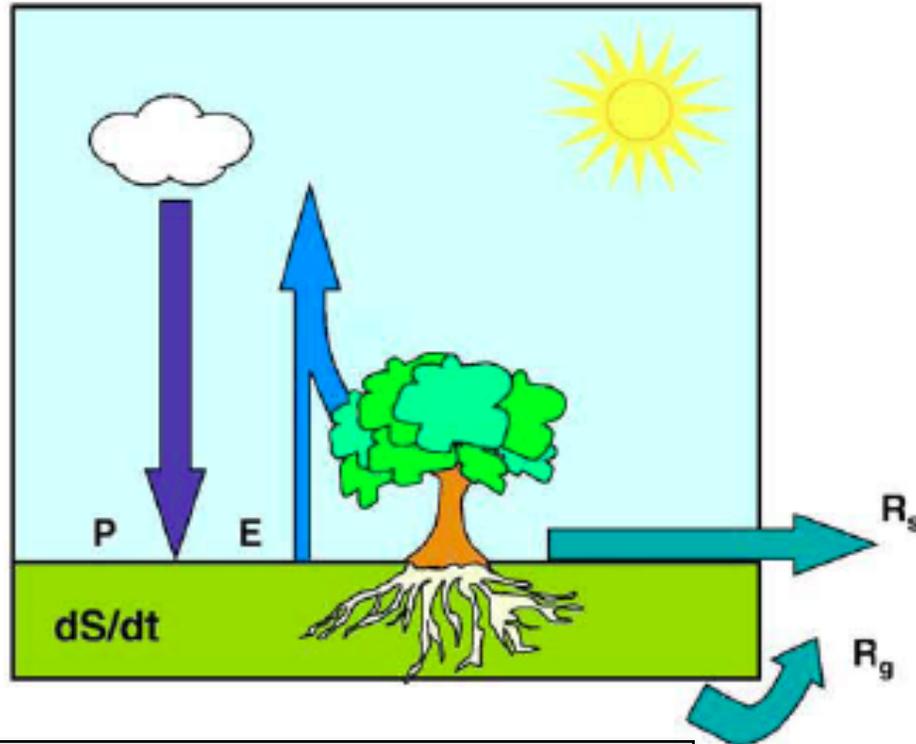
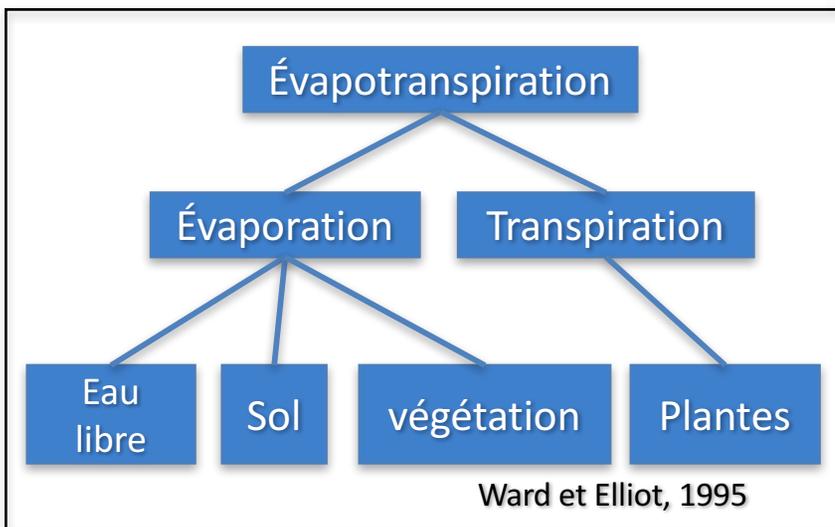
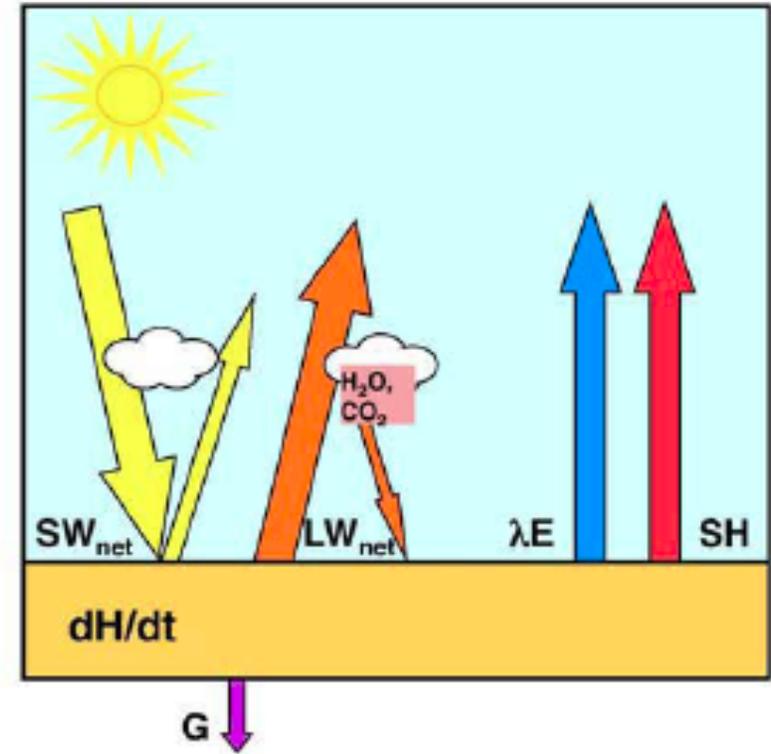


Bilan énergétique et hydrique à la surface

Bilan hydrique à la surface



Bilan d'énergie à la surface



Évaporation : Processus au cours duquel un liquide se transforme en vapeur (lac, océan, sol nu)

Transpiration : Phénomène physique par lequel les plantes absorbent une quantité d'eau du sol qui est partiellement restituée à l'atmosphère sous forme de vapeur par la surface des feuilles.

Bilan énergétique de surface

- Bilan énergétique de surface composé de quatre principaux termes : rayonnement net, flux de chaleur sensible, flux de chaleur latente et flux de chaleur du sol
- Le terme de rayonnement net est divisé en :
 - Rayonnement d'ondes courtes en provenance du soleil (descendant)
 - Rayonnement réfléchi d'ondes courtes (ascendant)
 - Rayonnement atmosphérique (descendant) d'ondes longues
 - Rayonnement terrestre (ascendant) d'ondes longues

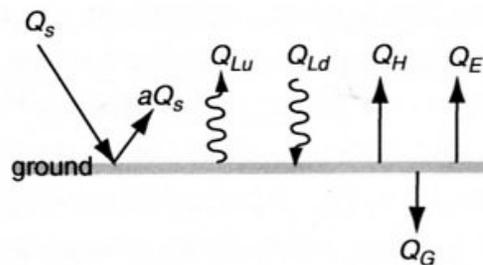


Figure 2.2. Schematic of the fluxes associated with the surface energy budget during a typical daytime situation when incoming solar radiation is present. The arrows indicate the direction of flux relative to the ground surface.

- Q_s = flux de rayonnement solaire incident
- aQ_s = flux de rayonnement solaire réfléchi
- Q_{Lu} = flux de rayonnement émis par la surface (ondes longues)
- Q_{Ld} = flux de rayonnement émis par l'atmosphère reçu à la surface (ondes longues)
- Q_H = flux de chaleur sensible
- Q_E = flux de chaleur latente
- Q_G = flux de chaleur du sol

1. Q_n

$$Q_n = Q_{sn} - Q_{ln}$$

$$Q_{sn} = Q_s - \alpha Q_s$$

$$Q_{ln} = Q_{lu} \uparrow - Q_{ld} \downarrow$$

$$Q_{lu} \uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4$$

Q_{sn} – rayonnement net d'onde courte (net short-wave radiation)

Q_{ln} – rayonnement net d'ondes longues (net long-wave radiation)

Q_s – rayonnement incident d'ondes courtes incidentes à la surface (incident short-wave flux received by the surface)

αQ_s – rayonnement d'ondes courtes réfléchi (reflected shortwave)

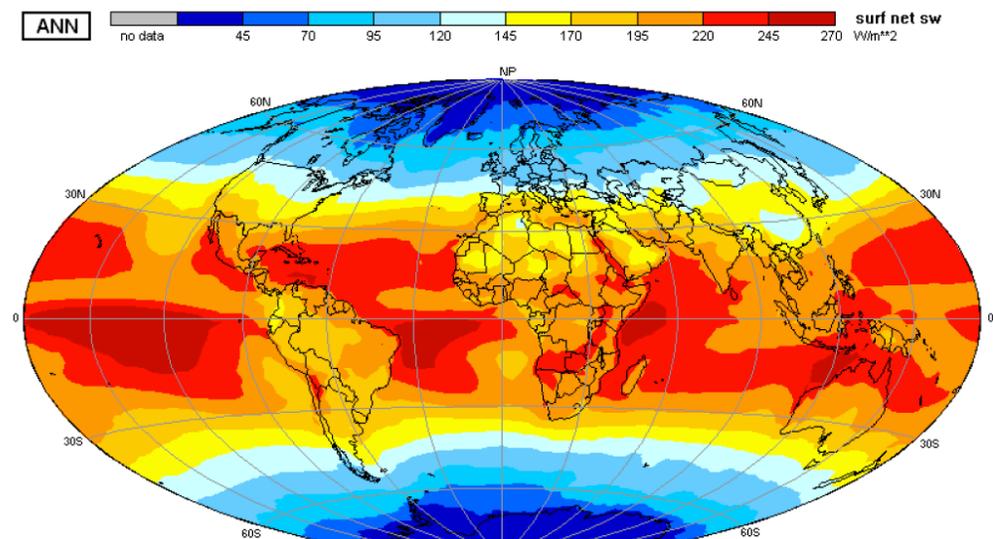
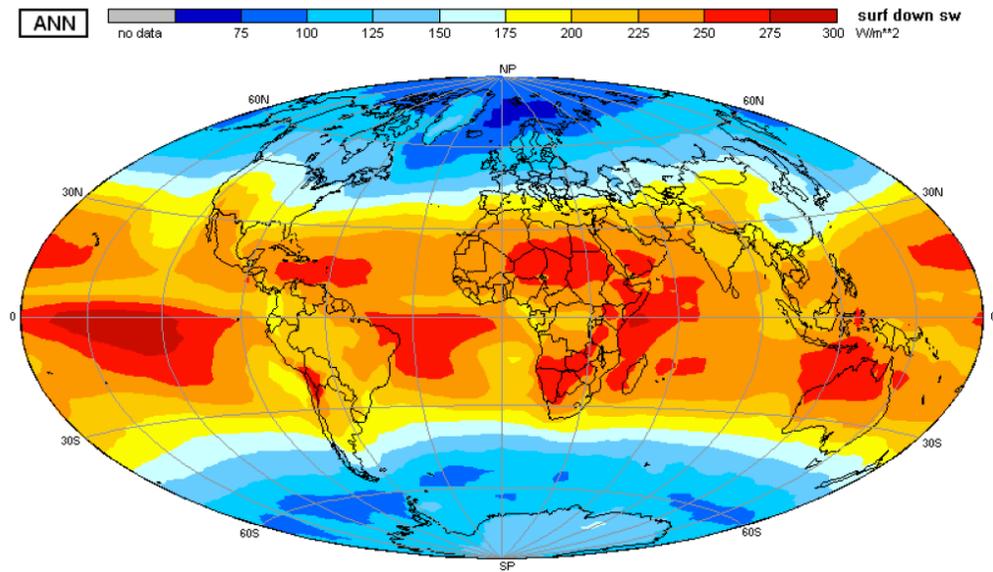
$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W / m^2 K^4$$

- Le rayonnement atmosphérique, ondes longues, est émis par le dioxyde de carbone, la vapeur d'eau et d'autres contaminants (gaz à effet de serre).

Rayonnement moyen annuel d'ondes courtes (1991-1995)

Mean annual shortwave radiation (1991-1995)

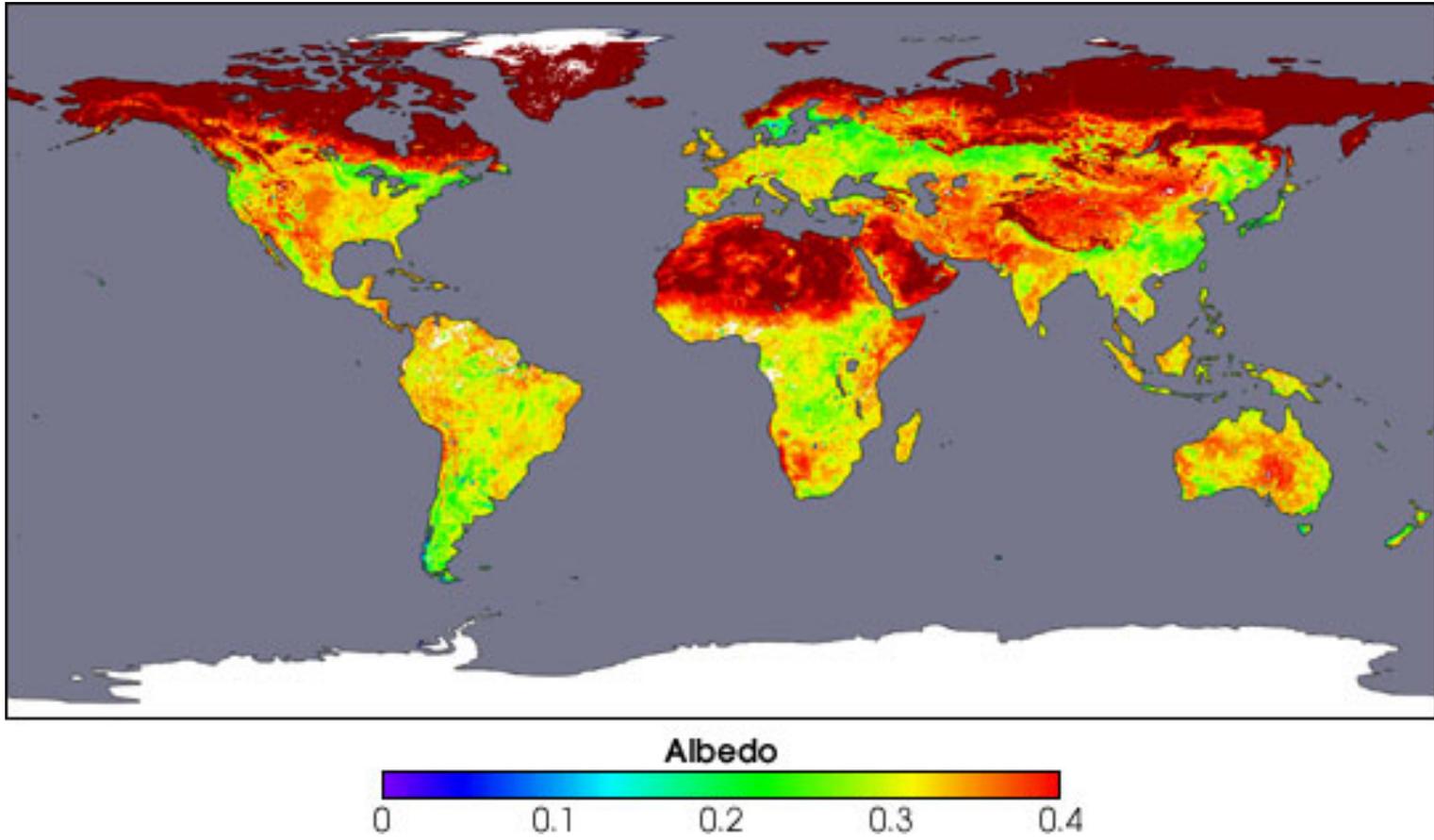
Source: Raschke and Ohmura (2005)



Rayonnement net d'onde courtes (1991-1995)

Net short-wave radiation (1991-1995)

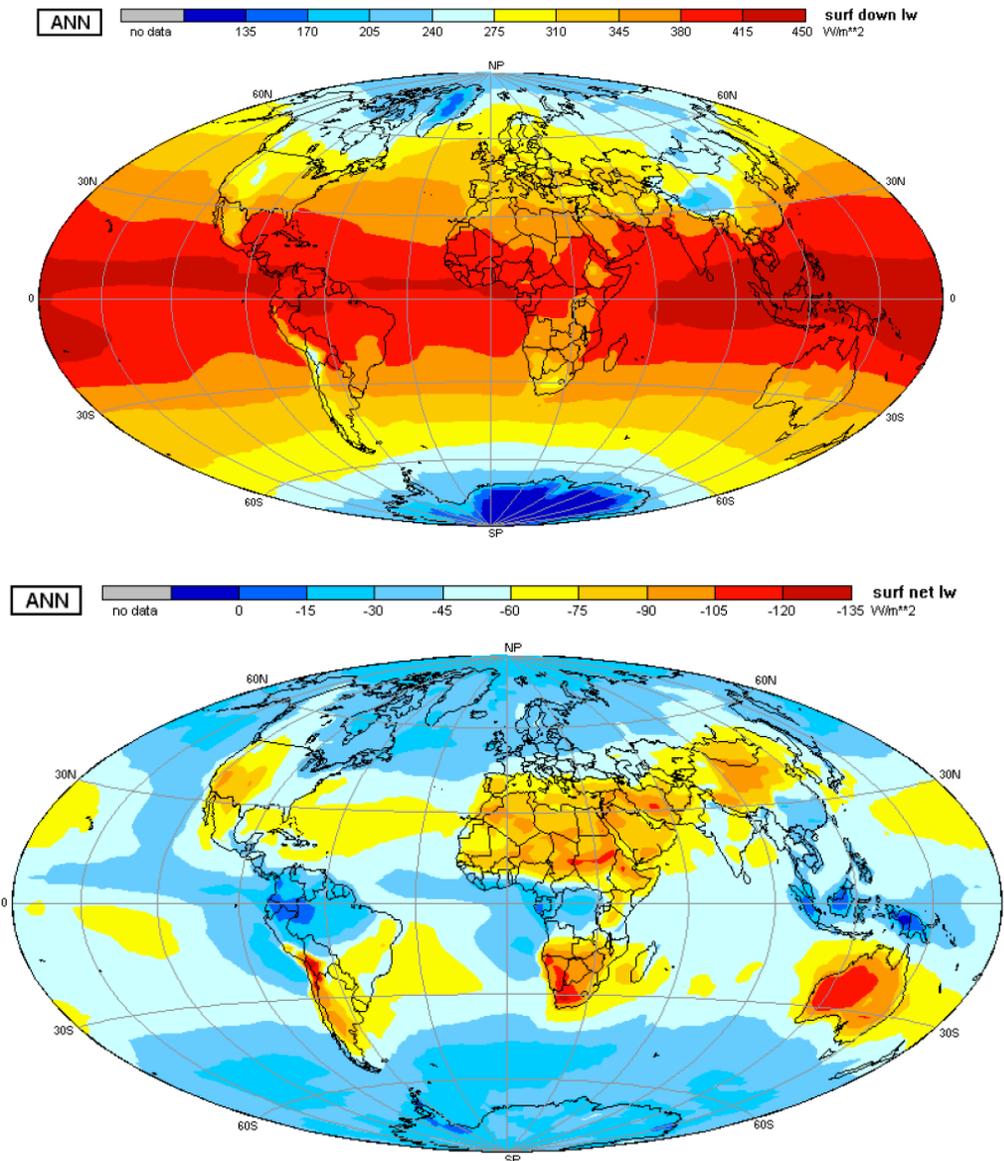
Source: Raschke and Ohmura (2005)



Source: NASA

April 7–22, 2002; MODIS

Rayonnement atmosphérique incident (ondes longues) moyenne annuelle (1991-1995)
Mean annual downwelling longwave radiation
Source: Raschke and Ohmura (2005)



Rayonnement atmosphérique net (ondes longues) (1991-1995)
Mean annual net longwave at the surface
Source: Raschke and Ohmura (2005)

2/3. Q_H/Q_E

Chaleur sensible
Chaleur latente

$$Q_h = D_h u_z (T_a - T_s)$$

$$Q_e = D_e u_z (e_a - e_s)$$

D_h - Coefficient de transfert pour la chaleur sensible
(Bulk transfer coefficient for sensible heat transfer)

u_z - Vitesse du vent à une hauteur de référence z

T_a, T_s - Température de l'air à la hauteur z et à la surface

D_h - Coefficient de transfert pour la chaleur sensible
(Bulk transfer coefficient for sensible heat transfer)

D_e - Coefficient de transfert pour la chaleur latente
(Bulk transfer coefficient for latent heat transfer)

e_a, e_s - Les pressions de vapeur dans l'air à la hauteur z et à la surface

4. Q_g

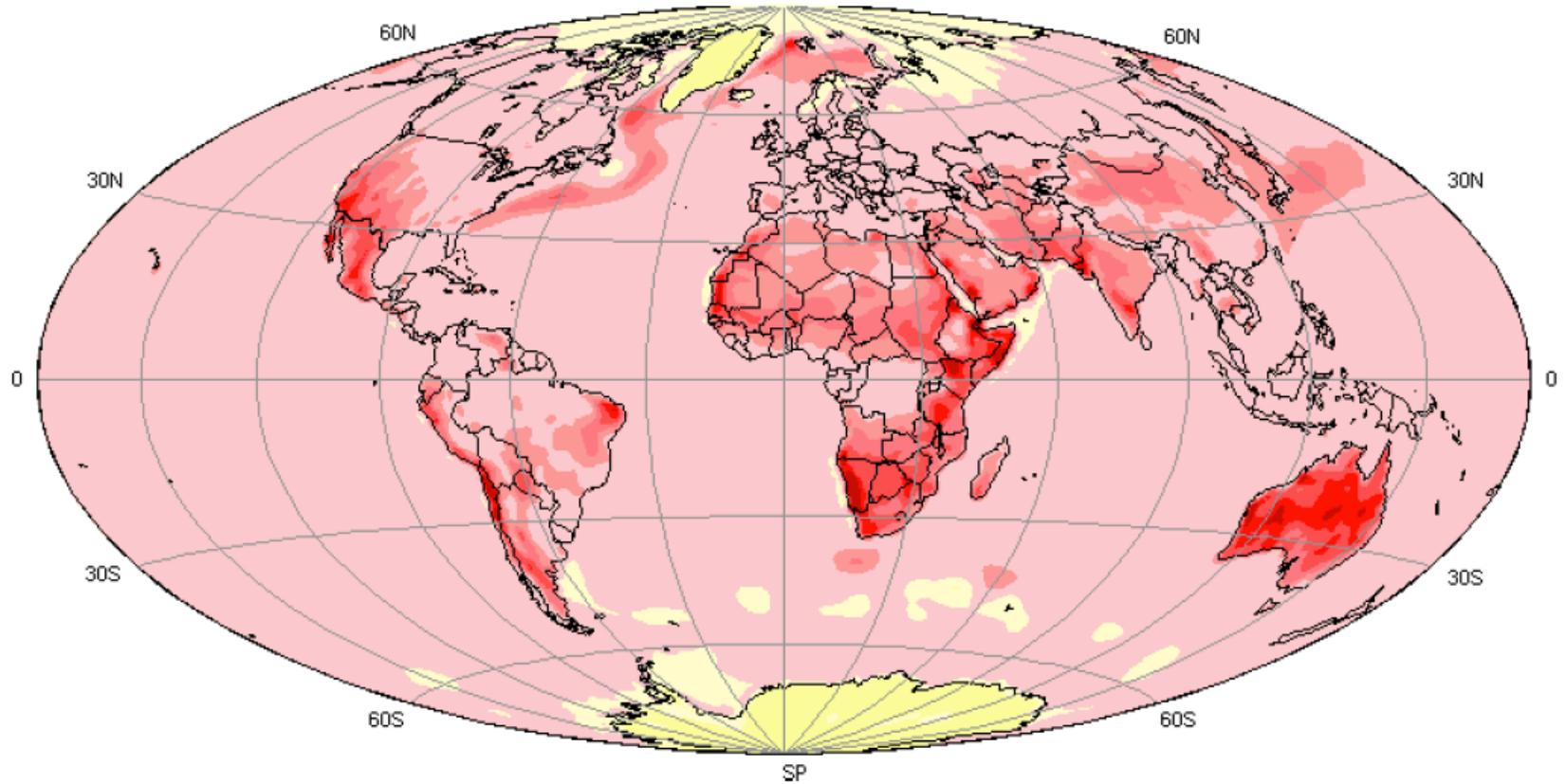
Flux de chaleur du sol (Ground heat flux)

$$Q_g = \lambda_g \left(\frac{\partial T_g}{\partial z} \right)$$



Source: ERA-40

Statistics: mean = -16.18, rms = 23.74, std = 17.37, min = -159.11, max = 53.40



Moyenne annuelle du flux de chaleur sensible (1991-1995)

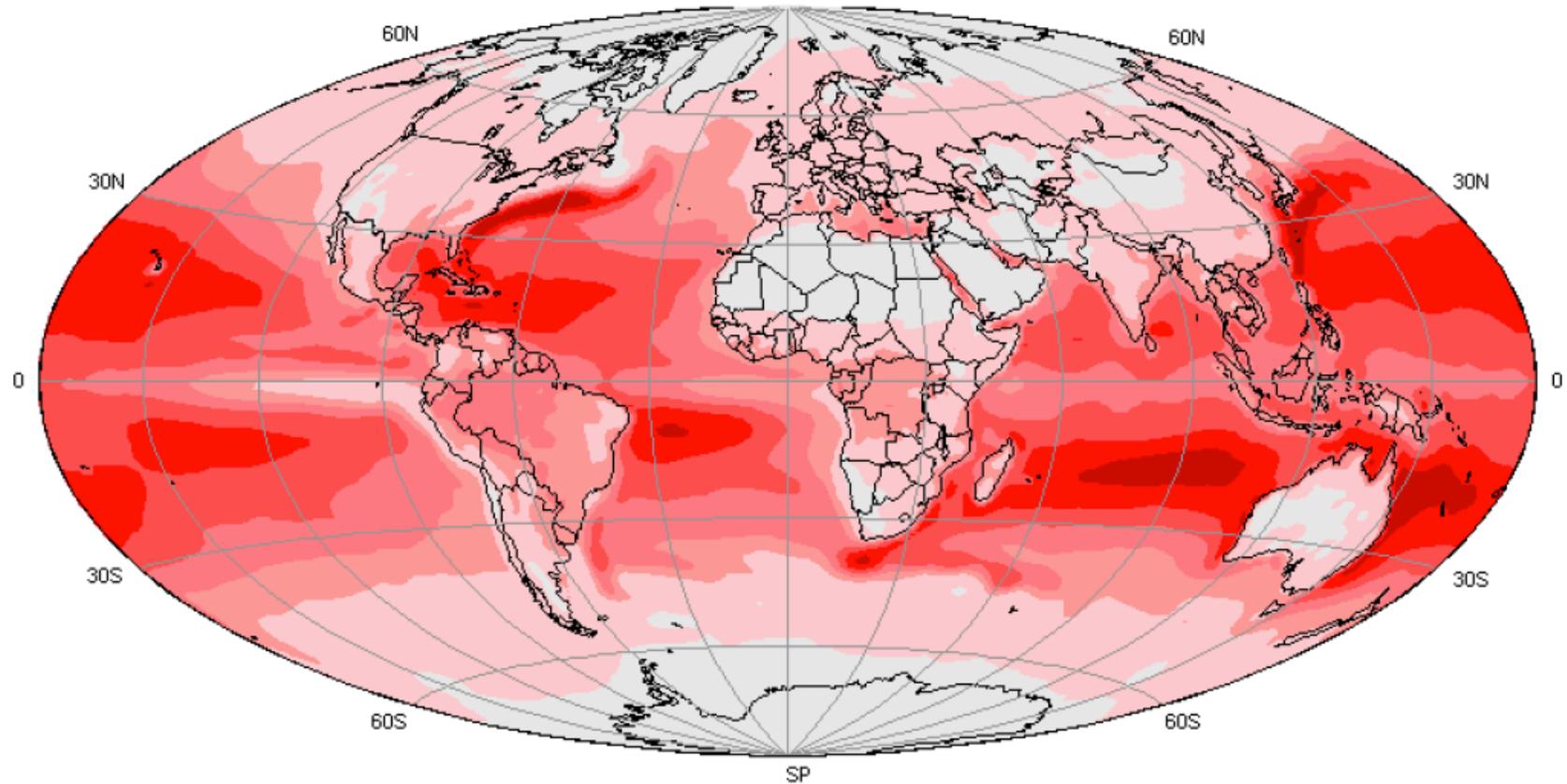
Mean annual sensible heat flux

Source: Raschke and Ohmura (2005)



Source: ERA-40

Statistics: mean = -83.64, rms = 97.97, std = 51.00, min = -222.08, max = 9.73



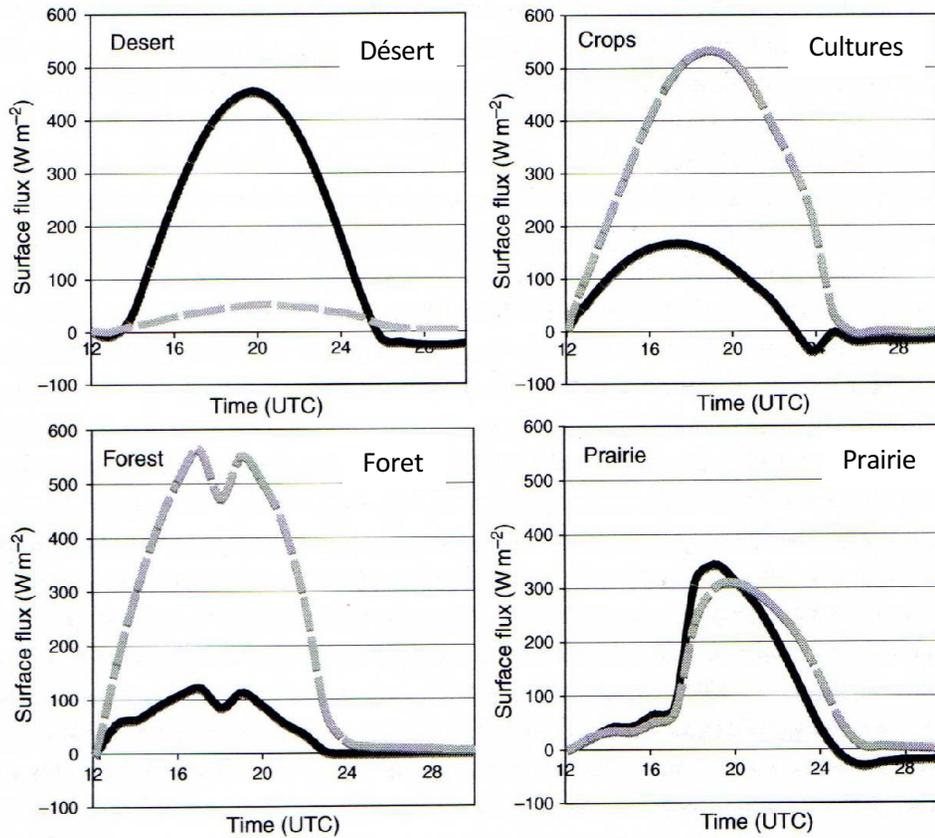
Moyenne annuelle du flux de chaleur latente (1991-1995)

Mean annual latent heat flux

Source: Raschke and Ohmura (2005)

Flux de chaleur sensible et latente

La somme du flux de chaleur sensible (SH) et du flux de chaleur latente (LH) est approximativement égal à 600 W/m^2 : $SH + LH \cong 600 \text{ W/m}^2$



- L'humidité du sol, le type de sol et de végétation influencent fortement la répartition d'énergie entre les flux de chaleur sensible et latente.
- La répartition d'énergie entre ces deux flux a une grande influence sur les variables proches de la surface, la profondeur et la structure de la couche limite et le potentiel de précipitation.

Flux de chaleur sensible et latente à différentes localisations en Amérique du Nord. Résultats d'un modèle.

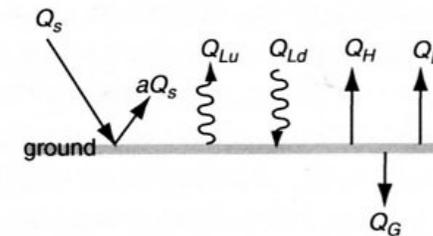


Figure 2.2. Schematic of the fluxes associated with the surface energy budget during a typical daytime situation when incoming solar radiation is present. The arrows indicate the direction of flux relative to the ground surface. Terms are defined in the text.

La température du sol et le transfert de chaleur

Température de la sous-surface

Propriétés thermiques des sols:

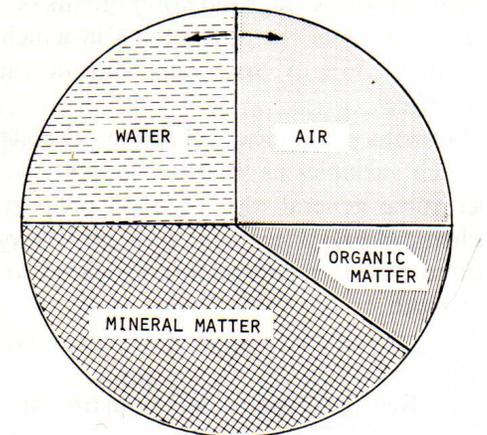
La capacité thermique, la conductivité thermique

La capacité thermique C - définie par la quantité de chaleur nécessaire pour élever de 1°C , la température de un mètre cube du sol.

La capacité calorifique du sol est donnée par l'addition des capacités calorifiques des différents constituants, pondérées en fonction de leurs fractions volumiques.

$$C = \sum f_{si} C_{si} + f_w C_w + f_a C_a$$

f indique la fraction volumétrique de chaque phase: solide, liquide et l'air



La température du sol et le transfert de chaleur

Conductivité thermique au niveau z

$$\lambda(z) = [\lambda_{sat} - \lambda_{dry}] \theta_w(z) / \theta_p + \lambda_{dry}$$

Interpolée entre les valeurs saturées et sèches de la conductivité thermique

Conductivité thermique saturée

$$\lambda_{sat} = \prod_j (\lambda_j^{\theta_j})$$

Conductivité thermique saturée calculée comme la moyenne géométrique des conductivités thermiques des minéraux du sol, de la glace et de l'eau liquide, avec les fractions relatives de la glace et de l'eau liquide extrapolées à la saturation.

Conductivité thermique sèche

$$\lambda_{dry} = \lambda_m^{(1-\theta_p)}$$

'Mixing-law models' dans les études de conductivité thermique: les modèles basés sur des moyennes arithmétiques et harmoniques sont fondés sur des arrangements en parallèle et en série des composants par rapport à la direction du flux de chaleur.

Température du sol et transfert de chaleur

Dans les milieux solides et liquides, la chaleur est principalement transférée par conduction.

Première loi de la conduction de chaleur : le flux de chaleur dans un corps homogène est proportionnel au gradient de température

$$q_h = -k\nabla T$$

q_h is the thermal flux

k is thermal conductivity

∇T the spatial gradient of temperature T

$$q_h = -k\nabla T$$

q_h est le flux thermique

k est la conductivité thermique

∇T est le gradient de la température T

Pour tenir compte des conditions non stationnaires ou transitoires, on a besoin d'une deuxième loi : la loi de conservation de l'énergie.

Le principe de conservation de l'énergie, sous forme d'équation de continuité, stipule qu'en l'absence de toute source ou de tout puits de chaleur, le taux de variation temporel de la teneur en chaleur d'un élément de sol, doit être dû à la variation du flux net de chaleur dans l'espace (divergence du flux net).

$$\rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot q_h$$

ρ est la densité du sol

c_m est la capacité thermique massique

à 1-D:

$$\rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right)$$

$$\rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) \pm S(x,t)$$

Température du sol et transfert de chaleur

$$\rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) \pm S(x,t)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_T \frac{\partial T}{\partial x} \right),$$

où $D_T = k / C$ est la diffusivité thermique

La connaissance des propriétés thermiques, i.e., la capacité thermique C , conductivité thermique k et la diffusivité thermique D_T , permet le calcul de la variation temporelle de la température du sol.

L'amplitude de la variation diurne de la température du sol décroît exponentiellement avec la profondeur et devient négligeable à une profondeur de l'ordre de 1m ou moins.

Température du sol et transfert de chaleur

$$T(0,t) = \bar{T} + A_0 \sin \omega t$$

\bar{T} = température moyenne à la surface

A_0 = amplitude de la fluctuation de la température de la surface

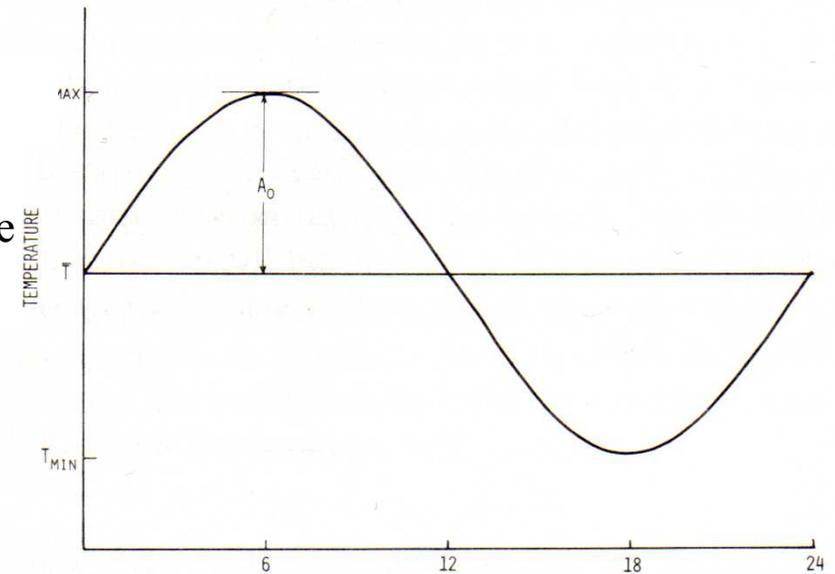
ω = fréquence

En supposant qu'à une profondeur infinie, la température est constante et égale à \bar{T}

$T(z,t) = \bar{T} + A_z \sin[\omega t + \phi(z)]$, où A_z est l'amplitude de la température au niveau z

$$T(z,t) = \bar{T} + A_0 [\sin(\omega t - z/d)] / e^{z/d}$$

$$d = (2\kappa / c\omega)^{1/2} = (2D_T / \omega)^{1/2}$$

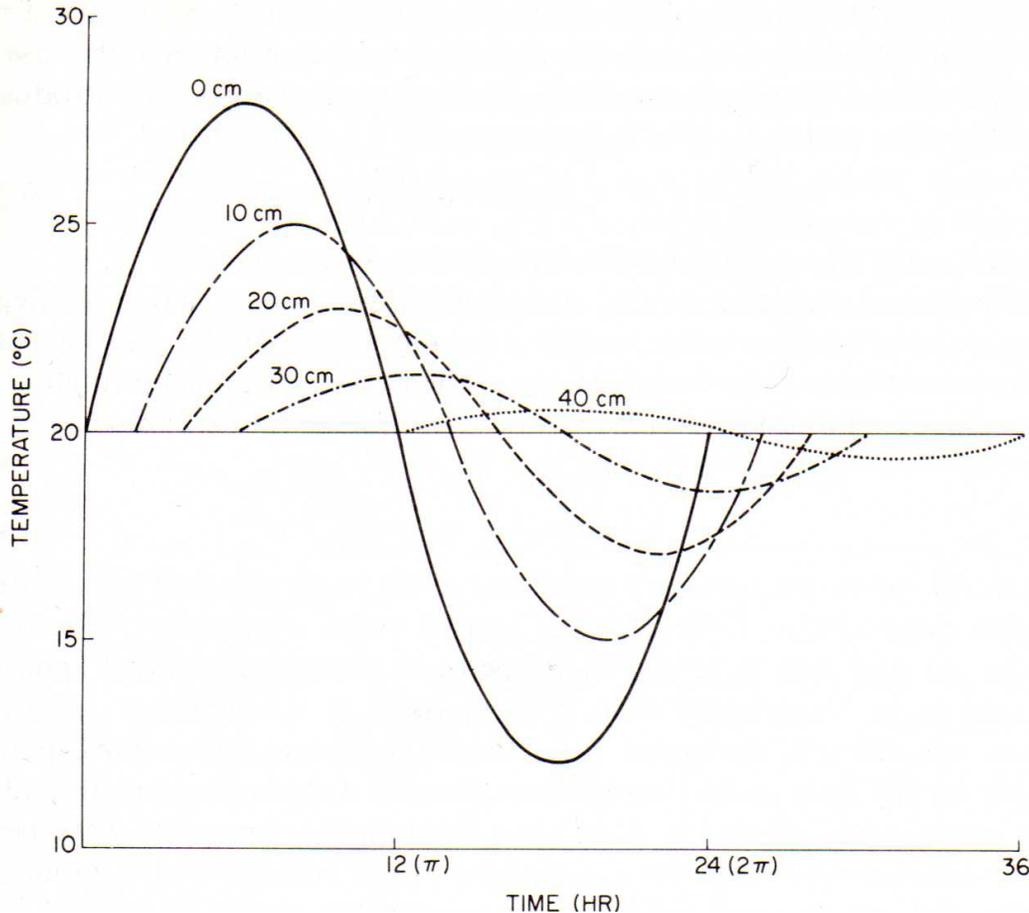


« d » est une profondeur caractéristique du sol appelée la profondeur d'amortissement (damping depth). Elle est définie comme la profondeur à laquelle l'amplitude de la température est égale à la fraction $1/e$ ($1/2,718 = 0,37$) de l'amplitude A_0 à la surface du sol.

Température du sol et transfert de chaleur

$$d = (2\kappa / c\omega)^{1/2} = (2D_T / \omega)^{1/2}$$

d est dépendant des propriétés thermiques du sol et de la fréquence des fluctuations de température de sorte qu'à toute profondeur z , l'amplitude de la fluctuation de la température A_z est inférieure à A_0 d'un facteur $e^{-z/d}$ et il existe un décalage de phase égal à $-z/d$.



Une variation idéalisée de la température du sol avec le temps pour diverses profondeurs. Notez qu'à chaque profondeur qui succède, la température maximale est amortie et décalée progressivement dans le temps. Ainsi, le pic à une profondeur de 40 cm se trouve à environ 12 heures derrière le pic de la température à la surface et il est seulement d'environ 1/16 de ce dernier. Dans ce cas hypothétique, un sol uniforme a été assumé, avec une conductivité thermique de 4×10^{-3} cal / cm deg s et une capacité calorifique volumique de $0,5$ cal/cm³deg

Dans le même sol, la profondeur d'amortissement (damping depth) est $(365)^{1/2}$, soit environ 19 fois plus grande, pour la variation annuelle que pour la variation diurne.

Température du sol et transfert de chaleur

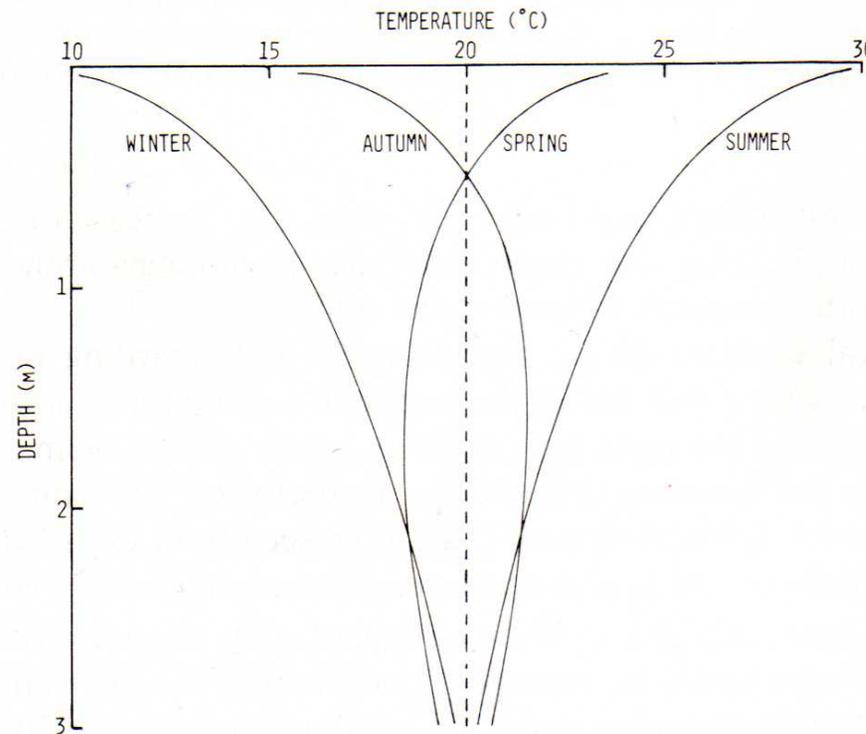


Fig. 9.4. The soil temperature profile as it might vary from season to season in a frost-free region.

Variation idéalisée du profil de la température du sol en fonction des saisons dans une région sans gel.

Cycle hydrologique

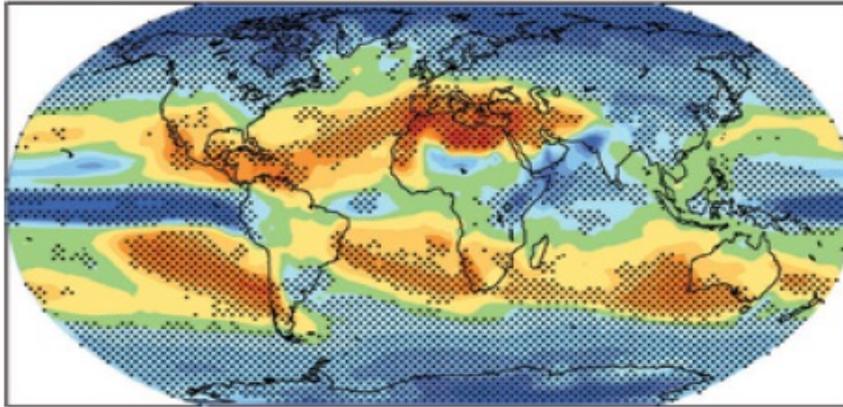
**Le changement climatique et le cycle hydrologique global
(Climate change and global hydrologic cycle)**

Intensification du cycle hydrologique

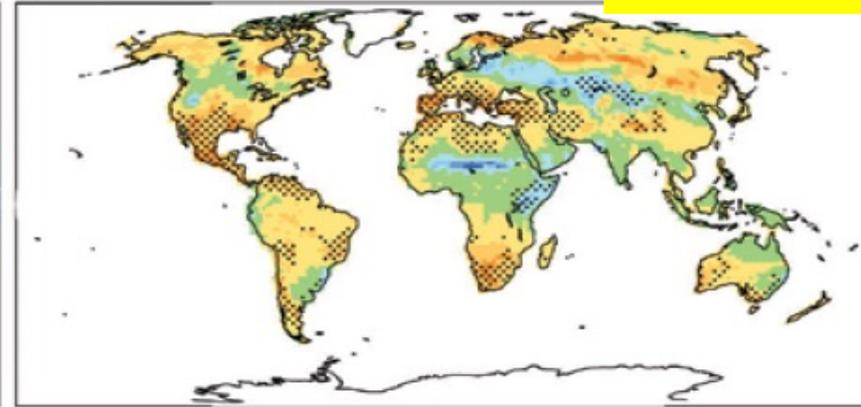
Changement projetée pour la période 2080-2099 par rapport à la période 1980-1999

IPCC, 2007

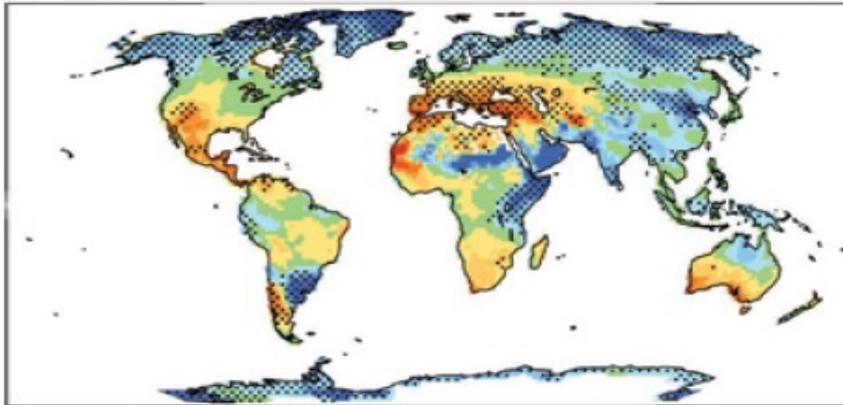
a) Precipitation



b) Soil moisture



c) Runoff



d) Evaporation

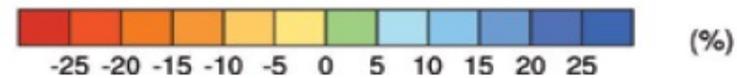
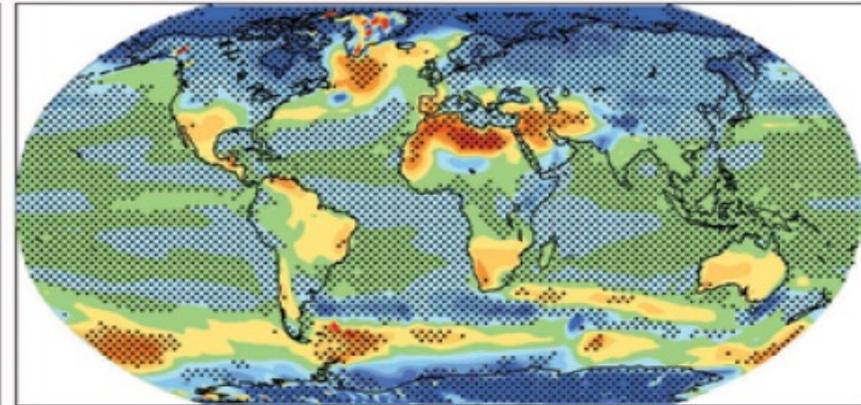
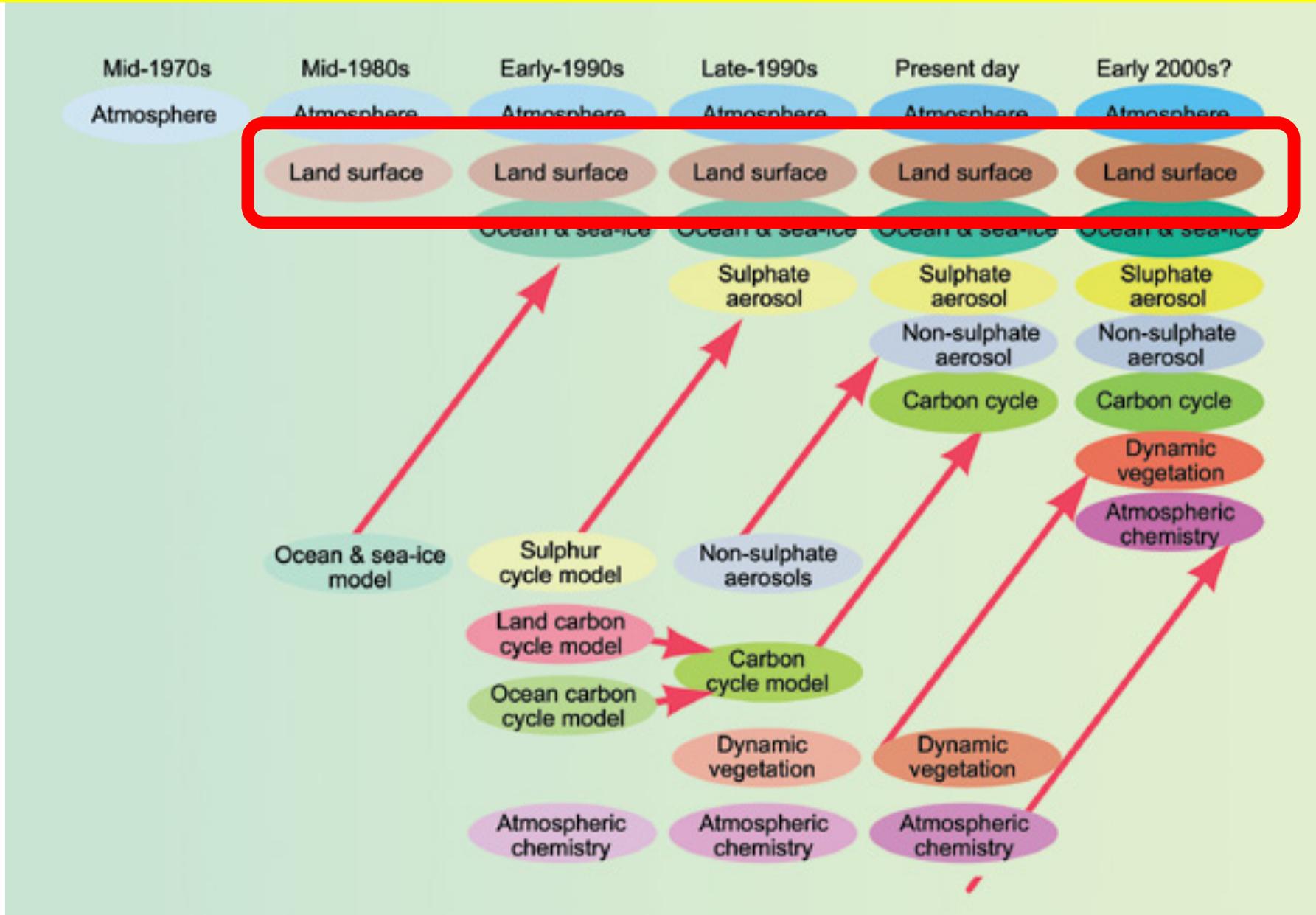


Figure 2.8: Fifteen-model mean changes in (a) precipitation (%), (b) soil moisture content (%), (c) runoff (%), and (d) evaporation (%). To indicate consistency of sign of change, regions are stippled where at least 80% of models agree on the sign of the mean change. Changes are annual means for the scenario SRES A1B for the period 2080–2099 relative to 1980–1999. Soil moisture and runoff changes are shown at land points with valid data from at least ten models. [Based on WGI Figure 10.12]

Développement des modèles climatiques: passé, présent et futur



Classification des schémas de la surface terrestre (LSS)

Sellers et al. (1997) and Pitman (2003)

Première génération

- Aucune représentation explicite de la végétation ou du cycle hydrologique
- Albédo de surface prescrit
- Eau du sol prescrite (modèle du «seau»; e.g., Manabe 1969)

Deuxième génération

- Caractéristiques du sol, thermiques et hydrologiques améliorées
- représentation explicite de la végétation et du cycle hydrologique
- BATS (Dickinson et al., 1986, 1993)
- SiB (Sellers et al., 1986)
- CLASS (Verseghy et al., 1991, 1993)

Troisième génération

- Échanges biophysiques (comme dans gen. 2)
- Bilan du carbone
- e.g., Xiao et al., 1998; Tian et al., 1999

Prochaine/Quatrième génération

- Végétation dynamique
-

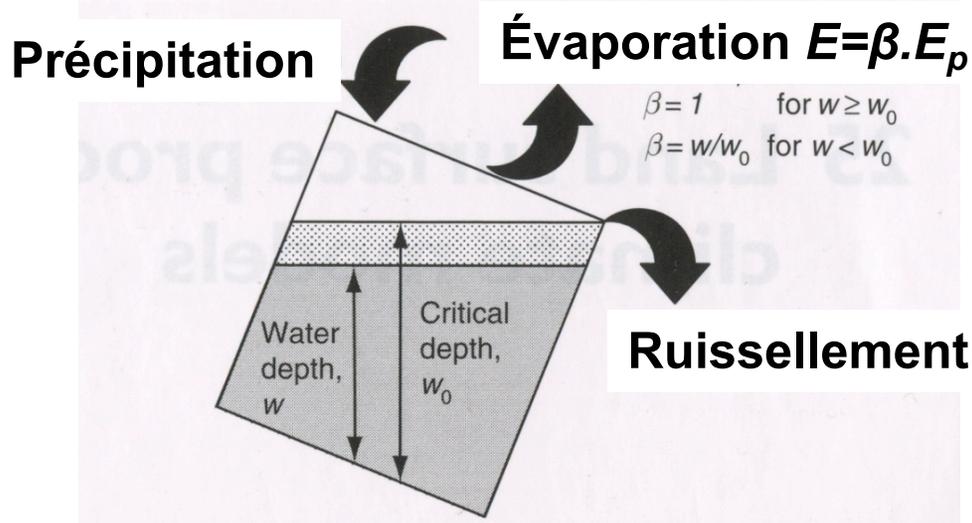
BATS: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme

SiB: Simple Biosphere Model

CLASS: Canadian Land Surface Scheme

Traitement de l'humidité dans le LSS de première génération

Modèle du «seau» (Bucket model)



Source: Bonan (2006)

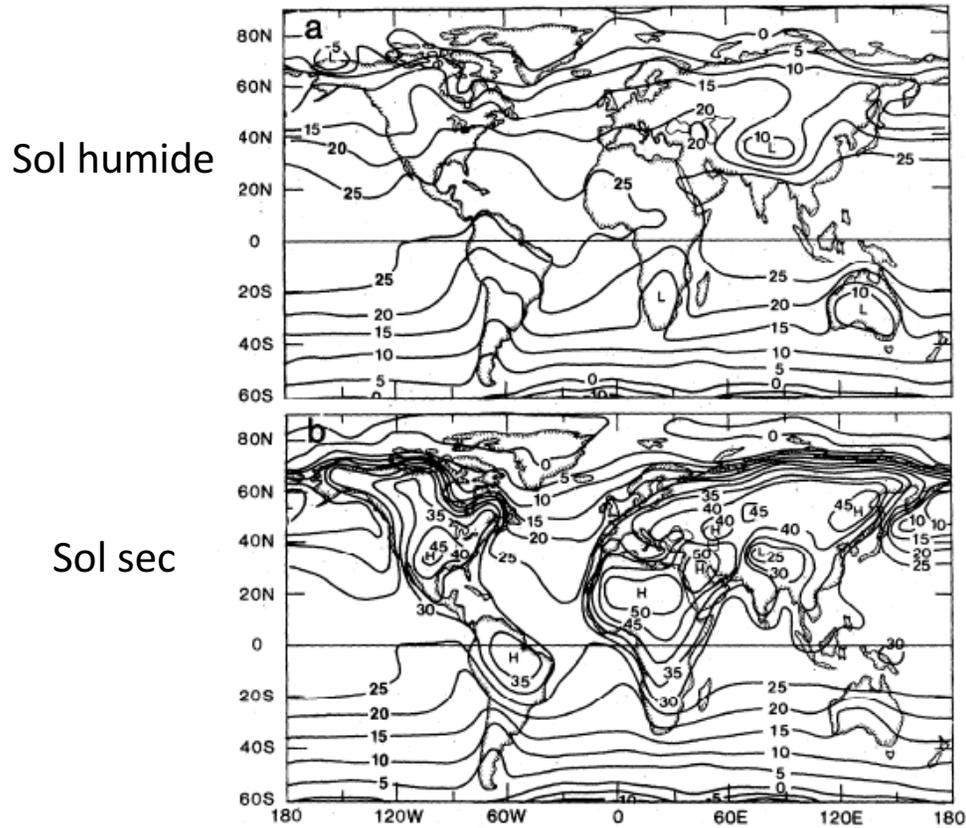
$\beta=1$ si le seau est rempli à 75% ou plus
 $\beta=f(\text{degré de saturation})$ si le seau est rempli à moins de 75%

Modèle de seau bonifié (Beautified bucket model)

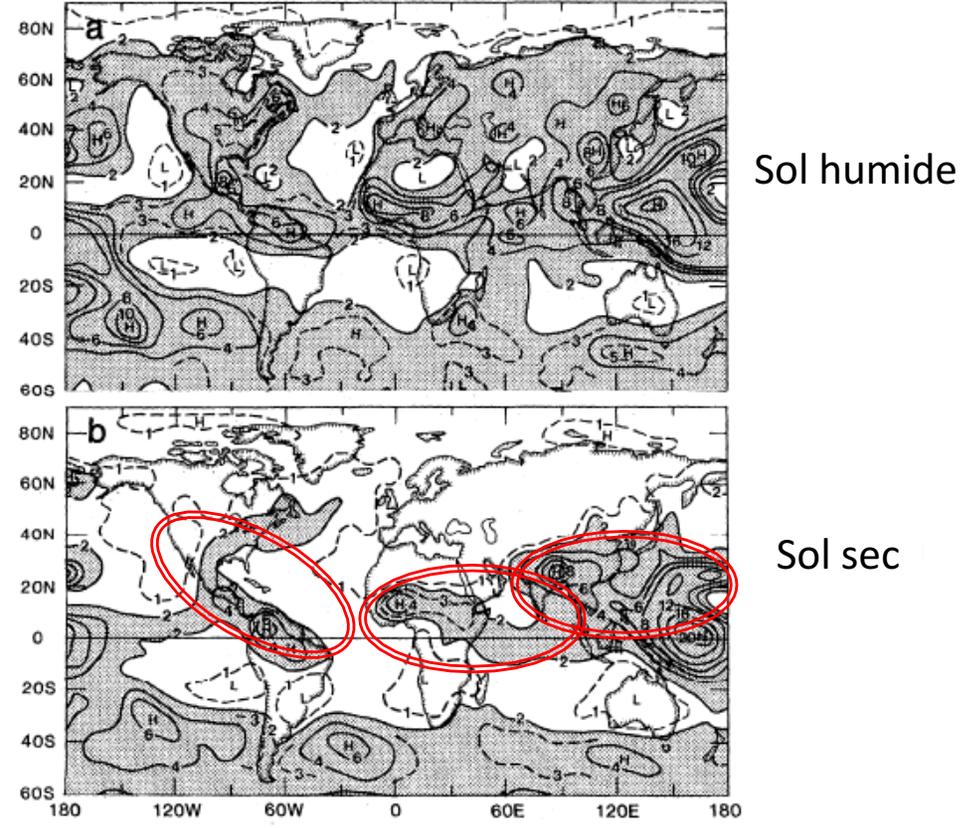
Deux expériences numériques (un monde avec végétation vs. un monde désertique)

- Humide – Planète avec végétation, l'évapotranspiration n'est pas limitée par l'humidité du sol
- Sec – Planète désertique : aucune évapotranspiration

Juillet : température de la surface (° C) Juillet : précipitation (mm/jour)

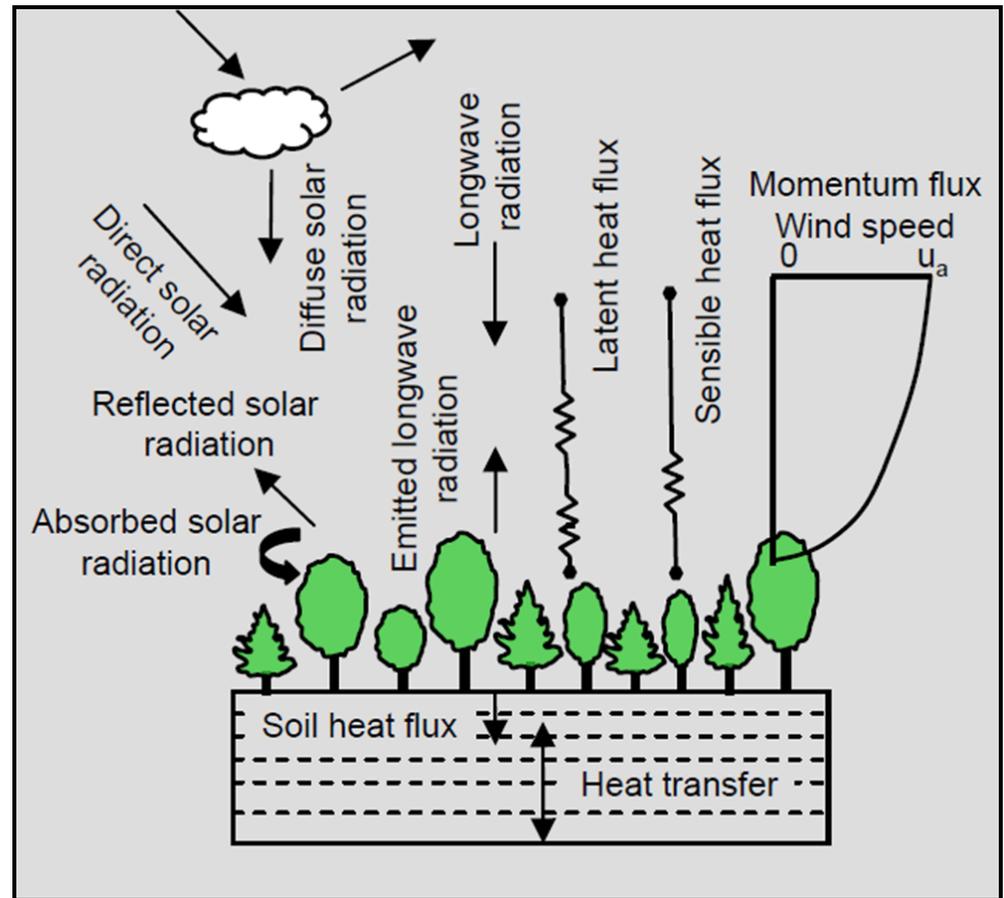
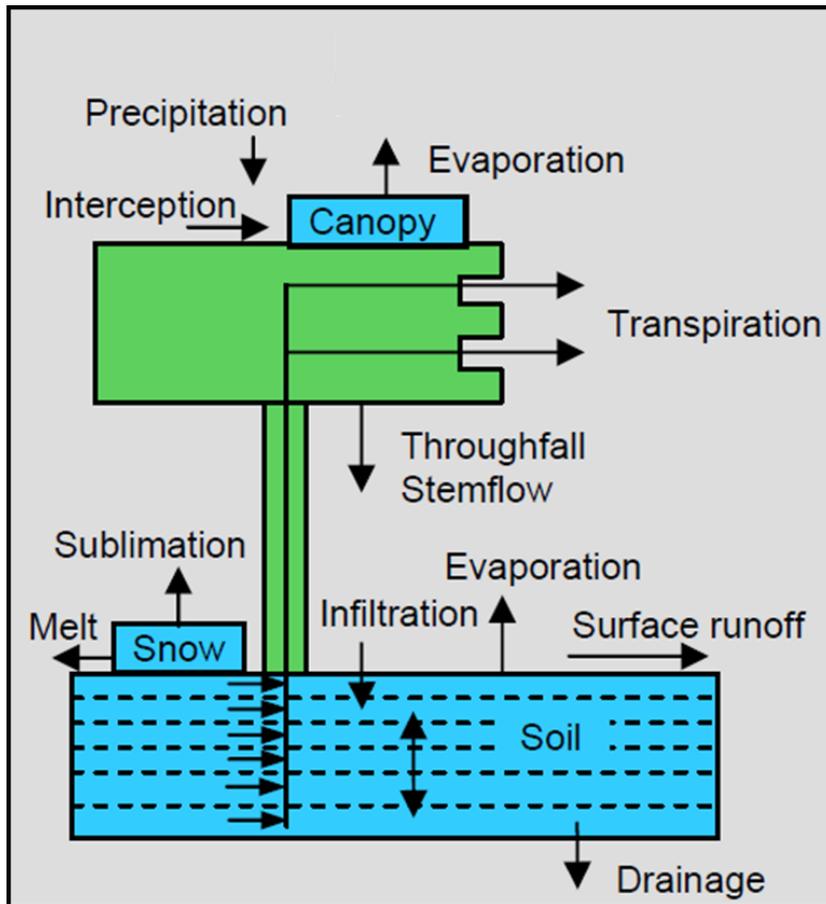


Le sol sec est plus chaud que le sol humide



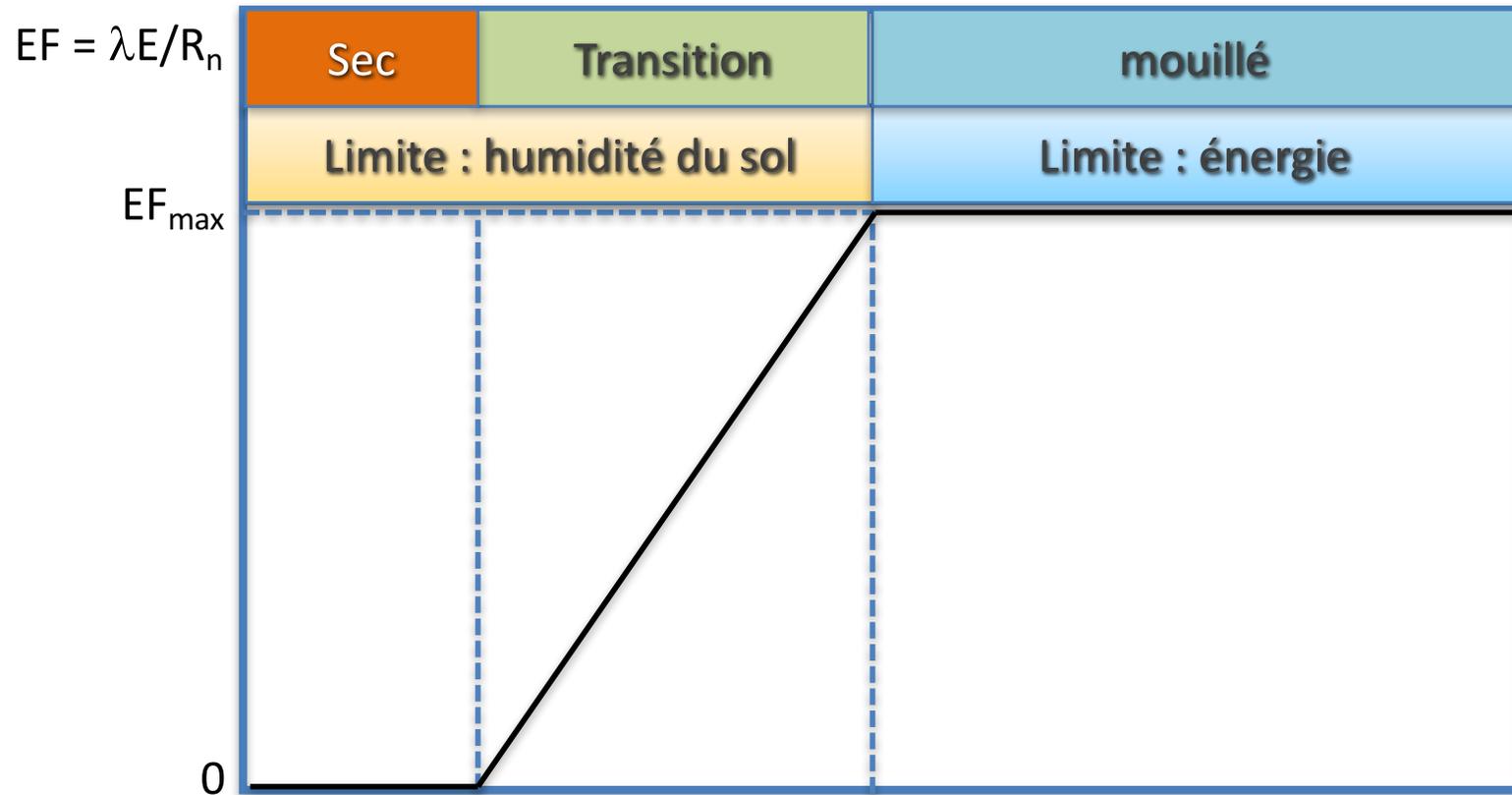
Moins de précipitation dans le cas du sol sec

Traitement de l'humidité et l'énergie dans le LSS de deuxième génération



Radiative transfer in the canopy

Cycle hydrologique



Définition des régimes d'humidité du sol et des régimes d'évapotranspiration correspondants. EF représente la fraction de l'énergie totale (R_n) associée à l'évaporation (chaleur latente λE). EF_{max} est sa valeur maximale. Source: Adaptation de la figure 5 de Seneviratne et al. (2010)

Deux régimes d'évaporation

- Facteur limitant : l'humidité du sol
- Facteur limitant : l'énergie



Global Land-Atmosphere Coupling Experiment

Expérience planétaire de couplage terre- atmosphère

Met l'accent sur les points forts du couplage atmosphère-surface terrestre



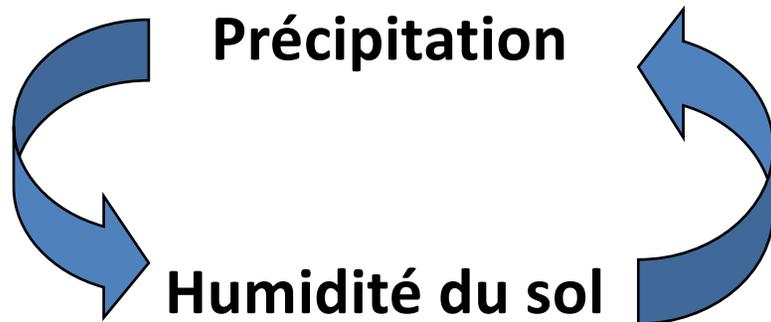
Dans quelle mesure l'atmosphère répond de façon cohérente à des anomalies dans l'état de la surface de la terre.

The degree to which atmosphere responds to anomalies in land surface state in a consistent manner

Koster et al., 2006, *Journal of Hydrometeorology*, 7, 590–610

Koster et al., 2004, *Science*, 305, 1138–1140.

GLACE



L'état d'humidité et de température de la surface affecte-t-il l'évolution des conditions météorologiques et la production de précipitation?

Hot spots on the Earth's surface where soil moisture anomalies have a substantial impact on precipitation
Les points chauds sur la surface de la Terre où les anomalies de l'humidité du sol ont un impact important sur les précipitations.

GLACE

- Fondé sur 12 AGCMs
- GLACE a utilisé **les simulations pendant l'été boréal** puisque la force de couplage devrait être plus élevée pendant l'été, lorsque les taux d'évaporation sont les plus élevés.

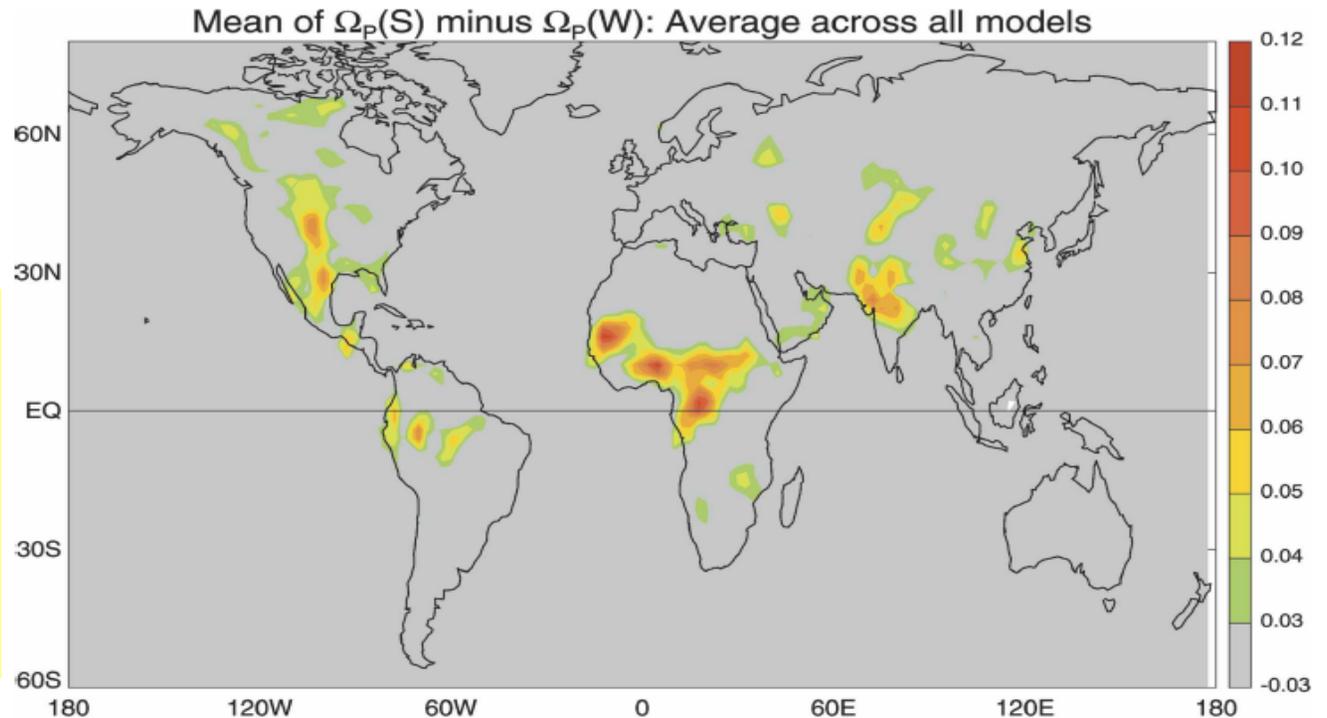
GLACE

$$\Omega_p(S) - \Omega_p(W)$$

- Se rapproche de la fraction de la variance des précipitations expliqué par les variations de l'humidité du sol seulement.

Points chauds

L'impact de l'humidité du sol sur les précipitations n'est important que dans les zones de transition entre les régions sèches et humides



Moyenne des résultats de 12 modèles

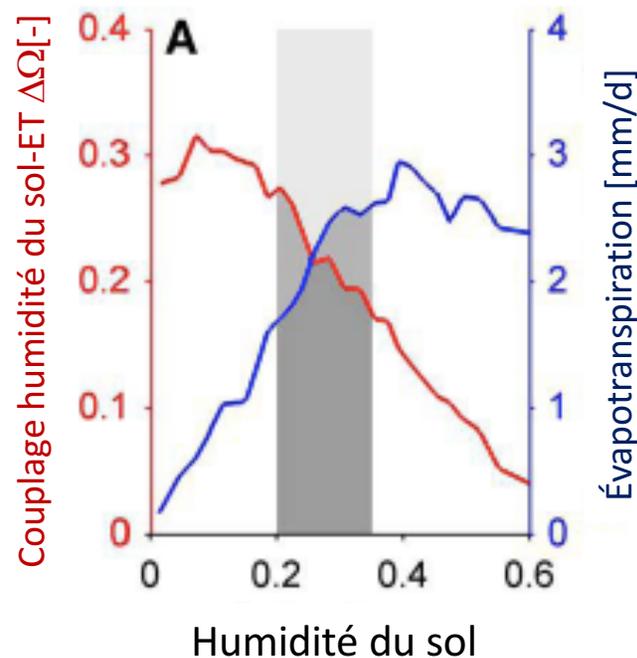
Situation des points chauds :

- Grandes plaines centrales de l'Amérique du Nord
- Nord de l'Inde
- Sahel
- Afrique équatoriale

GLACE

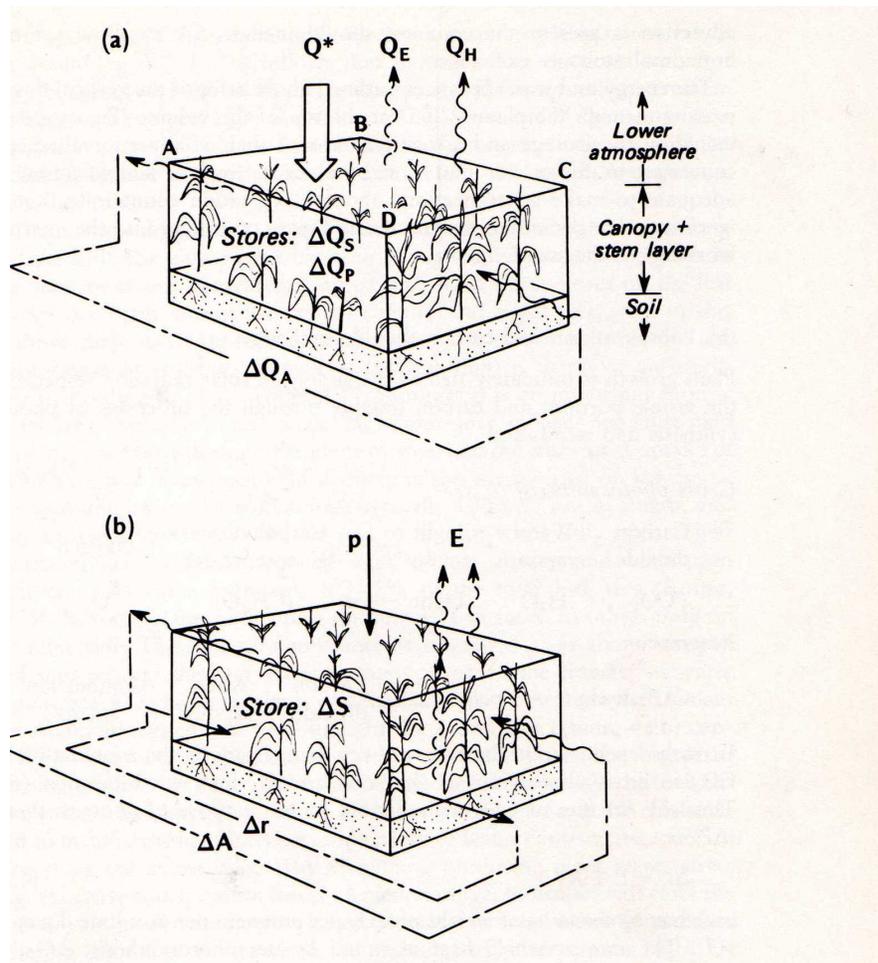
Quelles sont les causes des variations géographiques de la force du couplage?

- Dans les climats humides, l'évapotranspiration (ET) n'est pas contrôlée par l'humidité du sol. Elle est contrôlée par la demande atmosphérique.
- Dans les climats arides, l'évapotranspiration (ET) est sensible à l'humidité du sol, mais les variations typiques sont trop petites pour affecter la production de la précipitation.



Energy and water budgets for vegetated regions

Le stockage d'énergie et d'eau dans les systèmes végétalisés



ΔQ_S – Stockage physique de chaleur, absorption ou libération de chaleur par l'air, le sol et la biomasse végétale (feuilles, tiges racines, etc.)

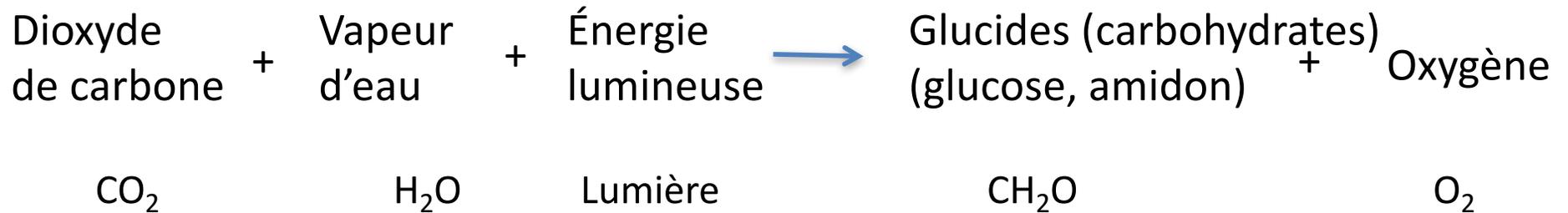
ΔQ_P – stockage d'énergie biochimique due à la photosynthèse

- Albédo
- Évaporation/transpiration
- CO_2

Flux impliqués dans les bilans (a) d'énergie et (b) d'eau, dans un volume sol-plantes-air

Photosynthèse et échanges de dioxyde de carbone

Photosynthèse brute (Gross Photosynthesis)



Respiration



La croissance dépend de la différence entre le gain par l'assimilation du CO_2 dans la photosynthèse brute (P), et la perte de CO_2 par la respiration (R)

Taux net d'assimilation de CO_2 ou taux net de photosynthèse

$$\Delta P = P - R$$

Unités: poids de CO_2 par unité de surface et par unité de temps

Photosynthèse et échanges de dioxyde de carbone

$$\Delta P = P - R$$

- P est supérieur à R pendant la journée (c'est-à-dire puits (sink) de CO_2 net)
- P est égal à zéro la nuit et donc ΔP est négatif
- Le flux diurne de CO_2 est fourni à la végétation par l'atmosphère et le sol
- Le chemin de passage entre l'atmosphère et la plante est l'ensemble des stomates des feuilles
- Les pores à la surface des feuilles sont ouvertes pendant la journée pour capter et évacuer le CO_2
- La transpiration est un sous-produit inévitable de la photosynthèse

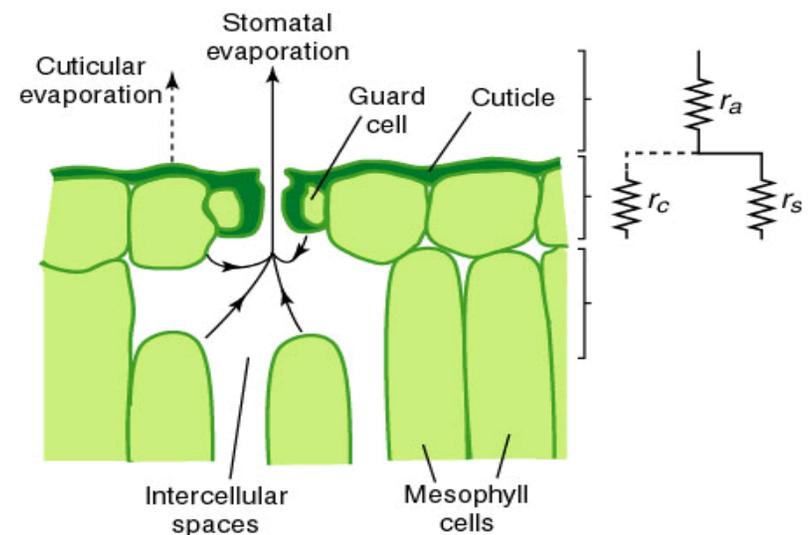
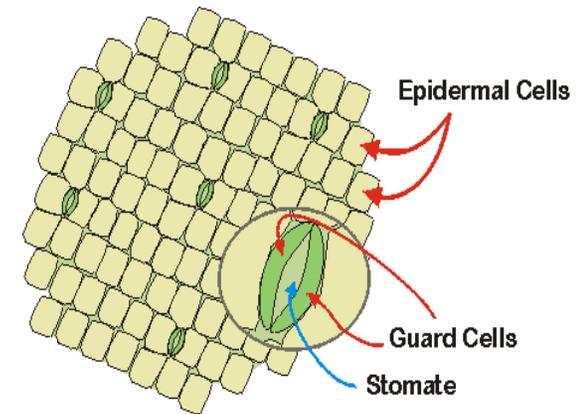


Figure 7.1 Pathways for water loss from one surface of a leaf, showing the boundary layer (r_a), cuticular (r_c) and stomatal (r_s) resistances. The leaf resistance is in parallel sums of two resistances, one representing r_s and the other plus r_c (Freely adapted from Jones, 1983; p. 110)

- La longueur des stomates est typiquement de 10 à 30 μm
- Leur densité est comprise entre 50 et 500 par mm^2 de la surface de la feuille
- Quand ouverts, ils occupent entre 0.3 et 1% de la totalité de l'aire de la feuille
- Certaines plantes les ont sur les deux faces des feuilles, tandis que d'autres les ont uniquement sur la face inférieure
- Pendant la nuit, les stomates sont fermés
- Les cellules de garde réagissent à la lumière du soleil en ouvrant la pore
- Le degré d'ouverture dépend de nombreux facteurs tels que l'intensité lumineuse, la température ambiante, l'humidité et la concentration de CO_2 etc.
- Tout ce qui produit du stress hydrique fermera les valves (pores)



Résistance stomatique

Les principaux facteurs affectant la résistance stomatique :

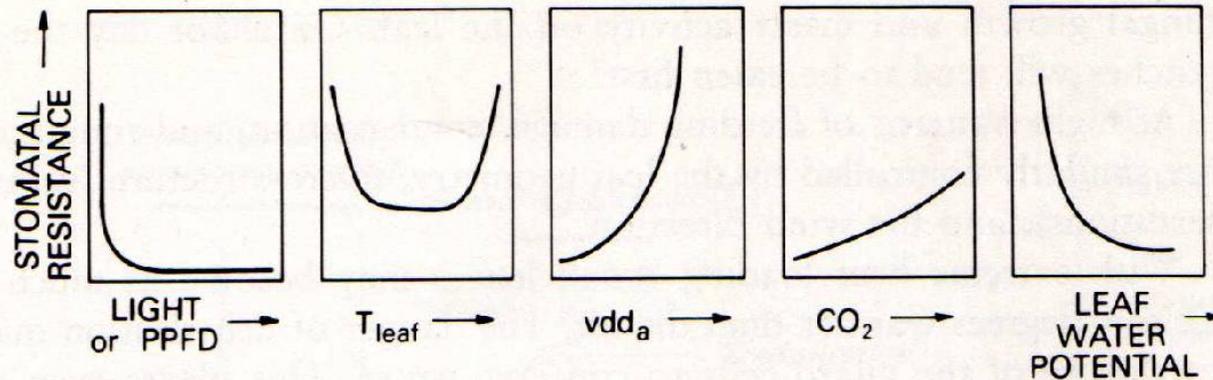


Figure 4.7 Typical response of stomatal resistance (r_{st}) to five variables

PPFD: Photosynthetic Photon Flux Density (densité de flux de photons photosynthétiques)

T_{leaf} : la température des feuilles; CO_2 concentration de dioxyde de carbone.

vdd_a : vapor density deficit (déficit de densité de vapeur dans l'atmosphère)

Leaf water potential : Potentiel hydrique de la feuille

Valeurs représentatives des résistances aérodynamique (r_a) et de la canopée (r_c) de divers types de surface

Table 4.2 Representative values of the aerodynamic (r_a) and canopy (r_c) resistances for different surface types.

Surface	r_a^\dagger ($s\ m^{-1}$)	r_c^\ddagger ($s\ m^{-1}$)	Total r ($s\ m^{-1}$)	
Surface d'eau	Open water	200	0	200
Pâturages	Short grass (pasture)	70	70	140
Cultures	Crops	20–50	50	70–100
Forets	Forests	5–10	80–150	~130

[†] Calculated for $\bar{u} = 3\ m\ s^{-1}$ at a height of 2 m

[‡] Average stomatal aperture, no irrigation, canopy dry

Estimation de l'évaporation

Surfaces d'eau (évaporation des lacs)

L'estimation de l'évaporation est importante dans de nombreux problèmes hydrologiques associés à la planification et fonctionnement des réservoirs et des systèmes d'irrigation

Les facteurs qui affectent l'évaporation sont :

- Les températures de l'air et de l'eau
- L'humidité relative
- La vitesse du vent
- La surface de l'aire exposée
- La salinité de l'eau

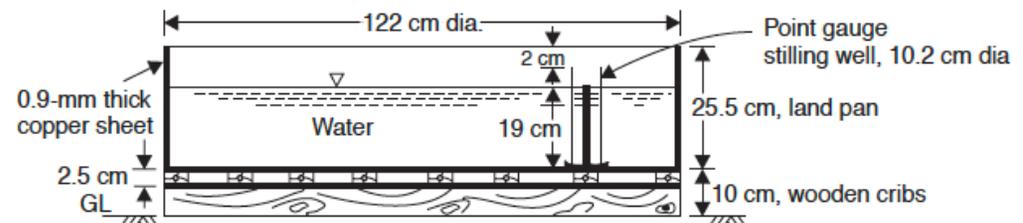
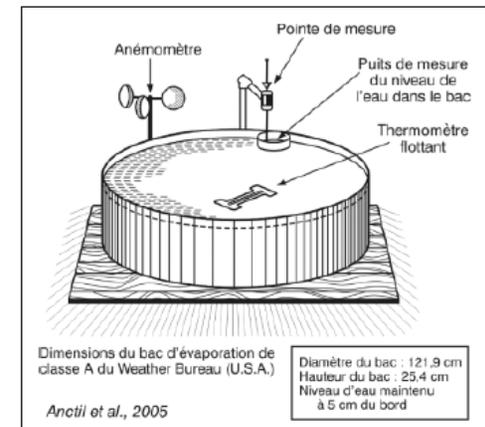
On estime l'évaporation d'une source d'eau par les méthodes suivantes :

- (a) Données obtenues par un évaporomètre (ou bac à évaporation)
- (b) Équations empiriques
- (c) Analytiquement

Estimation de l'évaporation

- Bac à évaporation (evaporation pan)
- La perte d'eau par évaporation est mesurée à intervalles réguliers.
 - Bac à évaporation de classe A (Class A evaporation pans)
 - Bac à évaporation standard ISI (ISI standard pan)
 - Une jauge de point fixe indique le niveau des eaux
 - Un cylindre calibré est utilisé pour ajouter ou supprimer l'eau en maintenant le niveau de l'eau fixe
 - L'instrument est placé sur une plateforme carrée en bois pour permettre la circulation de l'air au-dessous du bac.

- US Weather Bureau



Estimation de l'évaporation

- Le coefficient du bac (Pan coefficient, C_p)
- Les bacs à évaporation ne sont pas des modèles exacts des grands réservoirs
 - Ils diffèrent par leurs capacités calorifiques et les transferts de chaleur qui se réalisent aux cotés et à la base.
 - La hauteur de la jante (rim) dans un bac à évaporation affecte l'action du vent sur la surface.
 - Les caractéristiques des transferts thermiques du bac sont différentes de celles du réservoir.
- L'évaporation mesurée avec un bac doit être corrigée pour obtenir l'évaporation d'un lac dans des conditions climatiques et d'exposition similaires.
Évaporation du lac = $C_p \times$ mesure d'évaporation

Estimation de l'évaporation

Équations empiriques

- La plupart des formules se basent sur l'équation de type Dalton

$$E_L = Kf(u)(e_w - e_a)$$

$$E_L = \text{Évaporation du lac}$$

e_w = pression de vapeur saturante à la température de la surface de l'eau

e_a = pression de vapeur de l'air au-dessus de la surface à une hauteur spécifiée

$f(u)$ = fonction de correction pour la vitesse du vent

(le vent et la pression de vapeur de l'air sont mesurés à la même hauteur)

K = un coefficient

Formule de Meyer

$$E_L = K_M (e_w - e_a)(1 + u_9/16)$$

$K_M = 0,36$ pour étendues d'eau grandes et profondes

$= 0,5$ pour des étendues d'eau petites et peu profondes

Estimation de l'évaporation

Méthodes analytiques

- Méthode du bilan hydrique
- Méthode du bilan d'énergie
- Méthode de transfert de masse

Méthode du bilan hydrique

Fait appel à l'équation de continuité hydrologique

$$P + V_{is} + V_{ig} = V_{os} + V_{og} + E_L + S + T_L$$

P = précipitation journalière

V_{is} = apport d'eau de surface journalière

V_{ig} = apport d'eau souterraine journalière

V_{os} = pertes de l'eau du lac vers la surface journalières

V_{og} = infiltration journalière

E_L = évaporation à la surface du lac journalière

T_L = pertes par transpiration journalières (négligeable dans le cas des réservoirs)

Estimation de l'évaporation

- Méthode par bilan d'énergie

$$H_n = H_a + H_b + H_e + H_g + H_s + H_i$$

H_n = énergie thermique (chaleur) nette reçue par la surface d'eau

H_a = transfert de chaleur sensible de la surface de l'eau vers l'air

H_b = radiation émise par l'eau

H_e = chaleur utilisée pour évaporer l'eau (évaporation)

H_g = flux de chaleur vers le sol

H_s = chaleur stockée dans la masse d'eau

H_i = chaleur nette transportée par l'écoulement de l'eau hors du système
(énergie advectée)

Estimation de l'évaporation

- **Mesures visant à réduire l'évaporation des lacs**
 - réservoirs de stockage plus profonds et surface exposée plus petite
 - grands arbres en croissance sur le côté au vent du réservoir, agissant comme brise-vent
 - En permettant l'écoulement de l'eau, la température diminue et l'évaporation est réduite

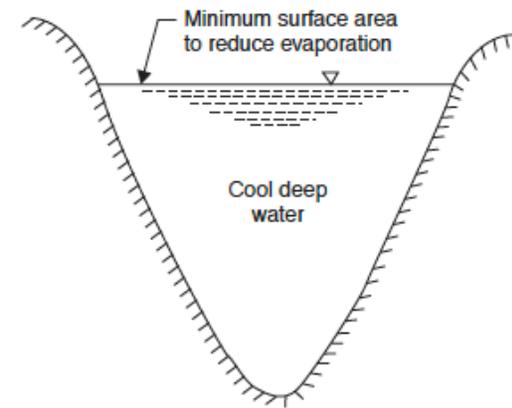


Fig. 3.4 Reservoir in a deep gorge

Mesures d'évapotranspiration

- **Lysimètres**

- Réservoir étanche spécial contenant de la terre; les plantes cultivées dans le lysimètre sont les mêmes que dans le champ environnant.
- L'évapotranspiration est estimée en fonction de la quantité d'eau nécessaire pour maintenir des conditions d'humidité constantes à l'intérieur du réservoir. Les mesures sont réalisées volumétriquement ou par gravimétrie

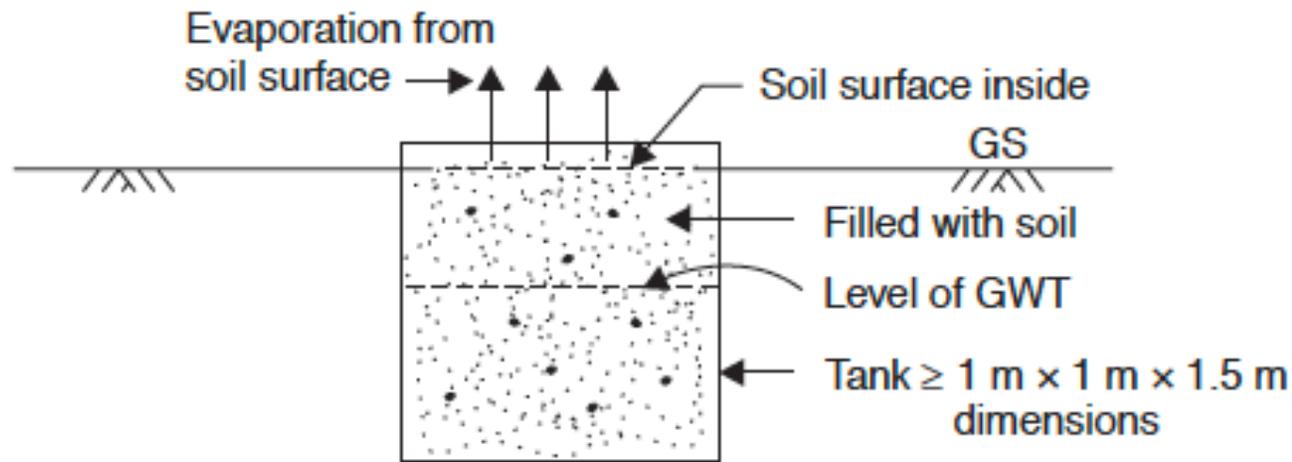


Fig. 3.5 Lysimeter for soil evaporation

Mesures d'évapotranspiration

- Équations d'évapotranspiration
 - Penman-Monteith, Thornthwaite, Blaney-Criddle
- Penman a combiné les aspects thermodynamiques et aérodynamiques de l'évaporation en une équation mathématique qui fournit un moyen simple d'étudier le bilan d'énergie et la température de surface.
- L'évaporation de l'eau à partir d'une surface saturée est un processus thermodynamique dans lequel de l'énergie est nécessaire pour changer l'eau liquide à vapeur.

$$\lambda E = (R_n - G) - H = (R_n - G) + \rho C_p (T_a - T_s) / r_H$$

$(R_n - G)$: énergie nette disponible

H : flux de chaleur sensible

L'évaporation est également un processus aérodynamique lié au transport turbulent de la vapeur d'eau loin de la surface

$$\lambda E = - \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{(e_a - e^*[T_s])}{r_W}$$

Malgré la dépendance non linéaire entre la pression de saturation et la température, la pression saturante à la température de la surface peut être estimée par

$$e^*[T_s] = e^*[T_a] + s(T_s - T_a)$$

$e^*[T_a]$ est la pression saturante évaluée à la température de l'air T_a

$s = de^*[T_a] / dT$ est la pente de la courbe

qui représente la pression saturante en fonction de la température évaluée à T_a

$$\lambda E = \frac{\rho C_p (e^*[T_a] + s(T_s - T_a) - e_a)}{\gamma r_w}$$

Le flux de chaleur latente augmente quand la température de la surface augmente

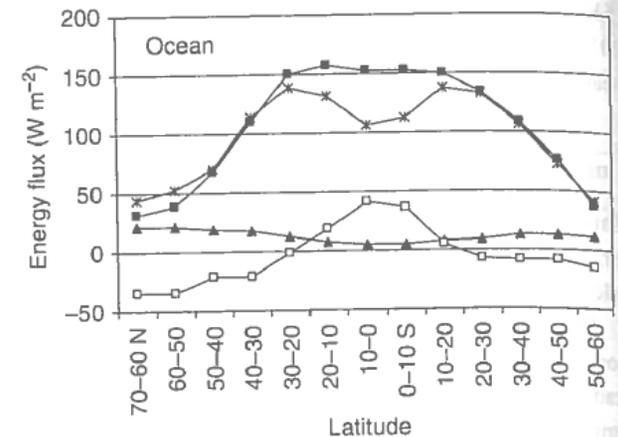
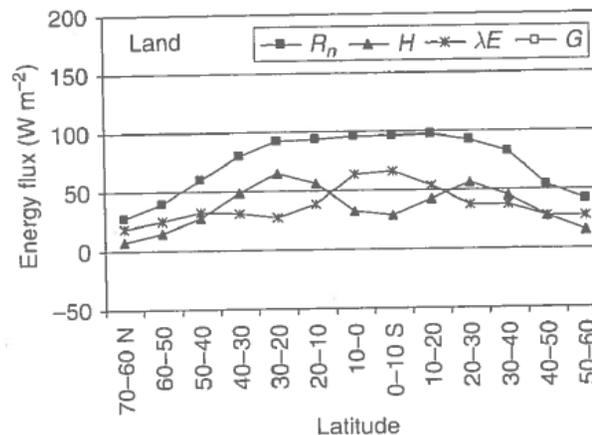
$$T_s - T_a = (r_H / \rho C_p)(R_n - G - \lambda E)$$

$$\lambda E = \frac{s(R_n - G) + \rho C_p (e^*[T_a] - e_a) / r_H}{s + \gamma (r_w / r_H)}$$

La relation de Budyko

- Budyko a proposé une relation pour décrire la variation géographique de l'évaporation annuelle en termes de précipitation annuelle et de rayonnement net annuel
- La répartition des flux de chaleur sensible et latente varie fortement avec les conditions atmosphériques et l'humidité du sol, mais certaines tendances générales peuvent être décelées.
- Dans les régions tropicales, il y a de beaucoup de rayonnement net pour évaporer l'eau et il y a amplement de précipitations pendant l'année pour maintenir l'évaporation
- L'évaporation décroît dans les sous-tropiques (10 à 30°). Le rayonnement est encore suffisant pour évaporer l'eau mais les précipitations annuelles sont faibles.
- L'évaporation augmente entre les latitudes 30° et 50°, où les tempêtes sont fréquents

Annual average energy flux



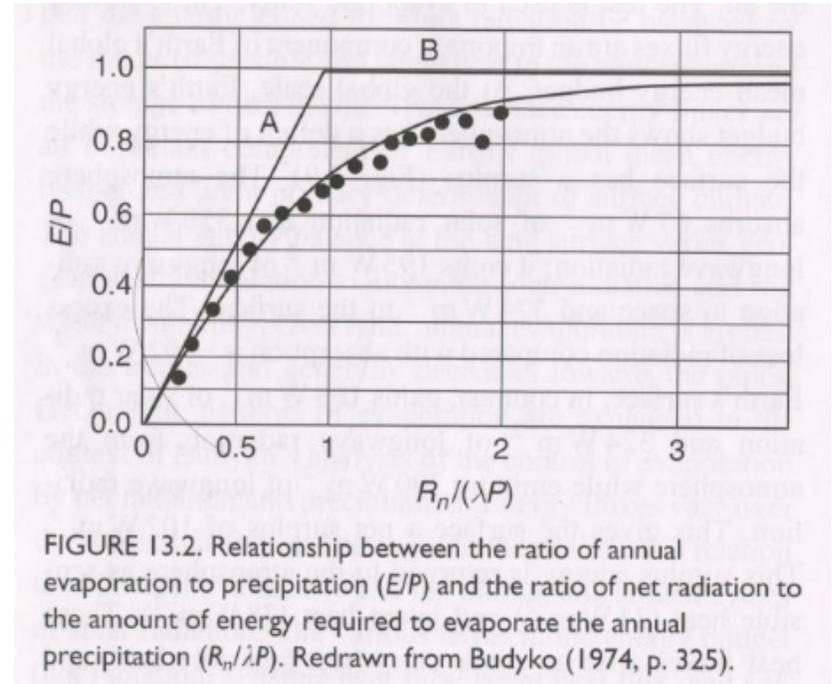
La relation de Budyko

- $R_n/\lambda P$ est l'indice de sécheresse radiative (radiative dryness index)
- Lorsque le sol est sec, Budyko suppose que le ruissellement est zéro et que toute la précipitation s'évapore à condition que le rayonnement net soit suffisant pour évaporer l'eau.

Ceci est représenté par la ligne B

$$E \rightarrow P \text{ quand } R_n \gg \lambda P, \text{ et } \frac{E}{P} \rightarrow 1 \text{ avec } \frac{R_n}{\lambda P} \rightarrow \infty$$

$$E \rightarrow P \text{ for } R_n \gg \lambda P, \text{ or, } \frac{E}{P} \rightarrow 1 \text{ as } \frac{R_n}{\lambda P} \rightarrow \infty$$

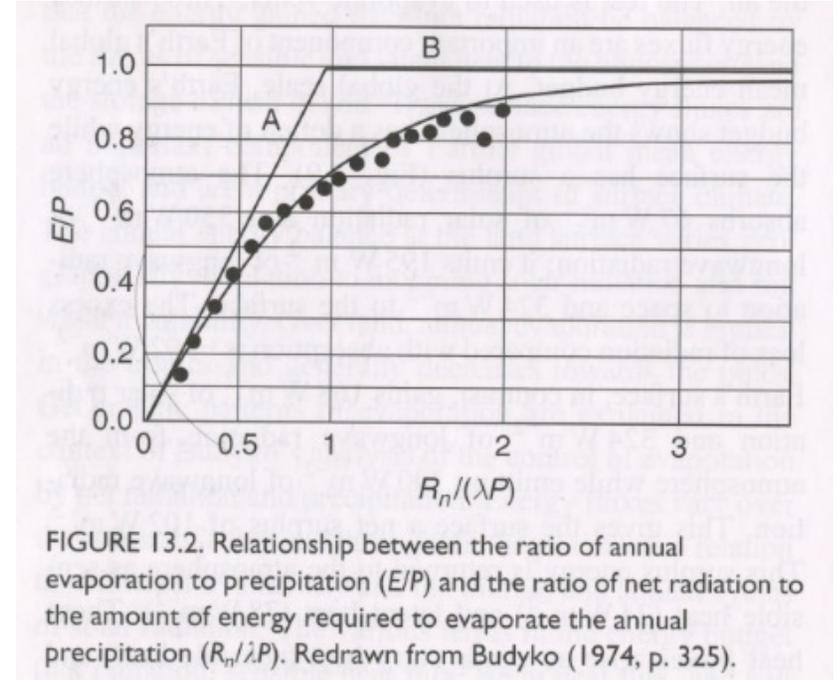


La relation de Budyko

- Là où l'eau du sol est abondante, le facteur limitant de l'évaporation n'est pas la précipitation, mais plutôt par le rayonnement net:

$$E \rightarrow \frac{R_n}{\lambda} \text{ quand } R_n \ll \lambda P, \text{ ou, } \lambda E \rightarrow R_n \text{ quand } \frac{R_n}{\lambda P} \rightarrow 0$$

$$E \rightarrow \frac{R_n}{\lambda} \text{ for } R_n \ll \lambda P, \text{ or, } \lambda E \rightarrow R_n \text{ as } \frac{R_n}{\lambda P} \rightarrow 0$$



Ceci est représenté par la ligne A. Ces deux lignes définissent les limites de l'évaporation. Les observations montrent une transition douce entre ces deux cas limites. La relation d'ajustement est :

$$E = \left[\frac{R_n P}{\lambda} \left(\tanh \frac{\lambda P}{R_n} \right) \left(1 - \cosh \frac{R_n}{\lambda P} + \sinh \frac{R_n}{\lambda P} \right) \right]^{1/2}$$

où $R=P-E$ peut être utilisé pour déterminer le ruissellement

