

REMARQUES SUR L'ÉVAPORATION DES SURFACES NATURELLES ET SON ÉVALUATION

C. Riou
O.R.S.T.O.M.

RÉSUMÉ

Un couvert végétal est un milieu complexe que l'analyse thermodynamique réduit à une surface d'échange horizontale. Les procédés habituels d'estimation de l'évaporation restent utilisables, si l'on introduit des paramètres supplémentaires liés au niveau de référence qui est ici arbitraire. A la suite de quelques hypothèses, on est amené à conclure que la formule de PENMAN peut encore exprimer correctement les consommations d'eau maximales du couvert.

L'analyse des consommations d'eau des surfaces naturelles s'est largement inspirée des résultats obtenus par l'étude des transferts turbulents, appliquée aux surfaces d'échanges planes, où les gradients horizontaux de quantité de mouvement, d'humidité et de température sont supposés être nuls.

Pour cela, on a souvent assimilé l'ensemble des feuilles d'un couvert végétal qui sont chacune le lieu d'échange avec l'atmosphère, à une surface plane, de caractéristiques thermodynamiques définies ; on passe ensuite tout naturellement au concept d'évapotranspiration potentielle, quand on admet que la pression de vapeur d'eau y est saturante. L'évaporation du couvert s'exprime alors comme celle d'une nappe d'eau libre, par des paramètres de l'atmosphère et de la surface : émissivité, albédo, rugosité, hauteur de déplacement du plan de référence.

Même dans ce cas, on ne peut parler d'ETP climatique, puisque les couverts végétaux n'ont pas tous les mêmes caractéristiques, mais pour une gamme étendue de surfaces naturelles, les variations des consommations maximum d'eau mesurées se sont avérées faibles et l'on a pris l'habitude de parler d'ETP, sans autre précision et de la mesurer à partir d'un gazon court pour des raisons évidentes de commodité. Une telle approximation a connu un succès d'autant plus grand qu'elle permet une information aisée sur les besoins en eau des plantes.

On a donc d'un côté un modèle d'une audacieuse simplification et de l'autre une série impressionnante de résultats expérimentaux qui semblent justifier ce qu'on appellera «l'hypothèse ETP».

Le but de cet article est de montrer que si l'on a de bonnes raisons de suspecter cette hypothèse, les procédés habituels d'évaluation peuvent cependant conduire à des résultats acceptables par le praticien.

REMARQUES PRÉALABLES

On notera tout d'abord trois faits :

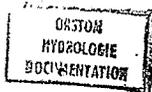
1) La notion de surface d'échange, fondée quand il s'agit d'un sol nu, de l'eau ou de la neige, devient floue quand on l'utilise pour un couvert végétal. D'ailleurs même quand la surface d'échange apparaît à l'observateur comme une réalité physique, les équations du transfert turbulent introduisent un niveau fictif qui dépend de la hauteur et de la distri-

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 39631

Cote : B

19 3 JUIN 1994



87066

bution des petites aspérités de la surface. Dans le cas de strates végétales, une infinité de plans horizontaux peuvent être considérés comme des surfaces d'échanges.

2) L'affaiblissement de la turbulence dans le couvert peut entraîner une hétérogénéité de la température et de la concentration de vapeur d'eau sur une surface d'échange. Les valeurs moyennes de ces grandeurs n'ont pas toujours une signification physique précise.

3) L'observation du feuillage montre que seul l'intérieur des méats, par où s'échappe la vapeur d'eau, est saturé ; à la surface d'une feuille ceci n'est déjà plus vrai ; l'hypothèse d'un niveau horizontal où la vapeur d'eau est en équilibre avec l'eau liquide n'est donc pas admissible. Il faut d'autre part noter que des tranches successives de végétation concourent à l'émission de vapeur d'eau et que ce flux n'est donc pas conservatif depuis le sol jusqu'à sa sortie du couvert.

L'hypothèse ETP ne repose donc pas sur des bases physiques réelles, mais sur une intuition apparemment féconde. Avant d'aller plus loin, il peut être utile de rappeler quelques notions.

BASES THERMODYNAMIQUES DE LA DIFFUSION DE L'EAU

Au cours de ses mouvements spontanés dans la biosphère, l'énergie libre de l'eau diminue. Celle-ci peut s'exprimer pour 1 gr d'eau, à partir de la pression e de sa vapeur en équilibre assimilée à un gaz parfait par l'expression :

$$F = F_0 - \frac{R\theta}{M} \text{Log} \frac{e_\theta}{e}$$

F_0 correspond à un état initial que nous supposons être celui de l'eau libre et pure en équilibre avec la pression de vapeur d'eau saturante e_θ ; le passage du niveau F_0 au niveau F étant supposé isotherme ; exprimé en unités CGS, ceci devient :

$$F = F_0 - 4,63 \cdot 10^6 \theta \text{Log} \frac{e_\theta}{e} + F_0 \text{ en ergs}$$

Tout ce qui contribue à diminuer la pression de vapeur d'eau en équilibre, va donc diminuer F : eau en solution, tension superficielle ...

Dans la plante, la diminution d'énergie libre ne dépasse guère $30 \cdot 10^6$ ergs, ce qui correspond à des variations e_θ/e de quelques centièmes et permet d'écrire :

$$F - F_0 \approx - \frac{R\theta}{M} \frac{de}{e_\theta}$$

où puisque $e_\theta = \rho_v \frac{R\theta}{M}$, $\Delta F = - \frac{de}{\rho_v}$

On constate que de fortes variations de ΔF résultent de très petites variations de de . Dans la plante, l'eau liquide peut donc toujours être considérée comme en équilibre avec la vapeur d'eau saturante.

Dans l'atmosphère par contre, on rencontrera des valeurs e_θ/e bien supérieures à 1 et donc des valeurs très élevées de $|\Delta F|$.

On a pris l'habitude d'appeler potentiel la valeur $\phi = F - F_0$ et par analogie avec le courant électrique d'exprimer le débit de l'eau sous la forme $q = - \frac{d\phi}{dr} dr$ représentant ici une résistance à la diffusion sur l'axe où l'on mesure $d\phi$. Pour la vapeur d'eau, on écrit également $q = - \frac{de}{dr} dr$ n'ayant pas la même dimension que précédemment, c'est à cette dernière valeur de r que nous donnerons ici le nom de résistance.

A un flux conservatif E le long de l'axe des r , on peut appliquer à un instant donné l'équation :

$$E = \frac{e_1 - e_2}{r_2 - r_1} = \frac{e_1 - e_2}{r_{1-2}}$$

L'équation de la diffusion turbulente de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est :

$$F = - \delta \rho k z u_* \frac{de}{dz}$$

$$\text{soit } r_{1-2} = \int_1^2 \frac{dz}{\delta \rho k z u_*} = \frac{1}{\delta \rho k u_*} \text{Log} \frac{z_2}{z_1}$$

u_* peut être obtenu à partir du profil du vent :

$$u_2 = (u_*/k) \text{Log} (Z_2/Z_0).$$

Pour un couvert végétal d'une certaine importance, on introduit la « hauteur de déplacement » d , telle qu'on a :

$$u_2 = (u_*/k) \text{Log} [(z_2 - d)/z_0]$$

$$r_{1-2} = \frac{1}{\delta \rho k u_*} \text{Log} [(z_2 - d)/z_1 - d]$$

Des mesures de la vitesse horizontale du vent à trois niveaux permettent de calculer u_* , d et z_0 .

On voit que pour une même valeur de u_2 , la résistance à la diffusion au-dessus d'un couvert sera d'autant plus faible que la surface sera plus «rugueuse» (Z_0 grand).

- R : Constante des gaz parfaits
- M : Masse moléculaire de la vapeur d'eau
- ρ_v : Masse spécifique de la vapeur d'eau
- δ : # $0,622/p_a$ (p_a : pression atmosphérique)
- k : Constante de von Karman = 0,40
- u_* : Vitesse de frottement
- ρ : Masse spécifique de l'air humide

Près du sol, la vitesse de l'air est très ralentie et l'écoulement tend à changer de nature. L'analogie de Reynolds qui propose l'égalité des coefficients de transfert de la chaleur, de la vapeur d'eau et de la quantité de mouvement, devient discutable. On se contente alors d'écrire :

$$E = \frac{e_s - e_1}{r_{s-1}} = \frac{e_1 - e_2}{r_{1-2}}$$

$$= \frac{e_s - e_2}{r_{s-1} + (1/\delta \rho k u_*) \text{Log} [(z_2 - d)/(z_1 - d)]}$$

r_{s-1} représente ici la résistance à la diffusion près du sol.

GÉNÉRALISATION DE LA FORMULE DE PENMAN

Dans la pratique des calculs de consommation maximum d'eau, on admet souvent après PENMAN, une même unité étant choisie pour l'évaporation E et le flux de chaleur C , les égalités suivantes :

$$C = \gamma(\theta_s - \theta_2) / r_{s-2} \quad (1)$$

$$E_p = (e_s - e_2) / r_{s-2} \quad e_s = e_{\theta_s}$$

En introduisant $E_2 = (e_{\theta_2} - e_2) / r_{s-2}$

et $\Delta = (e_{\theta_s} - e_{\theta_2}) / (\theta_s - \theta_2)$

(1) γ : constante psychrométrique

on trouve, en supposant $E + C = Q$ (rayonnement net) :

$$E_p = \frac{Q + (\gamma/\Delta) E_2}{1 + \gamma/\Delta}$$

Cette expression n'est utilisable que si l'on connaît r_{s-2} . Appliquées à l'évaporation de l'eau libre, les hypothèses sont acceptables et r_{s-2} peut être déterminée expérimentalement à partir de la mesure de la température de la surface de l'eau et de l'évaporation en bac ; une expression empirique de la forme $1/(a+bu)$ est souvent utilisée, où a et b sont des constantes. Aucun niveau n'étant saturé à l'intérieur de la végétation, il n'est pas possible d'appliquer ce résultat à un couvert végétal.

Nous allons d'abord distinguer à l'intérieur de la végétation le niveau à partir duquel le flux de chaleur et de vapeur d'eau sont conservatifs, et nous appellerons celui-ci le niveau effectif des échanges défini par la résistance r_{f-2} . Un tel niveau doit en général être proche du sommet de la couverture végétale. Un niveau s confondu avec le niveau affectif ou situé au-dessus, a une température θ , et une pression de vapeur d'eau $e_s \neq e_{\theta_s}$.

C/E devient alors

$$\gamma \frac{\theta_s - \theta_2}{e_s - e_2} = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_{\theta_s} - e_{\theta_2}}{e_s - e_2} = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_{\theta_s} - e_2 - (e_{\theta_s} - e_2)}{e_s - e_2}$$

Si on introduit $E_s = \frac{e_{\theta_s} - e_2}{r_{s-2}}$ évaporation d'une surface

saturée à la température θ_s on obtient :

$$E + \frac{\gamma}{\Delta} E_s = Q + \frac{\gamma}{\Delta} E_2 \quad [1]$$

Dans cette expression, nous supposons que le stockage de la chaleur et de la vapeur d'eau sous le niveau s est négligeable. On peut également écrire :

$$C/E = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_{\theta_s} - e_s + e_s - e_2 + e_2 - e_{\theta_2}}{e_s \quad e_2}$$

soit en posant $D_s = e_{\theta_s} - e_s$ et $D_2 = e_{\theta_2} - e_2$ déficits de saturation aux niveaux s et 2 :

$$E = \frac{Q + (\gamma/\Delta)(D_2 - D_s) / r_{s-2}}{1 + \gamma/\Delta} \quad [2] \quad (1)$$

Les équations [1] et [2] s'appliquent évidemment à toute surface naturelle saturée ou non. L'erreur

(1) Expression utilisée par plusieurs auteurs dont A. PERRIER.

commise par la formule de PENMAN E_p est alors $E - E_p = -\gamma dE$ ($\gamma + \Delta$) si l'on pose $E_s - E = dE = D_s/r_{s-2}, \gamma/(\Delta + \gamma)$ variant de 0,20 à 0,30 entre 30° et 20° de température, on voit qu'un écart dE assez important peut ne pas entraîner une erreur catastrophique. Pour $E_s/E = 1,5$, l'erreur relative $(E_p - E)/E$ n'est que de 10 % à 30°.

Certains auteurs comme MAC ILROY ont souligné qu'on avait l'évapotranspiration potentielle minimum E_m quand $D_s = D_2$. Les mesures d'évapotranspiration maximum d'un gazon ras en zone équatoriale nous ont montré qu'on avait pendant la saison pluvieuse $E \approx 0,77 Q$, ce qui est proche de $\Delta Q/(\Delta + \gamma)$. Dans l'hypothèse $E = E_m$, l'erreur relative $(E_p - E_m)/E_m$ est $-\gamma E_a/\Delta Q$; calculée en zone équatoriale, cette erreur reste inférieure à 15 %, ce qui est encore tolérable.

INTRODUCTION D'UNE RÉSISTANCE INTERNE DU COUVERT

MONTEITH un des premiers a supposé qu'il existait sous le niveau s un niveau i (l'intérieur des stomates), ou $e_i = e_{\theta_i} = e_{\theta_s}$. On a alors :

$$E = \frac{e_{\theta_s} - e_s}{r_i} = \frac{e_s - e_2}{r_{s-2}} = \frac{e_{\theta_s} - e_2}{r_i + r_{s-2}}$$

$$E_s = \frac{e_{\theta_s} - e_2}{r_{s-2}} = E \left(1 + \frac{r_i}{r_{s-2}} \right)$$

$$E = \frac{Q + (\gamma/\Delta) E_2}{1 + (\gamma/\Delta) (1 + r_i/r_{s-2})}$$

A. PERRIER propose une expression identique, mais définit r_i dans le cas où les surfaces d'échange sont supposées saturées.

Une telle résistance r_i à la diffusion de la vapeur d'eau peut être explicitée dans le cas d'une surface «humide» dans le sol (e_o, θ_o), surmontée d'un «mulch» naturel ou non, d'épaisseur Z .

Dans ce cas, on peut évaluer $dE = E_s - E =$

$$\begin{aligned} \frac{e_{\theta_s} - e_s}{r_{s-2}} &= \frac{e_{\theta_s} - e_o + e_o - e_s}{r_{s-2}} \\ &= \frac{\Delta(\theta_s - \theta_o) + e_o - e_s}{r_{s-2}} \end{aligned}$$

L'évaporation empruntant son énergie au flux de chaleur dans le sol, on peut écrire :

$$\begin{aligned} E &= (k/z) (\theta_s - \theta_o) = (D/z) (e_o - e_s) = (e_o - e_s)/r_i \quad (1) \\ dE &= (e_o - e_s) (1 + \Delta D/k)/r_{s-2} \end{aligned}$$

et

$$E - E_p = -\gamma r_i E (1 + \Delta D/k)/r_{s-2} (\Delta + \gamma)$$

Posons :

$$\begin{aligned} E &= d \sum E \\ E_p &= d \sum E_p \\ Z &= m \sum E \quad m \text{ dépendant de la nature du sol} \end{aligned}$$

soit :

$$\begin{aligned} r_i &= m \sum E/D \\ \gamma m (1 + \Delta D/k)/Dr_{s-2} (\Delta + \gamma) &= A \text{ supposé constant} \end{aligned}$$

On trouve finalement

$$\begin{aligned} d \sum E + A \sum E d \sum E &= d \sum E_p \text{ et} \\ \sum E + A(\sum E)^2 / 2 &= \sum E_p \end{aligned}$$

Une telle variation de l'évaporation du sol nu a été mise en évidence par plusieurs auteurs (A. VERNET, A. PERRIER ...).

Dans le cas d'un couvert, on peut considérer que les flux de chaleur et de vapeur d'eau augmentent avec la hauteur jusqu'au niveau effectif à partir duquel ils deviennent constants. Cette augmentation des flux se produit à partir d'un niveau zéro, saturé, qui est la surface du sol, tant que le potentiel de l'eau n'y atteint pas des valeurs très faibles, où dans ce dernier cas un niveau situé sous la surface. Au niveau r défini par la valeur r_{o-z} on écrira $E_r = - (de/dr)_r < E$; posons $E_r = n_r E$, n_r caractérisant ainsi le taux d'évaporation au niveau r . On a alors :

$$-\int_0^{r_{o-f}} de = e_o - e_f \quad (2)$$

$$= \int_0^{r_{o-f}} E_r dr = E \int_0^{r_{o-f}} n_r dr = R_e E$$

$$-\int_0^{r_{o-f}} d\theta = \gamma (\theta_o - \theta_f) = C \int_0^{r_{o-f}} n_r dr = R_\theta C$$

1) k et D : conductivité thermique et diffusivité de la vapeur d'eau du sol. 2) On pourrait appeler les valeurs R , résistances équivalentes.

$$\beta = \frac{C}{E} = \gamma \frac{\theta_o - \theta_f}{e_o - e_f} \frac{R_e}{R_\theta} = \gamma \frac{\theta_o - \theta_2}{e_o - e_2} \frac{r_{f-2} + R_e}{r_{f-2} + R_\theta}$$

$$E = \frac{Q + (\gamma/\Delta)(e_{\theta_2} - e_2) / (r_{f-2} + R_\theta)}{1 + \gamma'/\Delta}$$

$$\gamma' = \gamma \frac{r_{f-2} + R_e}{r_{f-2} + R_\theta}$$

Cette expression n'est guère d'une grande utilité, R_e et R_θ variant avec le vent, et le rayonnement et R_e avec la régulation stomatique à l'échelle du couvert, mais elle nous permet quelques remarques :

a) n augmente avec r, mais l'intégrale R_e prend des valeurs très différentes suivant la variation du taux d'évaporation en fonction de la hauteur du niveau considéré ; à un couvert de forte évaporation au sommet, correspond une valeur très réduite de R_e ; au contraire, une surface évaporante unique près du niveau zéro entraînera une valeur élevée de R_e , la valeur maximum étant r_{o-f} (figure 1).

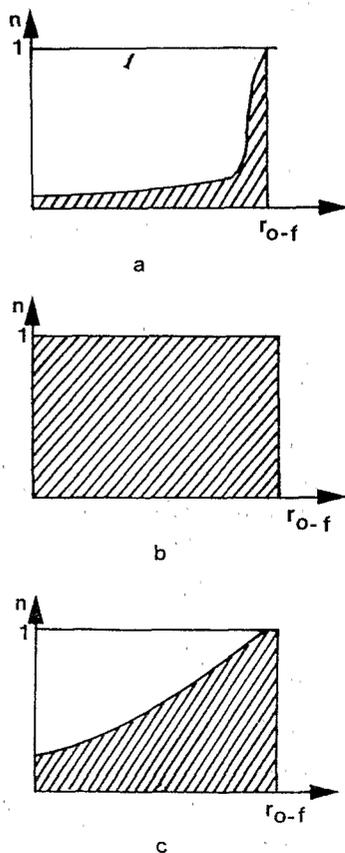


Fig. 1 : Différentes valeurs de R (surface hachurée).
a) flux émis près du sommet.
b) flux à la base du couvert.
c) cas moyen.

b) nous aurons alors les cas limites théoriques suivants :

— R_θ petit devant R_e , et r_{f-2}

on retrouve
$$E = \frac{Q + (\gamma/\Delta)E_2}{1 + (\gamma/\Delta)(1 + R_e/r_{f-2})}$$

C'est l'équation classique avec résistance. D'une façon générale, la fermeture des stomates entraînera une augmentation de R_e par rapport à R_θ

— R_e petit devant R_θ et r_{f-2}

$$E = \frac{Q + (\gamma'/\Delta)E_2}{1 + (\gamma'/\Delta)} \quad \text{avec } \gamma' < \gamma$$

E/E_p reste proche de 1, tant que Q/E ne s'en écarte pas nettement.

— R_e et R_θ peu différents, $r_{f-2} + R_\theta$ grand.

$$E \approx \frac{Q}{1 + \gamma/\Delta}$$

— Enfin, et c'est sans doute le cas le plus fréquent dans de bonnes conditions d'alimentation hydrique du couvert, les feuilles étant un lieu commun d'échanges de chaleur et de vapeur d'eau avec l'atmosphère : R_e est voisin de R_θ , on retrouve la formule classique de PENMAN, mais la résistance r_{s-2} à faire intervenir devient $r_{f-2} + R_\theta$.

DÉFICIT DE SATURATION "APPARENT" D'UN COUVERT

Dans les équations (1) et (2) sont liés d'une part, les paramètres r_{s-2} et E_s , d'autre part r_{s-2} et D_s , et l'on peut se donner a priori l'un ou l'autre. Dans la formule de PENMAN appliquée aux nappes d'eau, on se donne $E_s = 0 = D_s$ et l'on est réduit à chercher r_{s-2} ; quand on l'utilise ensuite sous sa forme généralisée pour les couverts végétaux on conserve souvent cette valeur de r_{s-2} et on est donc amené à évaluer E_s ou D_s .

Admettons par exemple que l'on connaisse la résistance entre le niveau d et le niveau 2 soit r_{d-2} (KONSTANTINOV, par exemple, à la suite de mesures effectuées sur des surfaces peu rugueuses, pense que la résistance entre le niveau d et le niveau d+z est du même ordre que celle entre le niveau

$d + z$ est le niveau $z = 200$ cm et qu'elle peut donc être estimée à partir du profil du vent). Le niveau d étant inférieur à la hauteur de la végétation, et donc du niveau effectif, les valeurs de e_d et θ_d , qui sont à prendre en compte deviennent fictives et ne peuvent être obtenus que par extrapolation des profils de température et de vapeur d'eau. Ceci peut être montré à partir de la représentation graphique, $e = f(r)$ la température y étant représentée par la pression de vapeur d'eau saturante qui lui correspond. Sur un graphique, un flux conservatif entre deux niveaux est représenté par un segment de droite.

Dans cette représentation, D_2 et D_s sont représentés par ab et cd et E_s/E par gd/gc . (figure 2).

On voit qu'il peut exister des surfaces naturelles que nous appellerons pseudo-saturées, c'est-à-dire pour lesquelles tout se passe comme si le niveau d était saturé.

Des profils de température et de pression de vapeur d'eau effectués à Dubovka pour des conditions différentes de stabilité de l'atmosphère par KONSTANTINOV, au-dessus d'un champ de blé confirment l'existence de telles surfaces : le flux de chaleur y devient conservatif à partir du niveau d où très près, alors que la pression de vapeur d'eau présente un pic à 5 cm environ au-dessus de ce niveau (figure 3) l'auteur attribue ce fait à la morphologie du blé présentant un niveau de feuilles actives surmontant les tiges soumises au rayonnement solaire à évaporation nulle.

De nombreux couverts peuvent être de ce type, caractérisé par le fait que le niveau effectif des échanges est plus élevé que la hauteur de déplacement du vent ; c'est le cas de plantations arbustives à feuillage "aéré" (par la taille, par exemple) où le vent pénètre aisément.

Dans le cas de la formule de PENMAN, une fonction du vent est donnée a priori c'est-à-dire une résistance r_p qui définit le niveau de référence s . Cette valeur est déterminée à partir de l'évaporation de l'eau ; elle est donc supérieure à r_{f-2} .

On a en effet en général :

$$r_{f-2} < r_{(z_0+d)-2}(\text{couvert}) < r_{z_0-2}(\text{eau}) < r_{d-2}(\text{eau}) = r_p$$

Les valeurs de D et de E à prendre en compte

dans la formule de PENMAN généralisée sont donc fictives et inférieures aux grandeurs observées. La formule classique de PENMAN peut donc donner une estimation exacte où même par défaut de l'évapotranspiration réelle maximum. Ce dernier cas se produira quand on aura (figure 2) :

$$D_f/D_2 < (r_p - r_{f-2})/r_p = t.$$

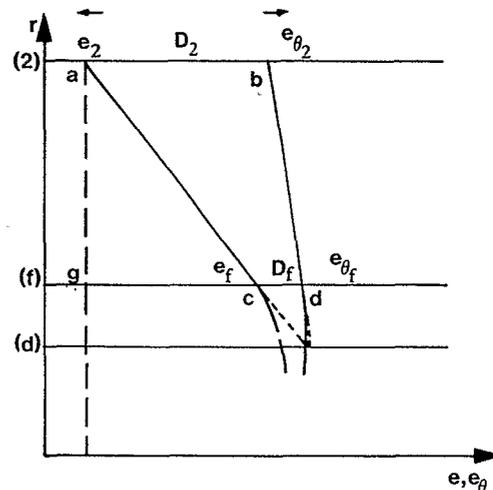


Figure 2 : Variation de la température et de la pression de vapeur d'eau en fonction de la résistance.

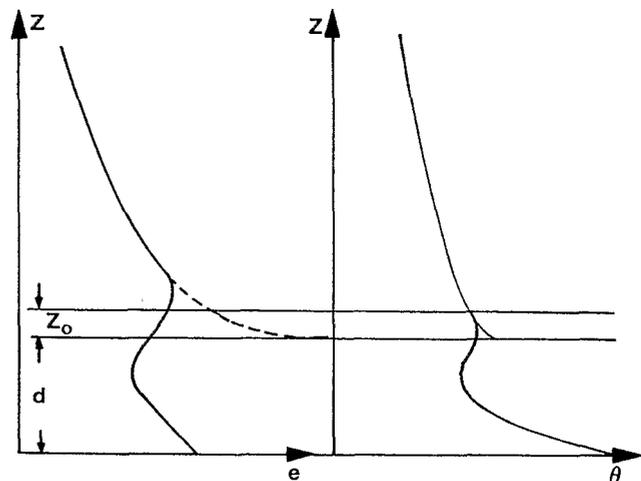


Figure 3 : Forme des profils de température et de pression de vapeur d'eau au-dessus d'un champ de blé (d'après Konstantinov).

Pour un couvert élevé, r_{f-2} diminue quand t augmente et tend vers 1. Comme il est fondé d'admettre qu'en général D_f/D_2 augmente quand la hauteur du couvert augmente, la surface foliaire diminuant vers le sommet de la végétation, l'inégalité devient peu probable. Ce phénomène de compensation (qui correspond, dans le paragraphe précédent au cas $R_e \neq R_\theta$, avec $R_\theta + r_{f-2}$ restant peu variable et proche de r_p est souvent confirmé par les mesures :

en Tunisie des consommations maximum d'eau mesurées pour des couverts d'herbe rase, de maïs, coton, luzerne et d'orangers en plantation serrée (DAMAGNEZ et COLL., 1963 - CRUESI, 1969) se sont avérées très voisines.

CONCLUSIONS

1) La formule de PENMAN fondée sur l'hypothèse ETP et ne pouvant donc être admise dans ses prémices quand il s'agit d'un couvert végétal n'entraîne pas nécessairement une estimation inacceptable pour l'utilisateur.

2) A partir de cette formule, généralisée pour être appliquée à toutes les surfaces naturelles, on montre qu'il peut exister des couverts végétaux se comportant vis-à-vis de l'évaporation comme s'ils étaient " saturés ".

3) Dans son emploi habituel, la formule de PENMAN introduit une résistance à la diffusion de l'eau dans l'atmosphère qui est obtenue à partir d'un plan d'eau. Au niveau de référence ainsi déterminé, de nombreux couverts végétaux peuvent être considérés comme fictivement proches de la saturation.

Ces remarques me semblent justifier l'emploi de cette formule et d'une façon plus générale le choix d'une valeur caractéristique de l'évaporation des couverts qui n'a pas une signification précise mais peut fournir une bonne valeur approchée des consommations d'eau maximum réelles.

BIBLIOGRAPHIE

CRUESI - 1970. Recherche et formation en matière d'irrigation avec des eaux salées.

J. DAMAGNEZ, RIOU CH. de VILLELE O. et EL AMAMIH - 1963. Problèmes d'évapotranspiration potentielle en Tunisie. Ann. Agron. INRA, 14.

KONSTANTINOV A.R. - 1963. Evaporation in nature. Israel Program for Scientific Translations.

MONTEITH J.L. - 1965. Evaporation and environment. Symposia of the Soc. for Exp. Biol. XIX. University Press, Cambridge.

PENMAN H.L. - 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. 193.

PERRIER A. - 1973. Bilan hydrique de l'assolement blé-jachère et évaporation d'un sol nu en région semi-aride. UNESCO, Actes Coll. Uppsala.

PERRIER A. - 1975. Étude Physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. III Ann. Agron. INRA, 26.

RIJTEMA P.E. - 1965. An analysis of actual évapotranspiration N° 679, Wageningen.

RIOU CH. - 1975. La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale. Mémoire ORSTOM N° 80.

STATYLER R.O. and Mc ILROY I.C. - 1961. Practical Microclimatology CSIRO, UNESCO.

TANNER C.B. - 1967. Measurement et évapotranspiration. Irrigation of agricultural lands. American Society of Agronomy N° II.

VERNET A. - 1963. Évaporation de l'eau du sol. Ann. Agron. INRA, 14.

