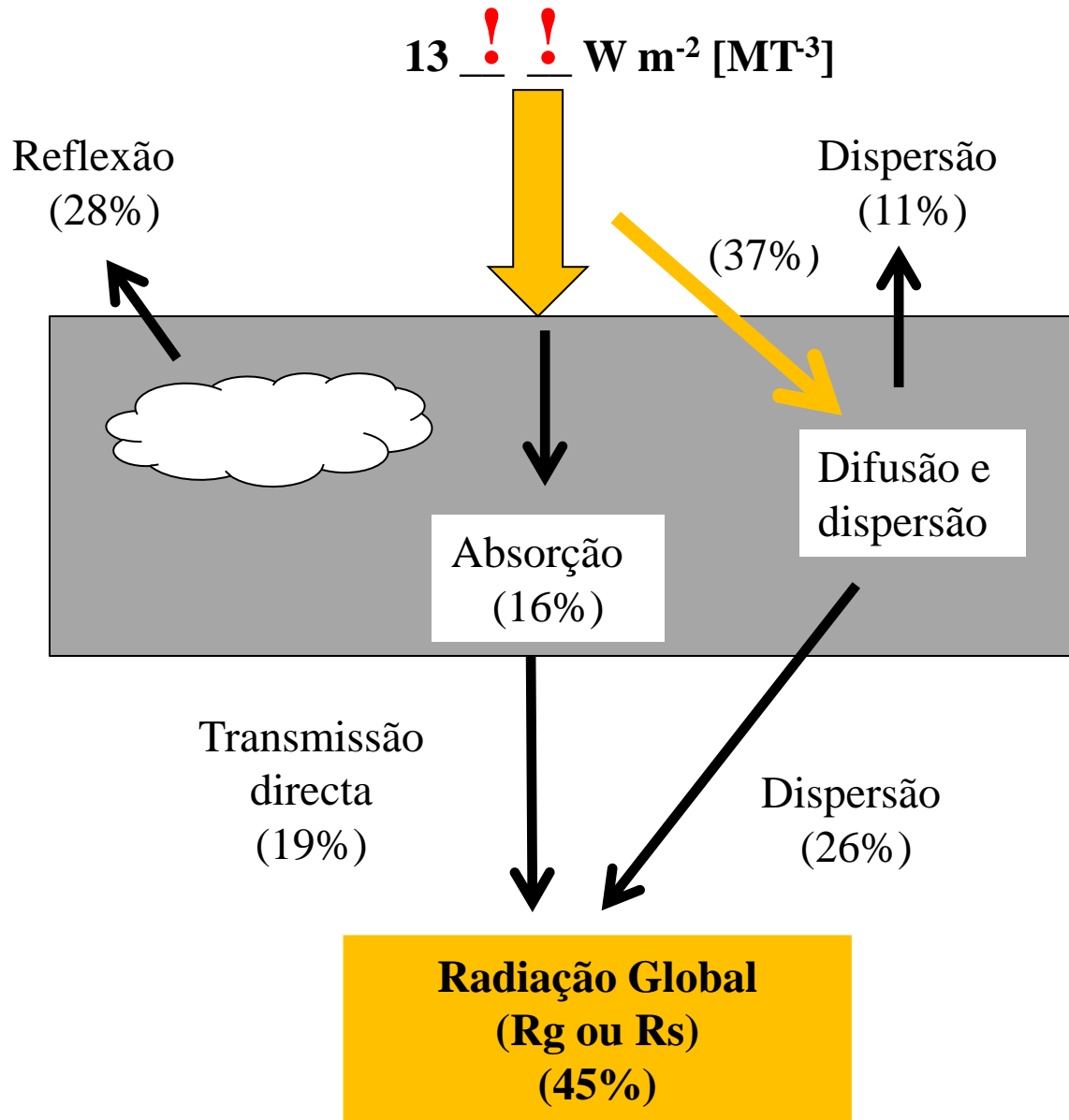
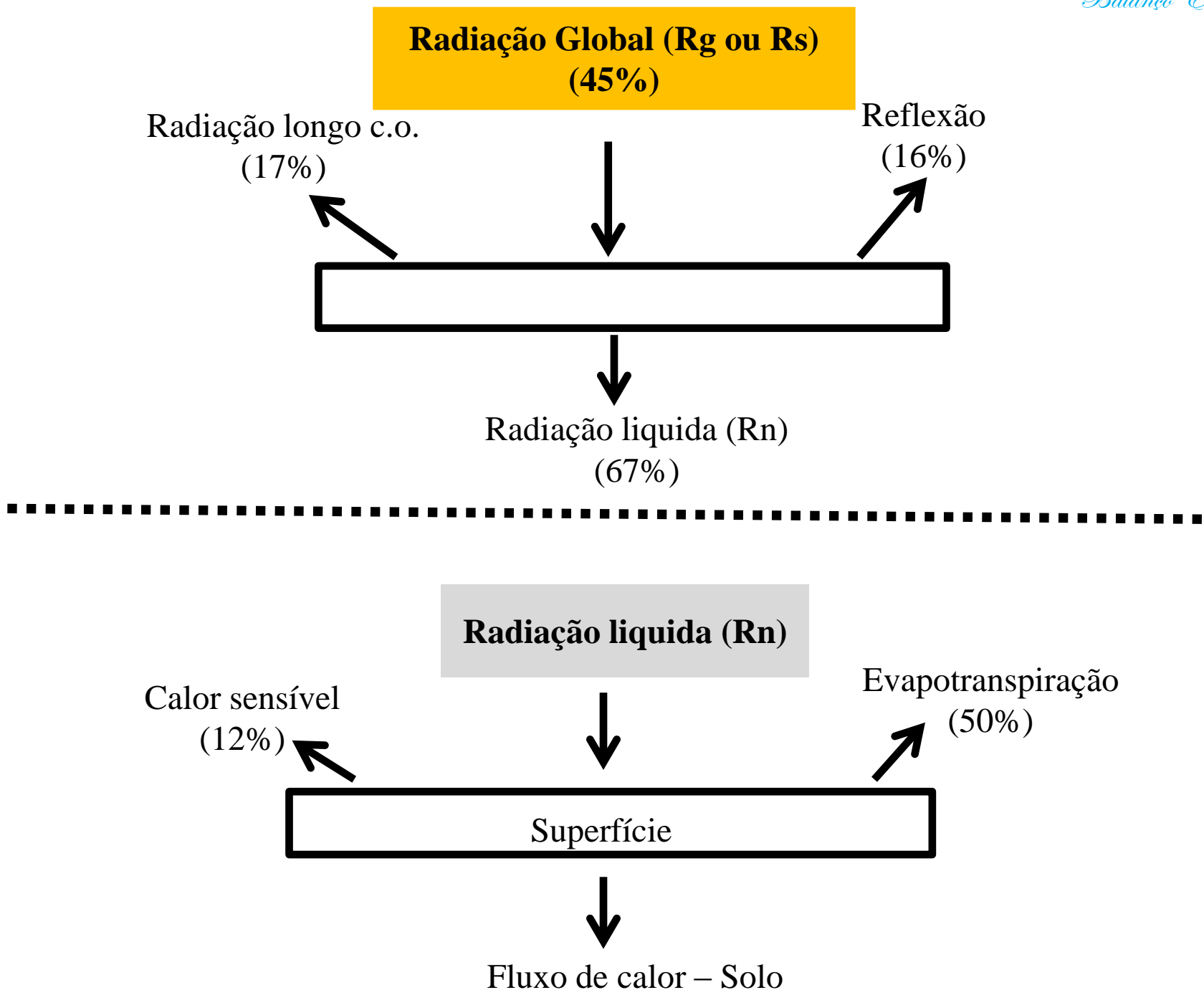


Balanco Energético

Radiação Topo Atmosfera Terrestre (R_a)





Radiação =

Emissão de energia sob a forma de ondas electromagnéticas, (Todos os c.o. Integral) $E = \epsilon \sigma T^4$
(>0K)

Poder emissivo máximo

$\lambda = 2900 / T$ [T – temperatura (K), λ – Poder emissivo máximo (μm)]

Terra = 300 K \rightarrow pico aos “10” μm [3-50 μm] radiação terrestre, calor, longo c.o.

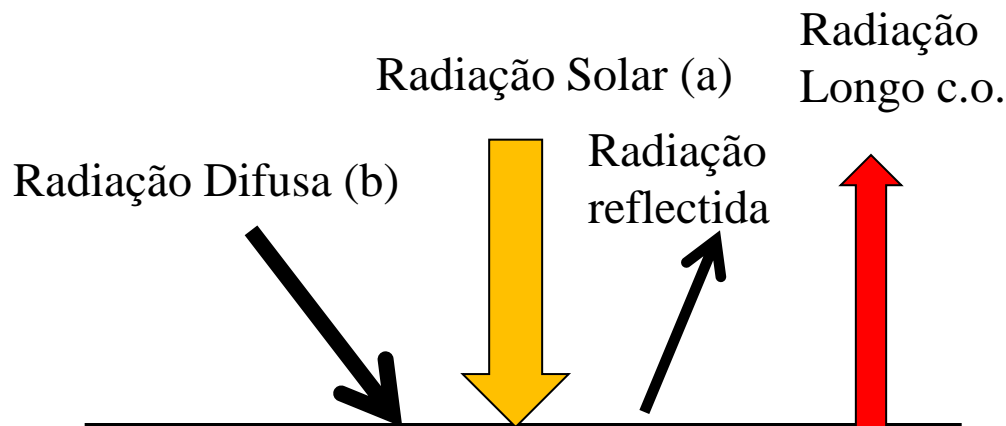
Sol = 6000 K \rightarrow pico aos “0,5” μm [0,3-3 μm] radiação solar, curto de c.o.

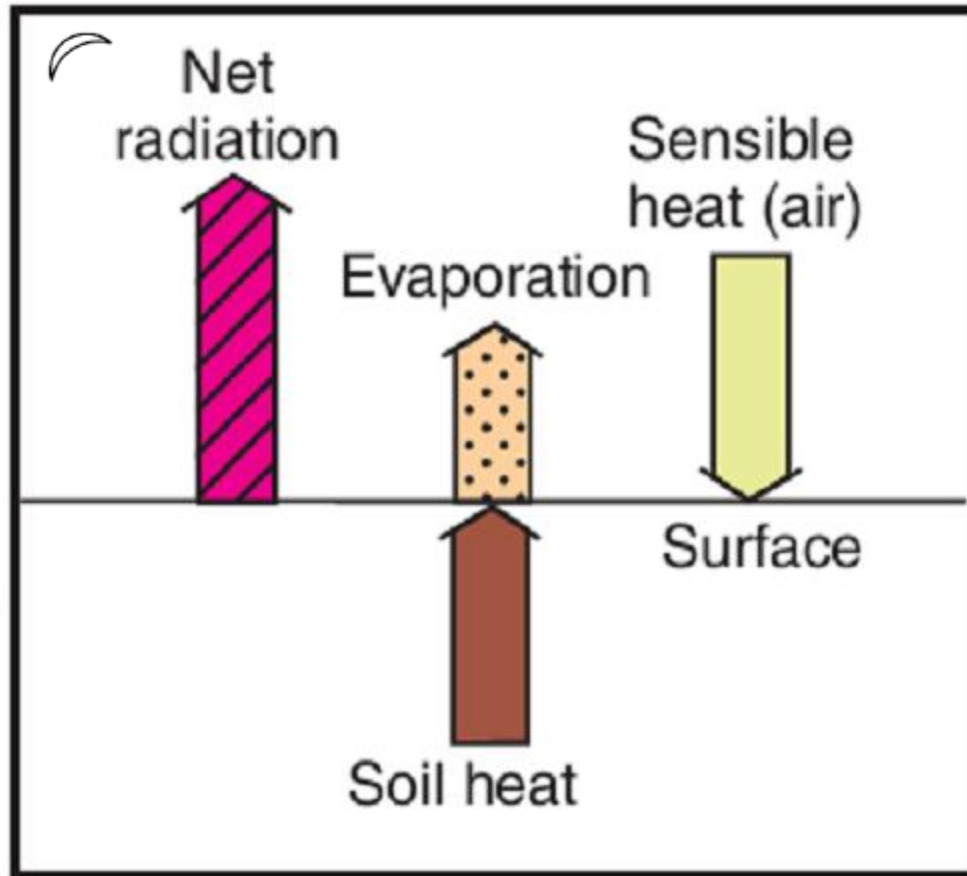
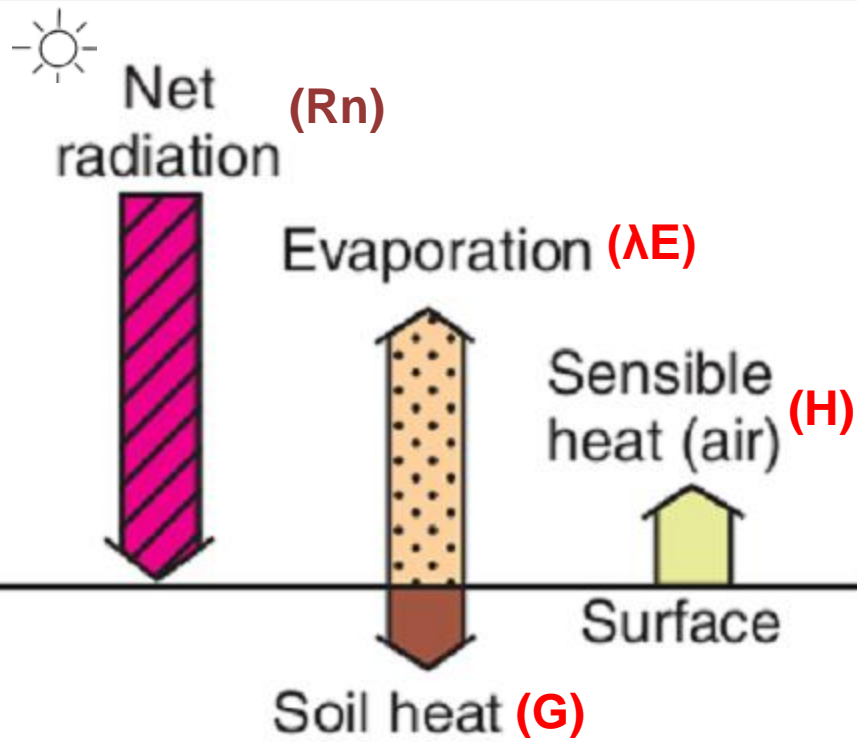
Intensidade da energia emitida em função do c.o. e temperatura

$$E\lambda = C_1 / \lambda^5 [\exp(C_2 / \lambda T) - 1]$$

Radiação Global (Rg ou Rs) = (a)+(b)

Radiação líquida (Rn ou R) = $R_s \uparrow - R_s \downarrow + R_l \downarrow - R_l \uparrow$





(+ e -, por convenção)



$$R_n = G + \lambda E + H + M + P$$

A relação entre as fontes de energia e os consumidores de energia pode ser representada através dos termos do Balanço Energético:

(trocas de calor latente são mais importantes - 1/6 das transferências são trocas de $Q_{\text{sensível}}$ e 5/6 são trocas Q_{latente})

$$R_n + G + \lambda E + H + M + P \overset{(\cong 0)}{=} 0$$

R_n = Energia líquida da radiação solar (resultado balanço da radiação)

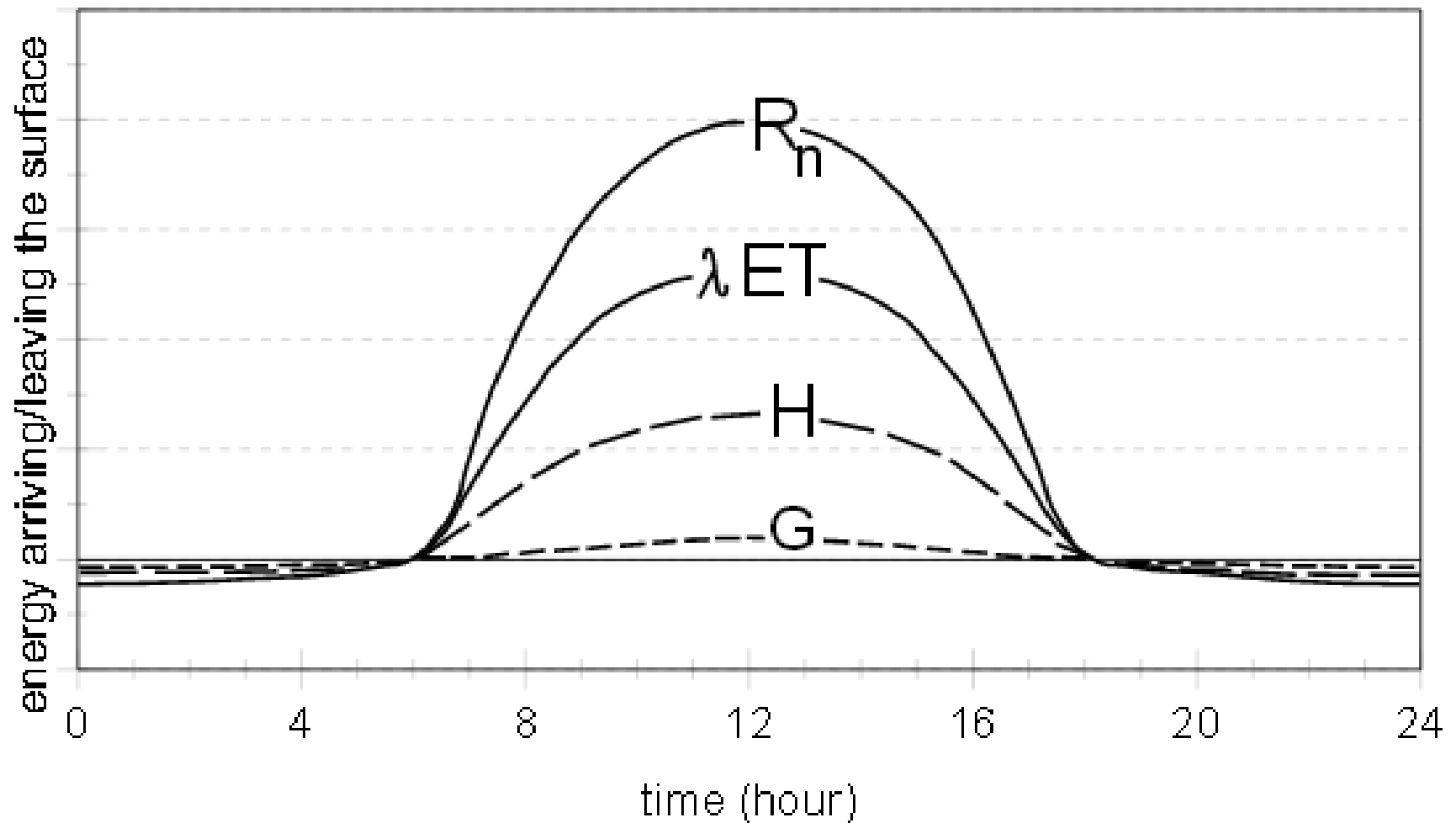
G = Fluxo de energia do solo

H = fluxo de calor sensível

λE = fluxo de calor latente

FIGURE 5

Schematic presentation of the diurnal variation of the components of the energy balance above a well-watered transpiring surface on a cloudless day



$$Rn = G + \lambda E + H$$

Estimar

$$ET_o = \frac{1}{\lambda} \left[\frac{\Delta(Rn - G)}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)} + \frac{\rho C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)} \right]$$

ET_o - Taxa evapotranspiração (kg m⁻² s⁻¹)

λ - Calor latente de vaporização (J kg⁻¹)

R_n - Radiação líquida (J m⁻² s⁻¹)

G - Densidade do fluxo de calor do solo (J m⁻² s⁻¹)

ρ - massa volúmica ar (kg m⁻³)

C_p - Calor específico do ar a pressão constante (J kg⁻¹ °C⁻¹)

(e_s - e_a) - déficit da pressão de vapor (Pa)

R_c - Resistência da Canóia (s m⁻¹)

r_a - Resistência aerodinâmica (s m⁻¹)

Δ - Declive da curva de pressão de vapor (Pa °C⁻¹)

γ - Constante Psicrométrica (Pa °C⁻¹)

T - Temperatura (°C)

P - Pressão atmosférica (Pa)

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T + 237,3)^2}$$

$$\gamma = 1629 \frac{P}{\lambda}$$

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \tag{6}$$

Onde:

- ETo – Evapotranspiração de referência (mm d⁻¹);
- Δ – Declive da curva de pressão de vapor (KPa °C⁻¹);
- Rn – Radiação líquida à superfície da cultura (MJ m⁻² d⁻¹);
- G – Densidade do fluxo de calor do solo (MJ m⁻²d⁻¹);
- γ – Constante Psicrométrica (KPa °C⁻¹);
- T – Temperatura média do ar a 2m de altura (°C);
- U₂ – velocidade média do vento a uma altura de 2m (ms⁻¹);
- (e_s– e_a) – déficit da pressão de vapor (KPa);

An alternative equation for ET_o when weather data are missing

When solar radiation data, relative humidity data and/or wind speed data are missing, they should be estimated using the procedures presented in this section. As an alternative, ET_o can be estimated using the Hargreaves ET_o equation where:

$$ET_o = 0.0023 (T_{mean} + 17.8) (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \tag{52}$$

(Eto e Ra, mm day-1)

equivalent evaporation [mm day⁻¹] = 0.408 x Radiation [MJ m⁻² day⁻¹]

(20) 9

G = Fluxo de energia do solo

Fluxos de calor estabelecem-se das zonas de altas temperatura para zonas de baixas temperaturas:

Fluxos positivos são dirigidos para a superfície

$$G = Q / At \quad \text{ou} \quad G = \textcircled{-} K (\delta T / \delta Z)$$

A taxa de variação da energia armazenada no solo pode ser considerada nula para períodos iguais ou superiores a 1 ano.

K – condutibilidade térmica do solo em ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)

$(\partial T / \partial Z)$ – gradiente térmico sem o qual não há transporte

Ex.

$$T_{\text{sup}} = 35 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_{1,0 \text{ m}} = 25 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$K = 1,4 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$$

$$\Delta T / L; \Delta T = T_2 - T_1 \text{ (Temperatura à sup. é } T_2)$$

$$G = - (1,4 \text{ W/m K}) (35 \text{ }^{\circ}\text{C} - 25 \text{ }^{\circ}\text{C} / 1,0 \text{ m})$$

$$G = - 14 \text{ W m}^{-2} \text{ (Fluxo negativo, descendente)}$$

H = Fluxo de calor sensível

$$\mathbf{H = \rho . C_p . K_H . (\delta T / \delta Z),}$$

onde:

ρ = massa volúmica ar

C_p = Calor específico do ar a pressão constante

K_H = difusibilidade turbulenta do ar para calor sensível

$(\delta T / \delta Z)$ = gradiente da temperatura

λE = Fluxo de calor latente

$$\lambda E = \rho \cdot K_w \cdot \lambda \cdot (\delta q / \delta Z),$$

onde

ρ = massa volúmica ar

K_w = Difusibilidade turbulenta do ar para o vapor de água

λ = Calor latente de vaporização

$(\delta q / \delta Z)$ = Gradiente de humidade específica

Energético ou Razão de Bowen:

Da equação do balanço energético é possível definir uma grandeza de forma

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad \Rightarrow \text{Razão de Bowen}$$

γ - constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

ΔT - diferença de temperatura do ar

Δe - diferença de pressão de vapor (kPa)

$$R_n + G + \lambda E + H = 0$$

$$R_n + \lambda E + G + \beta \lambda E = 0$$

Fisicamente representa a razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente. Permite visualizar a percentagem de energia que é utilizada para a evaporação da água e para o aquecimento do ar.

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta}$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (R_n - G)$$

Evaporação e Evapotranspiração

A água presente no solo sob a forma de humidade é perdida para a atmosfera por processos de evaporação (solo nú), ou por processos de transpiração (pelas plantas no estado de coberto vegetal denso).

Fisicamente ambos os processos são idênticos, pois envolvem a passagem de água do estado líquido para o gasoso e o seu transporte para a atmosfera.

No caso de uma cultura instalada, observam-se simultaneamente os dois processos e denomina-se por **EVAPOTRANSPIRAÇÃO (E+T)**.

Factores que afectam a evapotranspiração (ET ou EVT)

Factores meteorológicos – radiação solar, temperatura e humidade do ar, vento e tensão de vapor;

Factores geográficos – qualidade da água, situação geográfica local;

Factores do solo – teor de humidade, existência de lençol freático, tipo de solo e estrutura;

Factores que afectam a evapotranspiração (ET ou EVT)

Factores agronómicos – tipo de planta, densidade de sementeira, estrutura radicular;

Factores fisiológicos – potencial da água da planta, características estomáticas, resistência aerodinâmica.

Métodos de quantificação da evapotranspiração:

Resultam de fórmulas pré – estabelecidas e valores recolhidos no campo, ou estimativas utilizando fórmulas e constantes empíricas.

Podemos classificá-los em:

Métodos de cálculo da evapotranspiração

Métodos de estimativa da evapotranspiração

Métodos de cálculo da evapotranspiração:

- Método Energético ou da Razão de Bowen;
- Método Aerodinâmico;
- Método Combinatório;
- Método da Correlação de Eddy;
- Método do Balanço Hidrológico
 - Lisímetros

Lisímetros



Métodos de estimativa da evapotranspiração a partir de relações empíricas:

- Método de Thornthwaite
- Método de Blaney e Cridle
- Método de Jasen – Haise.

Método Combinatório ou Método de Penmam:

Surge da combinação dos métodos Energéticos e Aerodinâmicos.

$$E = (\Delta (Rn+G) + \gamma Ea) / (\Delta + \gamma),$$

onde:

Ea = Termo aerodinâmico = $0,26 (1+0,0062 U_2) (e_{\max} - e_a)$;

Δ = Declive da curva entre a tensão de vapor saturante e a temperatura;

γ = Constante Psicrométrica = $0,66 \text{ mb } / ^\circ\text{C}$

Método do Balanço Hidrológico:

Este método resume-se à contabilização das disponibilidades de água de um dado local, executado através da quantificação periódica dos termos de Input e Output do sistema.

Input:

P - precipitação

I - Rega aplicada

DR – Água resultante da
ascensão capilar

Output:

E – Evaporação

ET – Evapotranspiração

RO – Perdas por escorrência

DP – Perdas por drenagem profunda

Método do Balanço Hidrológico:

Output:

E – Evaporação

ET – Evapotranspiração

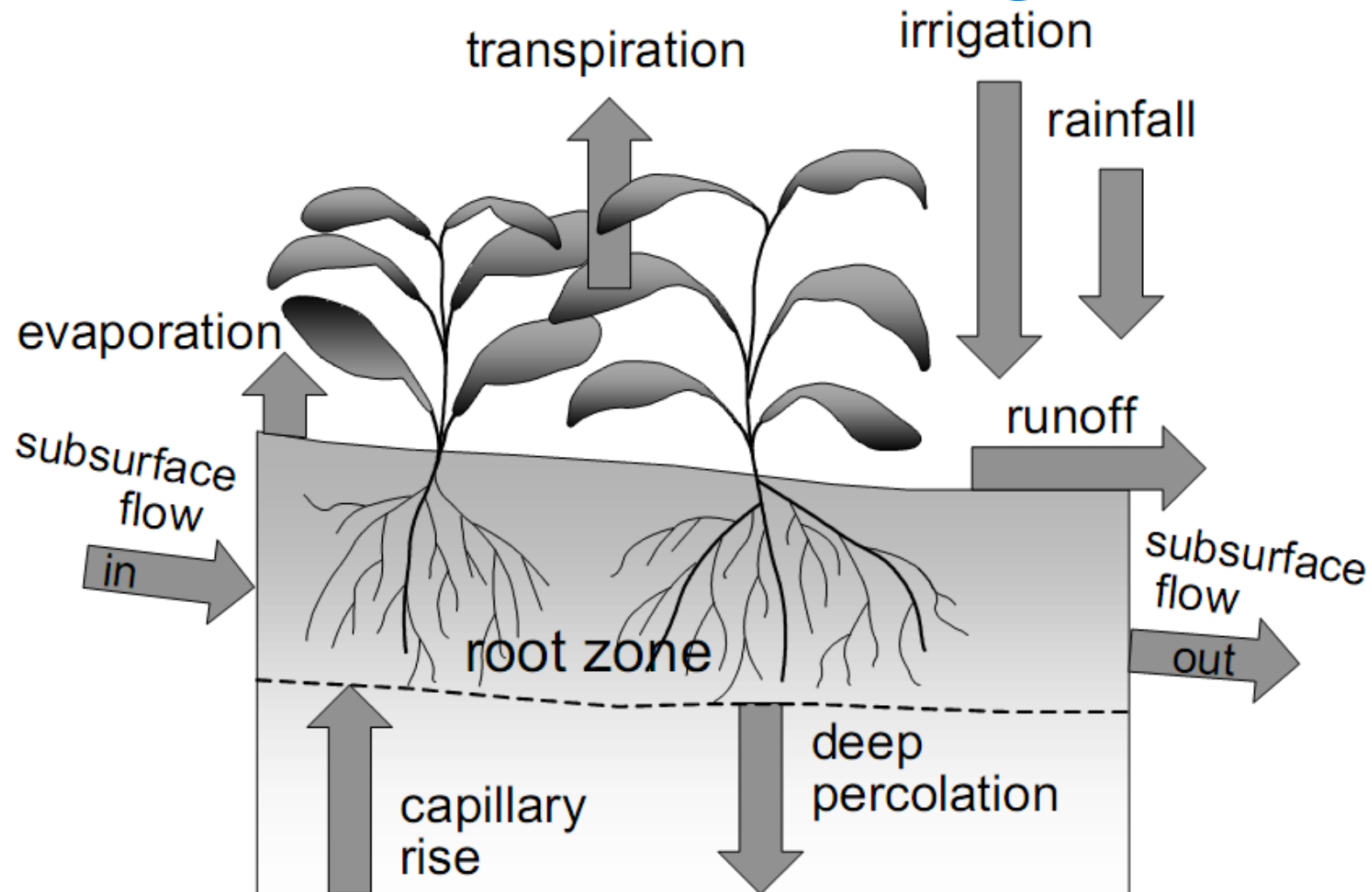
RO – Perdas por escorrência

DR – Perdas por drenagem profunda

(Balanco Hídrico)

$$ET = I + P - RO - DP + CR \pm \Delta SF \pm \Delta S$$

$$\Delta W = W_{in} - W_{out}$$



$$\Delta W = W_{in} - W_{out}$$

(Variação Armazenamento) = (Ganhos) – (Perdas)

$$S = \int_o^z \int_{t1}^{t2} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz dt$$

Durante periodos secos, $W_{in} = 0, ..$ (sem I e P)

$$-\Delta S = DP + ET$$

Método do Balanço Hidrológico:

Há um termo que pode ser considerado Output ou Input conforme as circunstâncias – ΔS – variação da reserva de água do solo.

$$CR + P + I \pm \Delta S - RO - DP - ET = 0$$

$$ET = CR + P + I \pm \Delta S - RO - DP$$