

Evaporation en bac et évapotranspiration potentielle

Expression de l'évaporation d'une petite nappe d'eau en fonction des données sous abri

Charles RIOU

Maitre de recherches de l'O.R.S.T.O.M.

Résumé

L'analyse des échanges de vapeur et de chaleur au-dessus d'une petite nappe d'eau située au sein d'une région plus ou moins sèche conduit à les exprimer en fonction des échanges thermiques et hydriques du voisinage influençant les données mesurées sous abri. Cette analyse permet, entre autres résultats, de retrouver la variation du simple au double de l'évaporation, déjà mise en évidence quand la surface évaporante diminue.

L'application en a été faite sous deux climats très différents: en zone sahélienne pour un bac colorado situé au milieu d'une surface nue à très faible évaporation; en zone équatoriale pour un bac colorado au sein d'une zone humide où la végétation disposait d'eau en quantité suffisante. Les résultats confirment les hypothèses faites et permettent d'envisager l'utilisation des données corrigées du bac pour traduire l'évapotranspiration potentielle.

Notations

Log	Logarithme népérien
U_{200}	Vitesse du vent à 2 mètres
Z_0	Rugosité
e_0	Tension de vapeur au niveau Z_0
e_z	Tension de vapeur au niveau Z
e_d	Tension de vapeur à 2 mètres sous abri
e_s	Tension de vapeur saturante à la température t_s de la surface évaporante (s)

t_s	Température de la surface (S)
t_a	Température de l'air au niveau 2 mètres (sous abri)
e_a	Tension de vapeur saturante à la température t_a
R_n	Rayonnement net
ρ	Densité de l'air
k	Constante de Von Karman
C, D	Coefficients de Dalton
d	$\frac{0,622}{p - 0,378 e_d}$
p	Pression atmosphérique
L	Chaleur latente d'évaporation
C_p	Chaleur spécifique de l'air sec à pression constante
γ	Constante psychrométrique
β	Rapport de Bowen
E	Evaporation du bac Colorado
E_N	Evaporation d'un grand réservoir
E_a	Evaporation fictive d'une nappe d'eau à la température sous abri
$E (s)$	Flux de vapeur ou évapotranspiration réelle
$Q (s)$	Flux de chaleur
R_g	Rayonnement global
R_{g0}	Rayonnement global maximal
SS	Durée d'insolation
SS_0	Durée d'insolation maximale

Position du problème

Un réseau de mesures d'évaporation sur bacs et d'évapotranspiration potentielle existe actuellement en Afrique Centrale, s'étendant du nord du Tchad au sud de l'Equateur.

L'anneau de garde irrigué, maintenu autour des bacs d'évapotranspiration, de 400 m² au moins, permet d'envisager la comparaison des données d'ETP entre elles, dans l'hypothèse que les effets de bord, importants en zone sèche, sont à peu près annulés par la présence de cet anneau. Il n'en est pas de même pour les bacs d'évaporation amplifiant considérablement les échanges chaleur-vapeur en zone sèche par leurs petites dimensions.

Le problème d'ordre général qui se pose peut alors s'énoncer de deux façons :

— Peut-on trouver une expression générale de l'évaporation d'une surface évaporante en fonction des données classiques sous abri, et de la dimension de cette surface ?

— Peut-on estimer l'évaporation d'une grande surface à partir de données obtenues pour des réservoirs de petites dimensions pour lesquelles les effets parasites ne peuvent être considérés comme négligeables ?

Ce problème a été abordé sous différents angles :

Empiriquement de nombreux auteurs définissent un coefficient de bac permettant de passer par une simple réduction d'un bac à une grande étendue d'eau. L'étude

aérodynamique a permis à SWINBANK, PRIESTLEY, DEACON de mettre en évidence la variation du simple au double de l'évaporation par réduction de la surface évaporante. R. J. BOUCHET a retrouvé ce résultat à partir du bilan énergétique.

La résolution de ce problème est déterminante pour la méthodologie des mesures en zone sèche, tant pour la généralisation à de grandes surfaces des mesures locales d'ETP, que pour l'utilisation des données obtenues sur bacs.

Expression des flux de vapeur d'eau au-dessus d'une surface évaporante

Soit une région de surface (S) pour laquelle les flux de chaleur et de vapeur sont Q (S) et E (S).

Cette surface est prise suffisamment grande pour que les flux soient conservatifs jusqu'au niveau 200 cm, niveau des observations sous abri: tension de vapeur e_a , température t_a .

Soit une surface d'eau libre (s) située à l'intérieur de (S) pour laquelle les flux de chaleur et de vapeur sont Q (s) et E (s). On admettra pour simplifier que la rugosité est pratiquement la même pour les deux surfaces.

Si le flux de vapeur d'eau est conservatif jusqu'au niveau $Z < 200$ cm, on peut écrire, U_0 étant négligeable devant U_{200} .

$$E(s) = \rho k^2 d \frac{U_{200}}{\text{Log} \frac{200}{Z_0} \text{Log} \frac{Z}{Z_0}} (e_0 - e_z) \quad (*) \quad (1)$$

Cette expression suppose la nullité du gradient latéral, ce qui n'est pas le cas.

On admettra que Z représente une « hauteur équivalente » telle que l'égalité (1) soit admissible.

L'introduction d'un paramètre m_z (KONSTANTINOV) tel que:

$$m_z = \frac{e_z - e_0}{e_z - e_s}$$

permet d'écrire:

$$E(s) = \rho k^2 d \frac{m_z U_{200}}{\text{Log} \frac{200}{Z_0} \text{Log} \frac{Z}{Z_0}} (e_s - e_z) \quad (2)$$

Si ce flux de vapeur était conservatif jusqu'au niveau Z' , tel qu'à ce niveau on ait $e_{z'} = e_a$, on aurait l'égalité:

$$E(s) = \rho k^2 d \frac{m_z U_{200}}{\text{Log} \frac{200}{Z_0} \text{Log} \frac{Z'}{Z_0}} (e_s - e_a) \quad (3)$$

équation qui définit le niveau fictif Z' (fig. 1).

(*) Cette équation est valable pour une atmosphère neutre. Elle a été généralisée en tenant compte de l'influence de la stabilité de l'atmosphère sur la turbulence. L'expression simplifiée (1) a cependant été conservée, car les résultats ultérieurs peuvent être généralisés sans difficulté.

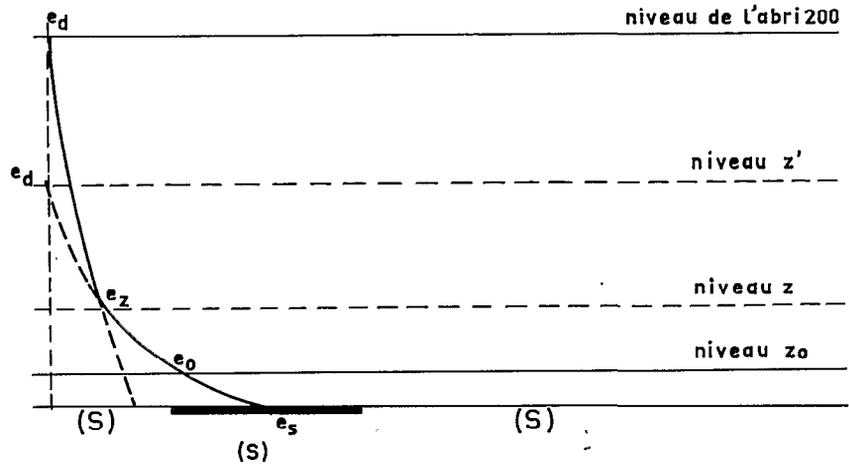


Fig. 1. — Variation de la tension de vapeur d'eau en fonction du niveau au-dessus de la surface évaporante.

Enfin, quand (s) tend vers (S), de telle sorte que Z devient le niveau 200, on a :

$$E (s_{200}) = \rho k^2 d \frac{m_{200} U_{200}}{\left(\text{Log} \frac{200}{Z_o} \right)^2} (e_{s_{200}} - e_d) \quad (4)$$

Posons :

$$\frac{m_z}{\text{Log} \frac{Z'}{Z_o}} = \lambda \frac{m_{200}}{\text{Log} \frac{200}{Z_o}}$$

de (2) et (3), on tire :

$$\frac{e_s - e_d}{e_s - e_z} = \frac{m_z \text{Log} \frac{Z'}{Z_o}}{m_{z'} \text{Log} \frac{Z}{Z_o}} = \frac{m_z}{\lambda m_{200}} \frac{\text{Log} \frac{200}{Z_o}}{\text{Log} \frac{Z}{Z_o}}$$

Introduisons pour simplifier l'écriture la variable F (z), telle que :

$$F (z) = \frac{m_{200} \text{Log} \frac{Z}{Z_o}}{m_z \text{Log} \frac{200}{Z_o}}$$

il reste :

$$\frac{e_s - e_d}{e_s - e_z} = \frac{1}{\lambda F (z)} \quad (5)$$

Expression des échanges de chaleur au-dessus de la surface (s)

On suppose que le flux de chaleur est également conservatif jusqu'au niveau (Z). Par ailleurs, les travaux russes (KONSTANTINOV) ont mis en évidence la similitude des profils de température et d'humidité et justifient l'égalité:

$$m_z = \frac{t_z - t_o}{t_z - t_s}$$

on peut alors écrire:

$$Q(s) = \rho k^2 C_p \frac{m_z U_{200}}{\text{Log} \frac{200}{Z_o} \text{Log} \frac{Z}{Z_o}} = (t_z - t_s) \quad (6)$$

Q(s) étant positif pour un flux reçu par (s).

Posons:

$$t_z - t_s = t_z - t_a + t_a - t_s = t_z - t_s + t_s - t_a + t_a - t_s$$

Si le flux de chaleur n'est conservatif que jusqu'au niveau Z, on a pratiquement, entre Z et 200, une tranche d'atmosphère non modifiée par l'introduction de (s) de telle sorte qu'on peut écrire:

$$Q(S) = k^2 \rho C_p \frac{U_{200} m_{200}}{\left(\text{Log} \frac{200}{Z_o}\right)^2} (t_s - t_a) \quad (7)$$

$$= k^2 \rho C_p \frac{U_{200} m_z}{\text{Log} \frac{200}{Z_o} \text{Log} \frac{Z}{Z_o}} (t_s - t_a) \quad (8)$$

On tire de (7) et (8):

$$\frac{t_s - t_z}{t_s - t_a} = \frac{m_{200}}{m_z} \frac{\text{Log} \frac{Z}{Z_o}}{\text{Log} \frac{200}{Z_o}} = F(Z)$$

d'où:

$$t_z - t_s = (t_s - t_a) [1 - F(Z)] + t_a - t_s$$

Expression du rapport de Bowen

Celui-ci s'exprime pour (s) sous la forme:

$$\beta = - \frac{Q(s)}{LE(s)} = \frac{C_p}{dL} \frac{t_z - t_o}{e_z - e_o} = \frac{C_p}{dL} \frac{t_z - t_s}{e_z - e_s}$$

soit en posant $\frac{C_p}{dL} = \gamma$

$$\beta = - \gamma \frac{t_a - t_s}{e_s - e_a} \frac{1 - \frac{t_s - t_a}{t_s - t_a} [1 - F(Z)]}{\lambda F(Z)} \quad (9)$$

Valeurs de $F(z)$

KONSTANTINOV donne un certain nombre de valeurs de m_z pour différentes valeurs de Z et Z_0 , ce qui nous permet de calculer la valeur correspondante de $F(z)$. Pour $Z_0 = 0,2$ cm, on a :

$Z = 20$ cm	$F(z) = 0,90$
$Z = 50$ cm	$F(z) = 0,93$
$Z = 100$ cm	$F(z) = 0,96$
$Z = 200$ cm	$F(z) = 1.$

Une valeur remarquable a été mise en évidence pour m_{200} quel que soit Z_0 , $m_{200} = 0,5$.

Enfin, on peut tirer de l'équation de transfert d'un flux conservatif entre Z_0 et 200 la valeur de $F(z)$ quand Z tend vers Z_0 . $F(z)$ représente alors :

$$\begin{aligned} \frac{e_{s200} - e_0}{e_{s200} - e_d} &= \frac{e_{s200} - e_d + e_d - e_0}{e_{s200} - e_d} \\ &= 1 - m_{200} \\ &= 0,5 \end{aligned}$$

Valeurs de λ

λ peut être directement tirée de la comparaison de la loi de DALTON pour des surfaces d'eau libre de différentes dimensions.

En effet pour une grande nappe, l'équation (4) s'applique et son expression simplifiée

$$E(s_{200}) = C U_{200} (e_{s200} - e_d)$$

n'est autre que la loi de DALTON.

Pour (s) on aurait :

$$E(s) = D U_{200} (e_s - e_d)$$

or $\frac{D}{C}$ n'est autre que λ .

Cette comparaison a été effectuée à Fort-Lamy pendant cinq ans pour deux bacs colorado, l'un situé au milieu d'une zone sèche, l'autre au sein d'une pelouse irriguée (400 m²), le bas sans anneau de garde évaporant près de 20% de plus que l'autre. La valeur trouvée pour λ est pratiquement constante et proche de 1 (inférieure à 1,07). L'écart entre C et D peut venir d'ailleurs en partie du mode de calcul de e_s , et des rugosités différentes des surfaces autour des bacs.

Remarques

Dans la formule (9), si on fait $F(z) = 1$ (ce qui implique $\lambda = 1$), on retrouve évidemment le rapport de BOWEN β_p , tel qu'il est exprimé dans la formule de PENMAN. En fait, on peut remarquer que β_p est une expression approchée de β quand $F(z)$ est peu différent de 1 (λ étant proche de l'unité, même quand Z est petit). Or les valeurs citées pour $F(z)$ montrent que $F(z)$ reste proche de 1, même pour Z nettement inférieur à 200. Ceci explique que la formule de PENMAN puisse rendre compte de l'évaporation pour des surfaces comme une pelouse irriguée de 400 m² en zone sèche, bien que celle-ci n'influence pas les données sous abri.

Cas limite : effet de bord maximal

Celui-ci a lieu quand Z tend vers Z_0 , soit quand $F(z)$ tend vers 0,5. La formule (9) devient:

$$\beta = -\frac{\gamma}{\lambda} \frac{t_a - t_s}{e_s - e_d} \left[2 - \frac{t_s - t_a}{t_s - t_a} \right] \quad (10)$$

Valeurs remarquables

Quand la région autour de (s) a un rayonnement net nul, le bilan énergétique fait apparaître un gradient nul pour la température au-dessus de (S), soit $t_s = t_a$. Le rapport (10) devient:

$$\beta = -2 \frac{\gamma}{\lambda} \frac{t_a - t_s}{e_s - e_d}$$

— Si l'évaporation de (S) est nulle, le gradient de tension de vapeur est nul, et l'on a:

$$\frac{e_s - e_d}{e_s - e_z} = 1 = \frac{2}{\lambda}$$

on retrouve alors:

$$\beta = -1 = -\gamma \frac{t_a - t_s}{e_s - e_d} \quad (11)$$

qui n'est autre que l'équation psychrométrique.

— Si la région (S) a un rayonnement net non nul, mais une évaporation nulle, on a:

$$\lambda = 2 \text{ et } t_a \neq t_s \text{ avec } Q(s) = R_n$$

l'équation (10) devient:

$$\beta = -\frac{\gamma}{2} \frac{2(t_a - t_s) + (t_s - t_a)}{e_s - e_d}$$

soit:

$$\beta = -\gamma \frac{t_a - t_s + 0,5(t_s - t_a)}{e_s - e_d}$$

— Si nous prenons les notations de PENMAN, nous avons:

$$E_a = f(u) (e_a - e_d)$$

où $f(u)$ représente $\rho k^2 d \frac{m_{200} U_{200}}{\left(\text{Log} \frac{200}{Z_0}\right)^2}$

On posera:

$$\Delta = \frac{e_a - e_s}{t_a - t_s}$$

L'équation (12) s'écrit:

$$\beta = -\frac{\gamma f(u) (t_a - t_s) - 0,5 \gamma f(u) (t_s - t_a)}{f(u) (e_s - e_d)}$$

Or $\gamma f(u) (t_s - t_a)$ n'est autre que le flux de chaleur au-dessus de (S), soit R_n (exprimé en quantité d'eau évaporée équivalente).

$$f(u) (e_s - e_d) = \frac{E(s)}{\lambda} = \frac{E(s)}{2}$$

(12) devient:

$$\beta = \frac{-2 \frac{\gamma}{\Delta} \left[E_a - \frac{E(s)}{2} \right] - R_n}{E(s)}$$

par ailleurs $E(s) (1 + \beta) = R_n$

d'où:

$$E(s) - \frac{2\gamma}{\Delta} \left[E_a - \frac{E(s)}{2} \right] - R_n = R_n$$

et finalement:

$$\begin{aligned} E(s) &= \frac{2R_n + \frac{2\gamma}{\Delta} E_a}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}} \\ &= 2 \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \end{aligned}$$

expression qui est le double de la formule de PENMAN. On retrouve ainsi un résultat déjà mentionné et mis en évidence par d'autres méthodes (SWINBANK, BOUCHET).

Enfin, plaçons-nous dans le cas d'une région où le rayonnement net représente pratiquement l'évapotranspiration réelle $E(S)$. Pour une telle région on a $t_s = t_a$, et la formule (9) devient:

$$\beta = - \frac{\gamma}{\lambda F(z)} \frac{t_a - t_s}{e_s - e_d} \quad (13)$$

ce qui pour $F(z) = 0,5$, devient:

$$\beta = - \frac{\gamma}{0,5 \lambda} \frac{t_a - t_s}{e_s - e_d}$$

Nous admettons que ces conditions sont celles d'un bac colorado, sans anneau de garde en zone sèche; (la surface du bac est en effet suffisamment petite pour que l'hypothèse soit admissible).

L'expression (13) est finalement le rapport de BOWEN classique, multiplié par le coefficient $\frac{2}{\lambda}$.

On peut alors appliquer à $E(s)$ les approximations de PENMAN et écrire:

$$E(s) = \frac{\Delta R_n + \frac{2\gamma}{\lambda} \lambda E_a}{\Delta + \frac{2\gamma}{\lambda}} \quad (14)$$

En particulier, λ étant peu différent de 1, on peut calculer l'expression

$$E = \frac{\Delta R_n + 2\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma}$$

Ceci a été fait à partir des données obtenues sur bac colorado à la station de Bol-Dune, dans la zone sahélienne du Tchad.

Pour ce calcul on disposait:

— De la durée d'insolation, qui a permis de calculer le rayonnement global par la formule $R_g = R_{g_0} \left(0,28 + 0,52 \frac{SS}{SS_0} \right)$;

— De données tri-journalières de la température, de la tension de vapeur, des températures maximales et minimales, qui permettent le calcul de la formule de BRUNT et de $e_a - e_d$;

— De données tri-journalières de la température de l'eau du bac colorado et de l'évaporation journalière du bac, ce qui permet d'obtenir la fonction $f(u)$, le calcul de E_a et celui de Δ correspondant à $\frac{t_s + t_a}{2}$.

On peut alors comparer $E = \frac{R_n + 2\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma}$ et l'évaporation du bac colorado. Cette comparaison a été faite pour les moyennes mensuelles de 10 années d'observations (1957 à 1966).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
$\frac{\Delta R_n + 2\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma}$	8,7	10,2	11,3	10,9	9,9	8,4	7,2	5,9	7,0	8,6	9,0	8,0
E mesurée	8,6	10,1	11,5	10,9	9,8	8,5	7,5	6,1	6,9	9,1	9,3	8,1
					Année: calcul		3 192 mm					
					mesure		3 231 mm					

Les résultats sont tout à fait satisfaisants et montrent qu'on peut admettre $\lambda = 1$.

Estimation de l'évaporation d'un grand réservoir à partir des données du bac colorado

A partir de ces résultats et d'hypothèses simplificatrices, on peut estimer l'évaporation d'une grande nappe d'eau. Si on néglige les variations du stock de chaleur interne, celle-ci peut, en effet, se calculer par la formule de PENMAN qui s'écrit avec les notations précédentes:

$$E_N = \frac{\Delta R_n + \lambda \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

λ est ici inférieur ou égal à 1. Pour une très grande nappe, le niveau Z' (où la tension de vapeur est e_d mesurée sous abri, sur le bord sous le vent de la nappe) devient supérieur au niveau de l'abri, quand on s'éloigne du bord.

C'est ce que traduit la variation du « coefficient de DALTON » avec la surface du réservoir (HARBECK 1961). La valeur de λ peut, dans le cas de la station de Bol-

Dune, située sur le bord du lac Tchad, être déduite des comparaisons de la loi de DALTON appliquée d'une part au bac colorado, d'autre part au lac Tchad où BOUCHARDEAU a trouvé une valeur moyenne de 0,33 pour le rapport $E_N/e_{sn} - e_d$, ce qui permet d'attribuer à λ la valeur moyenne 0,59 (0,33: 0,56).

La formule de PENMAN s'écrit alors pour une grande nappe d'eau:

$$E_N = \frac{\Delta R_n + 0,59 \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

d'où la relation avec l'évaporation E du bac colorado:

$$E_N = \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma} \left(E - \frac{(2\gamma - 0,59 \gamma) E_a}{\Delta + 2\gamma} \right)$$

A partir des moyennes mensuelles de l'évaporation du bac colorado, citées plus haut, on obtient pour E_N en mm/mois:

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
E_N	155	165	217	217	232	217	210	183	192	221	180	150

Total annuel: 2 339 mm.

Tout en considérant ce qu'il y a d'aventureux à rapprocher ce résultat de la valeur obtenue (2 285 mm) à partir du bilan hydrologique du lac (dont la faible profondeur ne permet pas une grande inertie thermique), on constate néanmoins le faible écart (2,4%) entre ces deux chiffres.

Evaporation en bac colorado et évapotranspiration potentielle

$$ETP = f \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

où f est le « facteur de réduction » de PENMAN. Ce facteur est pour Fort-Lamy pratiquement constant et un peu supérieur à 0,8 (0,82 en moyenne).

La combinaison de cette formule et de :

$$E = \frac{\Delta R_n + 2\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma}$$

permet d'éliminer R_n et l'on trouve:

$$ETP = f \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma} \left(E - \frac{\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma} \right) \quad (15)$$

or, Δ varie pratiquement entre 1,2 et 1,9, ce qui donne pour $\frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma}$ une variation de 1,29 à 1,21.

On peut donc admettre que $f \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma}$ est pratiquement constant et peu différent de 1.

La comparaison entre ETP et $E - \frac{\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma}$ a été effectuée à Fort-Lamy où nous

disposons de 5 années de mesure de l'ETP, et dans le même temps de mesures d'évaporation en bac colorado. Les points se sont ajustés à une droite dont l'équation est:

$$ETP = \frac{1}{1,04} \left(E - \frac{\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma} \right) \quad (\text{fig. 2})$$

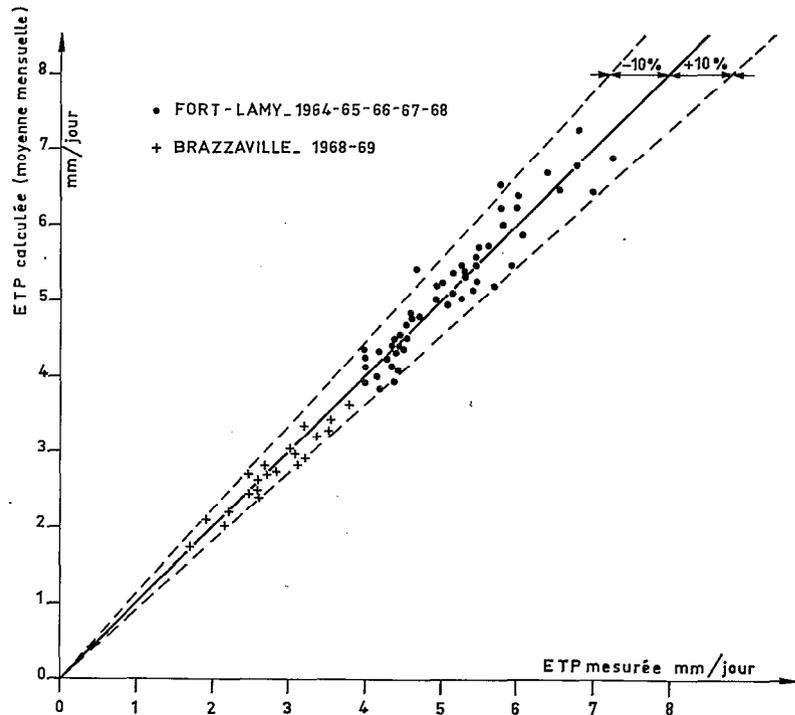


Fig. 2. — Evapotranspiration potentielle calculée à partir du bac colorado, et E.T.P. mesurée.

Les moyennes mensuelles obtenues par le calcul sont:

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
ETP calculée	4,37	5,35	6,25	6,50	6,52	5,35	4,60	3,75	4,40	5,30	5,13	4,35
ETP mesurée	4,16	5,07	6,22	6,36	6,45	5,27	4,51	3,90	4,48	5,60	5,30	4,32

Les totaux annuels sont les suivants:

Année	ETP annuelle		9 mois
	calculée	mesurée	
1964	(1351)	(1392)	
1965	1927	1895	
1966	1855	1819	
1967	1872	1894	
1968	1887	1910	
Moyenne	1879	1873	

Ces résultats confirment les hypothèses faites.

La formule (15) peut être appliquée à un bac situé au sein d'une région où l'évapotranspiration est égale à ETP. Pour une telle région $E_a = R_n$.

Si le bac n'échange pas de chaleur avec la surface avoisinante, $E = E_a$ et l'expression:

$$ETP = f \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma} \left(E - \frac{\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma} \right) \quad (15)$$

est alors identique à fE .

Si ce n'est pas le cas, l'équation (15) est différente de fE . Les observations effectuées à la station de Brazzaville, où un bac colorado est situé au milieu d'une pelouse de 1 200 m², montrent que le rapport $\frac{ETP}{E}$ varie légèrement au cours de l'année, et qu'il est toujours supérieur à f (12% en moyenne) ce qui mettrait en évidence l'influence de la pelouse sur l'évaporation du bac. L'équation (15) a été appliquée avec $f = 0,82$.

1968	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
ETP (15) calculée				3,46	2,50	2,11	2,02	2,42	2,94	2,85	2,72	2,83
ETP mesurée				3,56	2,60	1,94	2,17	2,62	3,23	3,13	2,70	2,69
	Année ETP calculée						730 mm					
	ETP mesurée						753 mm					

1969	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
ETP (15) calculée	2,74	3,39	3,62	3,29	2,64	2,22	1,77	2,45	3,08	2,98	3,23	2,75
ETP mesurée	2,47	3,20	3,80	3,54	2,63	2,24	1,71	2,50	3,04	3,10	3,39	2,84
	Année ETP calculée						1 038 mm					
	ETP mesurée						1 046 mm					

Les résultats sont tout à fait satisfaisants.

Conclusion

A partir de l'hypothèse simple de flux conservatifs jusqu'à une hauteur Z , l'analyse des flux de chaleur et de vapeur au-dessus d'une petite nappe d'eau libre peut être faite en introduisant deux facteurs, l'un qui fait intervenir cette hauteur Z , l'autre qui est lié à la déformation du profil de tension de vapeur d'eau. Ces deux facteurs peuvent être mesurés ou calculés sans difficulté.

Le rapport des flux de chaleur et de vapeur d'eau ainsi explicités aboutit à une généralisation du rapport de BOWEN dans le cas des petites nappes d'eau.

On retrouve par cette méthode le passage du simple au double de l'évaporation par réduction de la surface évaporante, et en considérant le cas limité de l'effet de bord maximum, on aboutit à une expression qui rend bien compte de l'évaporation

d'un petit réservoir en zone sèche (bac colorado). Exprimée en fonction des données sous abri, cette évaporation peut être aisément corrigée pour être ramenée à celle d'une grande surface.

La comparaison des mesures d'ETP et des données « corrigées » du bac colorado a été effectuée à Fort-Lamy pour cinq ans de mesure, et à Brazzaville pour deux années. Les résultats sont satisfaisants.

Bibliographie

- BOUCHARDEAU (A.) – « Etudes d'évaporation dans les régions Sahélo-Soudaniennes ». Assemblée générale de Toronto, AIHS 1957.
- BOUCHET (R. J.) – « Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole ». *L'eau et la production végétale*. I.N.R.A.
- KONSTANTINOV (A. R.) – « Evaporation in Nature ». Israel Program for Scientific Translations.
- RIOU (Ch.) et DUBOIS (G. J.) – « L'utilisation des bacs d'évaporation sous climat sahélien ». *Cahiers de l'O.R.S.T.O.M.*, Série Hydrologie, n° 5, décembre 1966.
- SLATYER (R. O.) et MAC ILROY (I. C.) – « Practical Microclimatology ».

ANNEXE

Les calculs s'effectuent de la manière suivante:

— R_n : rayonnement net mesuré, ou établi d'après les formules usuelles;

— E_a : $C U_{200} (\bar{e}_a - \bar{e}_d)$.

$$\bar{e}_a = 1/2 (\bar{e}_{aM} + \bar{e}_{am})$$

\bar{e}_{aM} est la tension de vapeur saturante correspondant à la température maximale moyenne sous abri t_M ;

\bar{e}_{am} la tension de vapeur saturante correspondant à la température minimale moyenne sous abri t_m .

$$\bar{e}_d = 1/2 (e_{d6} + e_{d12})$$

e_{d6} : tension de vapeur sous abri à 6 H T.U.;

e_{d12} : tension de vapeur sous abri à 12 H T.U.

C « coefficient de DALTON » indiqué dans de nombreuses formules, dont les différences proviennent en partie, du type d'anémomètre utilisé. Avec des anémomètres totalisateurs sensibles, nous avons trouvé:

$$C = 0,24, \text{ pour } U_{200} \text{ en m/sec, et } \bar{e}_a - \bar{e}_d \text{ en millibars}$$

En l'absence de mesures de vent, on peut estimer globalement le facteur $C U_{200}$ en faisant le rapport $E/\bar{e}_s - \bar{e}_d$, où E est l'évaporation du bac $\bar{e}_s = 1/2 (\bar{e}_{s6} + \bar{e}_{s12})$.

\bar{e}_{s6} : tension de vapeur saturante à la température moyenne de l'eau à 6 H T.U.: \bar{t}_{s6} ;

\bar{e}_{s12} : tension de vapeur saturante à la température moyenne de l'eau à 12 H T.U.: \bar{t}_{s12} .

$$\Delta \text{ correspond à } \bar{t} = 1/2 (\bar{t}_a - \bar{t}_s)$$

$$\bar{t}_a = 1/2 (\bar{t}_M + \bar{t}_m)$$

$$\bar{t}_s = 1/2 (\bar{t}_{s6} + \bar{t}_{s12})$$

γ constante psychrométrique 0,49 mm Hg/degré.

**Evaporation
d'un grand réservoir**

Si le bac colorado est implanté dans un site représentatif de la région (pelouse en zone bien arrosée, sol nu en zone aride), son évaporation peut être estimée par la formule:

$$E = \frac{\Delta R_n + 2\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma}$$

La formule donnant l'évaporation E_N d'un grand réservoir peu profond est alors:

$$E_N = \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma} \left(E - \frac{\gamma (2 - \lambda) E_a}{\Delta + 2\gamma} \right)$$

λ (≤ 1) dépend des dimensions du réservoir. Il peut être pris égal à 1, pour un réservoir dont la surface est de quelques hectares.

Evapotranspiration potentielle

ETP peut être estimée à partir de la formule:

$$ETP = f \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma} \left(E - \frac{\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma} \right)$$

f est le facteur de réduction, en général proche de 0,8, le terme $f \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma}$ étant alors peu différent de 1 dans la zone tropicale.