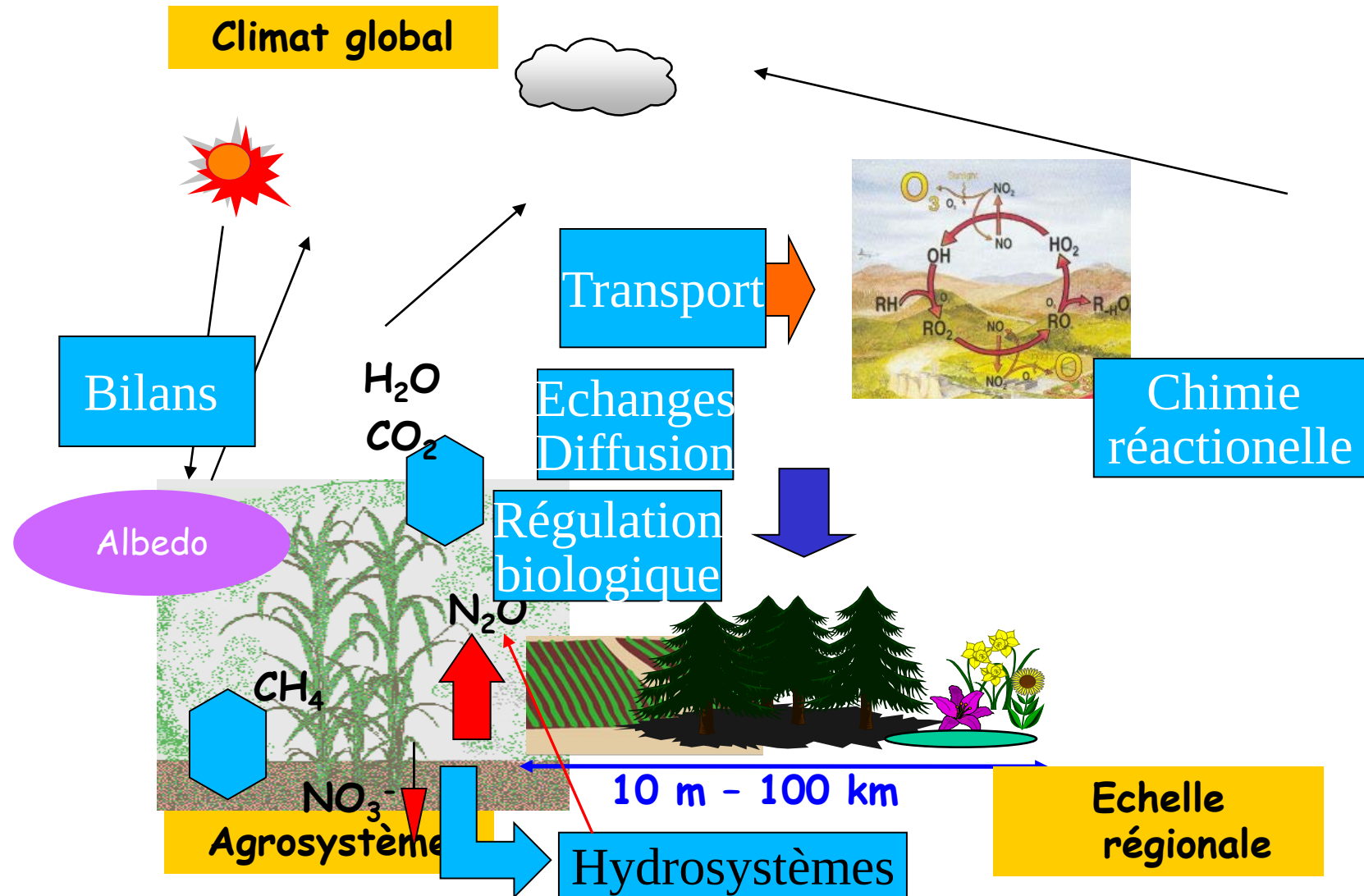
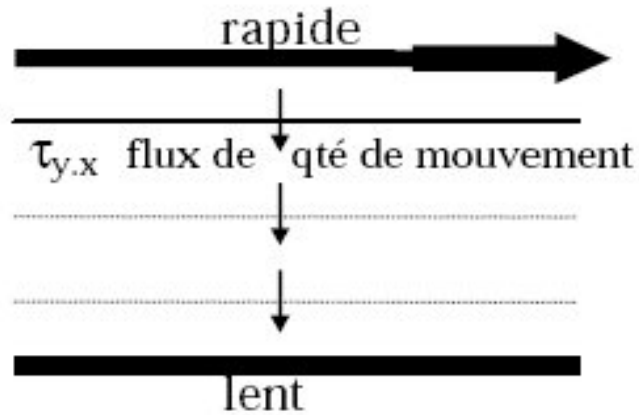


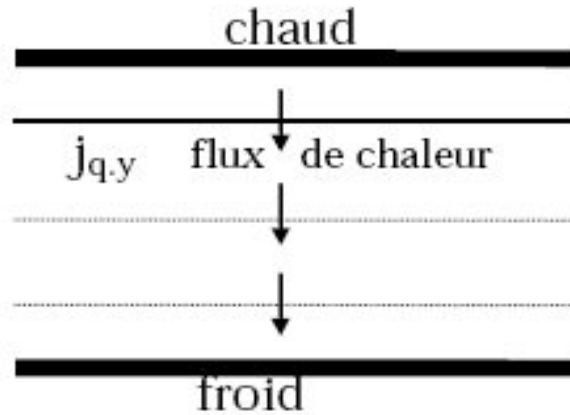
Action et rétro-action, et rôle de la physique de l'environnement



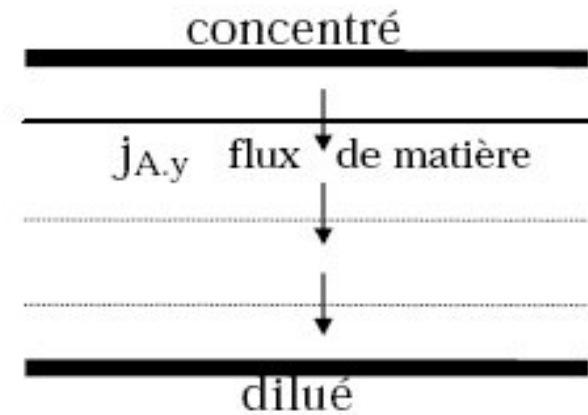
La relation flux-gradient



$$\tau_{y,x} = -\rho v \frac{dv_x}{dy}$$



$$j_{q,y} = -\lambda \frac{dT}{dy} = -\rho \alpha \cdot \frac{d\hat{H}}{dy} (\hat{C}_p = \text{cste})$$



$$j_{A,y} = -\rho D_{AB} \frac{d\omega_A}{dy}$$

v , $\alpha = \lambda / (\rho \cdot \hat{C}_p)$ et D_{AB} ont la même unité : m^2/s

Expression des flux de quantité de mouvement, chaleur et matière entre deux plaques (ou surfaces réelles ou virtuelles) - extrait du cours de mécanique des milieux continus (D. Flick).

$j_{q,y}$ correspond au flux de chaleur sensible, H

j_{Ay} peut correspondre au flux de chaleur latente (vapeur d'eau), $L E$

Cycle diurne des températures

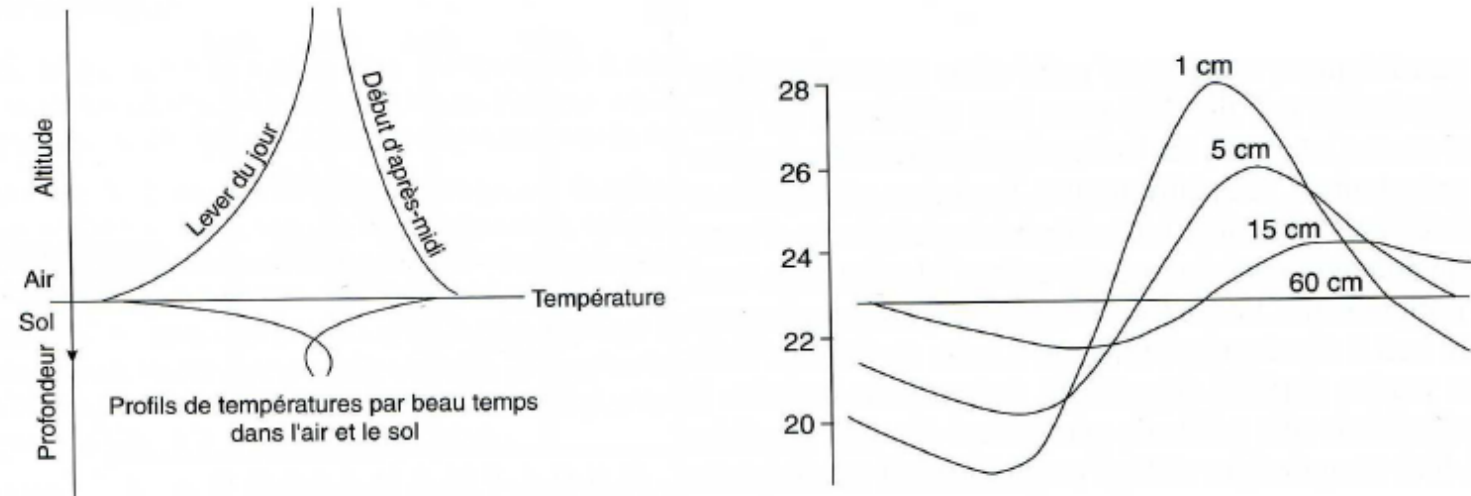


Figure: Profils de température par ciel clair (gauche), et évolutions horaires à différentes profondeurs [de Parcevaux and Huber, 2007].

Le profil de température passe par un optimum entre la surface et la profondeur. Le gradient local de température détermine le sens des flux, qui s'inverse entre le début et la fin de la journée.

Expression de H et L E

$$H = - \rho C_p D \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$L E = - L_v D \frac{\partial \rho_w}{\partial z}$$



Unités : $J.s^{-1}.m^{-2}$ soit W/m^2

Valeur du coefficient de diffusion

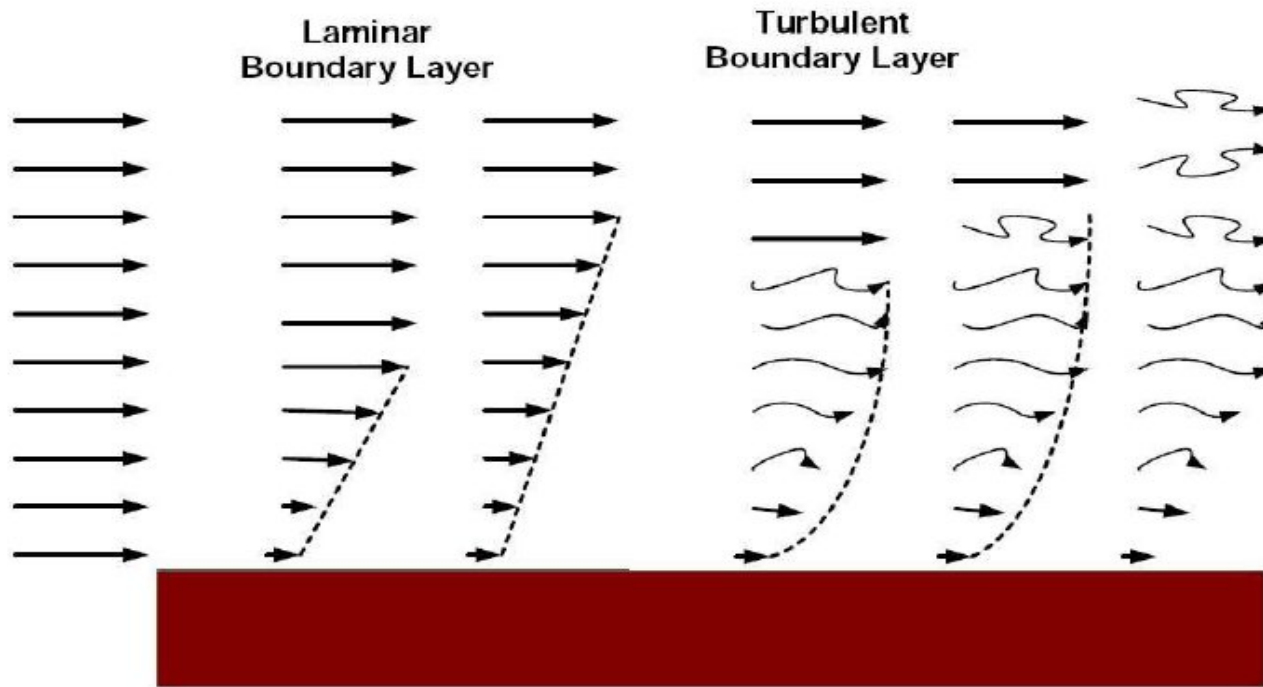
Gaz-trace	Masse moléculaire g mol^{-1}	Diamètre moléculaire nm	Diffusivité $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
CO ₂	44	0.387	$1,65 \cdot 10^{-5}$
H ₂ O	18	0.225	$2.42 \cdot 10^{-5}$
NH ₃	17	0.234	$2.65 \cdot 10^{-5}$

Table: Diffusivité moléculaire de quelques gaz-traces types ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), à 20°C et 1 013 mb (Loubet, 2000).

Application numérique: calculez le flux de diffusion de vapeur d'eau entre un sol saturé en eau (température: 15°C) et une atmosphère complètement desséchée (à la même température). Pression de vapeur saturante: 12,8 g m⁻³.

La diffusion moléculaire seule (résultant du gradient de concentration) ne suffit pas à expliquer les flux d'évaporation.

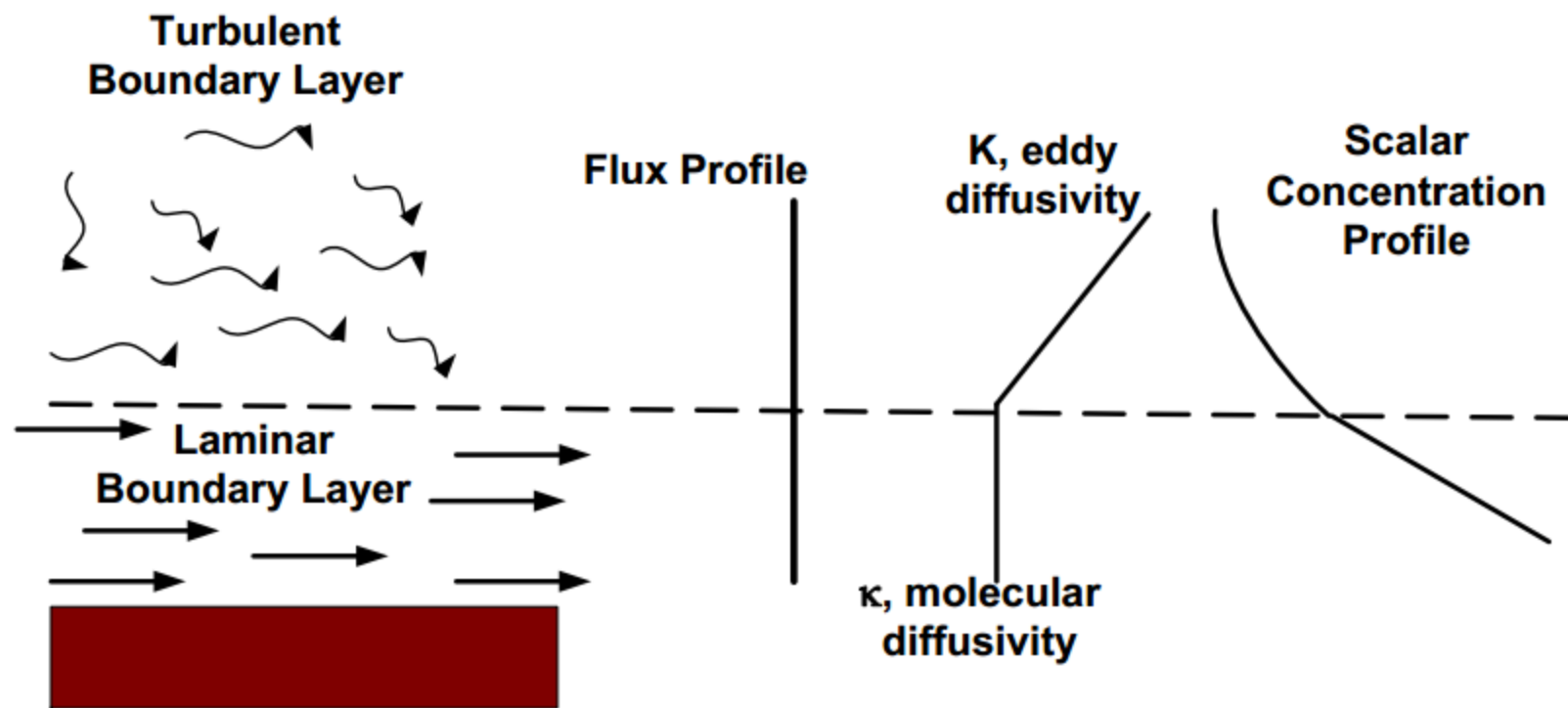
Transition entre écoulement laminaire et turbulent

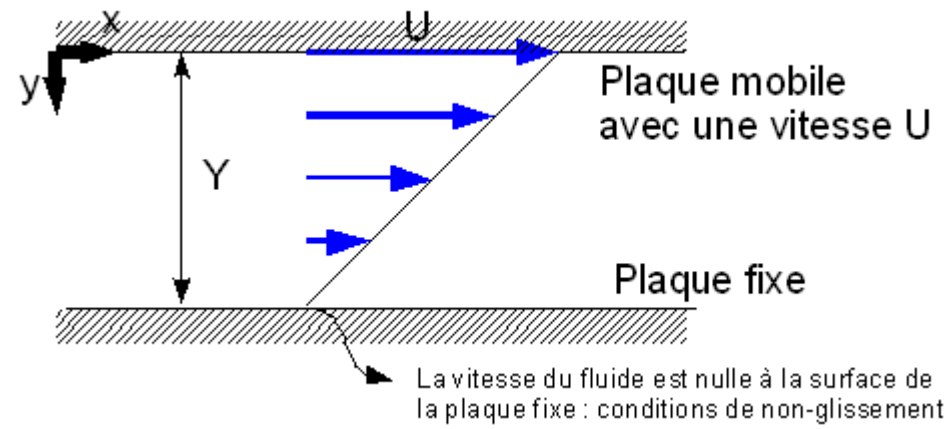


La transition laminaire/turbulent est fonction du nombre de Reynolds (Re).
L'écoulement au dessus de la paroi est essentiellement turbulent.

Figure: Profils de vent en fonction de la distance au bord d'attaque

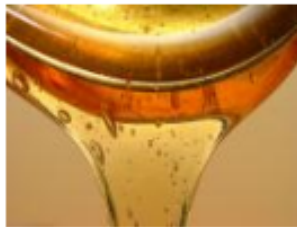
Origine de la turbulence: viscosité du fluide (air), et gradients de température (forces de **cisaillement** et de **flottabilité**). d'après Baldocchi, 2007





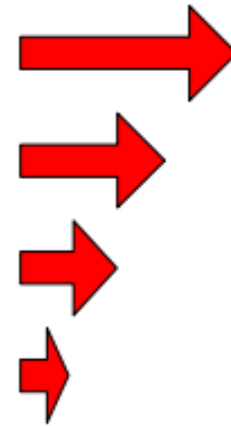
the shear force per unit area is proportional to the negative of the local velocity gradient,

$$\frac{F}{A} = P = -\mu \frac{\Delta V}{\Delta Z} = \tau \quad (\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2})$$

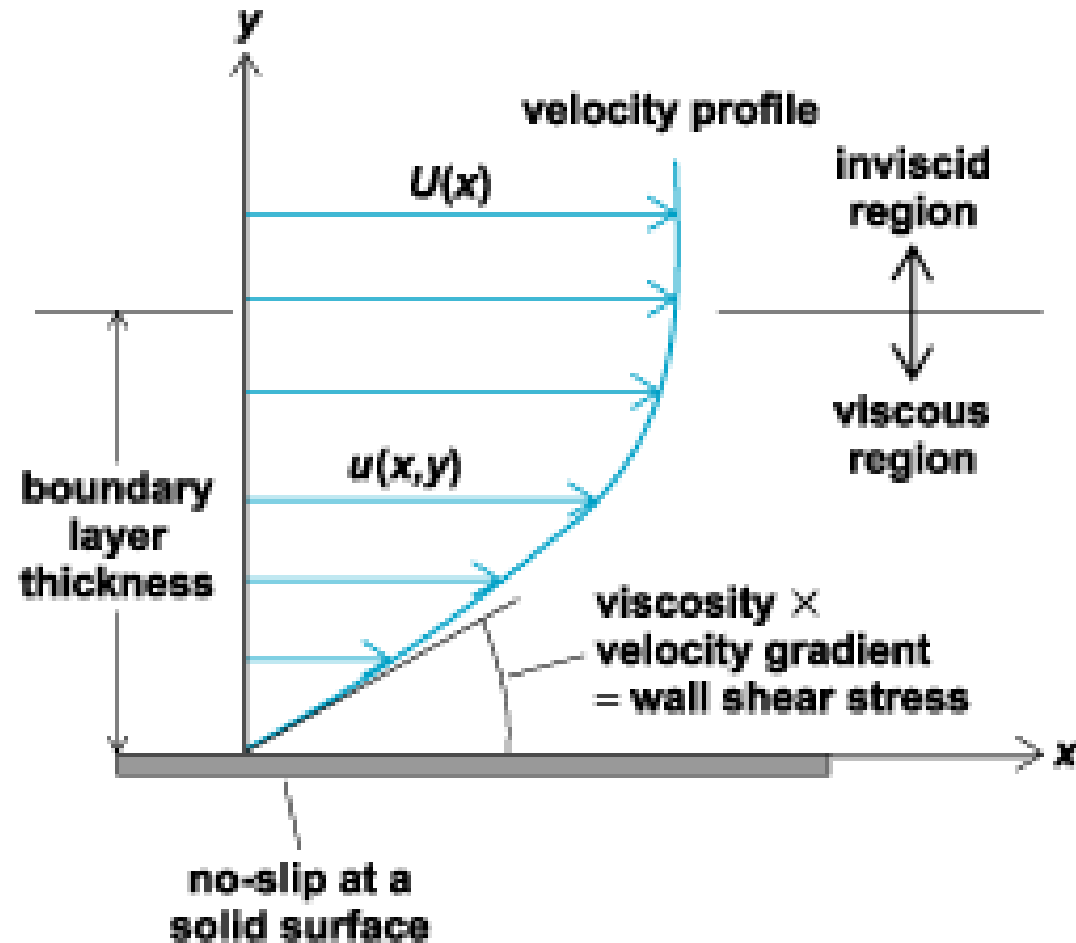


dynamic viscosity (μ). $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$

Shear



Main Characteristic of the surface layer :
Decrease of the wind speed until the surface



La couche limite de surface

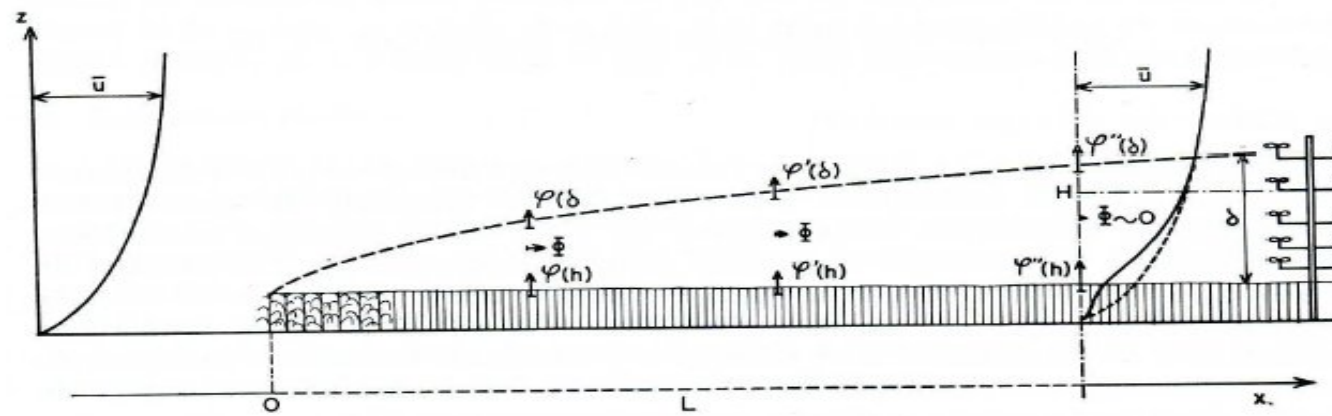
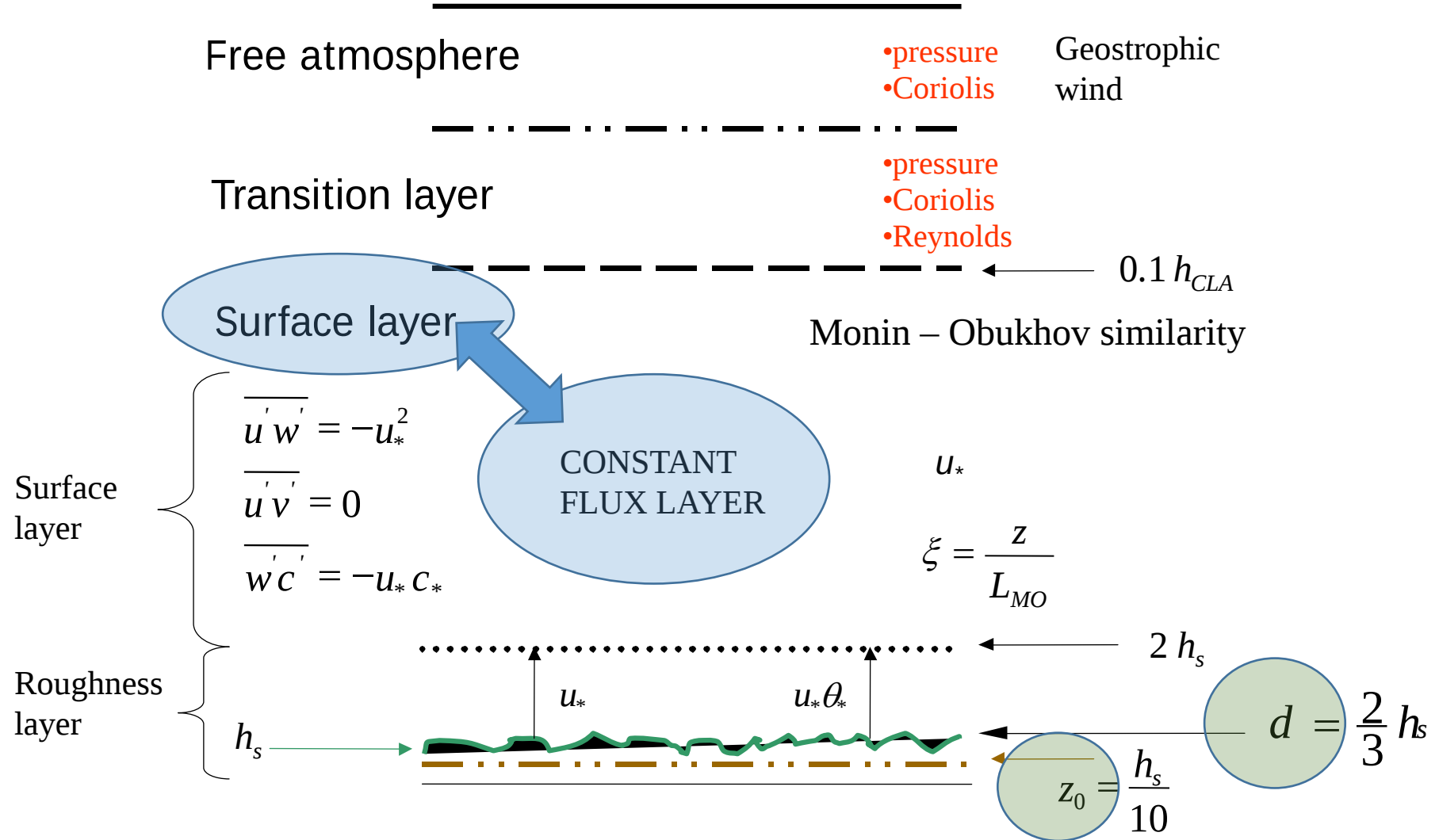


Figure: Développement d'une couche limite au-dessus d'une culture ([Hallaire et al., 1970]).

La couche limite correspond à la hauteur verticale sur laquelle la masse d'air qui traverse la parcelle est sous l'influence de cette dernière (contrainte de frottement à la surface, flux d'énergie et de masse). Cette hauteur est fonction de la distance au bord d'attaque (x). Elle correspond à la hauteur sur laquelle les variables d'état sont différentes à plus de 1% de celles de la masse d'air non perturbées. On distingue des couches limites thermiques (T), dynamiques (vent), ou pour les transferts de masse (eg, H_2O).

Les flux peuvent être considérés comme constants dans la couche limite.

- The atmospheric layer -



Constant Flux Layer, Internal Boundary Layer

Ideal, steady-state, infinite fetch, no advection

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = 0$$

$$\bar{u}_j \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_j} = 0$$

$$0 = -\bar{\rho}_a \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} = \frac{\partial F}{\partial z}$$

Integral of dF/dZ equals a CONSTANT

Flux-Gradient Theory

1

$$\tau = \overline{\rho_a} K_m \partial \overline{u} / \partial z$$

(kg m⁻² s⁻¹)

$$\lambda E = \overline{\rho_a} \frac{\varepsilon}{P} \lambda K_v \partial \overline{e} / \partial z$$

(J m⁻² s⁻¹)

$$H = \overline{\rho_a} C_p K_h \partial \overline{\theta} / \partial z$$

(J m⁻² s⁻¹)

$$F_c = K_c \partial \overline{\rho_c} / \partial z$$

(mole m⁻² s⁻¹)

K-Theory Approaches

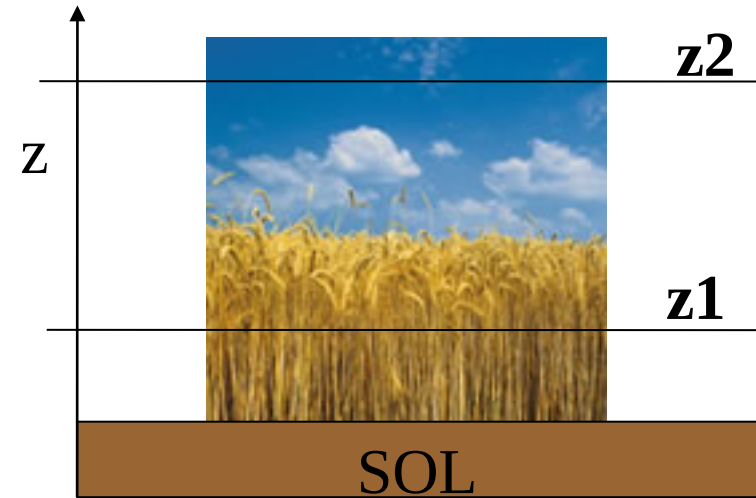
$$K_m = K_H = K_v = K_c$$

- Aerodynamic
- Energy Balance
- Indirect Method

$$F \approx -K \frac{\Delta c}{\Delta z}$$

L'analogie entre diffusion et loi d'ohm

« Hypothèse centrale =>
couche à flux constant »: permet
d'intégrer entre 2 niveaux de référence
(z1 et z2).



$$H = - \rho C_p . D \frac{\partial T}{\partial Z}$$

Échelle
macro/
diff.
finies

$$r_a = \int_{z1}^{z2} \frac{dz}{D}$$

Échelle
macro/
diff.
finies

$$H = \rho C_p \frac{T1 - T2}{r_a}$$

r_a , résistance aérodynamique s / m

Résistances aérodynamiques (turbulentes)

L'intégration de l'expression locale du coefficient de diffusion en air calme ($D = kzu_*$) entre les cotes z_1 et z_2 permet d'obtenir l'expression suivante pour la résistance:

$$r_a = \log((z_2 - d)/(z_1 - d))/ku_*$$

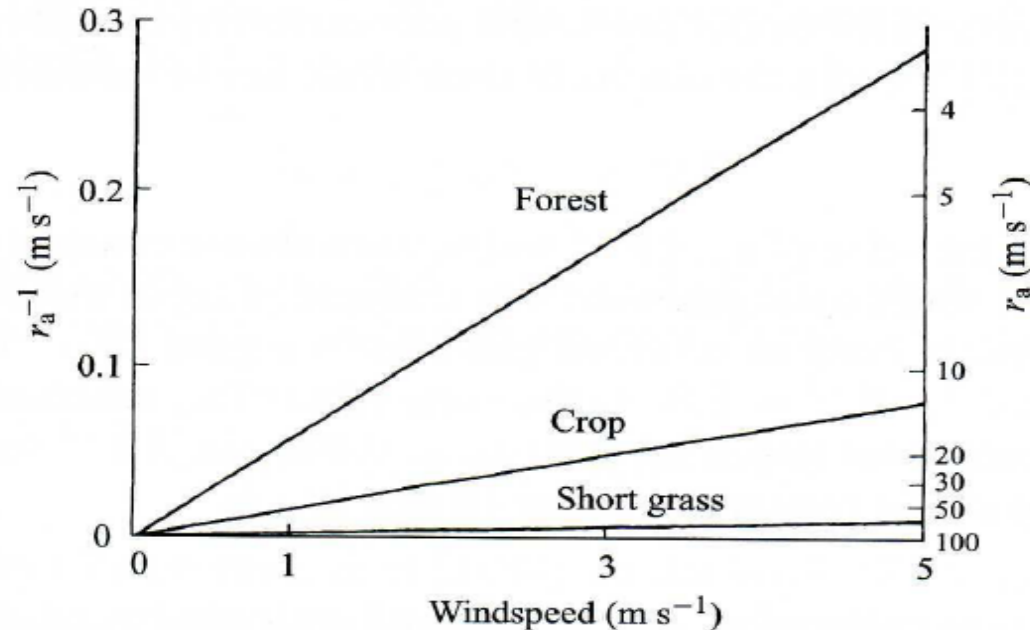


Figure: Résistances aérodynamiques calculées pour 3 types de couverts [Monteith and Unsworth, 2008].

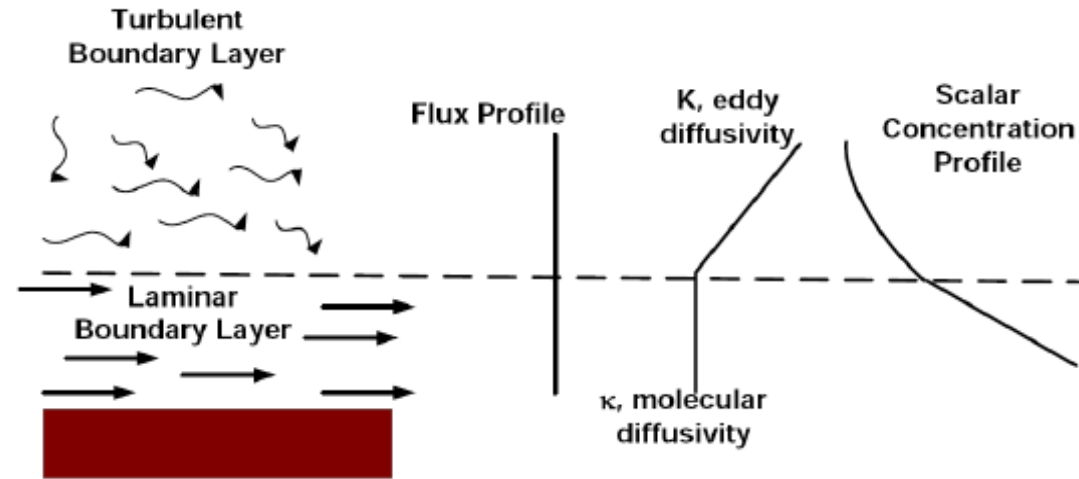
Résistances de couche limite

La présence des couverts entraîne une résistance supplémentaire pour les transferts de masse et de chaleur, la résistance de couche limite (r_b , pour *boundary*).

Cette résistance est essentiellement liée à la vitesse de frottement u_* et de la longueur de rugosité z_0 . Elle dépend également de la diffusivité du composé pour les transferts de masse.

La résistance peut être approchée par la relation:

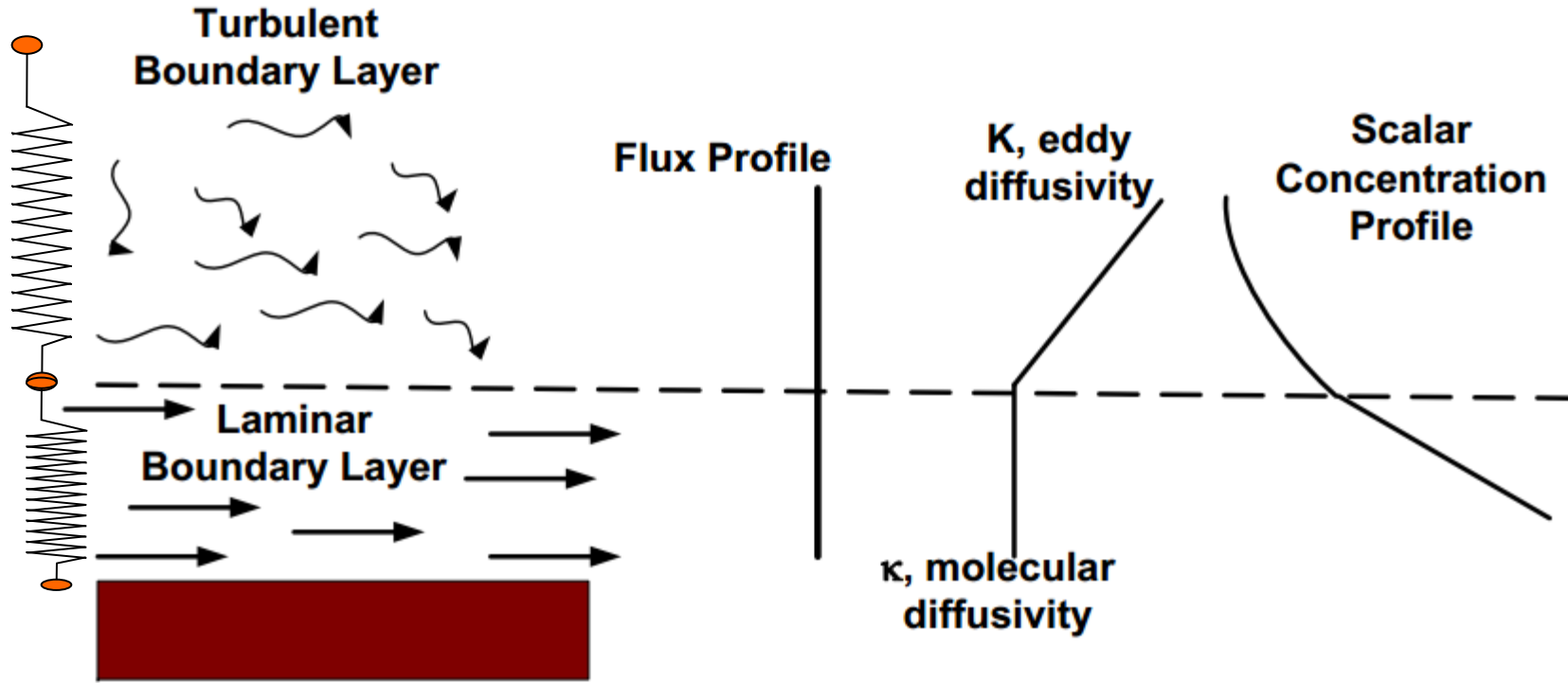
$$r_b = 6.2 u_*^{-0.67}, \text{ avec } r_b \text{ en s m}^{-1} \text{ (Thom, 1972).}$$



Profils de concentrations au-dessus d'une surface (Baldocchi, 2007).

Turbulent
exchanges (« pure »
aerodynamical
resistance)
(r_a)

Surface boundary
layer (r_b)



Evaluate E by Measuring Vertical Gradients of
vapor pressure (e) and Wind Speed (u)

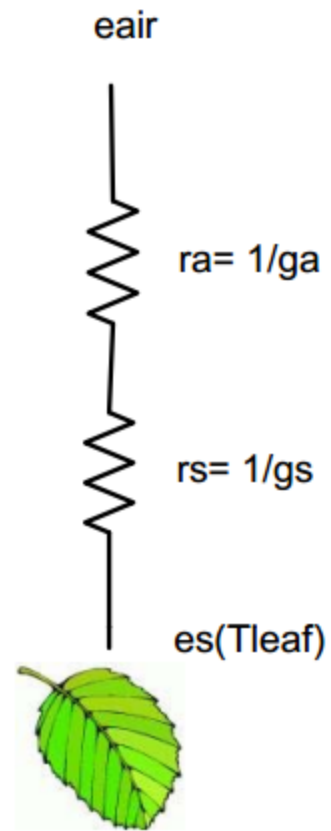
$$E \approx K_w \frac{\Delta e}{\Delta z}$$

Eddy Exchange of K_w ~ K momentum

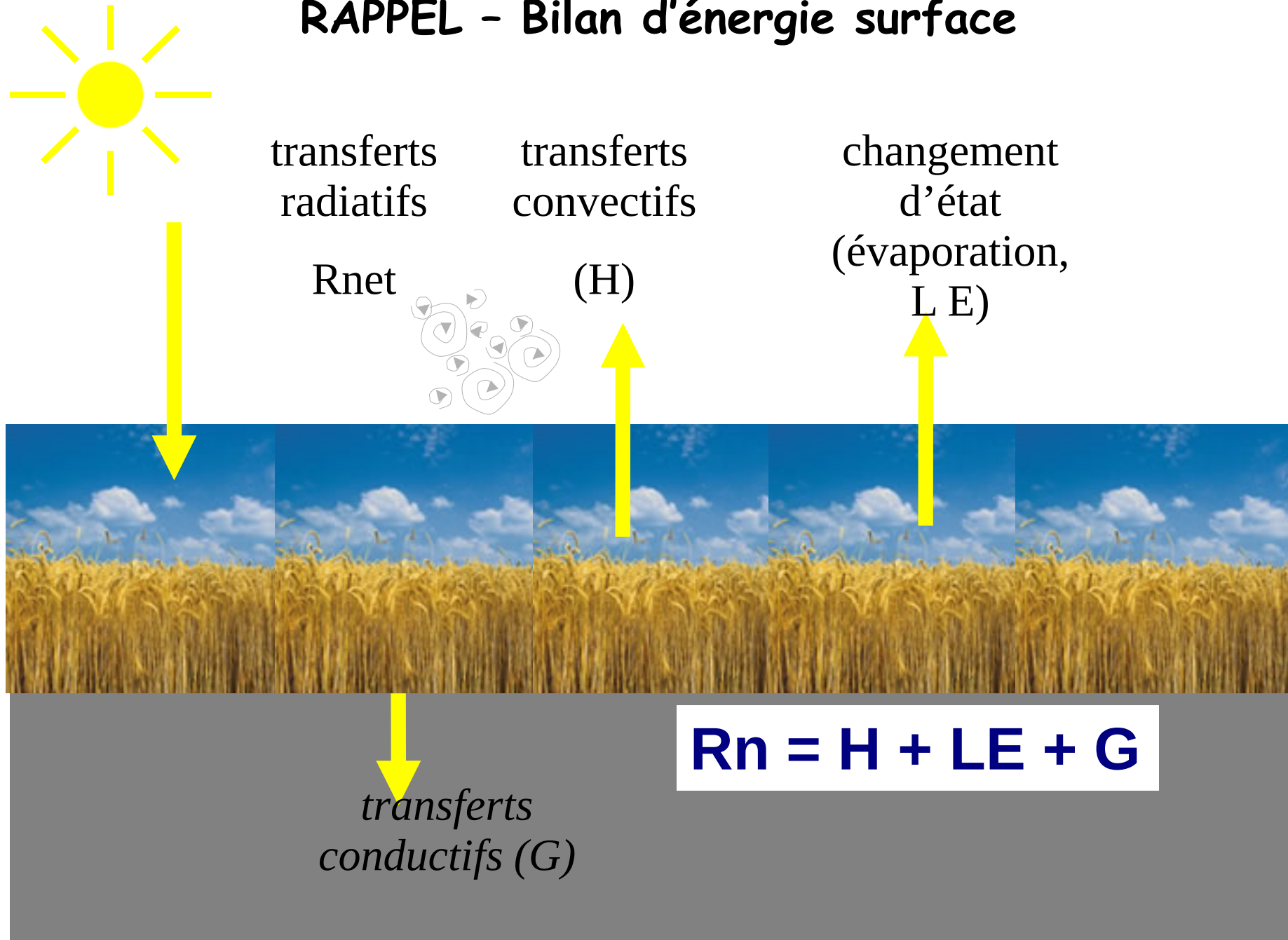
$$K_w \sim K_m$$

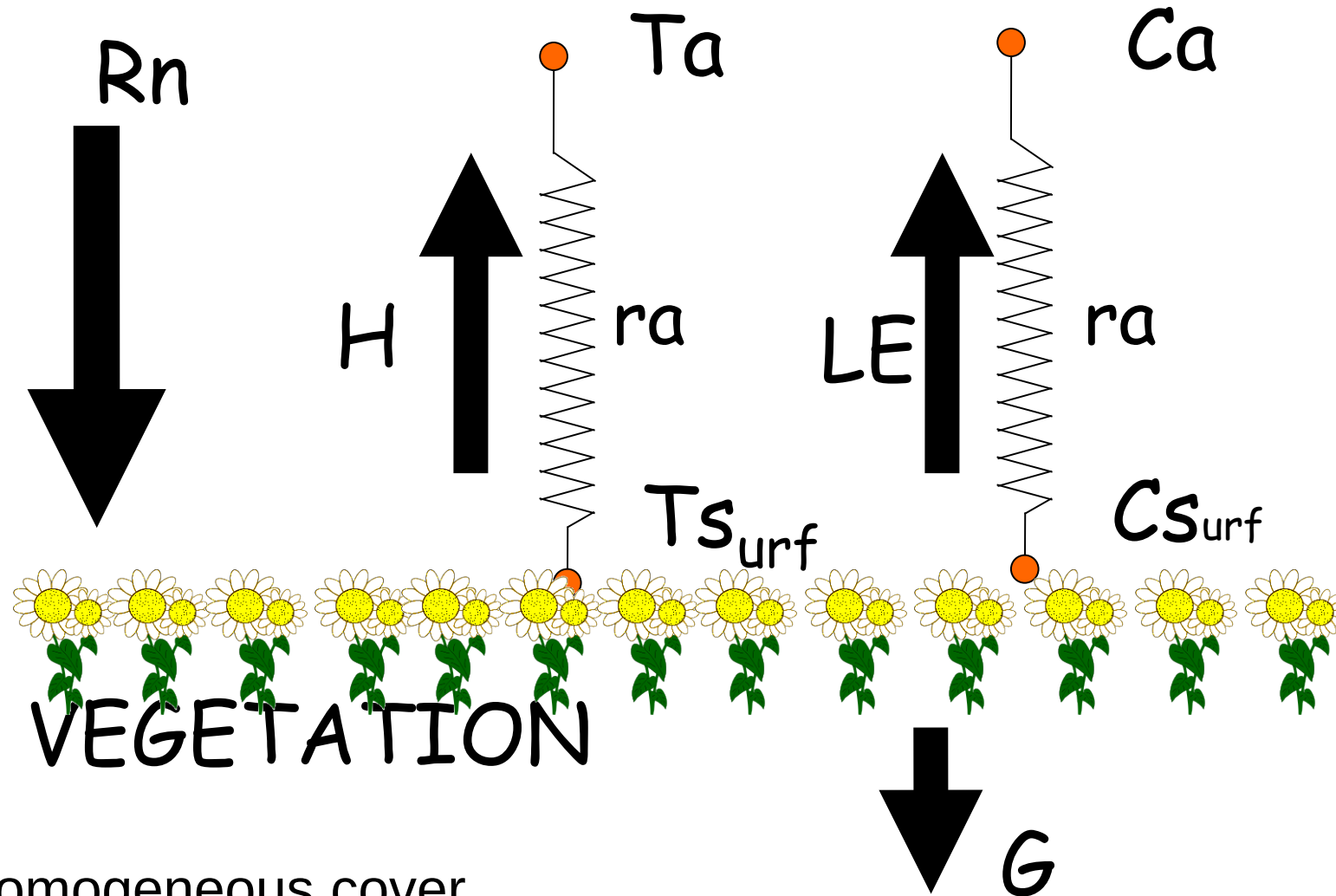
$$K_m \approx k^2 (z - d)^2 \frac{\overline{\Delta u}}{\Delta z}$$

Latent Heat Exchange is driven by the Leaf-Air
Humidity Gradient and is proportional to
the vapor conductance

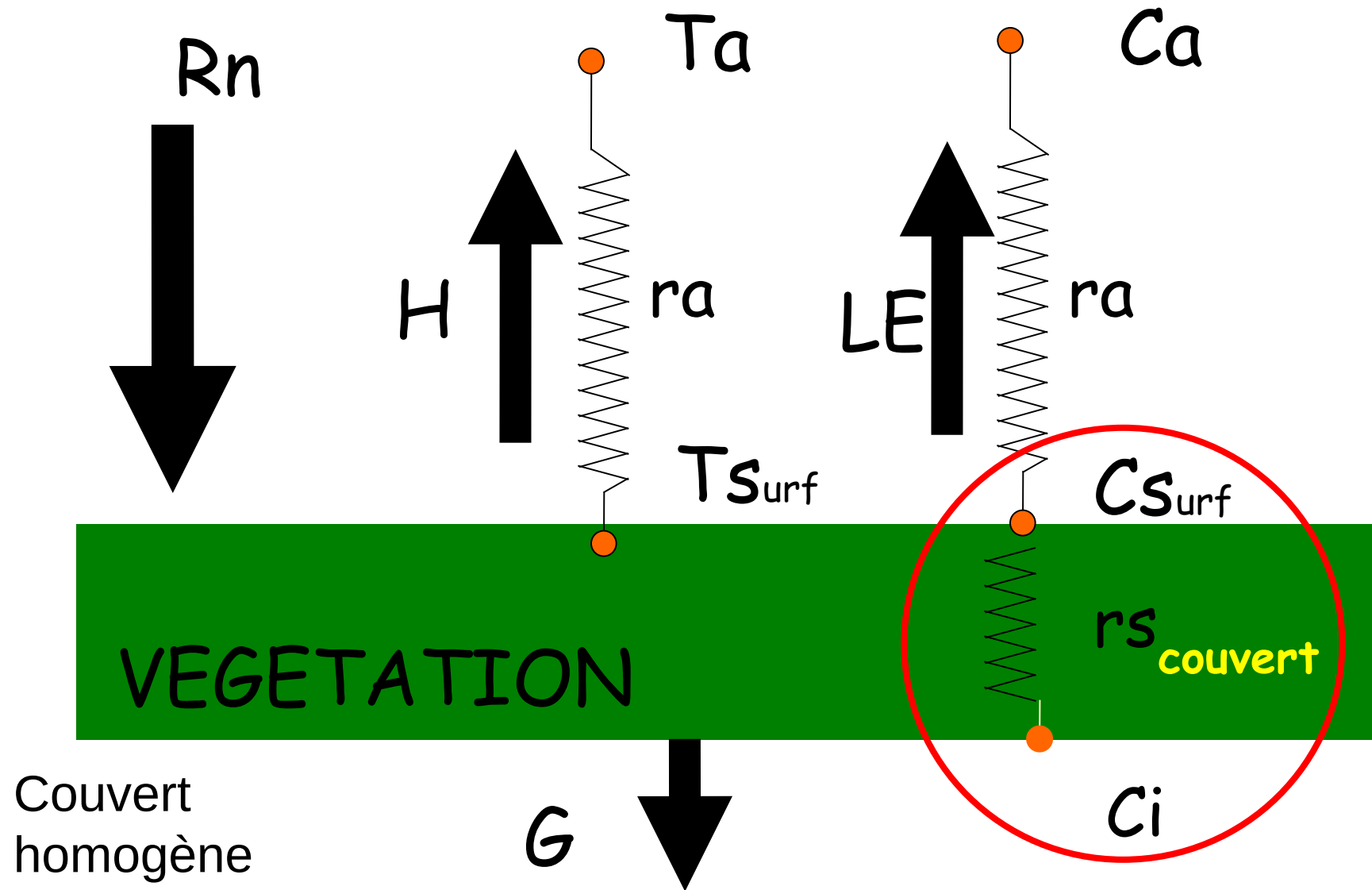


RAPPEL - Bilan d'énergie surface



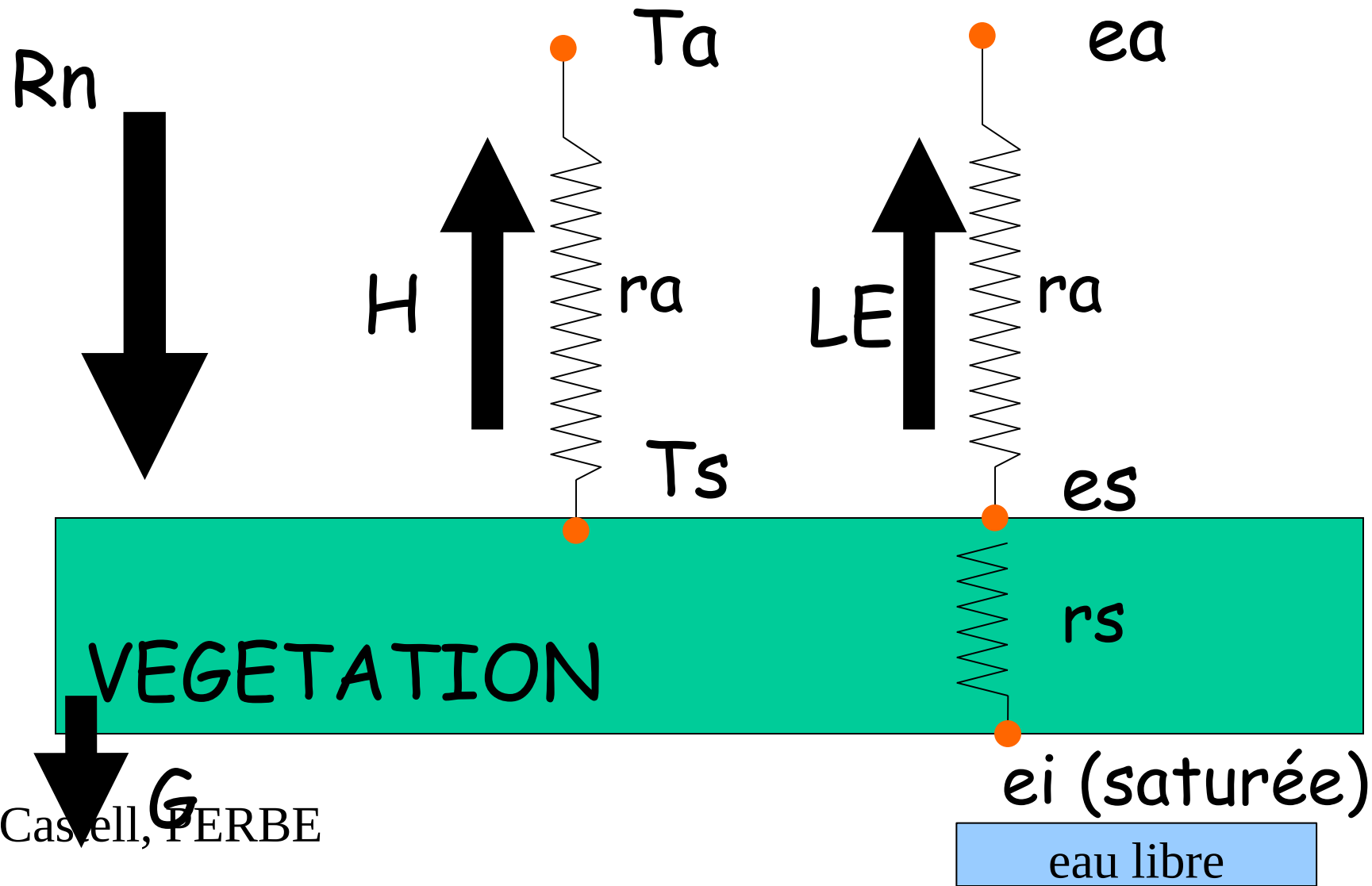


Homogeneous cover,
It is supposed that C_{surf} and T_{surf} are known... (simple case)



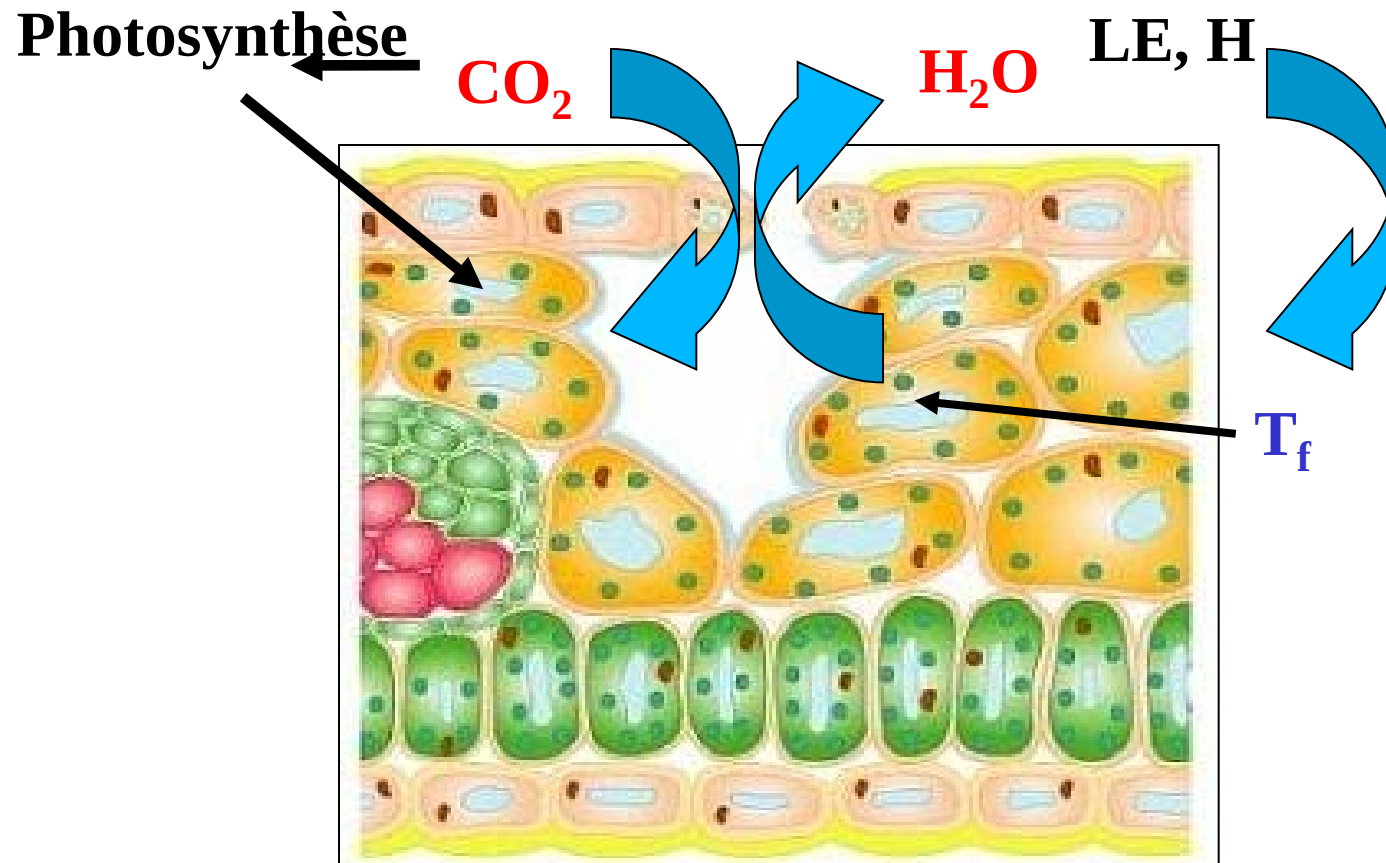
Application au cas de l'eau (et du bilan d'E)

Il faut tenir compte de la résistance stomatique (r_s)



La résistance stomatique

Un facteur clé de régulation des échanges



Résistances biologiques

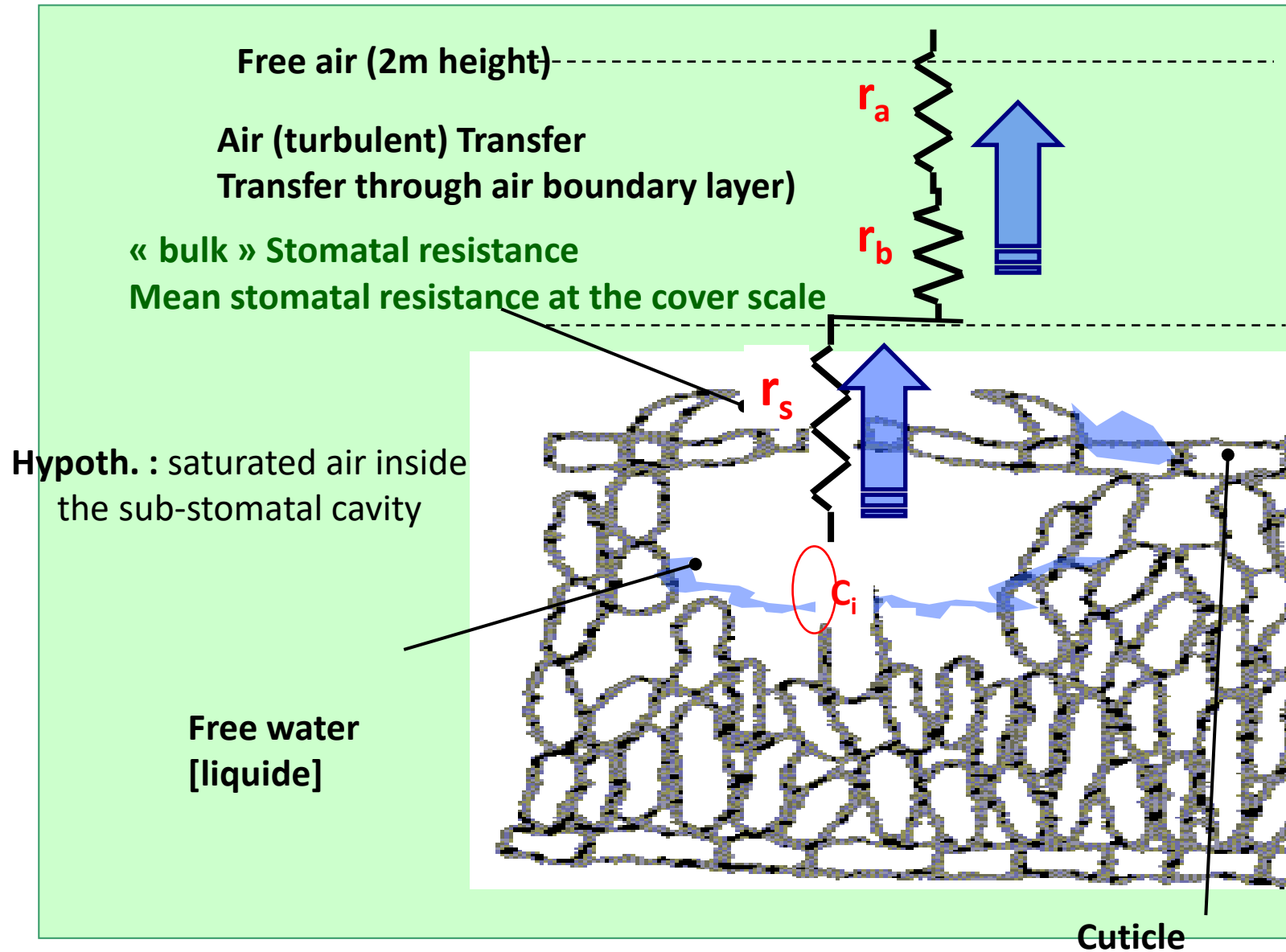
Elles sont liées au franchissement de la surface des végétaux (stomates, cuticule). La résistance stomatique est fortement régulée, en fonction des conditions du milieu (disponibilité en eau, éclairement, autres formes de stress).

Table 17.1 Minimum canopy resistances r_c for evaporation from various vegetation types (derived from Kelliher et al 1995). The only statistically significant difference was between natural vegetation and agricultural crops, so a simple approximate generalization is r_c (minimum) $\simeq 60 \text{ s m}^{-1}$ (natural vegetation) and 30 s m^{-1} (crops).

Vegetation Type	r_c (minimum) (s m^{-1})
Temperate grassland	59
Coniferous forest	47
Eucalypt forest	59
Temperate deciduous forest	48
Tropical rain forest	77
Cereal crops	31
Broadleaved herbaceous crops	32

Focus sur la modélisation des échanges Sol-Vegetation-Atmosphere

« BIG LEAF » approche

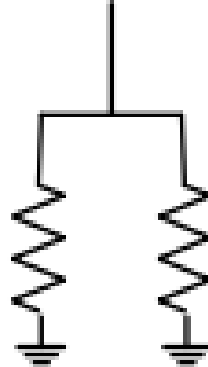


Resistors, r, and Conductors, g

Serial
Network



Parallel
Network



Ohm's Law

$$I = \frac{V}{R}$$

Current = Voltage/Resistance

Serial Resistance/ Parallel Conductance Networks

$$R = r_a + r_b$$

$$\frac{1}{G} = \frac{1}{g_a} + \frac{1}{g_b}$$

$$G = \frac{g_a g_b}{g_a + g_b}$$

Serial
Network



Flux-Resistance

$$F = \rho_a \frac{C_a - C_0}{\sum r_i}$$

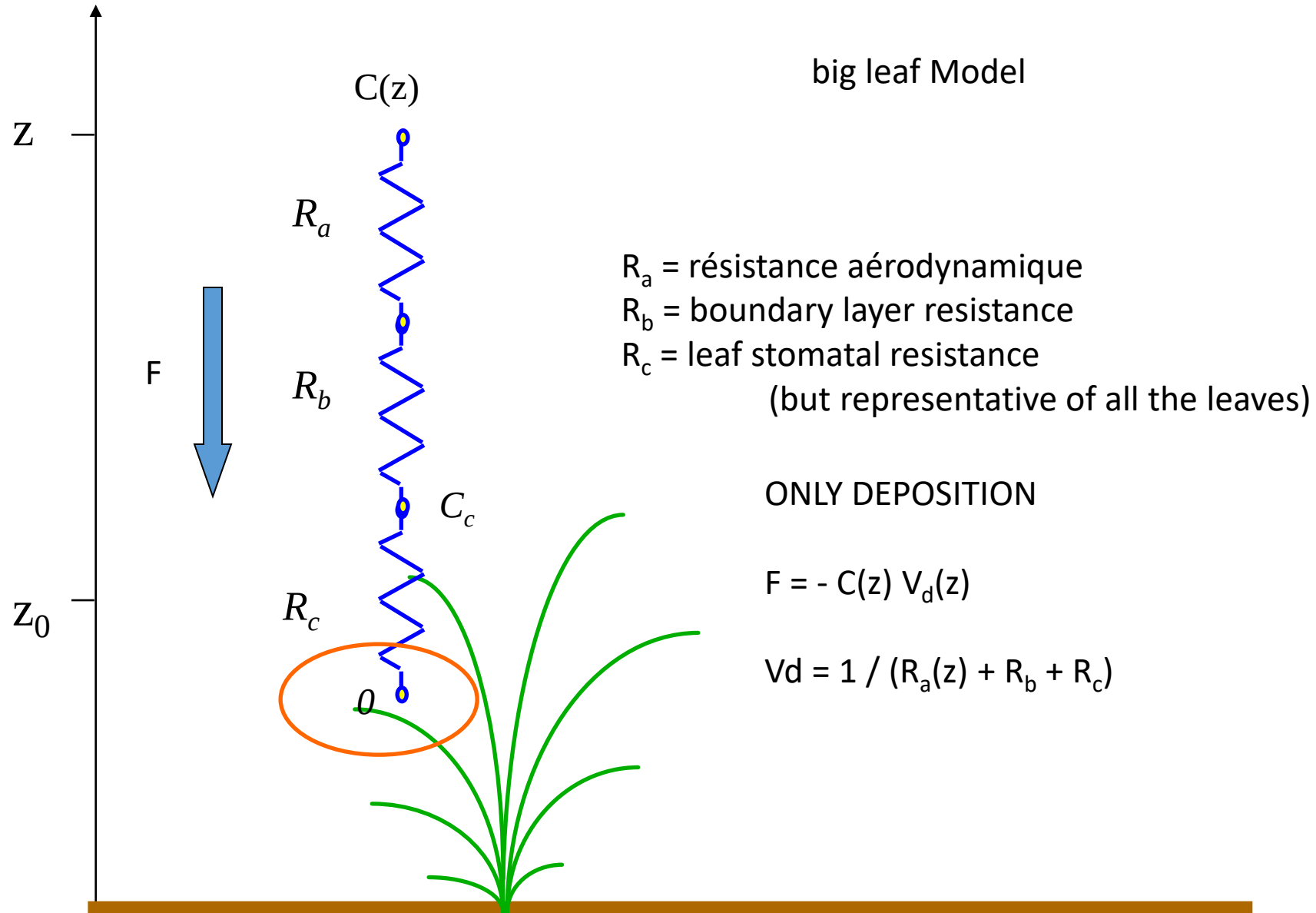
Meteorologists:
R (s/m)

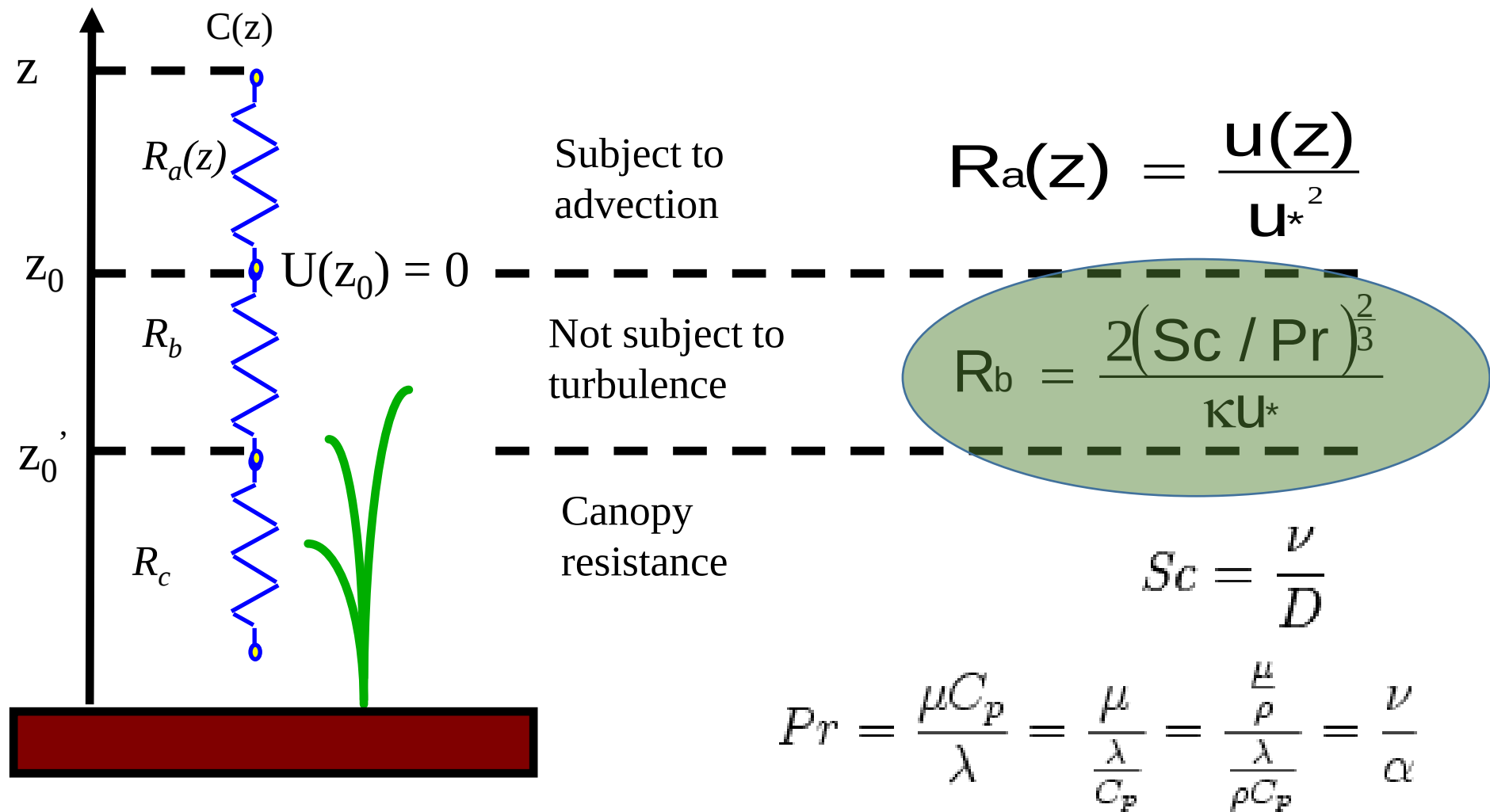
$$F = g(ms^{-1})(\Delta\rho_c(mol \cdot m^{-3}))$$

$$F = \frac{C_a - C_0}{\sum r_i}$$

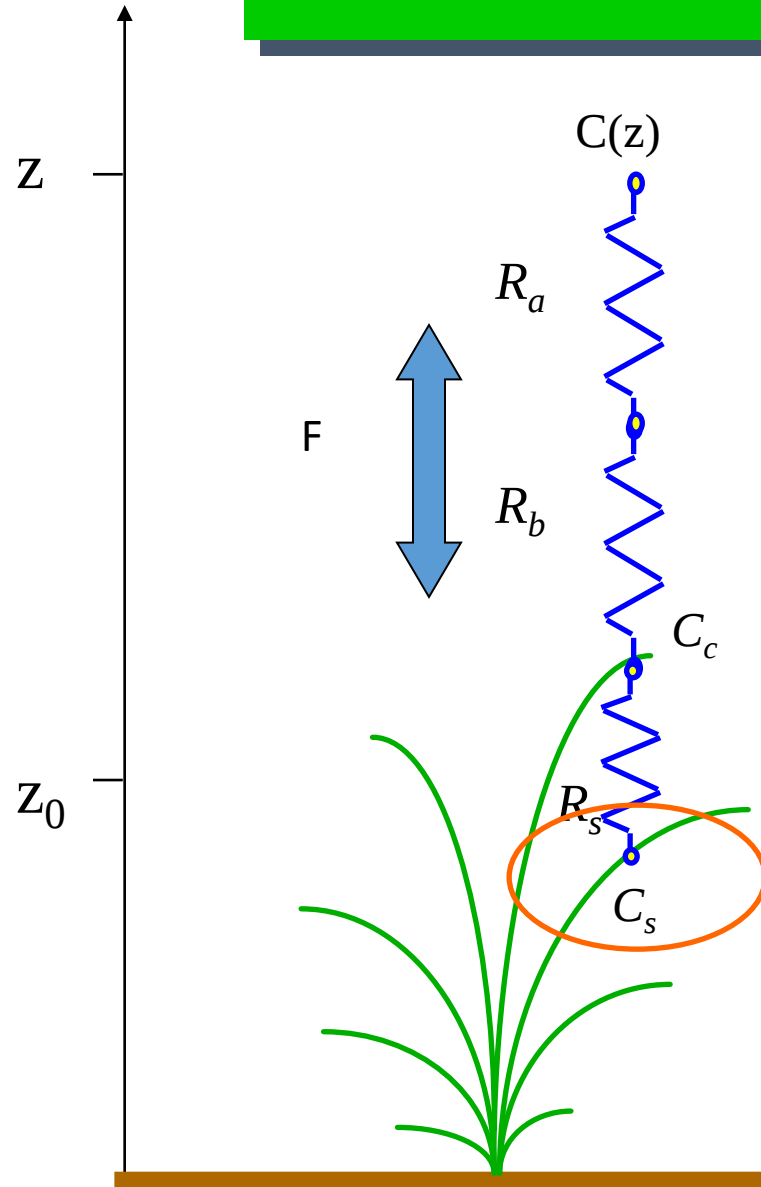
Ecophysiologicalists:
R (mole⁻¹ m² s¹)

- Surface resistances et deposition velocity





Model with compensation point



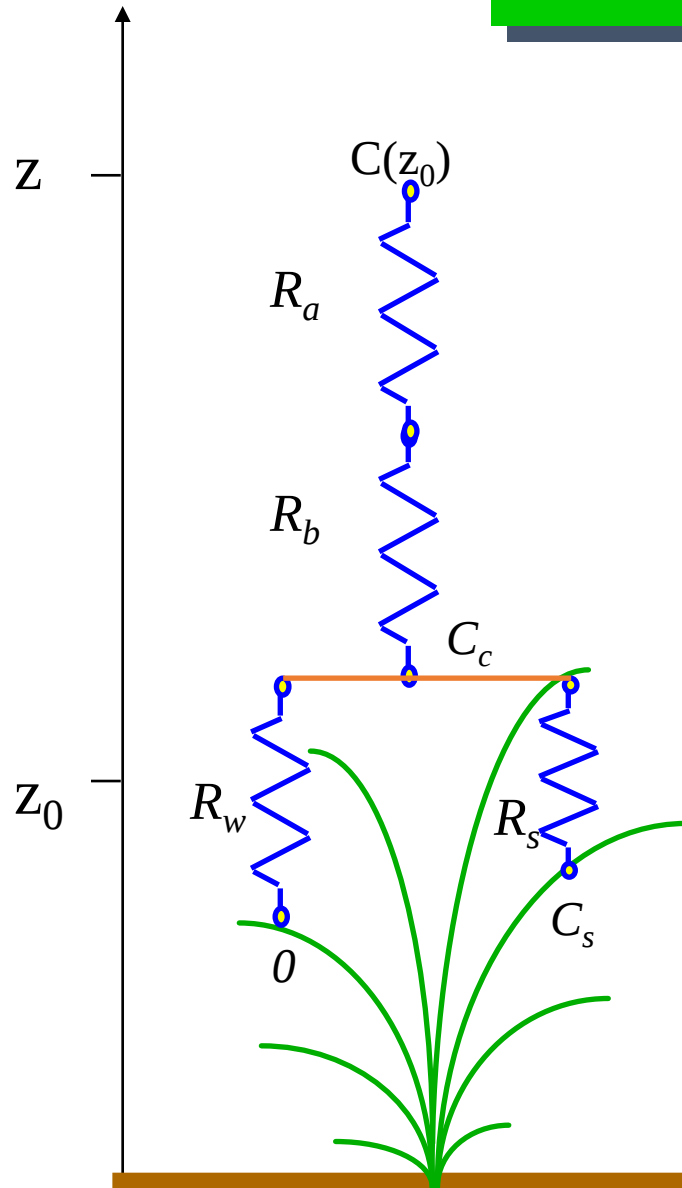
Big leaf approaches

Compensation point inside the canopy

Déposition and emissions :

$$F = - (C(z) - C_s) V_d(z)$$

Integration of several pathways



Big leaf approaches but
distinguishing
Stomatal and cuticle pathway

Dépôt et émissions :

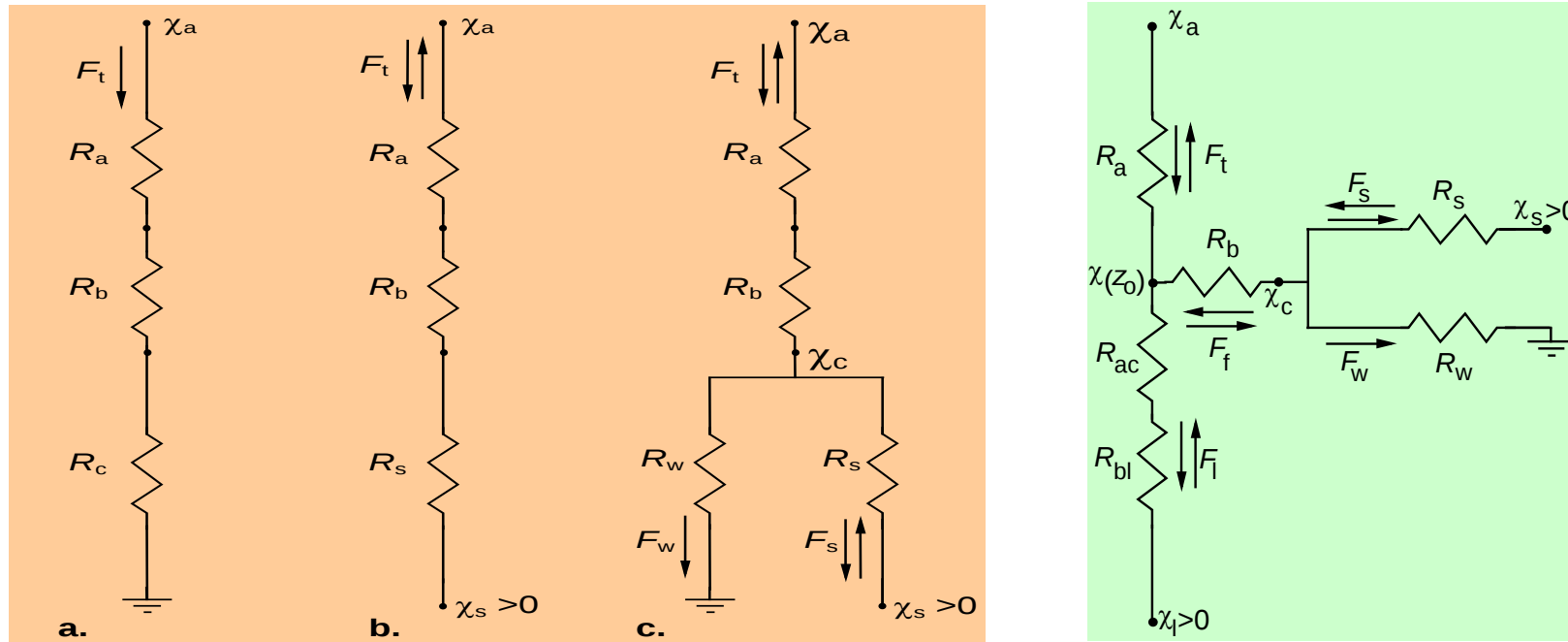
$$F = - (C(z) - C_c) / (R_a(z) + R_b)$$

$$C_c = f(C(z), C_s, R_a, R_b, R_w \text{ et } R_s)$$

Mechanistic models for biosphere-atmosphere exchanges

Several level of complexities

Soil-Plant-Atmosphere continuum (water) integrates
physical transfers : aerodynamical and boundary layers resistances
biological transfers: stomatal resistance
physico-chimical transfers : specific surface resistance

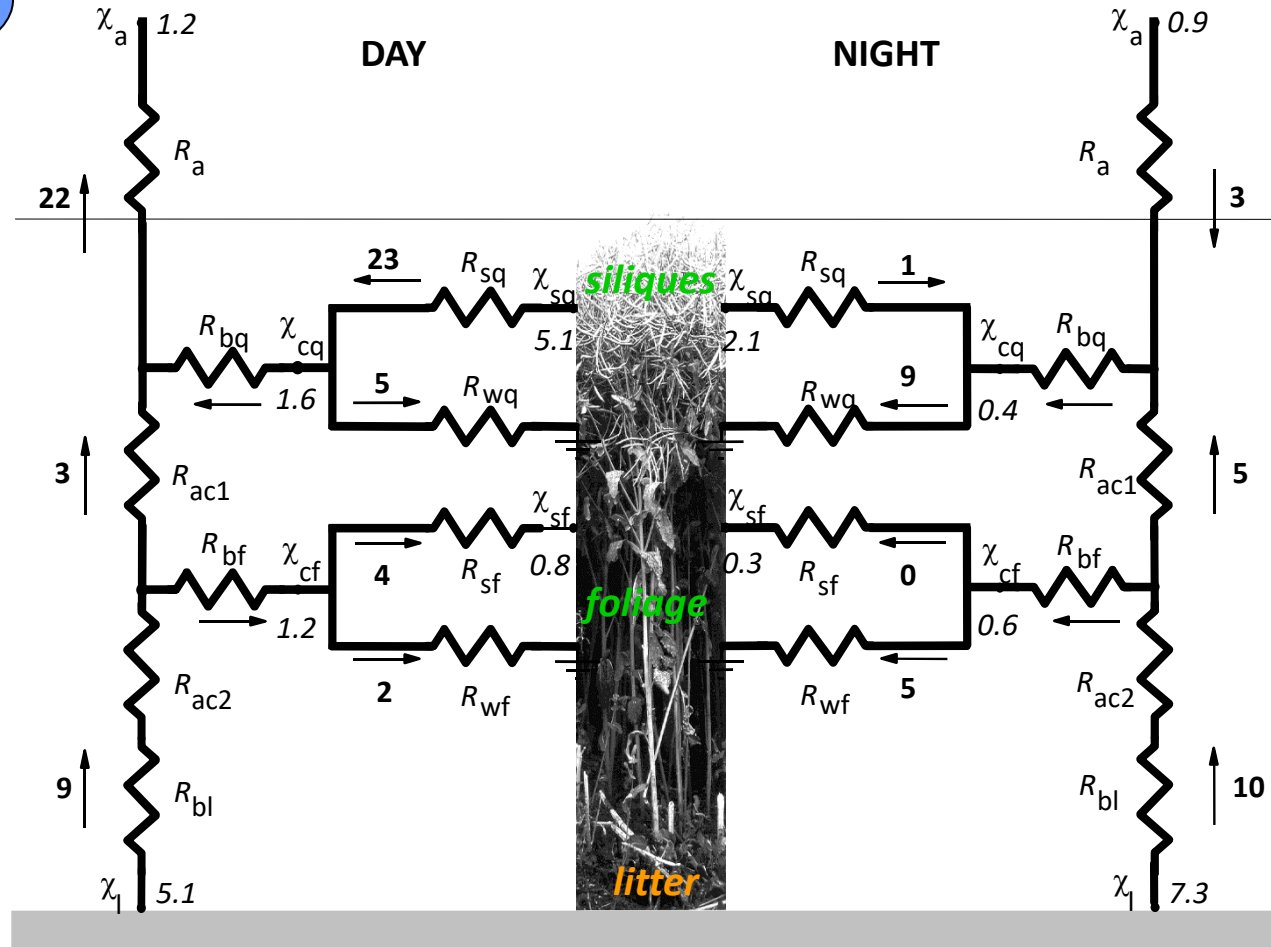


(d'après Nemitz et al., 2000)

Couplage de modèles de diffusion et d'échange de surface

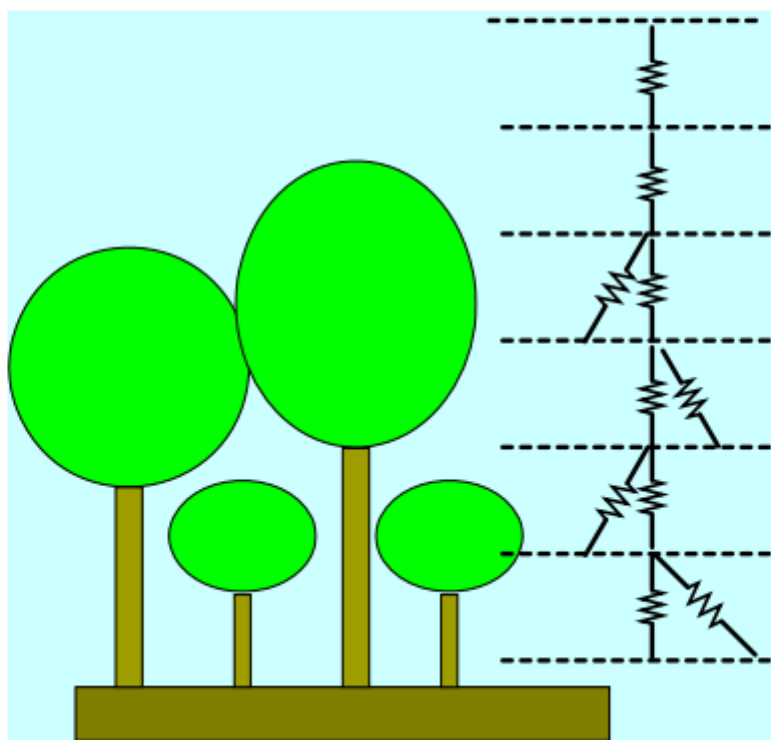
Atmosphère

Culture de colza



(d'après Sutton et al., 2000)

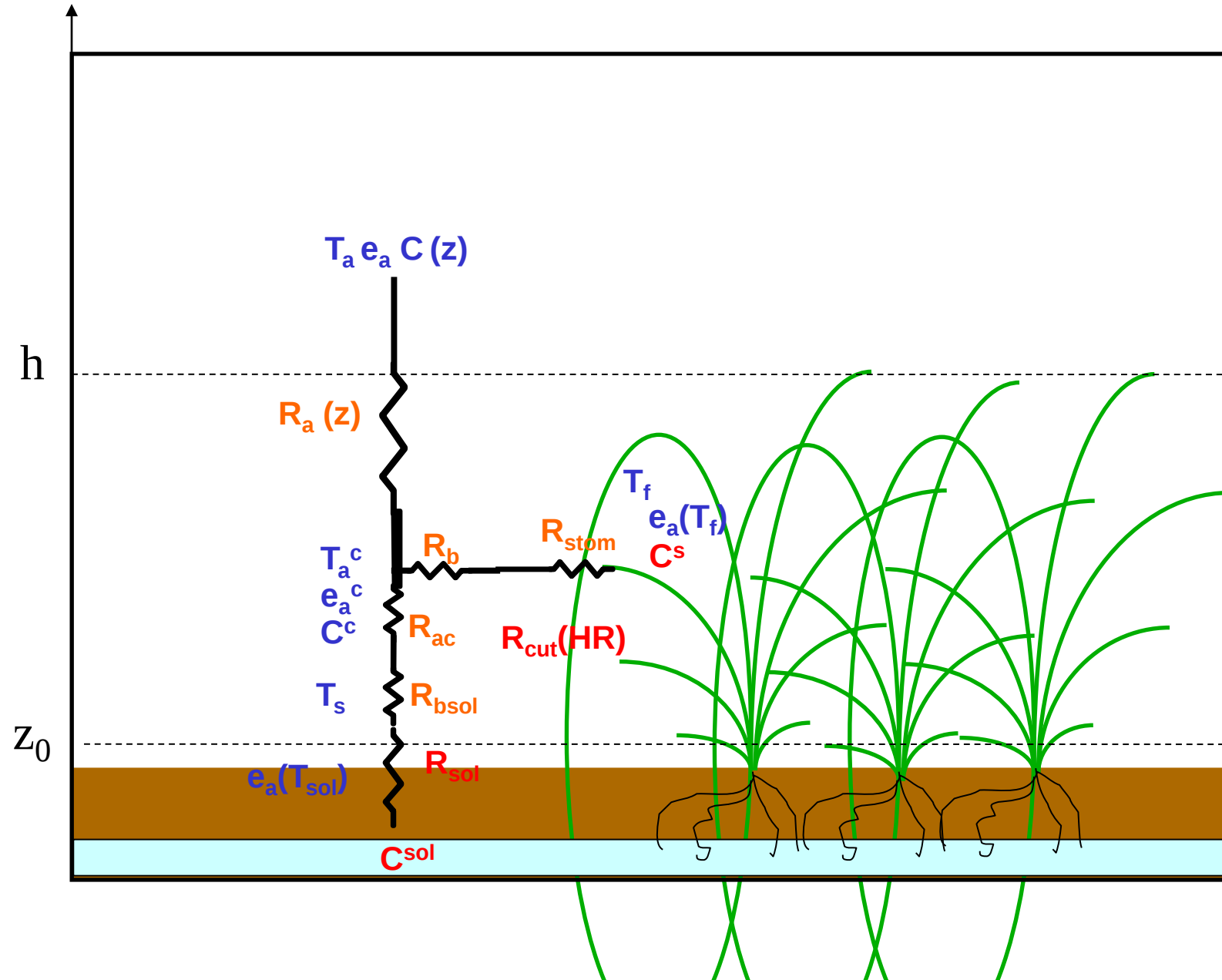
Multi-Layer Models



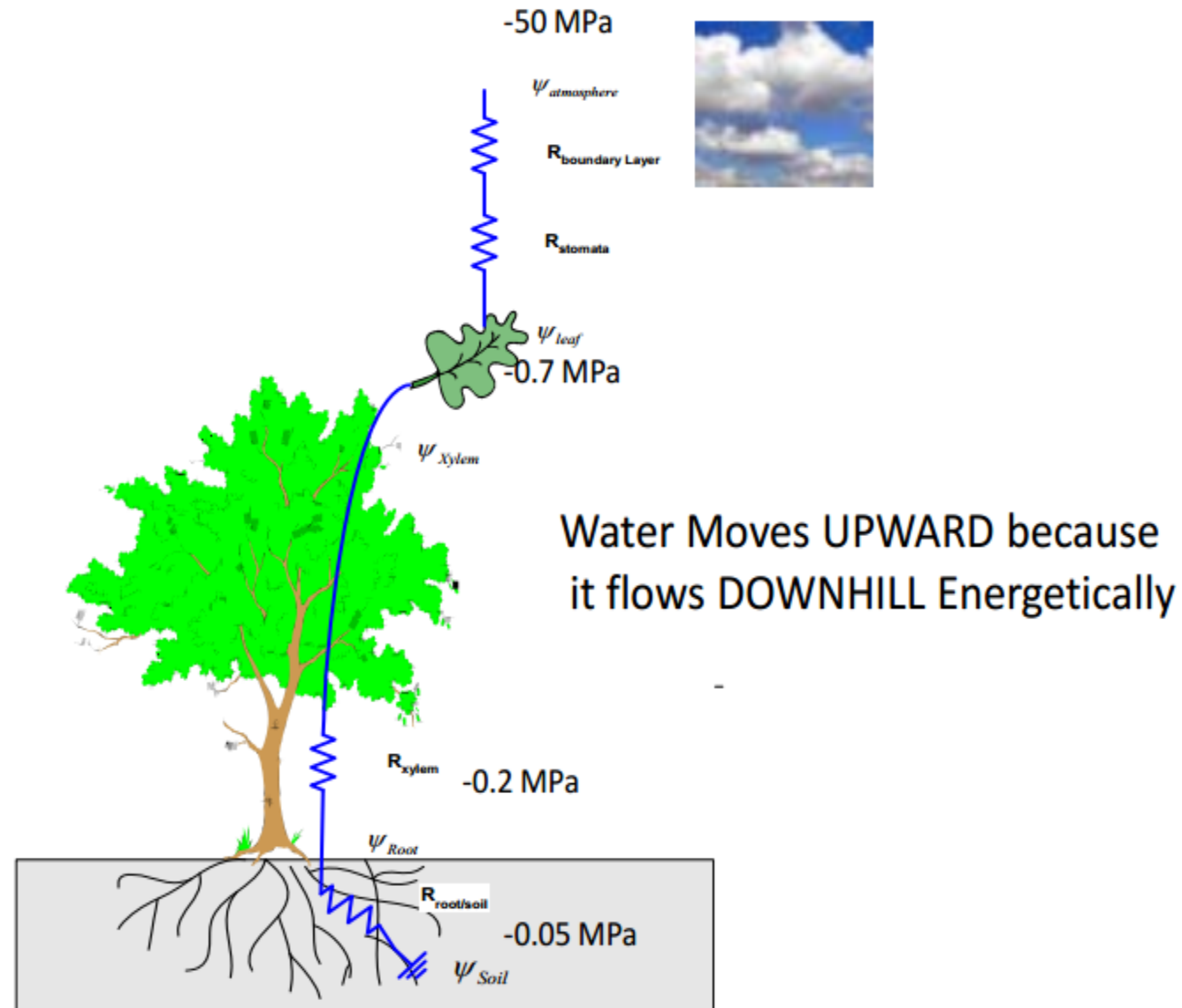
Les résistances au transfert dans les échanges surface atmosphère

Modélisation des échanges
d'eau et de chaleur entre
le sol, le couvert
et l'atmosphère

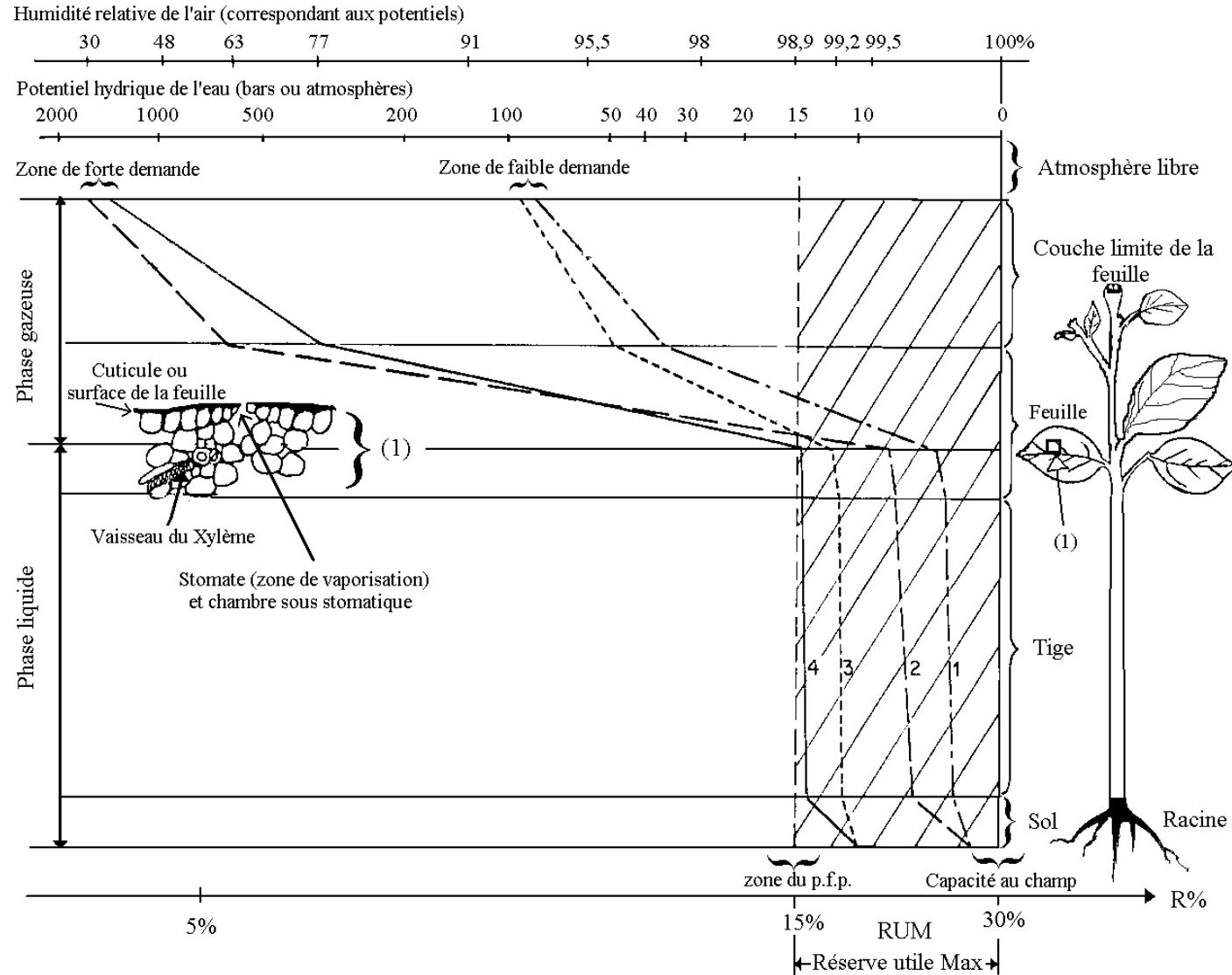
(d'après Loubet, 2007).



Soil-Plant-Atmosphere-Water Continuum



Résistances sol/plante/atmosphère



Calcul des flux

Flux sol – racine – feuille (eau liquide), en kg eau/m²/s:

- $\phi_{\text{eau}} = \Delta\Psi/R = (\Psi_{\text{racine}} - \Psi_{\text{sol}})/R_{\text{sol}}$

R: résistance au transfert sol-racine

- $\phi_{\text{eau}} = (\Psi_{\text{feuille}} - \Psi_{\text{racine}})/R_p$

R: résistance hydraulique au sein du système vasculaire de la plante

Flux feuille-atmosphère (vapeur d'eau):

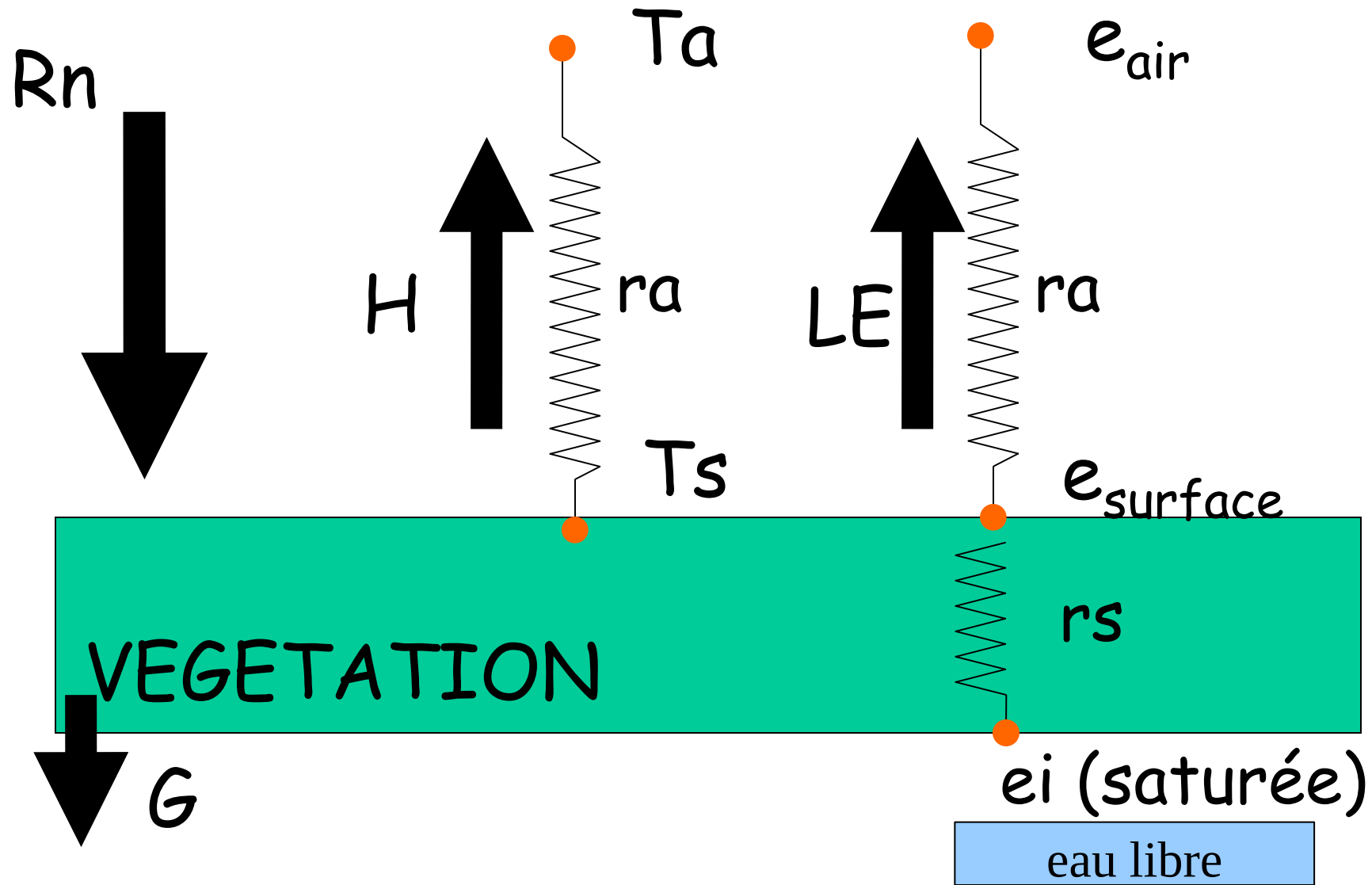
- $\phi_{\text{eau}} = (\Psi_{\text{air}} - \Psi_{\text{feuille}})/(r_b + r_s)$

r_b : résistance de couche limite; r_s : résistance stomatique

Retour au bilan d'Energie et méthode d'évaluation de l'évapotranspiration (ET)

Application au cas de l'eau (et du bilan d'E)

Il faut tenir compte de la résistance stomatique (r_s)



3 équations

$$Rn = H + LE + G$$

$$H = \rho C_p \frac{T_{surface} - T_{air}}{r_a}$$

$$LE = L_v \cdot \frac{M}{RT} \cdot \frac{e_{surface} - e_{air}}{r_a}$$

On pose

* **Da** (déficit hydrique de l'air)

$$Da = e_{sat}(T_{air}) - e_{air}$$

* **Ds** (déficit hydrique de la surface)

$$Da = e_{sat}(T_{surface}) - e_{surface}$$

$$LE = \frac{P'}{P' + \gamma} \cdot \left[\underbrace{(Rn - G)}_{\text{Terme « radiatif »}} + \underbrace{\frac{\rho C_p}{P'} \frac{D_{air} - D_{surface}}{r_a}}_{\text{Terme « convectif »}} \right]$$

Terme
« radiatif »

Terme
« convectif »

L'évapotranspiration dépend donc :

- de l'énergie radiative disponible,
- du gradient d'humidité surface-air,
- de la vitesse du vent

Evaporation potentielle

EP

Cas où les surfaces sont mouillées : $D_s = 0$

$$LE = \frac{P'}{P' + \gamma} \cdot \left[(Rn - G) + \frac{\rho C_p}{P'} \frac{D_{air} - D_{surface}}{r_a} \right]$$

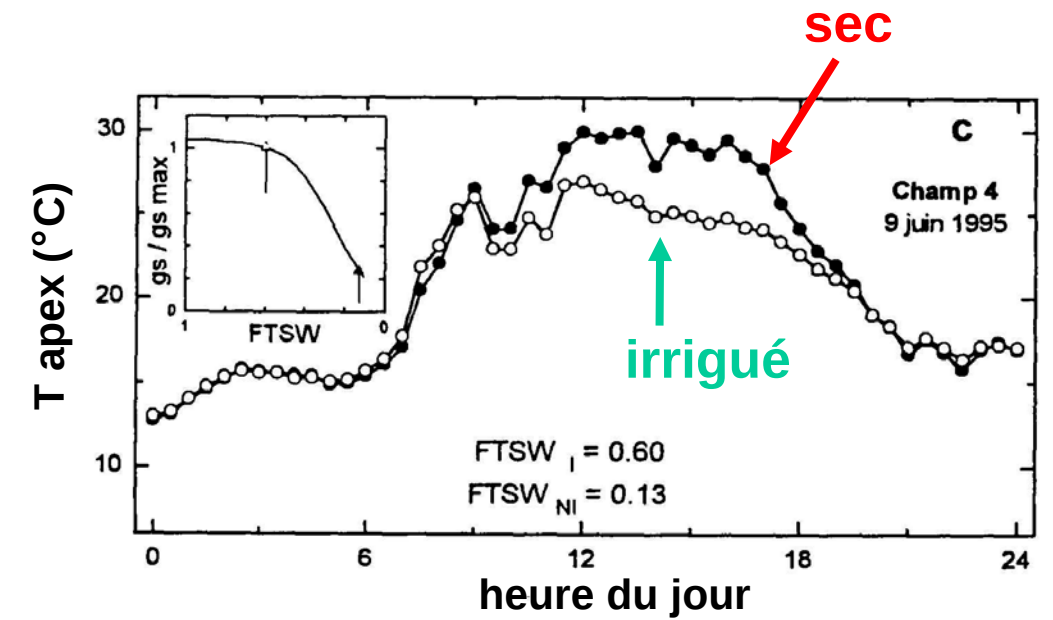
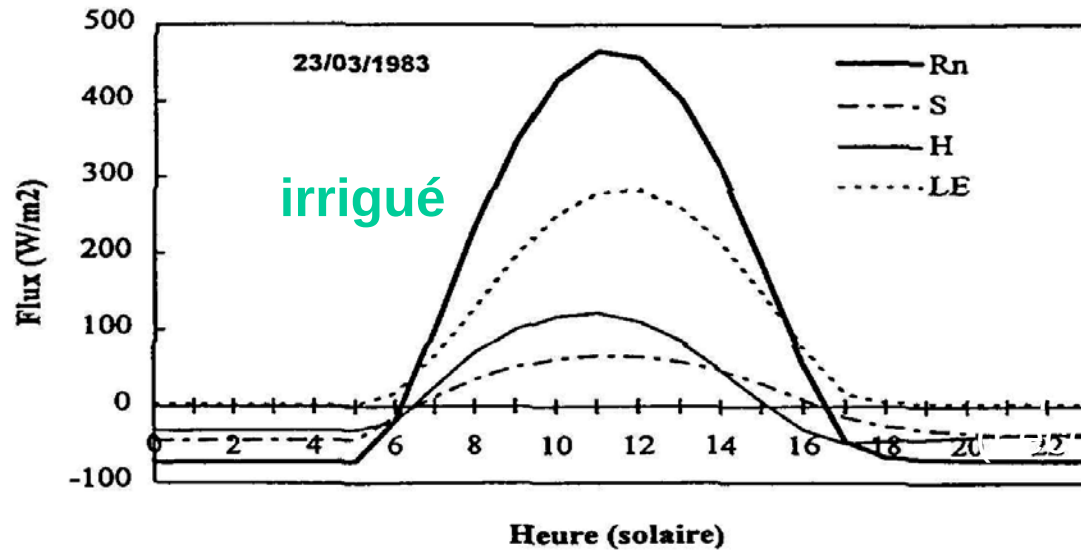
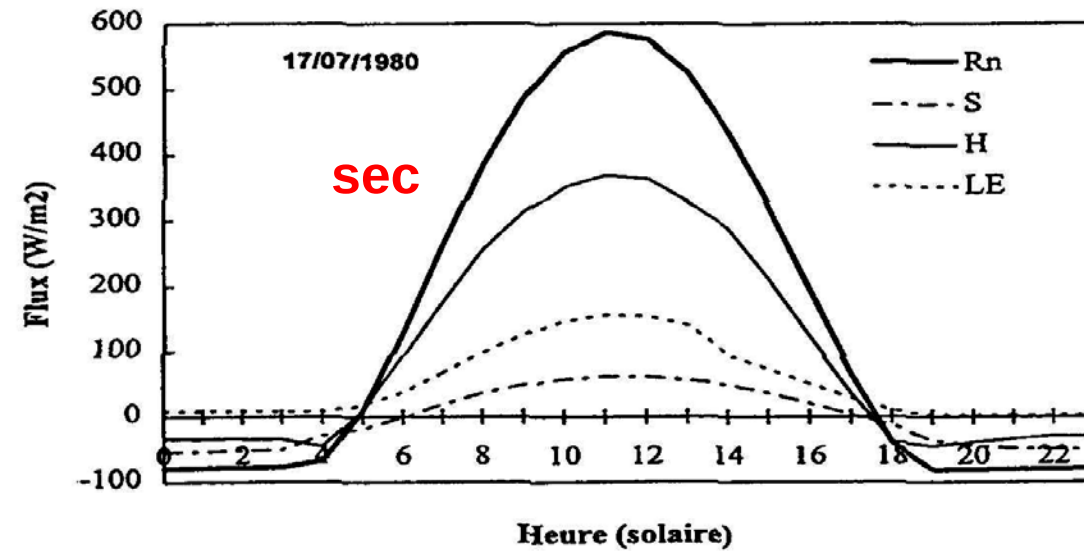
Valeur maximale

Température de surface minimale

Problèmes posés par le cas simple :

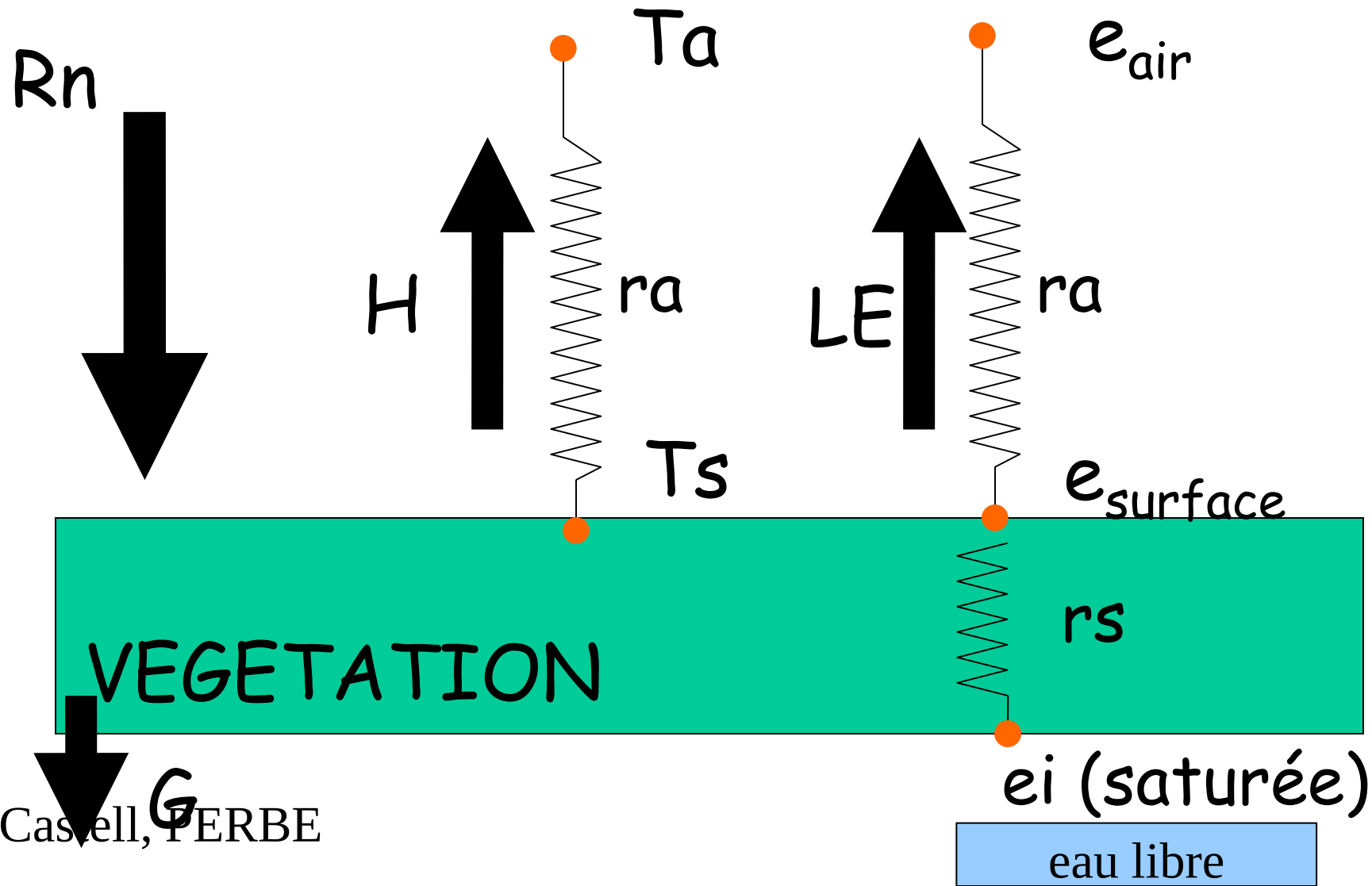
- Ds difficile à mesurer
- comment intégrer de la régulation stomatique ?

Effet de l'irrigation sur H et LE



Application au cas de l'eau (et du bilan d'E)

Il faut tenir compte de la résistance stomatique (r_s)



L'EvapoTranspiration

Penman-Monteith Approach (BIG LEAF)

$$(L.) ETR = \lambda \cdot ET = (L.) ET_{(W/m^2)} = (L.) AET$$

Dair

$$L.ETR = \left[\frac{P'(Rn - G) + \rho C_p \frac{e_{sat-air} - e_{air}}{r_a}}{P' + \gamma \left(\frac{r_{Stom}}{r_a} \right)} \right]$$

L'équation de Penman-Monteith

$$L.ETR = \left[\frac{L.EP}{P' + \gamma \left(\frac{1 + r_{Stom}}{r_a} \right)} \right]$$

Avec:

r_s = résistance stomatique (en fait, du couvert; s/m);

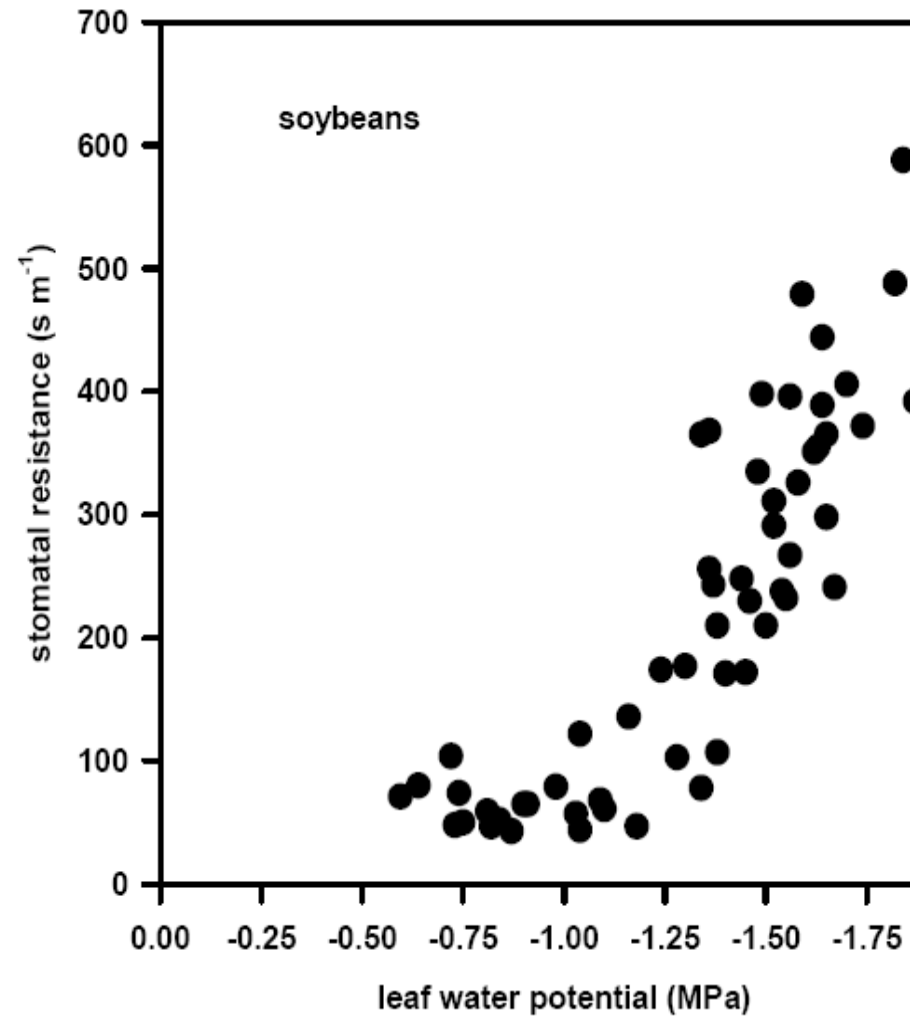
r_a = résistance aérodynamique (s/m)

Les résistances aérodynamiques peuvent se calculer à partir des caractéristiques physiques du couvert (hauteur, densité, etc..)

La résistance 'stomatique' est plus difficile à mesure en routine. Elle intègre aussi la résistance au transfert de la vapeur d'eau à l'interface sol-atmosphère.

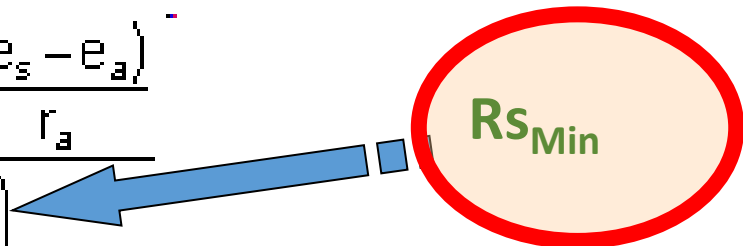
Variation avec l'état hydrique foliaire

*Résistance
stomatique
(s/m)*



L'ETM « théorique »

- Toujours approche Penman-Monteith (Surface = Big-Leaf)
- → la résistance stomatique est la **plus faible possible** compte tenu du couvert étudié (**R_{stom} MINIMALE**) =
→ stomates grands ouverts

$$(L).ETM = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)}$$


The diagram illustrates the concept of minimum stomatal resistance. A red circle on the right contains the text Rs_{Min} . A blue arrow points from this circle to the r_s term in the denominator of the Penman-Monteith equation, indicating that r_s is set to its minimum value.

ETPPenman

puis ET de référence (ET_0)

→ Definition :

- Elle correspond à l'**ETM d'une culture donnée, bien irriguée** de façon à maintenir l'humidité du sol au voisinage de la capacité au champ.
- On prend souvent **l'ETM d'un gazon comme évapotranspiration de référence (ETMref ou ETPp)**, car cette valeur est celle d'un couvert homogène, couvrant, aux caractéristiques stables au cours du temps, et pratiquement fonctionnel tout au long de l'année sous l'angle physiologique.
- **Depuis 1990 – FAO propose** une **ET_0** dite de référence :
 - Ressemble à un couvert dense bas (12cm de haut) sans jamais de stress quelconque – résistance stomatique 70s/m

Approche Penman

- Equation Penman (1948)

$$ETP = \frac{\Delta.Rn + \gamma.Ea}{\Delta + \gamma}$$

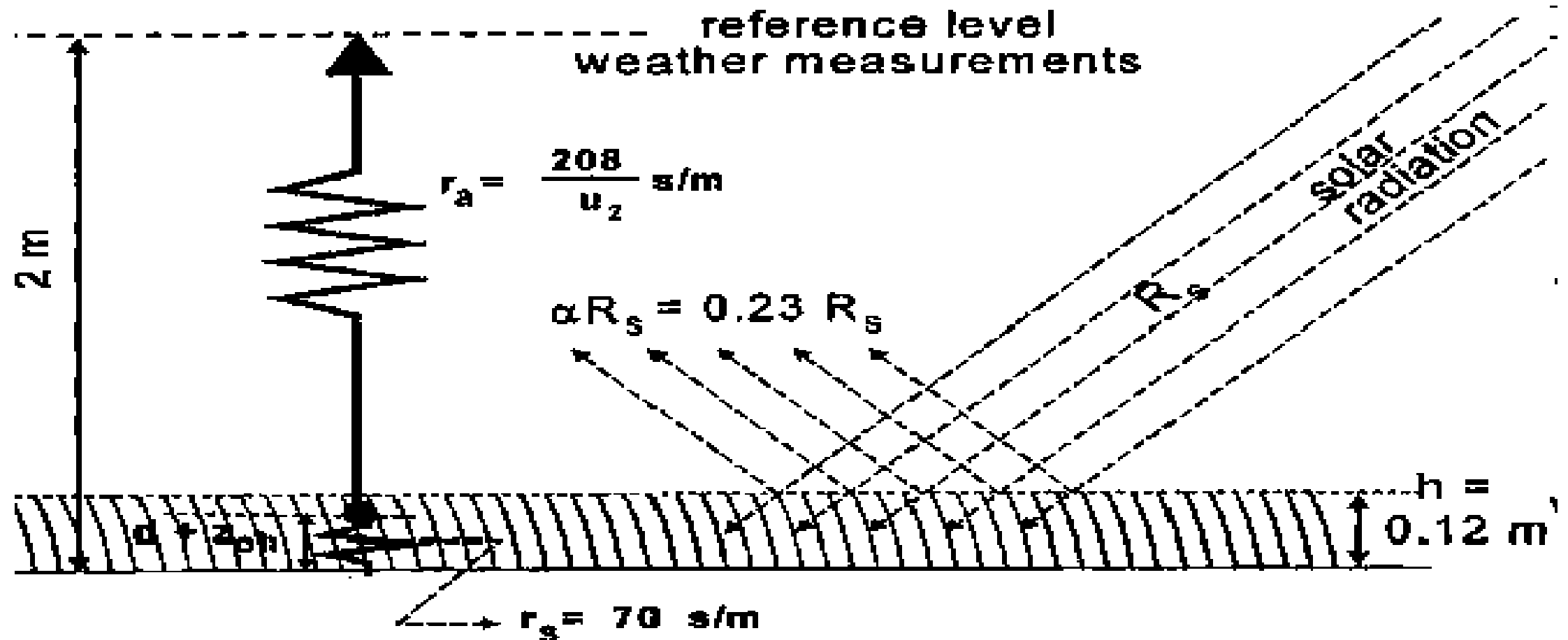
- Ea = pouvoir évaporant de l'air :

$$= M/RT \times \mathbf{f(u)} \times (e_{\text{sat}} - e_a)$$

Initialement, $f(u) = 1 + 0.54 u_{2m}$

$$f(u) = 1 + 0.4 u_{10m}$$

Schéma pour l' ET_0 (FAO 1990)



Equation ET_0 (FAO 1990)

- Expressions précédentes : unités = W/m^2
- Unité d'usage courante = $mm/jour$ [L et temps]
- (transformation $W/m^2 \rightarrow mm/day$:
 $\times 3600 \times 24 / 2,46^{E6}$)
chaleur latente de vaporisation de l'eau

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

Examen des termes d' ET_0

- **ET_0** reference evapotranspiration [mm day^{-1}]
- **R_n** net radiation at the crop surface [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$]
- **G** soil heat flux density [$\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$]
- **T** mean daily air temperature at 2 m height [$^{\circ}\text{C}$]
- **u_2** wind speed at 2 m height [m s^{-1}]
- **e_s** saturation vapour pressure [kPa]
- **e_a** actual vapour pressure [kPa]
- **$e_s - e_a$** saturation vapour pressure deficit [kPa]
- **Δ** slope vapour pressure curve [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$]
- **γ** psychrometric constant [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Sens et usages d' ET_0

- Référence climatique (pour **comparer** des climats **en terme de consommation en eau** des surfaces, à surfaces *supposément identiques*)
 - Calcul d'ETM (approximation)
- ➔ **ETM culture étudiée $\approx K_c \times ET_0$**
(**K_c** : références pour de nombreuses cultures [FAO])

Usage pour le bilan hydrique

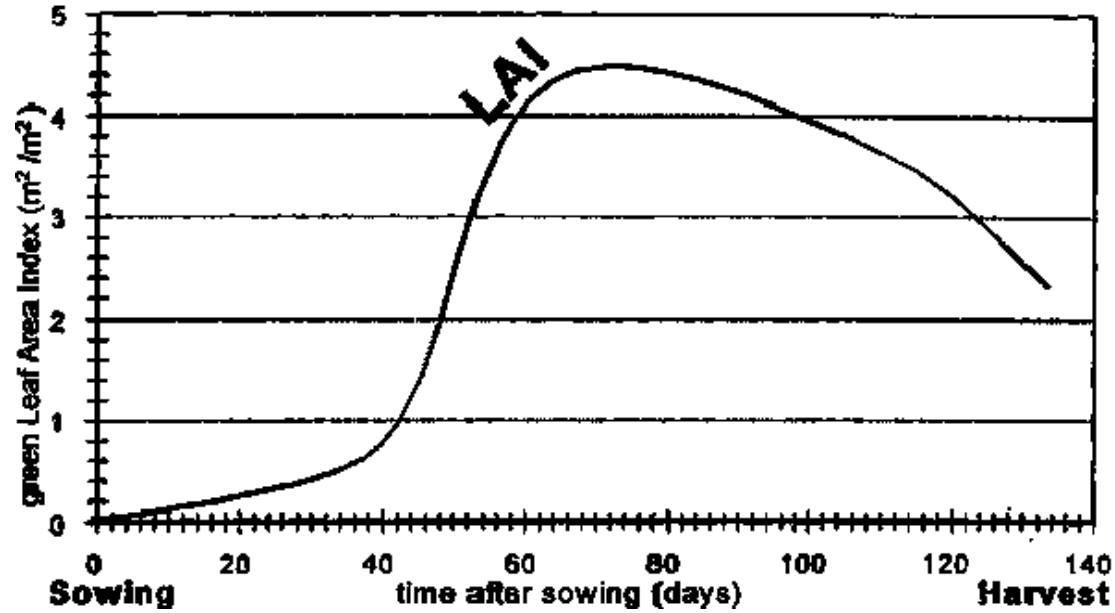


Figure Kc au cours du temps

- Réserve Eau (t) = $R_{ini} + \sum_{ini}^+ P - \sum_{ini}^+ ETR$

- Approximation courante : $ETR \sim ETM$ calculée à l'aide d' ET_0

- Voir tableau ... **précaution d'usage** ($\rightarrow$... en cas de sol sec ou le devenant...!)

Synthèse des « ET »

Type	ET_0	EP	ETM	ETR
Grandeurs climatiques (R_n, T_a, e_s, u)	X	X	X	X
Caractéristiques de la végétation: (calcul de $h(u)$)	- ($a+bu$)	X	X	X
Résistance stomatique minimale ($r_{s \min}$)	-	- ($D_s=0$)	X	X
Résistance stomatique (r_s « vraie »)	-	-	- ($r_s = r_{s \min}$)	X

Les autres termes et formulations

Rappel : EP, ETM, ETR, ETPp ou ET₀

d'autres ET_{ref} (ET'₀) ont été établies ... :

- *Priestley-Taylor* :

$$ETP = a_0 [P' / (P' + \gamma)] \cdot R_n / L$$

- *Hargreaves*

$$ETP = 0.0023 \cdot N \cdot R_g \cdot (T + 17,8) (T_x - T_n)^{0.5}$$

- *Turc*

$$ETP = 0.013 \cdot T_a / (T_a + 15) \cdot (R_g + 50) \cdot [1 + (50 - RH) / 70]$$

...

Conversions utiles

- Pour de l'eau à 20°C et une masse volumique de 1000kg/m³

	depth mm day ⁻¹	volume per unit area		energy per unit area *
		m ³ ha ⁻¹ day ⁻¹	l s ⁻¹ ha ⁻¹	MJ m ⁻² day ⁻¹
1 mm day ⁻¹	1	10	0.116	2.45
1 m ³ ha ⁻¹ day ⁻¹	0.1	1	0.012	0.245
1 l s ⁻¹ ha ⁻¹	8.64	86.4	1	21.17
1 MJ m ⁻² day ⁻¹	0.408	4.082	0.047	1

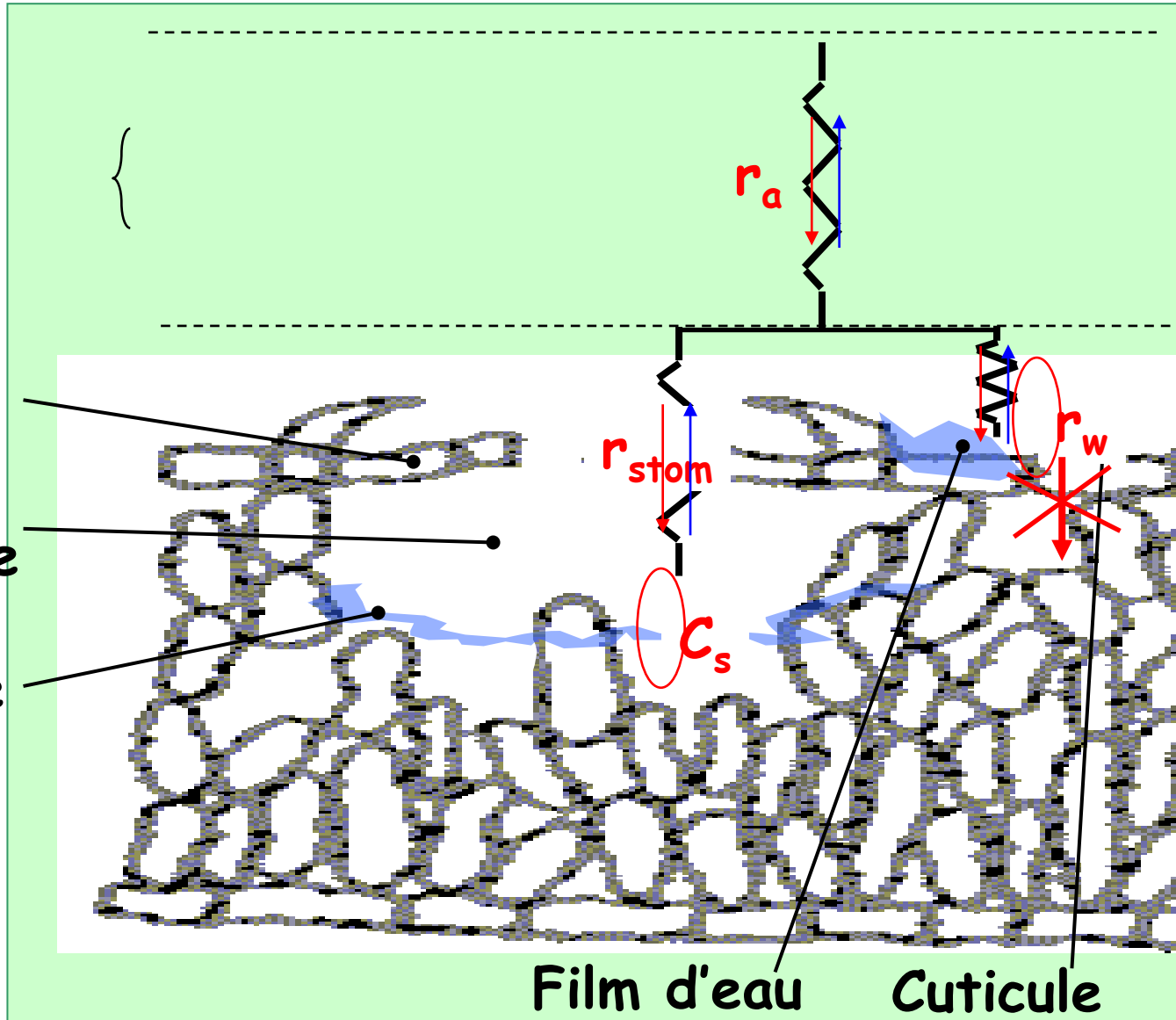
Application à un polluant

Air libre

Stomate

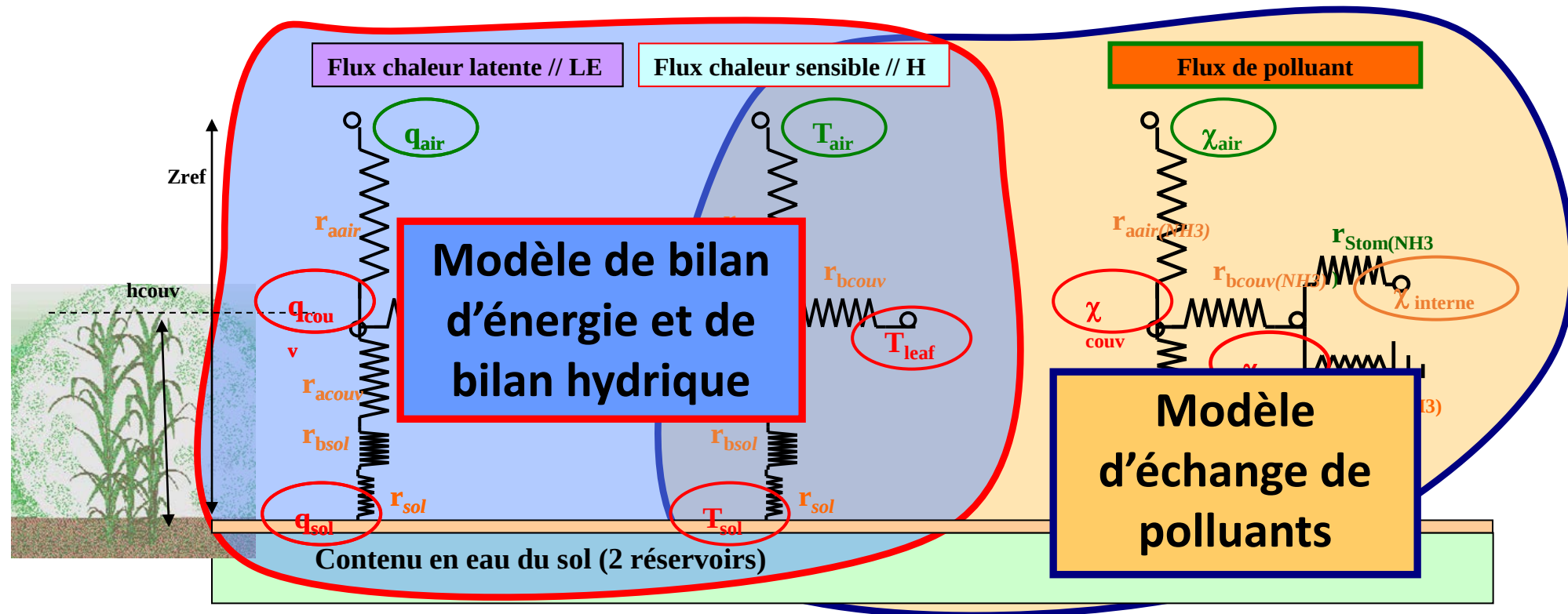
Cavité
stomatique

Apoplasme



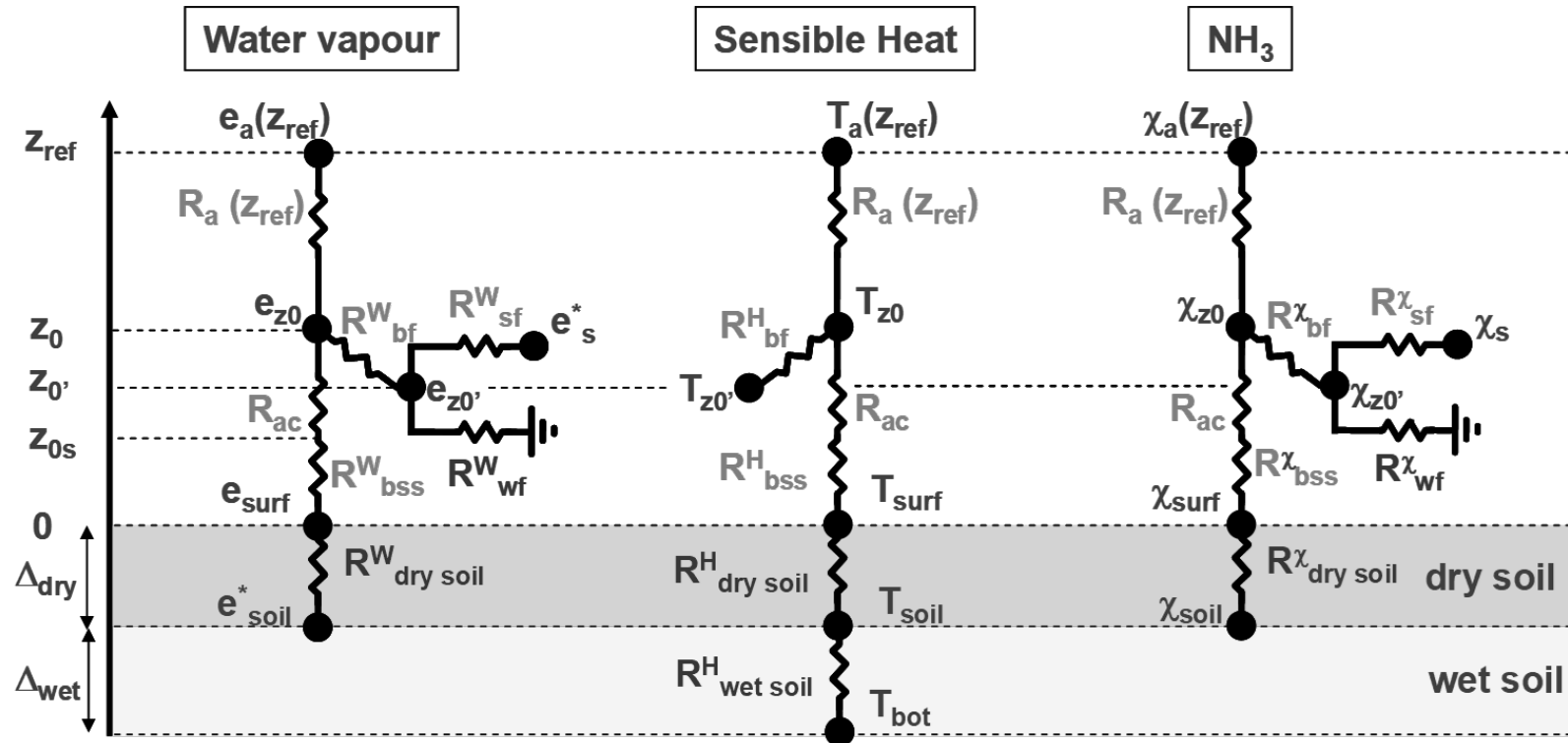
Modélisation des échanges de polluants:

une approche générique pour la prise en compte des échanges de polluants entre le couvert et l'atmosphère.



Couplage de modèles de bilan d'énergie et de bilan hydrique avec un modèle d'échange de polluants

Resistance scheme for water vapour, heat, and NH₃ exchange model – SurfAtm-NH₃.



→ R_a , R_{ac} , R_{bf} , R_{bs} , $R_{dry\ soil}$, $R_{wet\ soil}$, R_{sf} and R_{wf} are the aerodynamic resistance, the canopy aerodynamic resistance, the leaf boundary layer resistance, the soil boundary layer resistance, the soil dry resistance, the soil wet resistance, the stomatal resistance and the cuticular resistance,

→ Δ_{dry} and Δ_{wet} are the heights of the dry and wet soil compartments respectively.

➤ (figure from Personne et al 2009 – Biogeosciences)

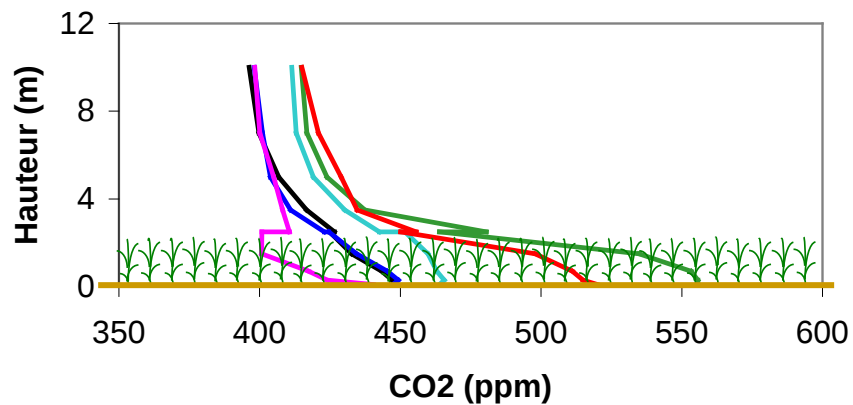
BIOPollATM : Gradients de CO₂

GRIGNON

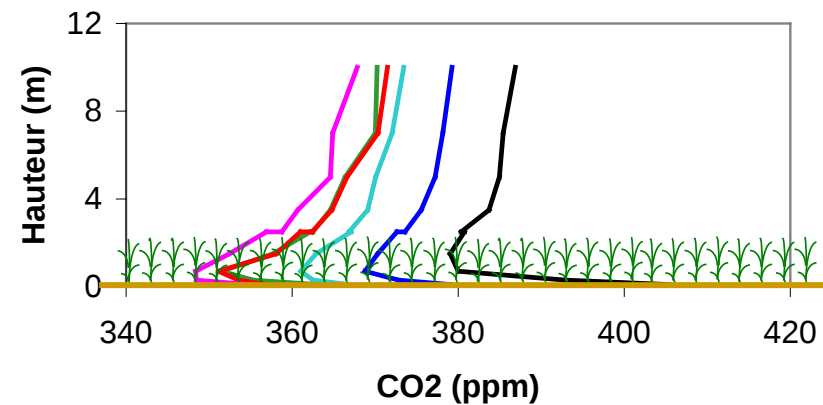
08-juil-02

Jour189

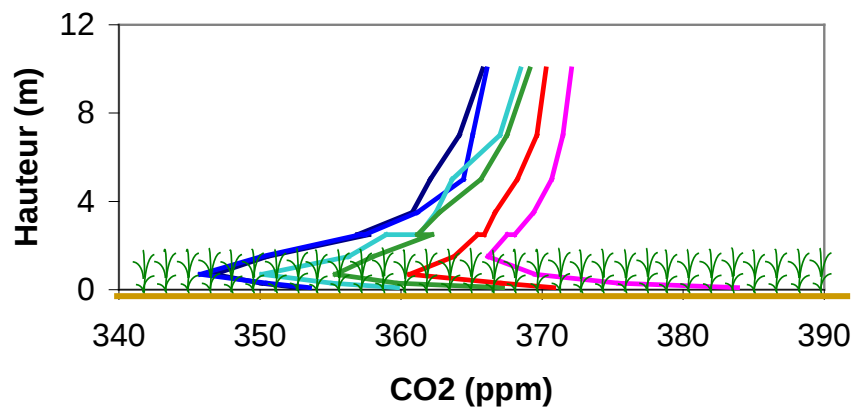
Profil de dioxyde de carbone



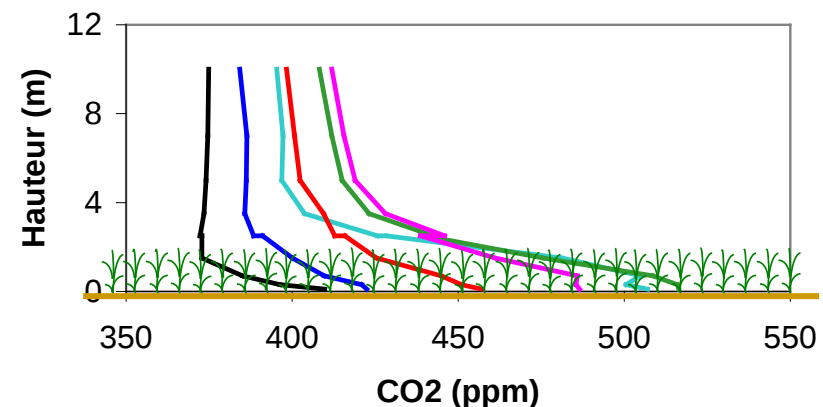
1 2 3 4 5 6



7 8 9 10 11 12

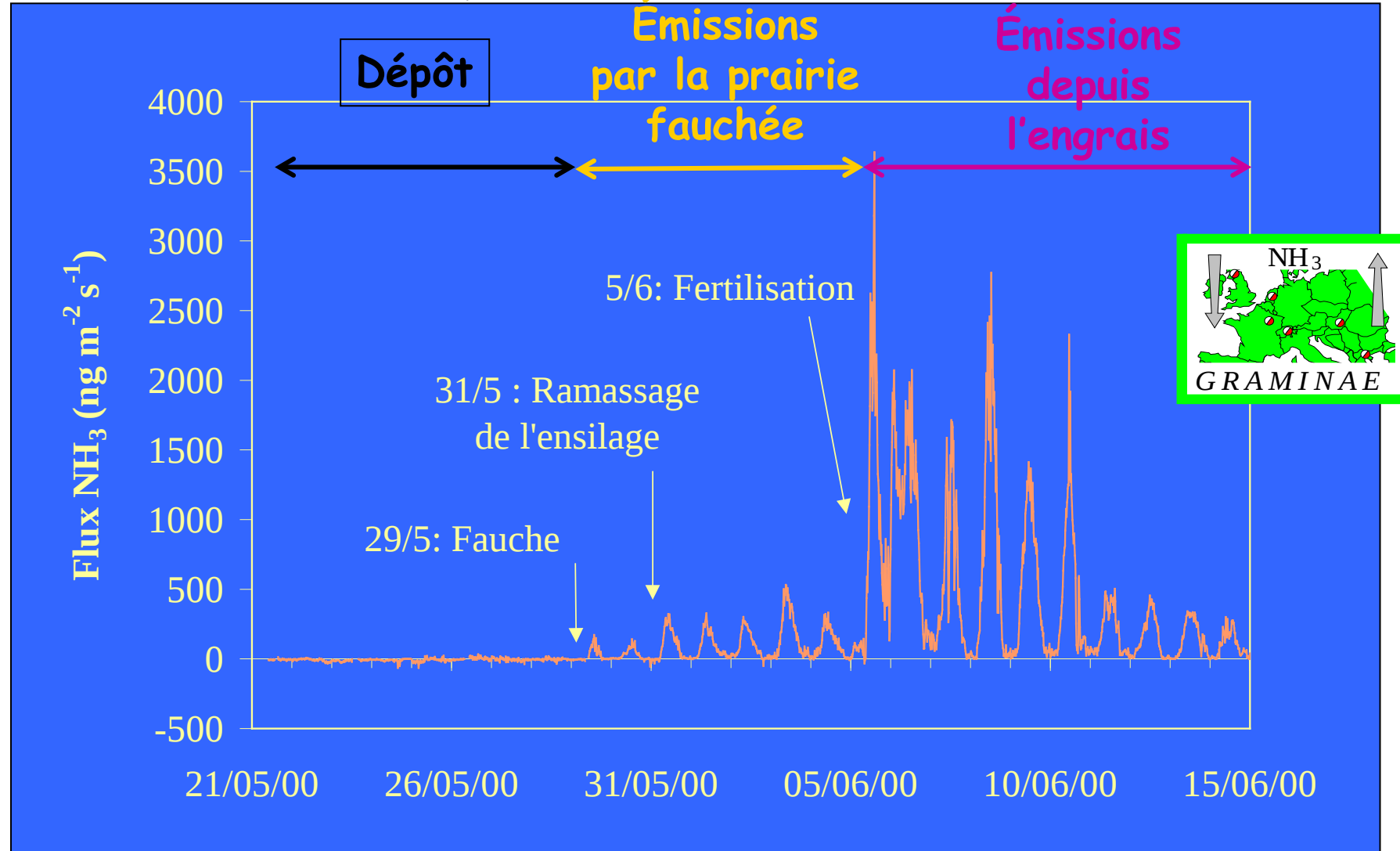


13 14 15 16 17 18



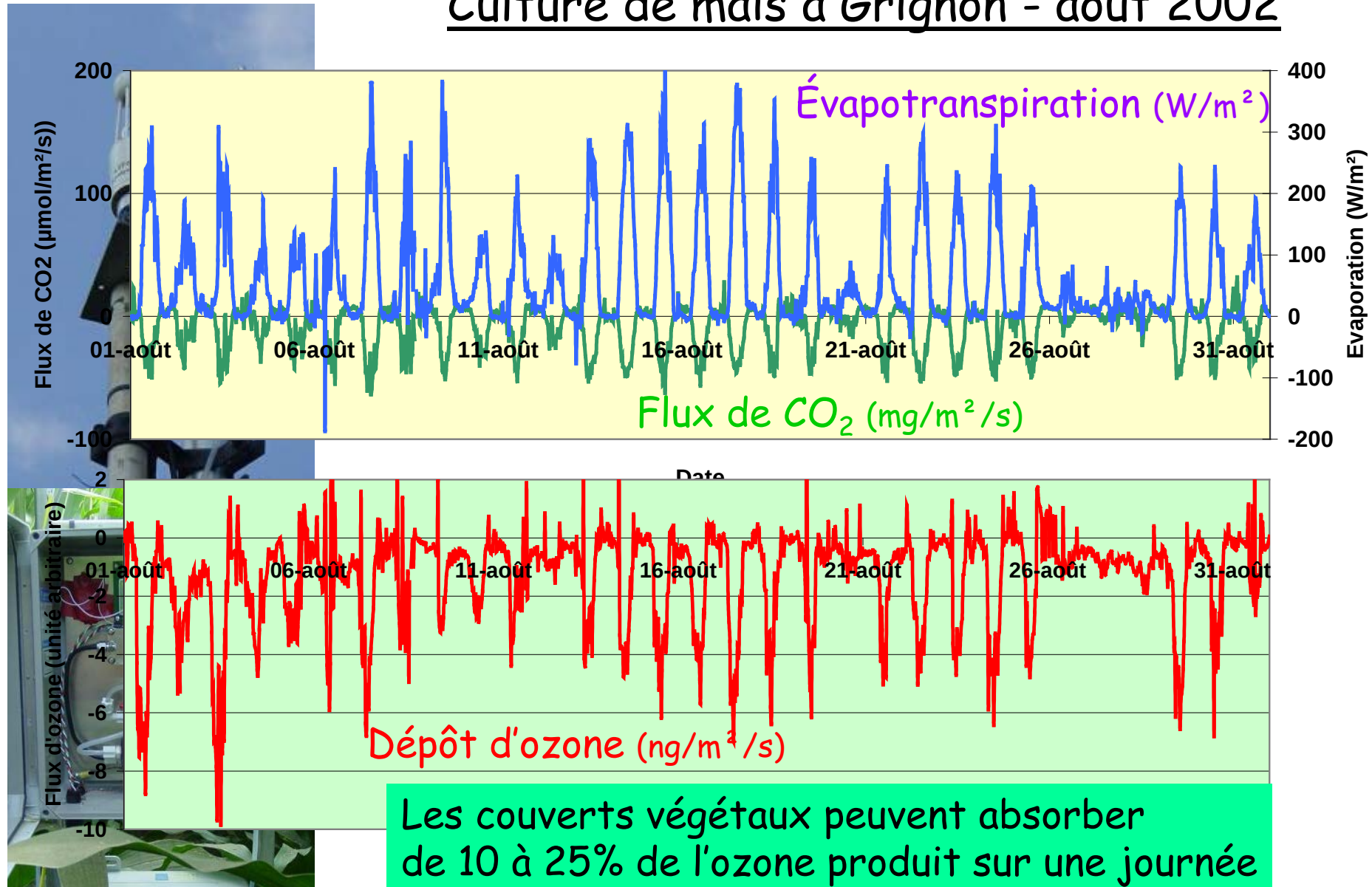
19 20 21 22 23 24

Un exemple complexe : Flux d'ammoniac
sur un cycle croissance-fauche-fertilisation
sur une prairie à Braunschweig (Milford, 2002)



D'abord, bien sûr l'eau et le CO_2 ... mais aussi l'ozone

Culture de maïs à Grignon - août 2002



Les couverts végétaux peuvent absorber de 10 à 25% de l'ozone produit sur une journée

Modèle de résistance stomatique

- Selon paramétrisation EMEP (*Embersson et al 2000 selon approche Jarvis 1976*)
- Equation C1 : conductance stomatique foliaire adaptable aux gaz « i »

$$g_s^i = \frac{D_i}{D_w} \{ g_{\max} \cdot \max(g_{\min}, g_T \cdot g_{PAR} \cdot g_{VPD} \cdot g_{SWP}) \}$$

- Equation C2 (*Zhou et al 2006*) : résistance stomatique couvert

$$R_s^w = \frac{(g_s)}{LAI_{eff}}$$

Modélisation de la conductance :

Approche empirique de Jarvis (1976)

Approche écophysiological de Tardieu (1993)

La relation empirique de Ball-Berry (1987)

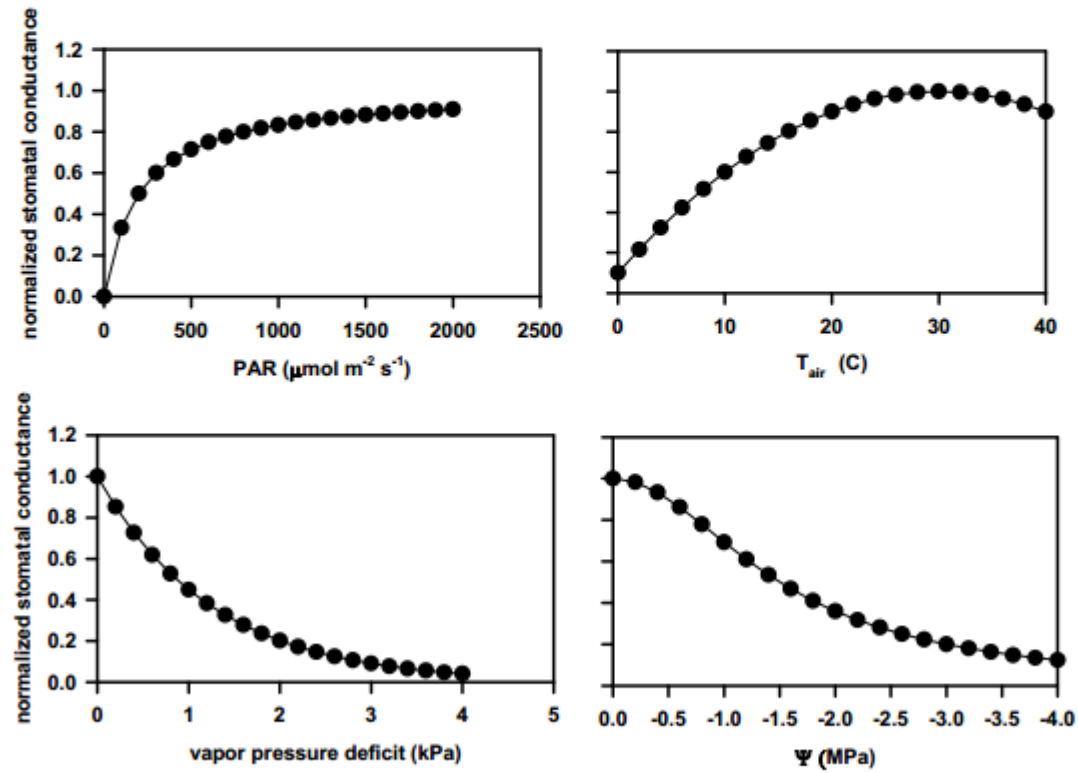
Modélisation de la conductance :

Approche empirique de Jarvis (1976)

Approche écophysiological de Tardieu (1993)

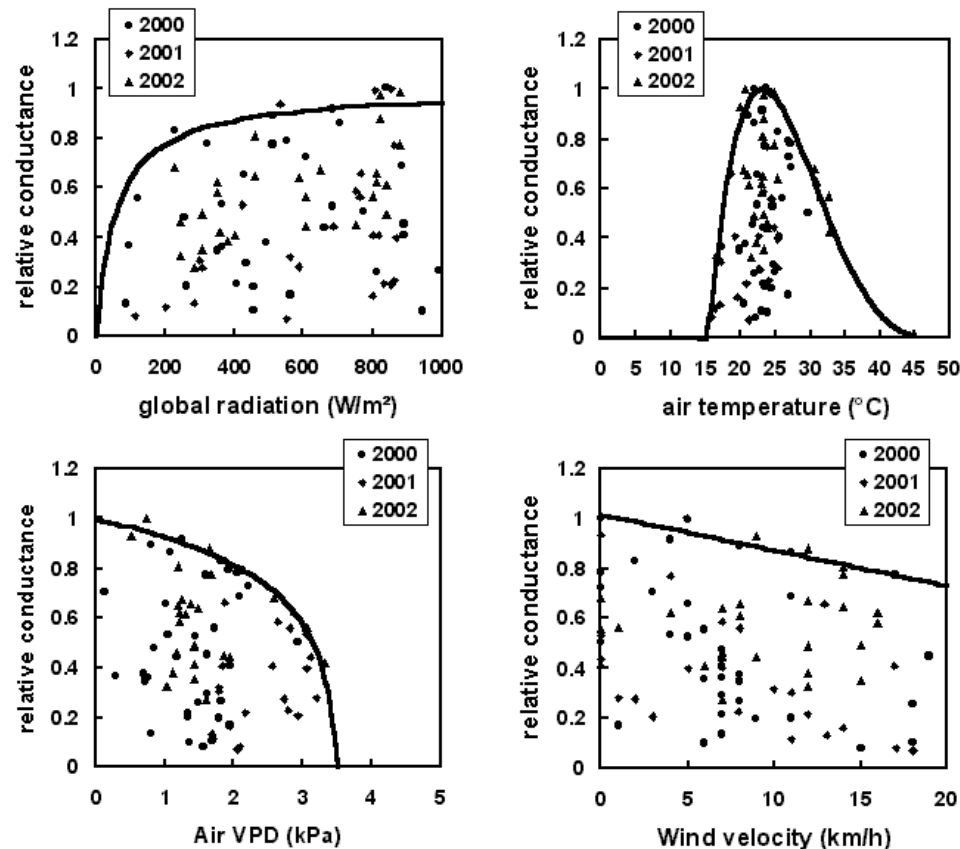
La relation empirique de Ball-Berry (1987)

Concepts of Jarvis Model



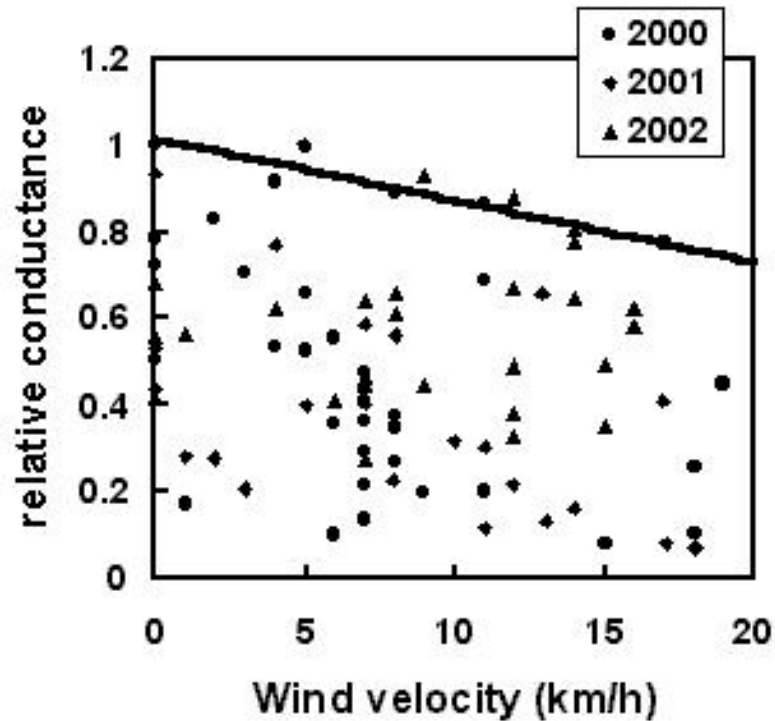
Modélisation de la conductance : Approche empirique de Jarvis (1976) :

- comment modéliser les effets des facteurs météorologiques sur la conductance sans passer par des modèles physiologiques complexes ?



Exemple : réponse de la conductance stomatique du tabac (Bel-W3) aux facteurs météorologiques

Modélisation de la conductance : Approche empirique de Jarvis (1976)



- fonction du rayonnement solaire (R_g , $W.m^{-2}$)

$$F_1(R_g) = \frac{R_g}{R_g + 57}$$

- fonction de la température de l'air (T_a , $^{\circ}C$)

$$F_2(T_a) = \frac{(T_a - 15,46) \times (49,75 - T_a)^{3,476}}{691088,221}$$

Valable entre 15 et 45 $^{\circ}C$, sinon, $F_2(T_a) = 0$

- fonction de l'humidité de l'air (VPD, Pa)

$$F_3(VPD) = 1 + \left[0,218 \times \ln \left[\frac{3507 - VPD}{3507} \right] \right]$$

- fonction de la vitesse du vent (U , $km.h^{-1}$)

$$F_4(U) = - 0,0143 \times U + 1,019$$

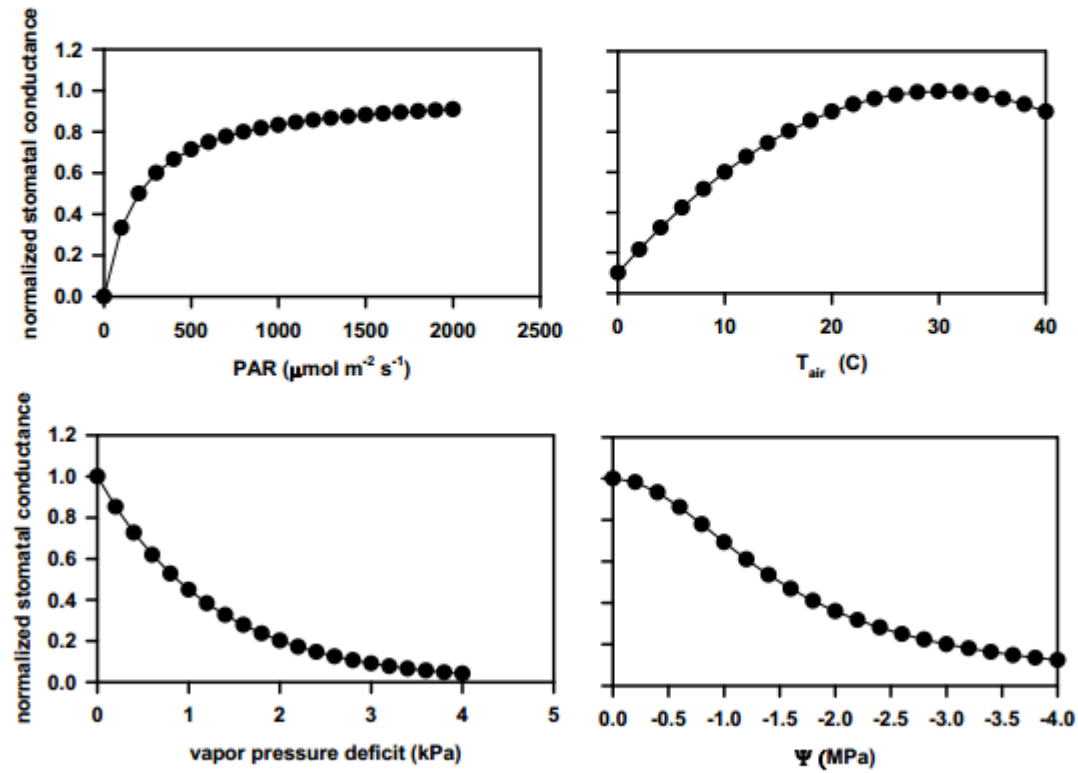
Modélisation de la conductance : Approche empirique de Jarvis (1976)

$$g_{(h)} = g_{\max} \times F_1(Rg_{(h)}) \times F_2(Ta_{(h)}) \times F_3(VPD_{(h)}) \times F_4(\text{Pot Soil}) \times F_5(U_{(h)})$$

Cette approche :

- donne des valeurs horaires de g_s (en $\text{mmol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)
- nécessite un jeu de données important pour être valide
- ne nécessite aucune étude physiologique du stomate
- peut être complété par d'autres fonctions (humidité du sol, $[\text{CO}_2]$...)

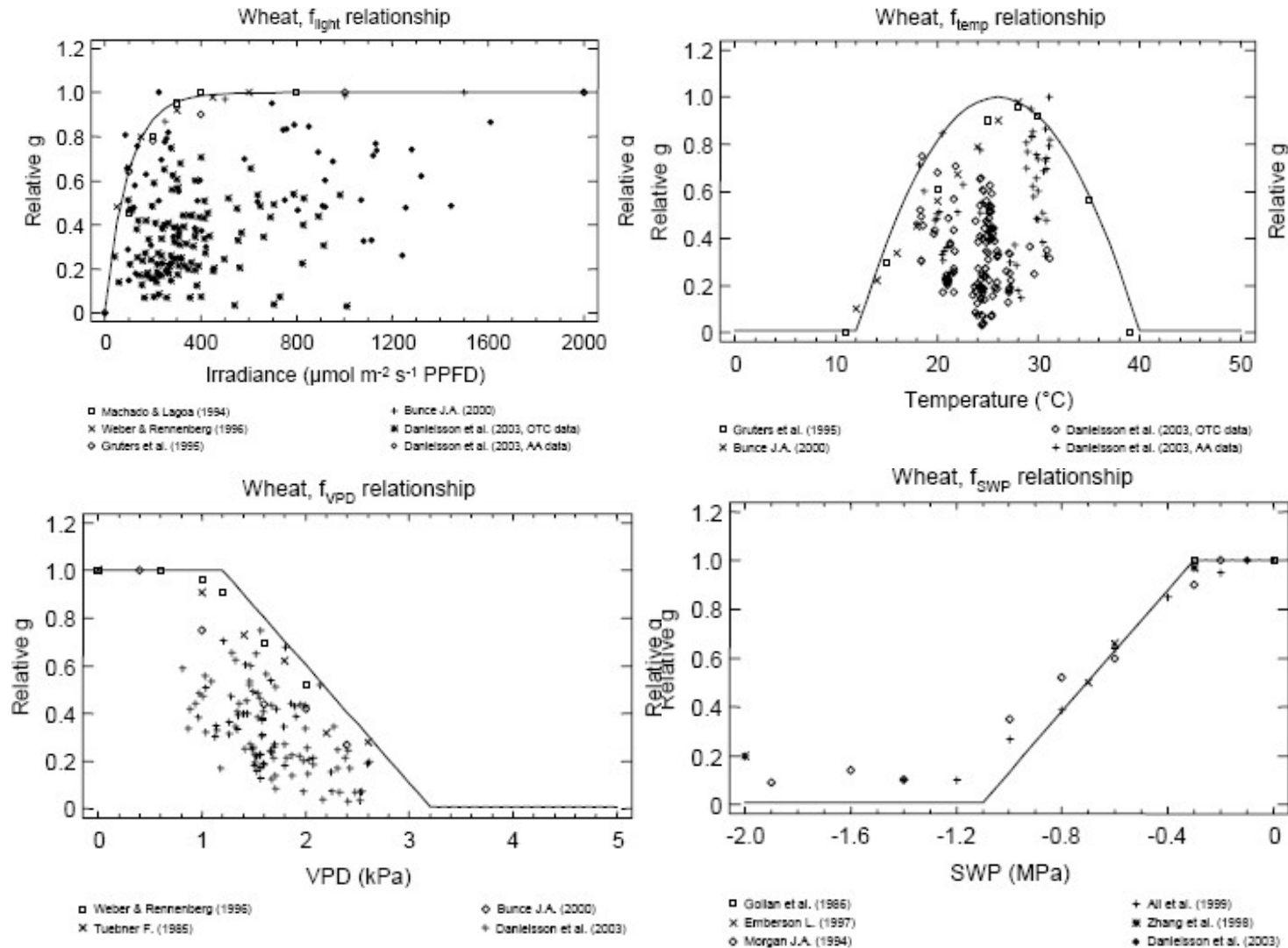
Concepts of Jarvis Model

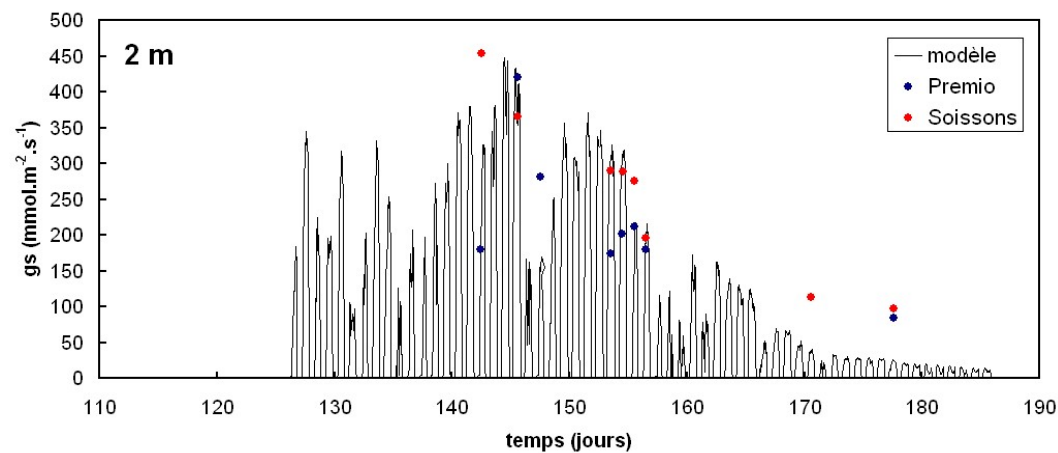
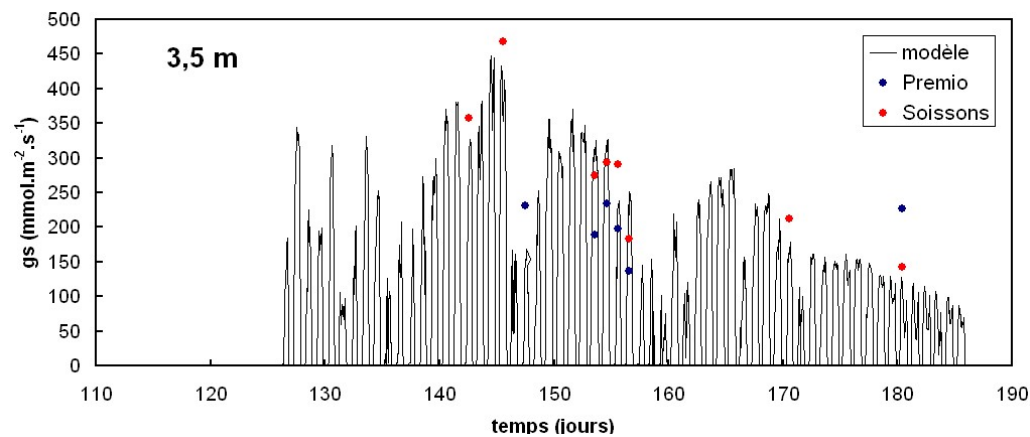
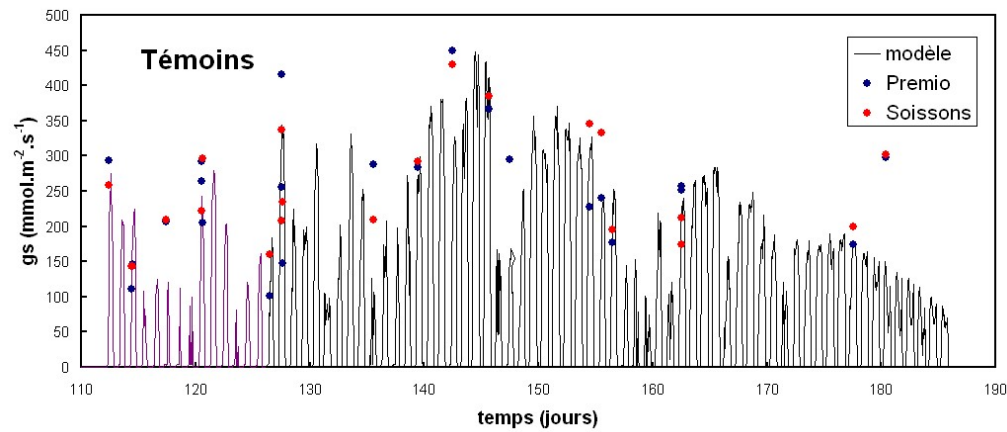


Exemple : modèle de conductance stomatique du blé pour calculer le flux d'ozone absorbé par voie stomatique :

<http://icpmapping.org/cms/zeigeBereich/11/manual-english.html>

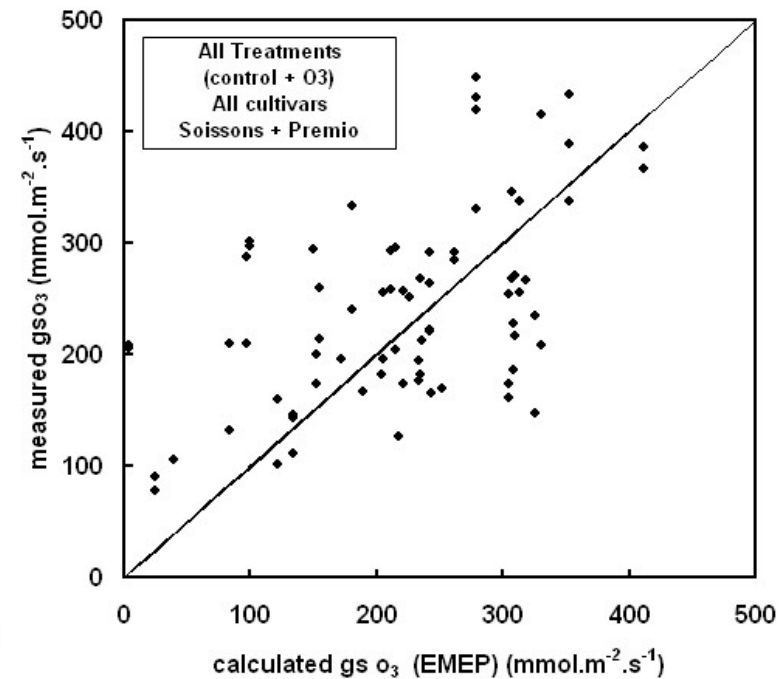
Approche dite de « niveau II »





Comparaisons modèle-mesures

74 couples (modèle-mesure) :
Les moyennes ou les médianes des écarts (mesure-modèle) ne sont pas significativement différentes de zéro



Momentum Flux

$$\tau_p(z) = K(z) \cdot \frac{d(\rho \cdot U(z))}{dz} = \rho \cdot K(z) \cdot \frac{dU(z)}{dz} = \tau_p(z)$$

1

Air Friction
velocity

$$\tau_p(z) = \rho \cdot \overline{u'w'} = \rho \cdot U^{*2} \quad (mU) \approx kg \cdot m \cdot s^{-1}$$

2

$$\tau_p(z) = \text{Const.} = \tau_p$$

Above the
canopy

1) Von Karman hypothesis :

$$u' \approx l \cdot \frac{du}{dz}$$

$$u' \approx w' \approx l \cdot \frac{du}{dz}$$

3

2) Prandtl hypothesis :

$$l = k \cdot z$$

4

$$\tau_p(z) = \rho \cdot K(z) \cdot \frac{dU(z)}{dz} = \rho \cdot l^2 \cdot \left(\frac{dU(z)}{dz} \right)^2$$

$$K(z) = k^2 \cdot z^2 \cdot \frac{du}{dz}$$

with

$$\frac{\tau_p}{\rho} = k^2 \cdot z^2 \cdot \left(\frac{du}{dz} \right)^2 = U_*^2$$

.... ==>

5

$$\frac{du}{dz} = \frac{U_*}{k} \cdot \frac{1}{z}$$

Logarithmic decrease of the wind speed

From Eq 5

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

Aerodynamical resistance

Reminder :

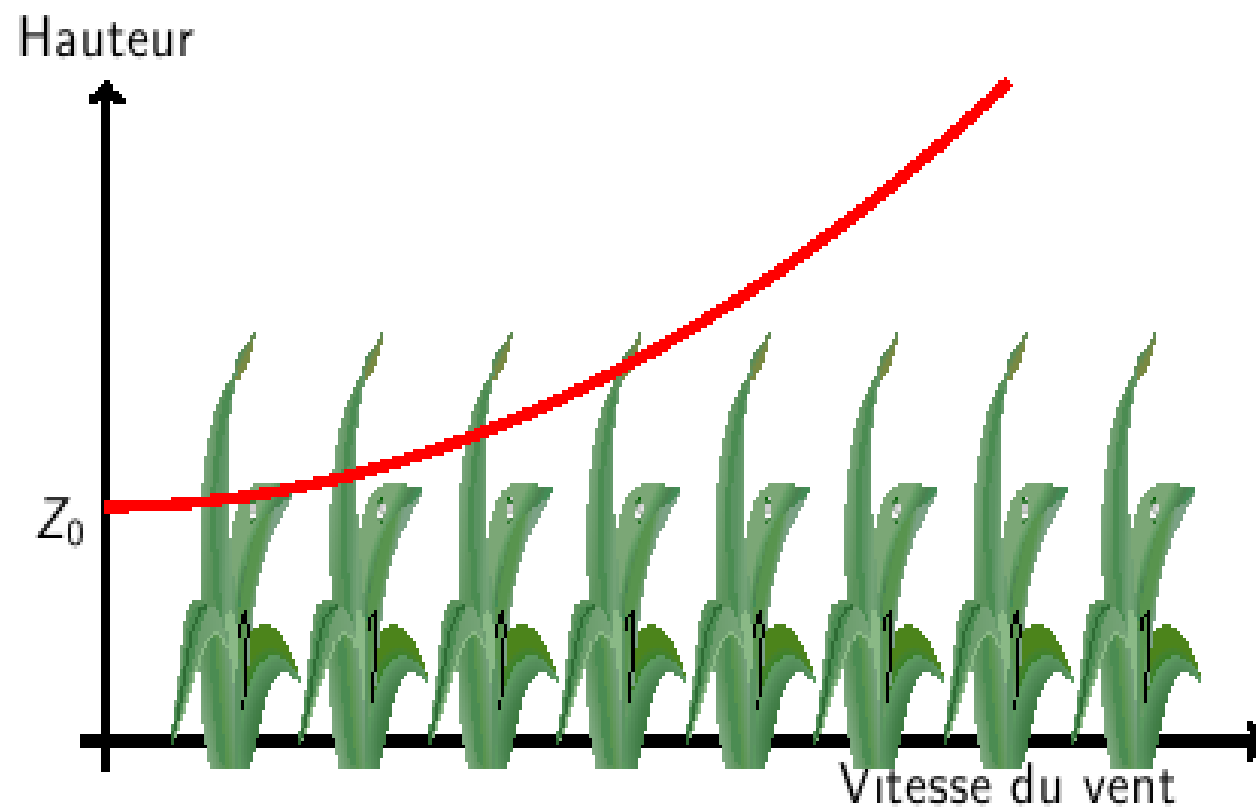
$$r = \int_{z_0}^{z_R} \frac{dz}{K(z)}$$

From Eq 1 and 2

$$\rho u_*^2 = \rho [u(z_R) - u(z_0)] / r$$

$$1/r_{z_0}^{z_R} = \frac{k^2 \cdot u(z_R)}{\ln^2(z_R/z_0)} = g_a = 1/r_a$$

$$U(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z - d_h}{z_o} \right)$$



Case of bare soil (and neutral condition)

$$R_a = \frac{u}{u^{*2}} \approx \frac{1}{\kappa \cdot u^*} \cdot \left\{ \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \right\} = \frac{1}{\kappa^2 \cdot u(z)} \cdot \left\{ \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \right\}^2$$

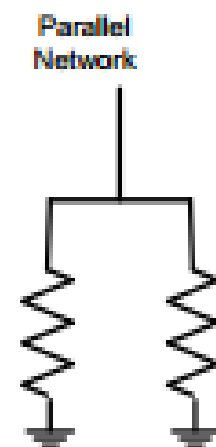
Crop Surface integrating thermal conditions

$$R_a = \frac{1}{\kappa^2 \cdot u(z)} \cdot \left\{ \ln \left[\frac{z-d}{z_0} \right] - \psi_H([z-d]/L) \right\} \left\{ \ln \left[\frac{z-d}{z_0} \right] - \psi_M([z-d]/L) \right\}$$

Parallel Resistance/ Serial Conductances

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{r_a} + \frac{1}{r_b}$$

$$R = \frac{r_a r_b}{r_a + r_b}$$



$$G = g_1 + g_2$$

- La couche limite de surface atmosphérique

$$F = -D_c \frac{\partial \rho_c}{\partial x} \quad (\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}): \text{mass density, } \rho_c$$

$$F = -D_c \frac{\partial c}{\partial x} \quad (\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}): \text{mole density, } c$$

$$F = -\rho D_c \frac{\partial s}{\partial x} \quad (\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}): \text{mass fraction, } s$$

$$F = -\frac{\rho_a}{M_a} D_c \frac{\partial C_c}{\partial x} \quad (\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}): \text{mole fraction, } C_c$$

Case of bare soil (and neutral condition)

$$R_a = \frac{u}{u^{*2}} \approx \frac{1}{\kappa \cdot u^*} \cdot \left\{ \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \right\} = \frac{1}{\kappa^2 \cdot u(z)} \cdot \left\{ \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \right\}^2$$

Crop Surface integrating thermal conditions

$$R_a = \frac{1}{\kappa^2 \cdot u(z)} \cdot \left\{ \ln \left[\frac{z-d}{z_0} \right] - \psi_H([z-d]/L) \right\} \left\{ \ln \left[\frac{z-d}{z_0} \right] - \psi_M([z-d]/L) \right\}$$

Références bibliographiques utiles

- FAO : <http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e05.htm#TopOfPage>
- Choisnel, De Villele, Lacroze – Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble de la communauté européenne – 1992
- Guyot G.: Physics of the environment and climate. John Wiley, Chichester, 632 pp. 1998
- Choisnel, Perreira et Perrier, météorologie Agricole – Titre exact à trouver