afirmado anteriormente.

A estruturação vertical e horizontal de camadas limites depende de uma série de fatores, com variação temporal de suas dimensões. No sentido vertical (Figura 3) a *camada limite atmosférica* (CLA) ou *planetária* (CLP), cuja espessura varia de dezenas de metros a vários quilômetros, dependendo da taxa de aquecimento (ou resfriamento da superfície), intensidade dos ventos, advecção (de calor e concentração de vapor), características de rugosidade e topografia, rotação da Terra, etc., com forte variação temporal mesmo na escala diurna. Uma ordem de grandeza média adotada na Figura 3 é de 1.000 m. Ela é considerada como composta de *uma camada limite interna superficial*, onde o efeito do movimento de rotação da Terra é considerado desprezível, os fluxos das entidades estudadas são conservativos (constantes) em altura e as variações dos gradientes de variáveis meteorológicas são de magnitude suficiente para se fazer medidas adequadas deles.

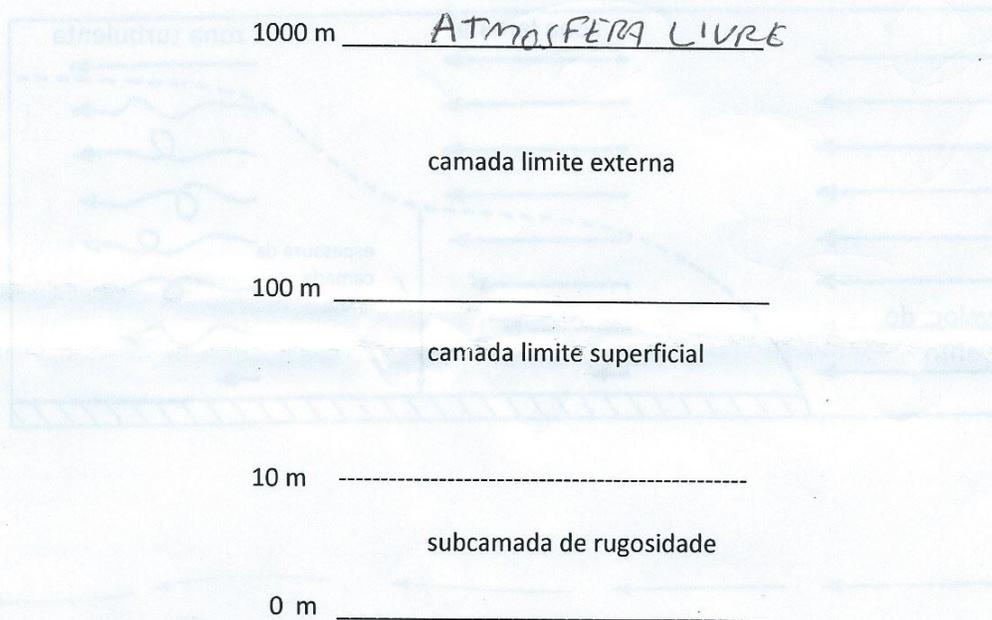


Figura 3. Camada limite planetária e componentes, com espessuras apenas indicativas

Na *subcamada de rugosidade* o escoamento é diretamente dependente de variáveis locais como características de superfície (lisa ou rugosa) e dos obstáculos (por exemplo, uma cobertura vegetal, cuja densidade afeta sua permeabilidade ao vento), dando-se a ela também a denominação de *subcamada interfacial* como termo genérico, mas denominando-a, além disso, especificamente de acordo com o tipo de superfície, como “*subcamada viscosa*” se ocorre sobre uma superfície lisa ou “*subcamada do dossel*” se ela é constituída por uma vegetação com suas características de permeabilidade e rugosidade.

Portanto, a camada limite superficial, pelas características acima citadas, é aquela recomendada para se fazer medidas de fluxo turbulento e o conhecimento de como ela se forma espacialmente é importante. A figura 2 ajuda a entender a dificuldade de se definir a espessura de uma camada limite. Para uma folha, por exemplo, tanto a espessura da subcamada laminar ou da turbulenta variam através da folha e por isso define-se uma camada limite equivalente ou efetiva

$\delta^d$ , média para toda a superfície, que representa uma espessura média de toda a camada de ar não misturado adjacente à folha, entre o bordo de ataque da folha e a secção transversal ao fluxo a uma distância  $d$  do bordo de ataque da folha (ver pg. 102 Monteith e Unsworth; 1990).

O valor de  $\delta^d$  depende da velocidade ambiente  $v$  do vento e a uma dimensão característica da folha  $d$ , no caso seu comprimento médio na direção do escoamento. Na prática, é possível valer-se de relações empíricas obtidas experimentalmente em túneis de vento em função das duas variáveis, como as de números 7.37 e 7.38 citadas à pg. 77 da apostila. Equações similares com uso de coeficientes de ajuste de 5,8 e 2,8, respectivamente para corpos cilíndricos (ramos, p. ex.) e esféricos (frutos) que usam o diâmetro do corpo como dimensão característica são propostas (Nobel, 2005). Tais equações podem ser expressas, também, em função da distância  $d$  da borda de ataque e do número de Reynolds, por ex.,  $\delta=5 d Re^{-1/2}$  (Gates, 1980) para fluxo laminar sobre placa plana e convecção forçada mas normalmente elas superestimam a espessura, pois pode haver algum efeito de rugosidade ao longo da borda de ataque ou mesmo efeito de folhas. Para camada limite de uma placa plana, mas com fluxo puramente turbulento (negligenciando a camada laminar), esse mesmo autor cita  $\delta=0,376 d Re^{-0,2}$ , para  $Re$  entre  $10^4$  e  $10^7$ . Normalmente, todas essas equações representam modelos que simplificam a complexidade do fenômeno de escoamento, que inclusive é afetado por fatores como dimensões apropriadas de medidas, desempenho para folhas pequenas, enrolamento e vibração da folha; normalmente elas subestimam o valor da espessura da camada limite, mas servem para indicar a ordem de grandeza e como os dois principais fatores (velocidade do vento e **dimensão do corpo**) afetam seu valor indicativo.

Outro aspecto de interesse refere-se à definição da camada limite *ajustada* ou de *equilíbrio* com a superfície considerada. Para um dossel vegetativo, onde há superposição de fluxo laminar entre os processos de trocas e onde pode-se considerar que processos moleculares tem predominância, há uma subcamada laminar cuja estrutura, além da velocidade do vento, depende também da rugosidade e do regime de turbulência da superfície a barlavento (ver Fig. 7.10 pg.74, apostila). A modificação dos fluxos de momento é mostrada na Fig. 4) para transição de uma superfície mais lisa (gramado) para uma mais rugosa (trigo), mostrando uma camada de fluxo de momento não modificado na parte superior, uma intermediária com fluxos modificados ( $\tau$  entre  $\tau_g$  e  $\tau_w$ ) e a nova camada limite característica da nova rugosidade com fluxos praticamente constantes (Monteith e Unsworth, 1990). as profundidades aumentam com a distância a partir da borda de ataque, denominada de *bordadura* ou *área tampão* (tradução livre para "fetch"). Como as medidas de fluxo de vapor por métodos que envolvem gradientes das propriedades devem ser feitas nessa camada ajustada, a razão entre a espessura da camada limite  $\delta$  e a distância de fetch  $x$ , torna-se importante para determinar um bom posicionamento dos sensores micrometeorológicos. Há propostas de se usar uma relação mínima de bordadura de 50 a 100 m para cada m acima do dossel. Uma razão  $x/\delta$  próxima de 1:20 foi considerada suficiente para atingir o equilíbrio para uma transição de uma superfície árida com arbustos ("charneca") para uma floresta, enquanto que na transição oposta (floresta-charneca) ela foi próxima de 1:70. Uma relação entre  $\delta$  e  $x$  envolvendo o comprimento de rugosidade  $z_0$  é dada pela equação 7.34 (pg. 74 apostila) e poderá ser retomada quando se discutir o conceito de  $z_0$  (item 7.5, pg. 70)

Outros aspectos devem ser considerados principalmente na escolha do posicionamento de instrumental de medida de perfis em métodos micrometeorológicos. Por exemplo, a instalação dos sensores muito próximo da superfície vegetada (na subcamada rugosa), pode ocorrer distorções por efeito de rastros causados pelos elementos de rugosidade, principalmente sob condições de

instabilidade e neutralidade atmosférica. Outros aspectos, como efeito do gradiente vertical de temperatura (item 7.6 da apostila), procedimentos para a escolha da bordadura de instalação e considerações sobre extensão da área vegetal, situação de umidade do solo tanto na área a barlavento e na própria cobertura de interesse, efeito de advecção e das própria metodologia das medidas serão discutidas quando do estudo dos métodos.

Figura 4. Esquema do efeito de uma superfície relativamente lisa sobre uma rugosa sobre os fluxos de momento quando há movimento do ar da primeira para a segunda (Monteith e Unsworth, 1990).

## LEIS E EQUAÇÕES DE TRANSPORTE DE CALOR, MASSA E MOMENTO; RESISTÊNCIAS E CONDUTÂNCIAS

A grosso modo, os processos de transferência de calor, massa e momento podem ser divididos em dois grandes grupos quanto ao nível em que operam (Jones, 1992):

- a) *Os que operam em nível molecular, portanto, não envolvem o movimento do meio de transferência (no caso do nosso interesse, o meio é a própria atmosfera):* nele são classificados o de difusão de matéria (por exemplo, vapor d'água e gases) e o de condução de calor; o transporte de momento pode ser também tratado como um processo difusivo, se considerado que é consequência de agitação molecular - ver pg. 18, 19 e 103 de Monteith e Unsworth (1990), onde se demonstra que um tratamento de velocidade de agitação molecular permite chegar à Lei de Newton da viscosidade, ou seja, da relação entre tensão de cisalhamento, viscosidade e gradiente vertical de velocidade do fluido.
- b) *Os que operam com o transporte da entidade estudada pelo próprio movimento do fluido:* nesse grupo situa-se a convecção, também denominada de difusão turbulenta.

As equações comumente usadas no transporte de propriedades entre a vegetação e a atmosfera são do tipo "fluxo-gradiente", usadas no transporte gasoso (Lei de Fick), de calor (Lei de Fourier, de fluxo de água líquida no solo (de Darcy) e na planta (Lei de Poiseuille) e mesmo na eletricidade (Lei de Ohm) mesmo na eletricidade (equação de Darcy):

### FLUXO = COEFICIENTE DE PROPORCIONALIDADE x GRADIENTE

Para fluxos difusivos, dar-se-á maior ênfase para a difusão de vapor d'água, embora os fluxos de calor e de momento também sejam usados em certas ocasiões para explicar casos o transporte de vapor, principalmente no desenvolvimento de métodos de estimativa de perda de água. Dar-se-á ênfase para o vapor d'água.

### Vapor d'água:

A relação entre a densidade de fluxo de água e o gradiente de concentração de vapor num sentido unidimensional é dada pela 1ª Lei de Fick, que na sua forma finita pode ser escrita como:

$$J_{va} = D_{va} \cdot \Delta C_{va} / \Delta x \quad (1)$$

sendo  $J_{va}$  a densidade de fluxo de vapor (SI:  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $\Delta C_{va}$  a diferença de concentração de vapor entre as extremidades do caminho de fluxo ( $\text{kg m}^{-3}$ ) e  $\Delta x$  a distância efetiva entre essas  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ , dependente da temperatura e da pressão do ar, conforme a equação:

$$D_{va} = D_{va(0)} \cdot (T/273,16)^{1,8} \cdot (P_0/P) \quad (2)$$

sendo  $D_{va(0)}$  o valor desse coeficiente ( $2,13 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) a 273,16 K e à pressão atmosférica padrão  $P_0$  (0,1013 MPa).

Quando aplicada a lei à fluxo difusivo entre uma folha e a atmosfera, sendo que o caminho de fluxo laminar entre os sítios de evaporação envolve também os espaços intercelulares de ar, os estômatos (que tem um papel de constrição do fluxo em função da relação entre sua área e a da folha), além de um caminho paralelo cuticular, pode-se transformar essa equação em função de resistência  $r_{va}$  ou difusivas ao fluxo de vapor, sendo

$$r_{va} = D_{va}/\Delta x \quad (\text{m s}^{-1}) \quad (3)$$

ou seu inverso condutância ( $g_{va}$ )

$$g_{va} = 1/r_{va} \quad (\text{s m}^{-1}) \quad (4)$$

de modo que

$$J_{va} = \Delta C_{va}/r_{va} = g_{va} \cdot \Delta C_{va}$$

Essas expressões servem para estudar as densidades de fluxo de vapor através de uma folha e da camada limite foliar, entendendo-se que cada caminho de fluxo apresenta um valor de  $r_{va}$  (ou de  $g_{va}$ ) e de  $\Delta C_{va}$  respectivo.

Em classe, serão discutidos diversos pontos, como vantagens de se trabalhar com os conceitos de resistência e condutância, a importância de cada parte do caminho entre as paredes celulares até a camada limite, discussão sobre técnicas de determinação de resistência/condutância folhas e seu escalonamento da folha para o dossel vegetativo.

O conceito de resistência aerodinâmica depende do conhecimento de parâmetros que dependem da análise de transporte de momento e de perfis de vento acima de um dossel vegetativo e será discutida quando esse tema for estudado.

Por outro lado, quando se estuda fluxos de propriedades no regime turbulento, é comum se expressá-los como extensão da lei de difusão, mas com introdução de um coeficiente denominado de difusividade turbulenta para cada propriedade ( $K_M$ ,  $K_H$  e  $K_V$ , para momento, calor e vapor, respectivamente, em  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) e uso dos gradientes respectivos (no sentido vertical), de modo que as equações diferenciais se tornam:

Momento  $\tau = K_M \cdot \rho \cdot du/dz$

Calor  $C = -K_H \cdot d(\rho \cdot c_p \cdot T)/dz$

Vapor d'água  $E = -K_V (dC_{va}/dz)$

Sob condições de neutralidade, os coeficientes de difusão turbulenta são considerados como similares.

