

Benjamin Loubet

Unité mixte INRAE-AgroParisTech
EcoSys : écologie fonctionnelle
écotoxicologie des
agroécosystèmes

Cours élaboré avec Patricia Laville

<https://www6.versailles-grignon.inrae.fr/ecosys>



Thèmes de recherche

- Contribution de l'agriculture au réchauffement climatique et à la pollution de l'air
- Fonctionnement des plantes de grandes cultures en interaction avec les facteurs biotiques et abiotiques
- Etudes des mécanismes d'émission et de dépôt par voie atmosphérique dans les systèmes agricoles

Objectif du cours biogéochimie appliquée aux écosystèmes

Traiter des outils et méthodes pour étudier les flux de masse et d'énergie de la biosphère continentale et des interactions de l'atmosphère avec le sol et les couverts végétaux.

Enseignements sur les échanges de masse et d'énergie

- Transferts radiatifs + conductifs
- Transferts convectifs (flux de chaleur sensible, latent)
- Cycle de l'eau dans la biosphère.

Ces enseignements serviront de bases à l'introduction de problématiques scientifiques d'actualités :

- Contribution de l'activité agricole à l'effet de serre, et à la pollution atmosphérique

Plan du cours

Jour	Durée	Début	1h30	1h30
Mercredi 26/01/2022	03h00	13h30	Introduction et Bilan radiatif	TD bilan radiatif
Mercredi 02/02/2022	03h00	13h30	Transferts convectifs	TD transferts convectifs
Mercredi 09/02/2022	03h00	13h30	Cycle de l'eau	TD cycle de l'eau
Mercredi 16/02/2022	03h00	13h30	TP micrométéo sous R	
Mercredi 09/03/2022	03h00	13h30	Effet de Serre & Cycles C & N	
Mercredi 16/03/2022	03h00	13h30	TP Effet de serre & cycles C & N sous R	
Mercredi 23/03/2022	04h00	13h30	Synthèse du cours	TD synthèse

Le cycle de l'eau dans la biosphère

Le cycle de l'eau dans la Biosphère

- Généralités -

Eau nécessaire à la vie : constituant prépondérant 80% du poids frais des végétaux et animaux

Elle permet aux plantes et aux animaux de réguler leurs températures par évaporation

Le besoin en eau est d'1.5 L par jour par personne

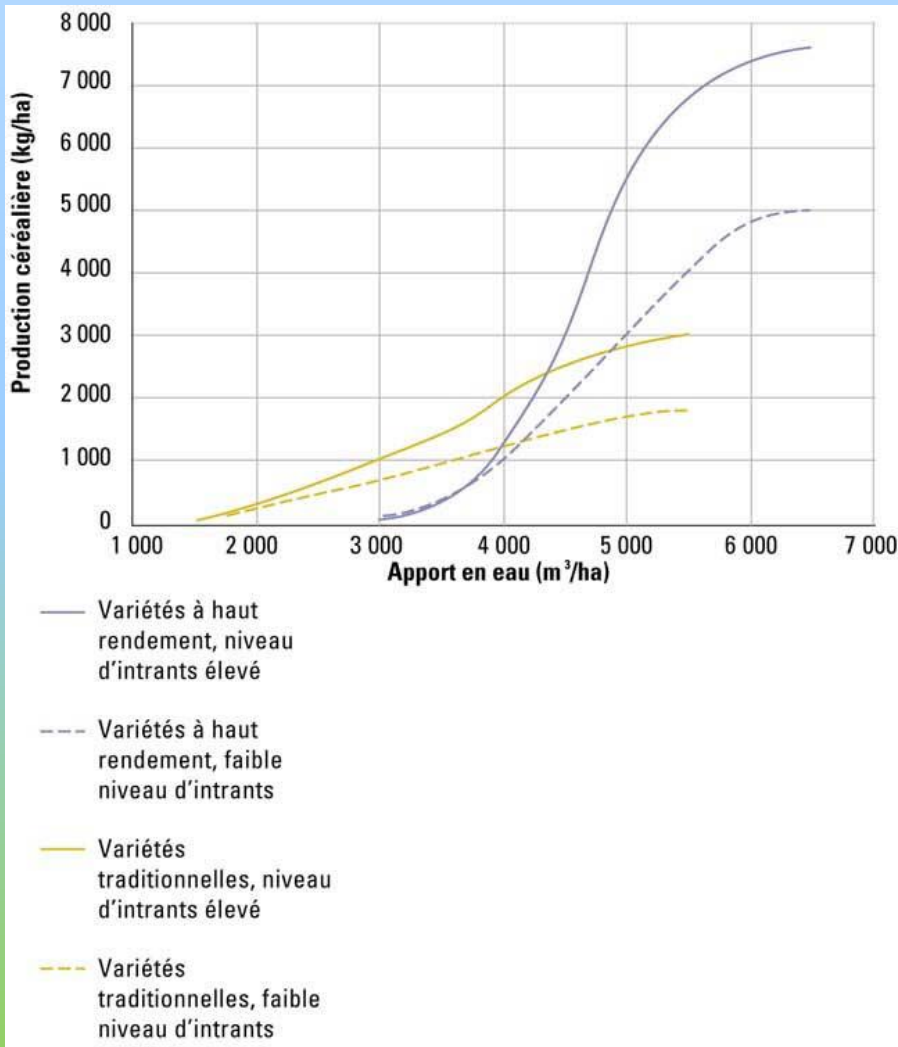
L'agriculture demande beaucoup d'eau pour nourrir la planète

Le cycle de l'eau dans la Biosphère - Besoins pour l'agriculture -

Produit	Unité	Eau en m ³ par unité
Bovins	tête	4 000
Moutons et chèvres	tête	500
Boeuf frais	kg	15
Agneau frais	kg	10
Volaille fraîche	kg	6
Céréales	kg	1.5
Agrumes	kg	1
Huile de palme	kg	2
Légumineuses, racines et tubercules	kg	1

Il faut 6 000 km³ d'eau par an pour produire la nourriture nécessaire à la planète

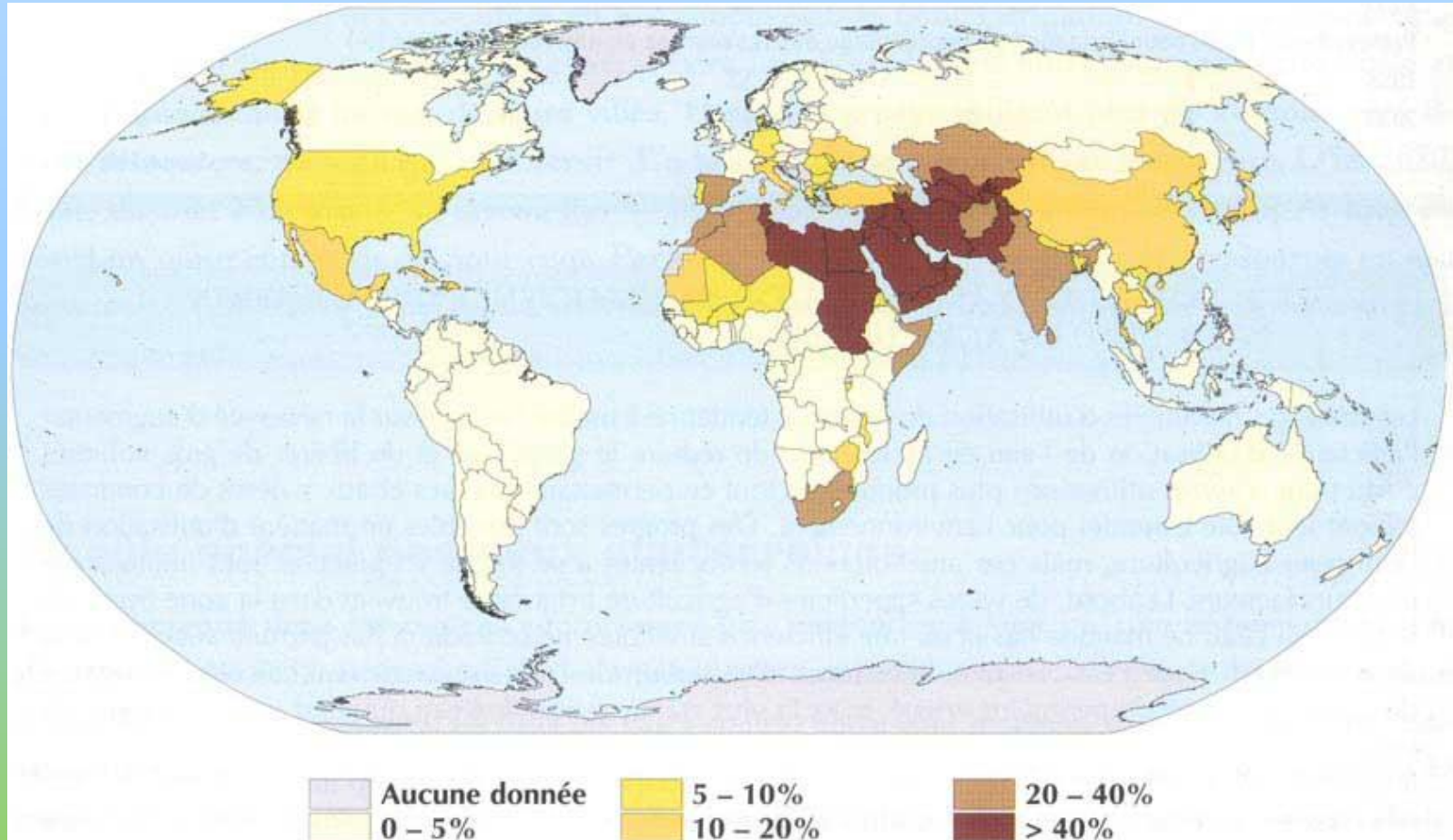
Le cycle de l'eau dans la Biosphère - Besoins pour l'agriculture -



Les cultures ont besoin d'eau

Le cycle de l'eau dans la Biosphère - Besoins pour l'agriculture -

Prélèvements en eau pour l'agriculture en pourcentage des ressources en eau renouvelables (1998)



<https://www.fao.org/3/y4683f/y4683f07.htm>

Le cycle de l'eau dans la Biosphère - l'eau dans l'atmosphère -

L'eau dans l'atmosphère

De concentration très variable (1 à 4%) (10 à 40 mb)

Les échanges entre la surface terrestre et l'atmosphère sont très variables suivant l'**humidité de l'air** et l'**état hydrique du sol**.

Ils dépendent de la **demande climatique** car les échanges d'eau sont liés au gradient d'humidité entre la surface et l'atmosphère

Le cycle de l'eau dans la Biosphère - Définitions -

L'air dans les conditions atmosphériques est assimilable à un gaz parfait

Il suit donc la loi de Dalton

$$p_a = p_{a_s} + e$$

p_a pression atmosphérique (Pa)

p_{a_s} pression partielle de l'air sec (Pa)

e pression partielle de vapeur d'eau (Pa)

Le cycle de l'eau dans la Biosphère - Définitions -

On rappelle la loi des gaz parfaits

$$pv = nRT$$

$$p = \frac{n}{v} RT = \frac{C}{M} RT$$

p pression partielle du gaz considéré (Pa)

v volume du gaz considéré (m^3)

n nombre de moles du gaz considéré (mol)

R constante des gaz parfaits ($8.31 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$)

T température du gaz (K)

C concentration du gaz considéré (kg m^{-3})

M masse molaire du gaz considéré

Vaporisation de l'eau : la pression de saturation

Lorsque l'on chauffe un liquide homogène à pression constante il s'évapore.

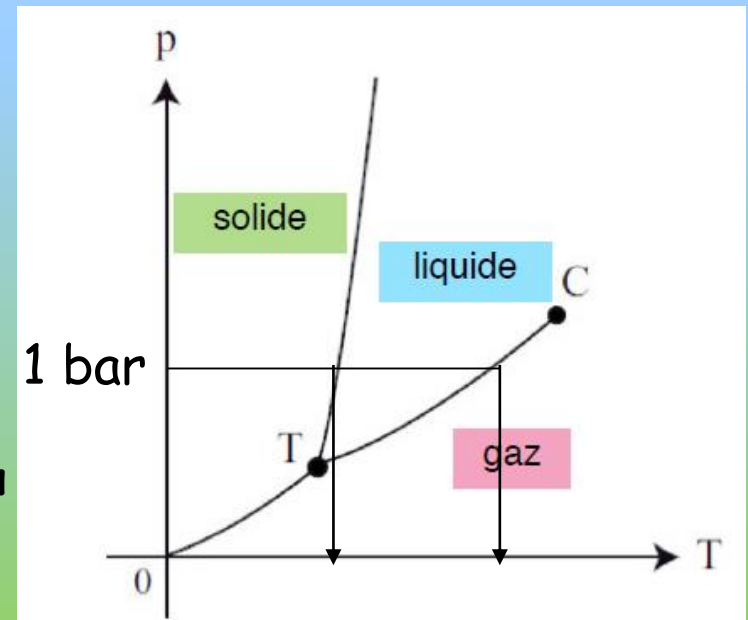
La quantité de chaleur qu'il faut fournir par unité de masse pour l'évaporer est la chaleur latente de vaporisation L

Pour l'eau à 25°C

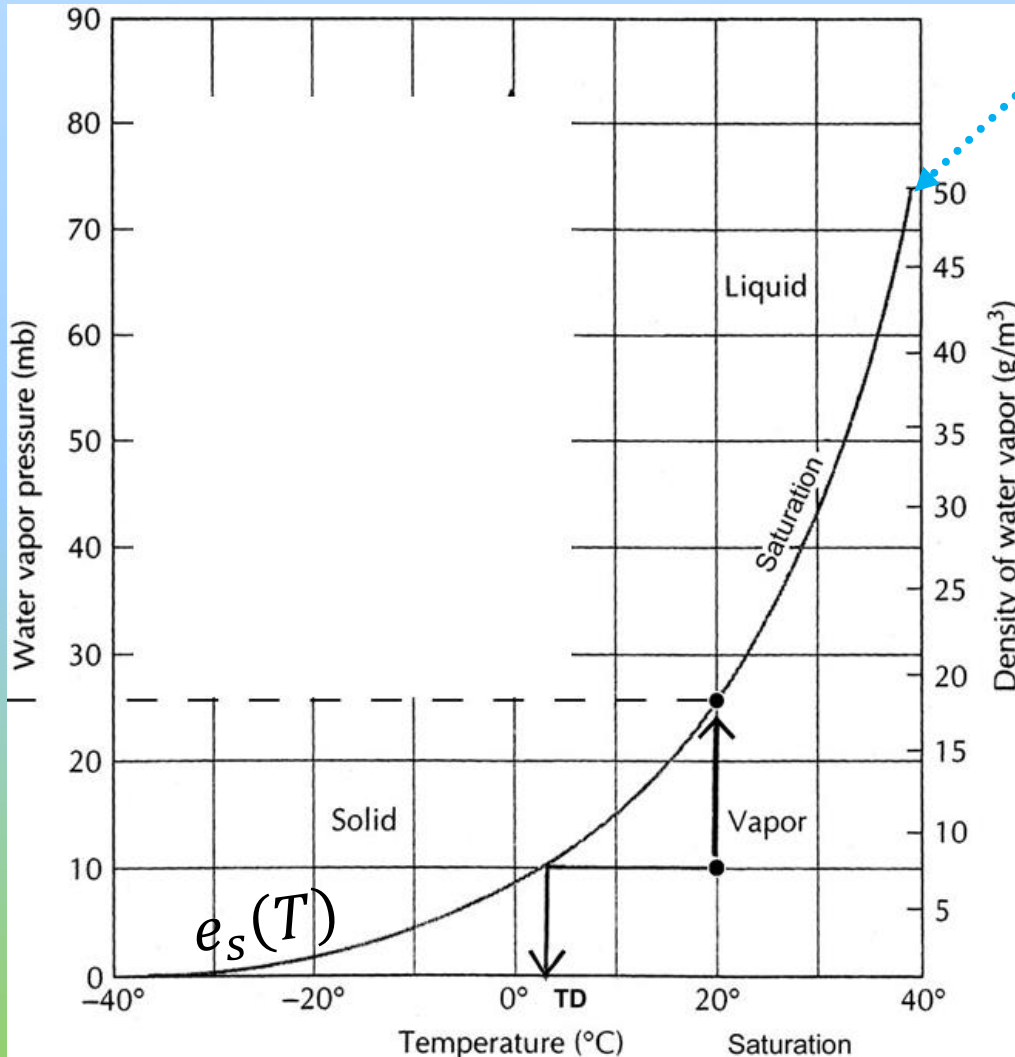
$L \sim 2440 \cdot 10^3 \text{ J/kg}$

$\sim 2440 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3$

Mais attention, il existe toujours une **pression partielle de la fraction gazeuse du composé au-dessus d'un un liquide**, même en-dessous de la température d'ébullition : c'est la **pression à « saturation »**



Vaporisation de l'eau : la pression de saturation

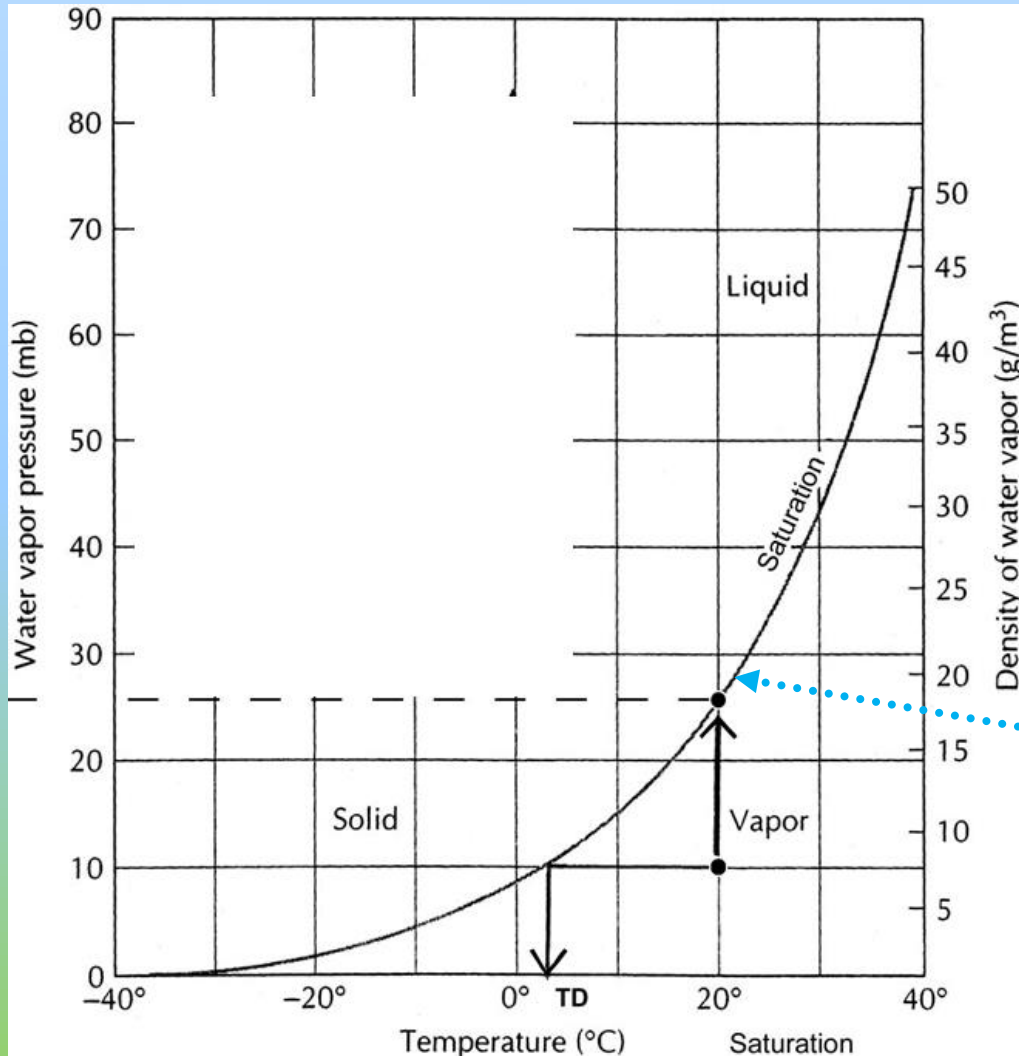


$e_s(T)$ est la pression de vapeur d'eau à saturation

Au voisinage de la surface d'un liquide de température T , la pression de vapeur de ce liquide est égal à la pression de saturation

C'est une conséquence de l'agitation moléculaire

Vaporisation de l'eau : la pression de saturation



Formule de Tetens

$$e_s(T) = 611 \times \exp \left[\frac{17.25 \times T}{237.3 + T} \right]$$

$e_s(T)$

e_s en Pa
 T en °C !!

Caractérisation de l'air humide

Considérons une parcelle d'air de volume V , pression P_A , température T qui contient une masse d'air sec m_a et de vapeur d'eau m_w

Humidité absolue $\rho_v = \frac{m_w}{V} = 0.00217 \frac{e}{T}$ kg m^{-3}

Humidité spécifique $q = \frac{m_w}{m_w + m_a} = \frac{0.622.e}{P_A - 0.378.e}$ kg kg^{-1}

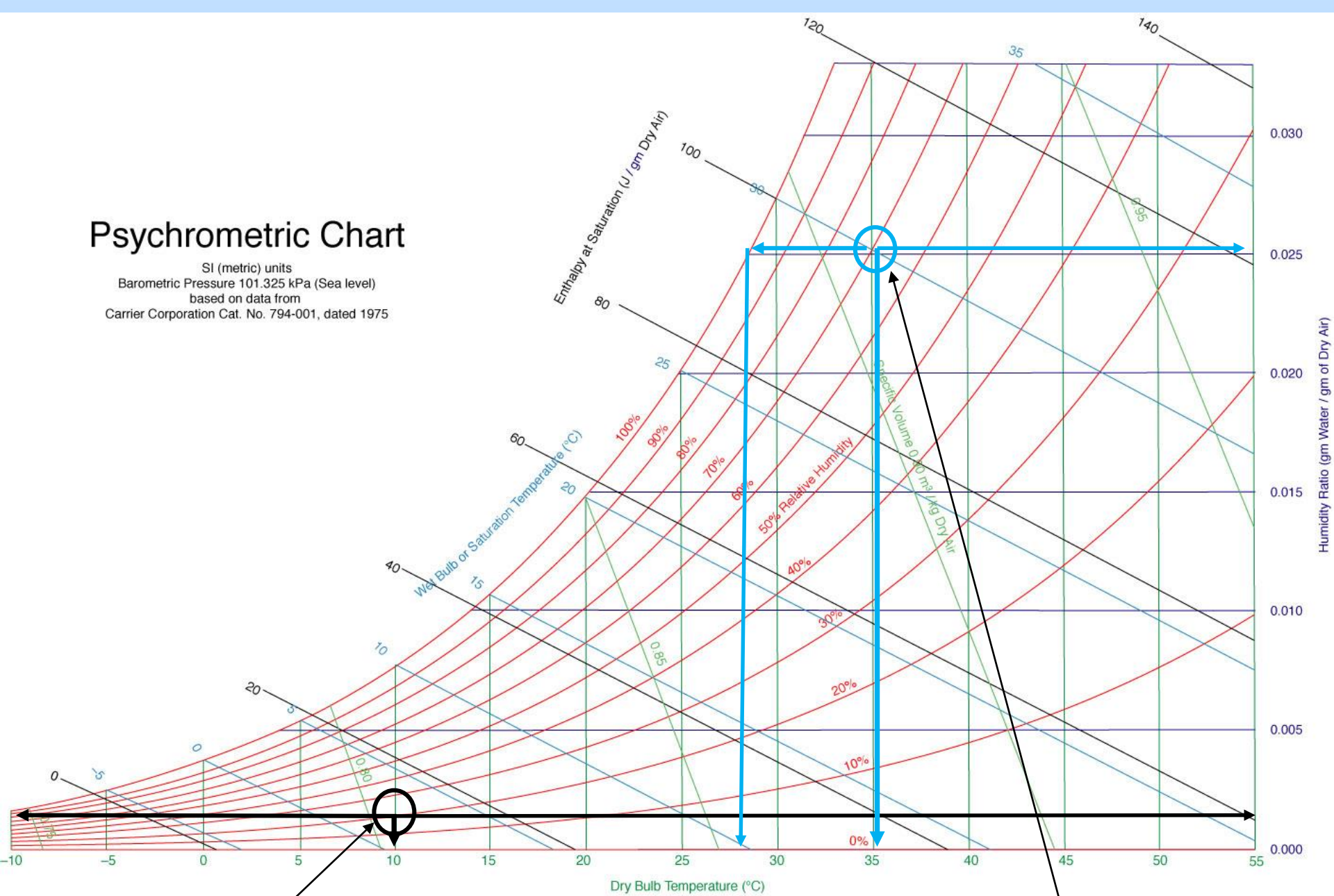
Rapport de mélange $r = \frac{m_w}{m_a} = \frac{M_w}{M_a} \frac{e}{P_A - e}$ kg kg^{-1} $\frac{M_w}{M_a} \approx \frac{18}{29} = 0.622$

Humidité relative $H\% = 100. \frac{e}{e_s(T)}$

Température du point de rosée T_r (T_d en anglais). C'est la température à laquelle il faut refroidir l'air humide à pression constante pour provoquer l'apparition de rosée. T_r telle que $e = e_s(T_r)$

Psychrometric Chart

SI (metric) units
Barometric Pressure 101.325 kPa (Sea level)
based on data from
Carrier Corporation Cat. No. 794-001, dated 1975

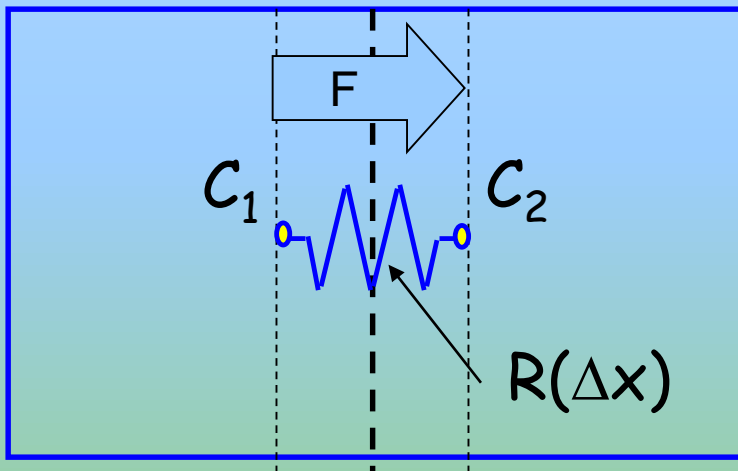


Hivers tempéré

Tropical humide

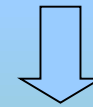
Définition : les résistances au transfert

Hypothèse de flux constant



$$R(\Delta x) = \Delta x / D$$

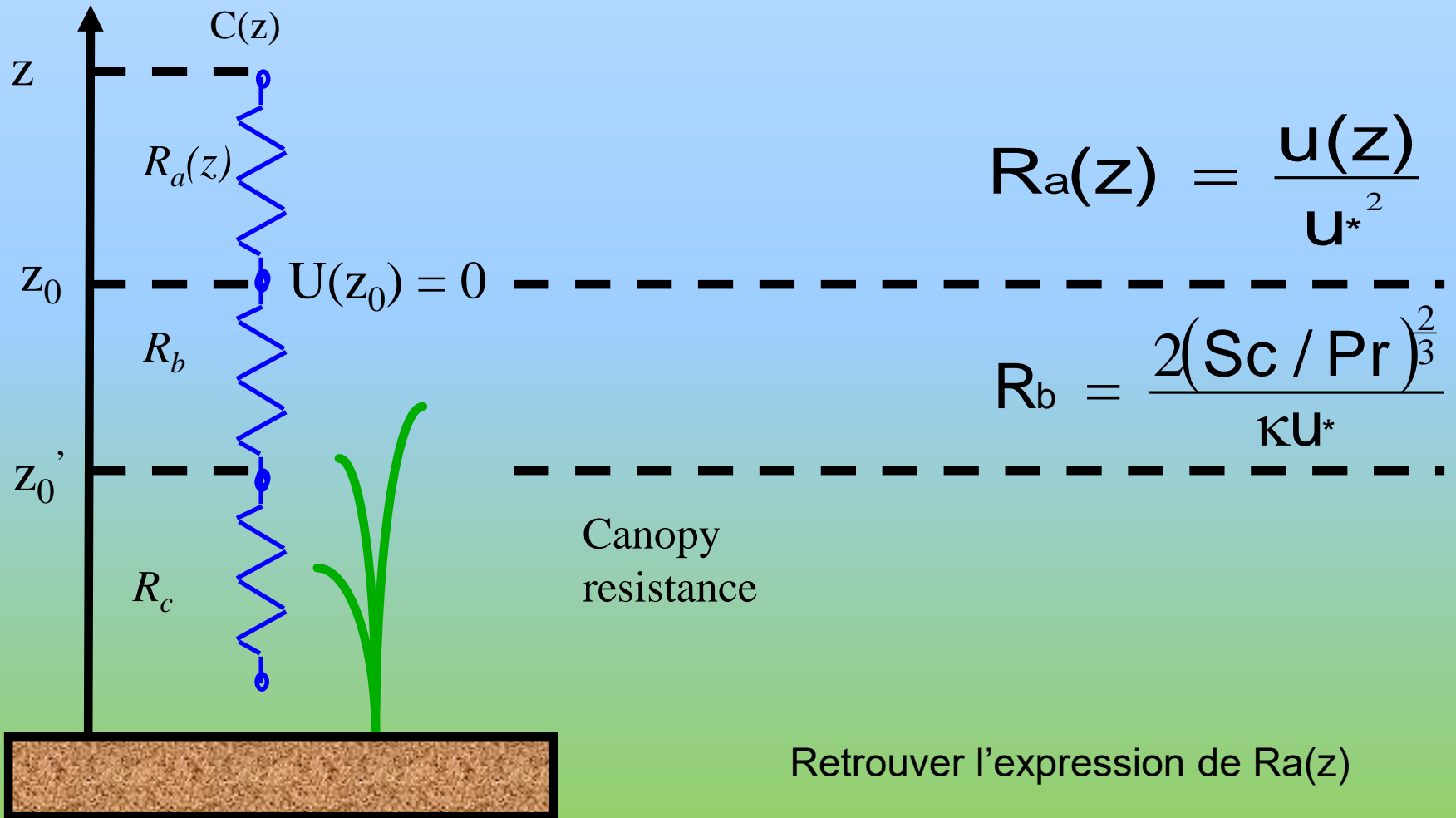
Fick
$$F_c = -K_c \frac{dC}{dZ}$$



Ohm
$$F_c = \frac{c_1 - c_2}{r_a} = h_c (c_1 - c_2)$$

r_a , résistance aérodynamique s / m
 h_c , Coefficient d'échange m / s

Le schéma de transfert résistif



Un modèle de transfert résistif pour H et LE

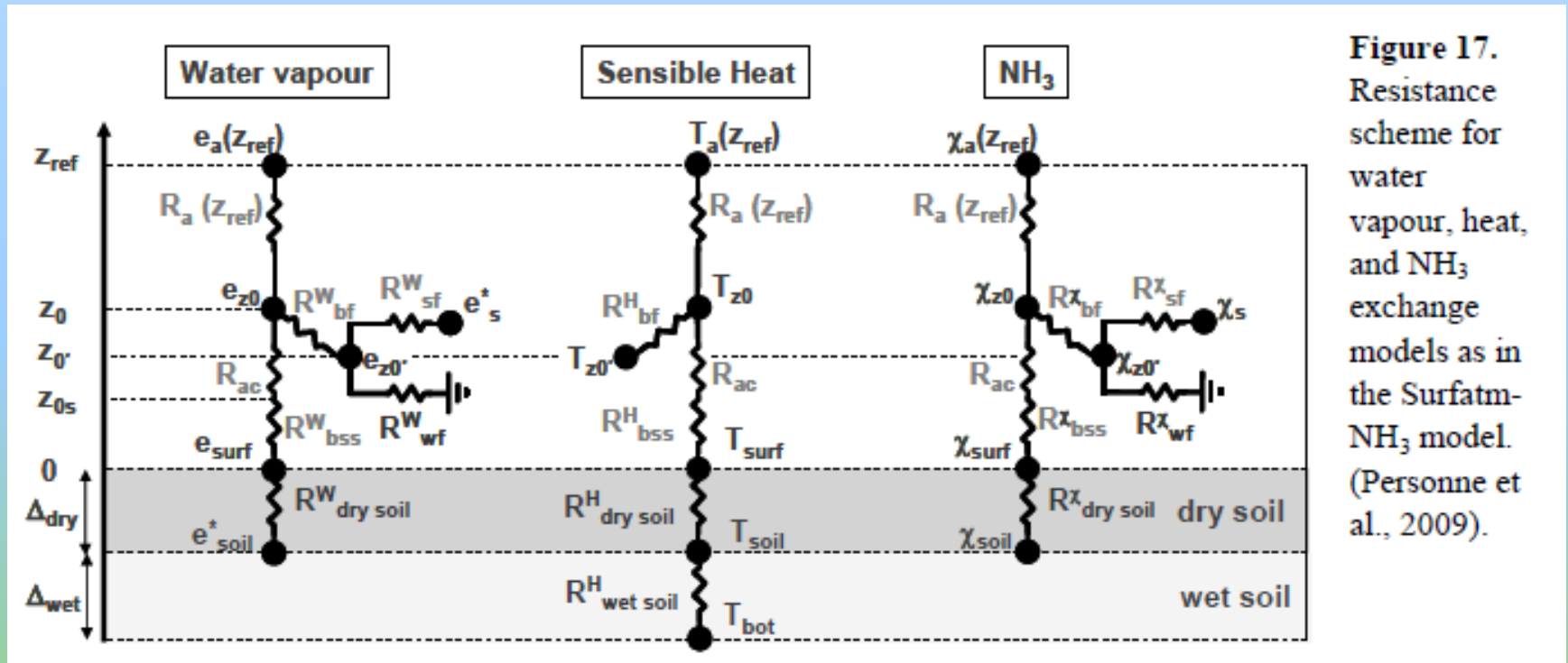


Figure 17. Resistance scheme for water vapour, heat, and NH_3 exchange models as in the Surf atm- NH_3 model. (Personne et al., 2009).

Personne et al. 2009

Le flux d'évapotranspiration

$$E = \rho \frac{(q_{z_0} - q_z)}{r_a + r_b}$$

E flux d'évaporation ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

ρ densité de l'air (kg m^{-3})

q_{z_0} humidité spécifique de l'air ($\text{kg eau kg}^{-1}\text{air}$) dans le couvert (z_0)

q_z humidité spécifique de l'air ($\text{kg eau kg}^{-1}\text{air}$) à la hauteur z

r_a résistance aérodynamique (s m^{-1})

r_b résistance stomatique (s m^{-1})

De nuit les stomates des plantes se ferment limitant les échanges entre la plante et l'atmosphère : r_s augmente

De jour r_s diminue mais le stress hydrique augmente r_s

Comment exprimer l'évaporation en fonction des pressions partielles de vapeur d'eau?

$$E = \rho \frac{(q_{z_0} - q_z)}{r_a + r_b}$$

$$E = \frac{m_a + m_w}{V (r_a + r_b)} \frac{(m_{w_{z_0}} - m_{w_z})}{m_a + m_w}$$

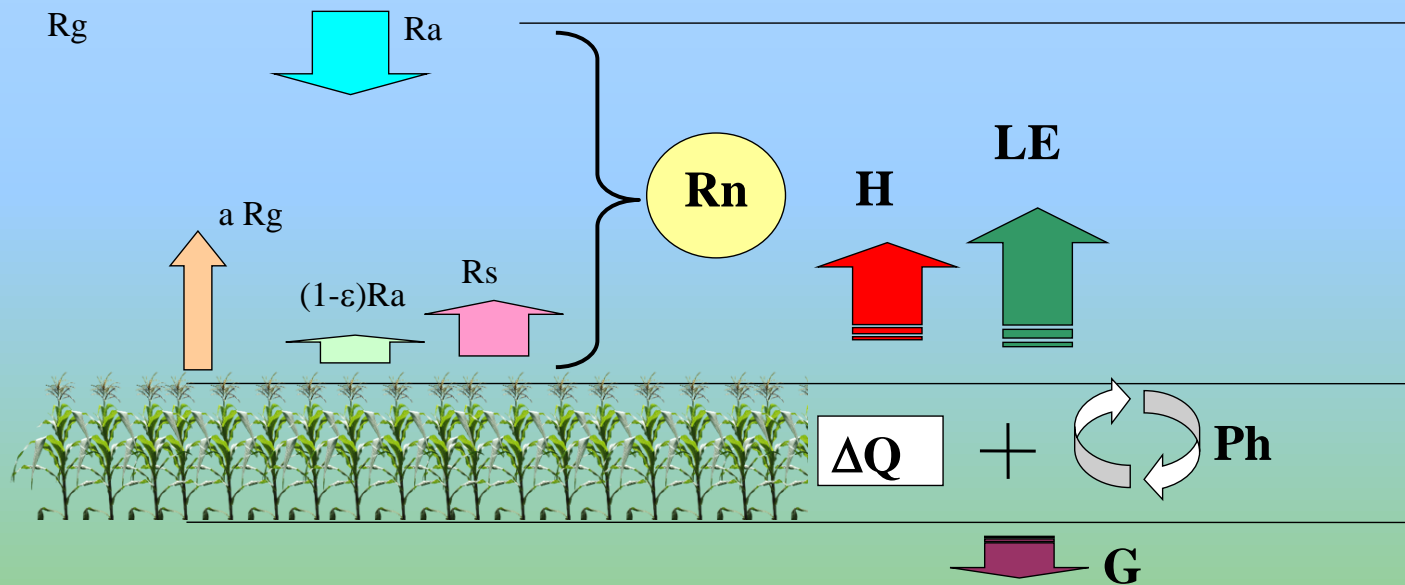
$$m_w = \frac{e M_w V}{RT}$$

$$E = \frac{M_w}{RT} \frac{(e_{z_0} - e_z)}{(r_a + r_b)}$$

Le flux d'évapotranspiration potentielle

C'est l'évaporation qu'aurait une surface saturée en eau (eau libre)

- 1) Sans transfert d'énergie dans le sol ($G = 0$)
- 2) Sans stockage d'énergie ($\Delta Q = 0$)



On a alors

$$R_n = H + LE_p$$

Le flux d'évapotranspiration potentielle

Flux d'évaporation réelle

$$E = \frac{M_w}{RT} \frac{(e_{z_0} - e_z)}{(r_a + r_b)}$$

Hypothèse de surface saturée en eau : $e_{z_0} = e_s(T_{z_0})$

On obtient :

$$E_p = \frac{M_w}{RT} \frac{(e_s(T_{z_0}) - e_z)}{(r_a + r_b)}$$

Le flux d'évapotranspiration potentielle

On introduit $e_s(T_z)$

$$E_p = \frac{M_w}{RT} \frac{(e_s(T_{z_0}) - e_s(T_z) + e_s(T_z) - e_z)}{(r_a + r_b)}$$

Puis on linéarise Δe_s

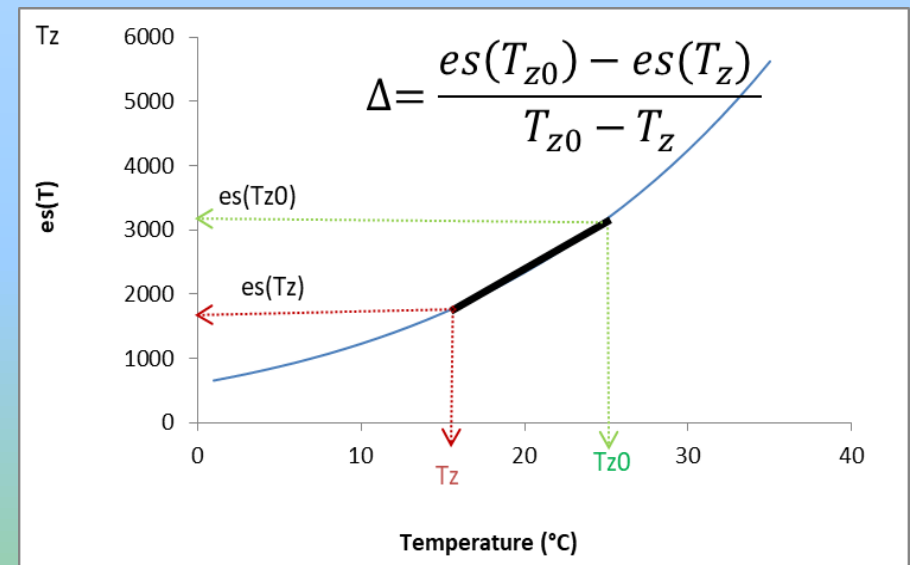
$$e_s(T_{z_0}) - e_s(T_z) = \Delta(T_{z_0} - T_z)$$

On note VPD le déficit de pression de vapeur

$$VPD = e_s - e$$

On obtient :

$$E_p = \frac{M_w}{RT} \frac{(\Delta(T_{z_0} - T_z) + VPD(T_z))}{(r_a + r_b)}$$



Le flux d'évapotranspiration potentielle

On a donc :

$$E_p = \frac{M_w}{RT} \frac{(\Delta(T_{z_0} - T_z) + VPD(T_z))}{(r_a + r_b)}$$

Le flux de chaleur sensible s'exprime de façon identique à E

$$H = \rho c_{p_a} \frac{(T_{z_0} - T_z)}{(r_a + r_b)}$$

On en déduit :

$$T_{z_0} - T_z = \frac{(r_a + r_b)H}{\rho c_{p_a}}$$

On obtient alors :

$$E_p = \frac{M_w}{RT_z} \Delta \frac{H}{\rho c_{p_a}} + \frac{M_w}{RT_z} \frac{VPD(T_z)}{(r_a + r_b)}$$

Le flux d'évapotranspiration potentielle

On appelle pouvoir évaporant de l'air la quantité :

$$EA = \frac{M_w VPD(T_z)}{RT_z (r_a + r_b)}$$

On a alors :

$$E_p = \frac{M_w}{RT_z} \Delta \frac{H}{\rho c_{p_a}} + EA$$

En notant que $H = R_n - LE$ et

$$\frac{1}{\gamma} = \frac{LM_w}{RT_z \rho c_{p_a}}$$

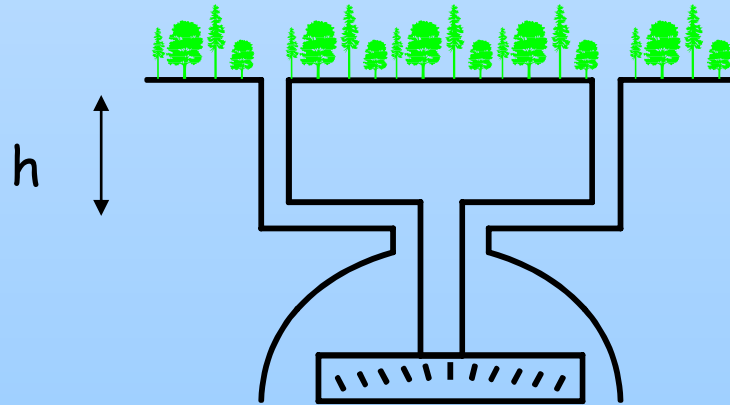
On obtient :

$$LE_p = \frac{LM_w}{RT_z \rho c_{p_a}} \Delta (R_n - LE_p) + LEA$$

On en déduit une formule de l'évaporation potentielle utilisable

$$LE_p = \frac{\Delta R_n + \gamma LEA}{\gamma + \Delta}$$

Mesure indirecte de l'évapotranspiration



Lysimètres

$$h\Delta\theta(\Delta t) = P + I - E - D - R$$

$h\Delta\theta(\Delta t)$: variation du stock d'eau dans le sol (mm) au cours d'une période Δt

P : pluviométrie cumulée (mm)

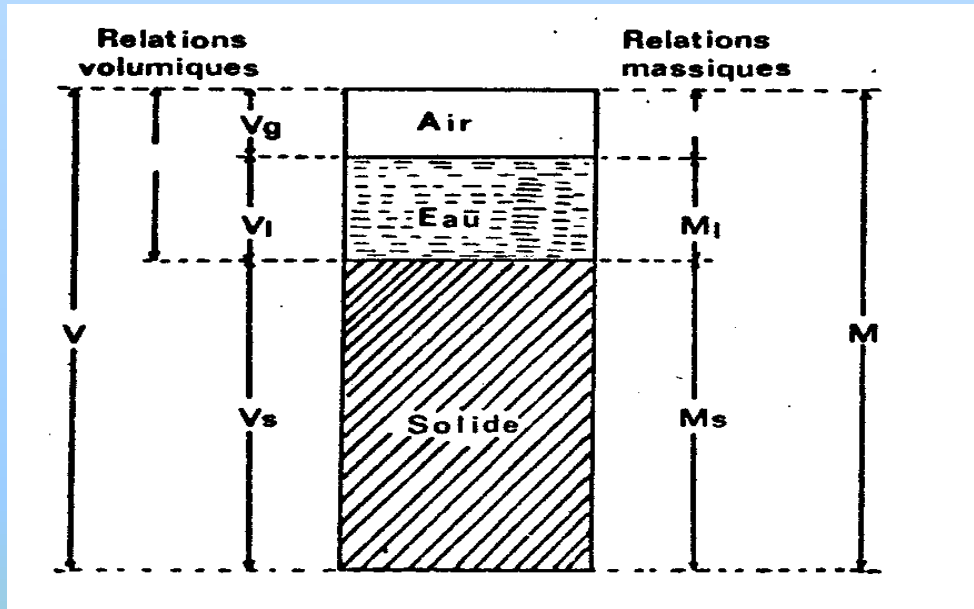
I : irrigation cumulée (mm)

E : évapotranspiration cumulée (mm)

D : drainage cumulé (mm)

R : Ruissellement cumulé (mm)

Etat d'humidité du sol



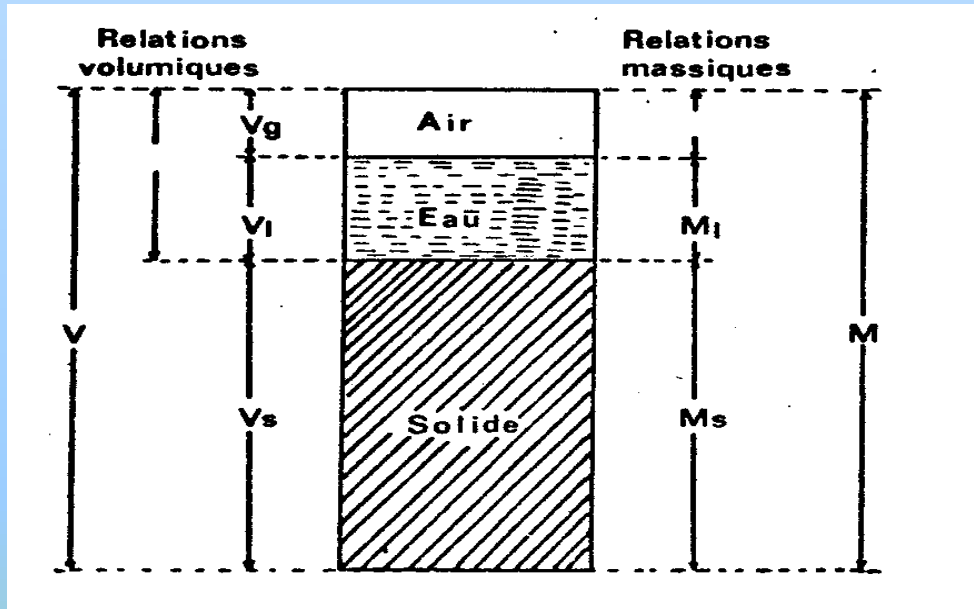
$$\theta_p = \frac{M_l}{M_s} \quad \text{Humidité pondérale}$$

$$\theta_v = \frac{V_l}{V_s} \quad \text{Humidité volumique}$$

$$d_a = \frac{M_s}{V} \quad \text{Densité apparente (kg L}^{-1}\text{)}$$

$$d_r = \frac{M_s}{V_s} \quad \text{Densité réelle (~ 2.65 kg L}^{-1}\text{ pour un sol minéral)}$$

Etat d'humidité du sol



$$\theta_v = \frac{V_l M_s}{V_s M_l} \theta_p$$

$$\theta_v \approx \frac{M_l M_s}{V_s M_l} \theta_p$$

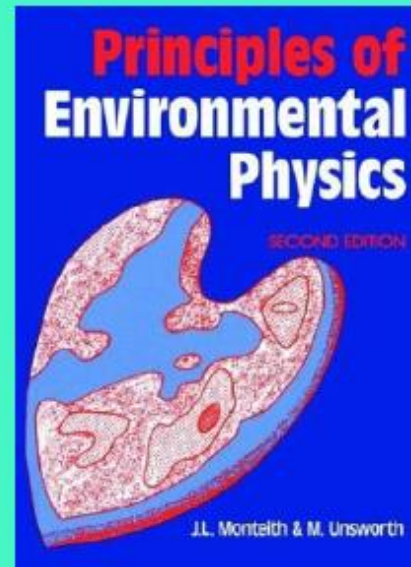
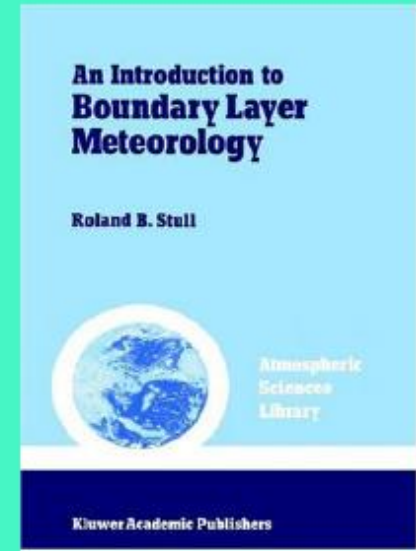
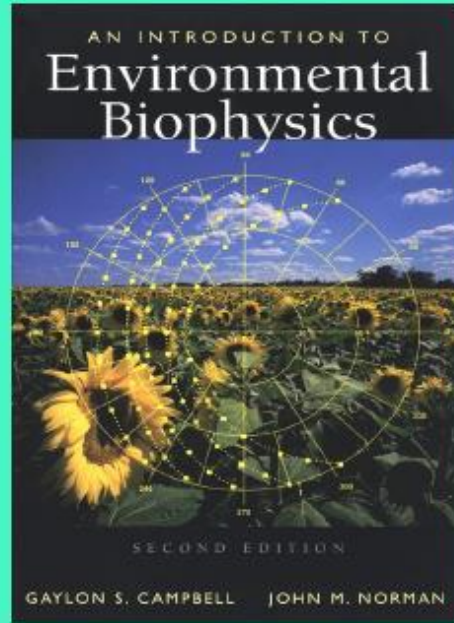
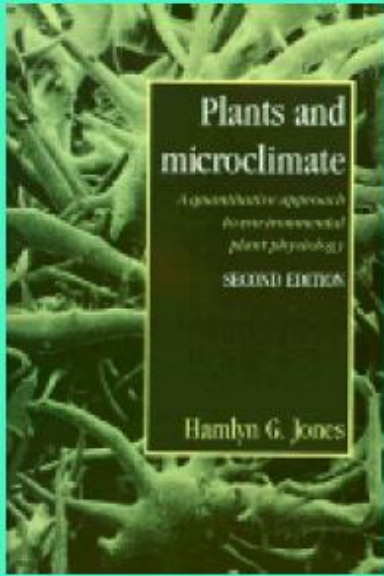
$$\theta_v \approx \frac{M_s}{V_s} \theta_p = d_r \theta_p$$

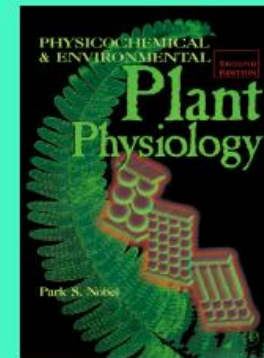
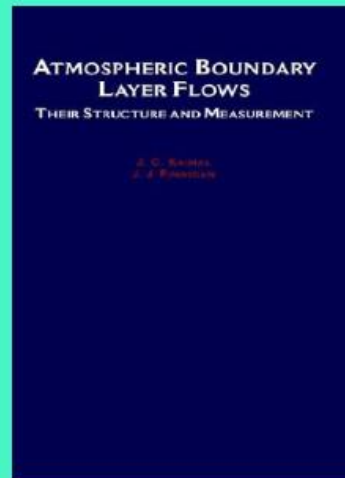
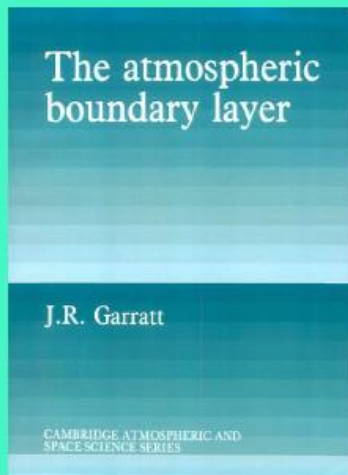
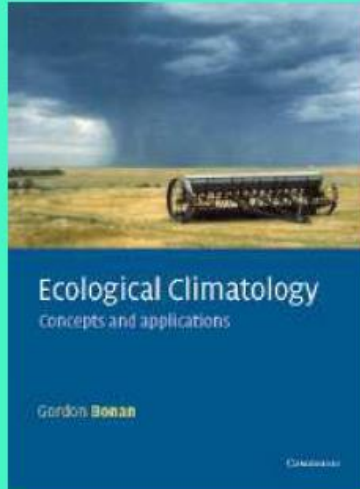
Porosité relative du sol :

$$po.rel = \frac{V - V_s}{V} = \frac{d_r - d_a}{d_r}$$

Taux de saturation de la porosité du sol

$$TSPS = \frac{V_l}{V - V_s} = \frac{\theta_v}{po.rel}$$





Supports de cours

Site web de l'unité Environnement et Grandes Cultures

<http://www6.versailles-grignon.inra.fr/ecosys>

Chercher Benjamin Loubet INRAE sur Google puis
rubrique cours

Cours de Denis Baldocchi
Nature.berkeley.edu/biometlab/espm129