

DOUBLE

00551

Comité Inter- Etats pour l'Aménagement du
Bassin du Fleuve Sénégal

LA DETERMINATION DES PERTES D'EAU PAR
EVAPOTRANSPIRATION DANS LES PROJETS D'AMENAGEMENT
INTEGRE DU BASSIN DU FLEUVE SENEGAL

Note introductive au problème

par

Etienne A. BERNARD,
Conseiller technique permanent du C.I.E.

Avril 1967

R E S U M E

La présente note pose le problème de déterminer les pertes d'eau par évaporation des nappes d'eau libre et par évapotranspiration potentielle des cultures irriguées dans l'aménagement intégré de la vallée du fleuve Sénégal, depuis le futur lac réservoir de Gouina jusqu'à Saint Louis.

Un premier paragraphe souligne l'importance de ces pertes qui, dans les conditions climatiques d'aridité du bassin sénégalais, représentent annuellement 90 % des précipitations.

Les bases théoriques qui permettent de déterminer l'évaporation par les méthodes énergétique et aérodynamique sont rappelées (bilan énergétique, formules de Bowen, indice de Penman) ce qui permet de définir les éléments ou paramètres à observer ou à déterminer en vue des applications pratiques. A l'occasion de ce rappel, des opinions critiques sont émises sur le sens des approximations consenties.

Un troisième paragraphe expose les formes empiriques adoptées pour le calcul des éléments complexes de l'indice d'évaporation de Penman pour une nappe d'eau libre, calcul qu'on effectue à partir des observations élémentaires courantes (durée d'insolation, température et humidité de l'air, vitesse du vent). Pour les applications ultérieures, les valeurs des 8 paramètres intervenant dans ces formes devront être assignées dans les conditions climatiques de la vallée par des recherches météorologiques. Les traits climatologiques dominants de la vallée sont interprétés à partir de la courbe du régime de l'insolation à la limite de l'atmosphère, calculée pour la latitude 15° N.

Le calcul des indices mensuels et annuel de Penman pour l'évaporation d'une nappe d'eau libre (fictive) est ensuite effectué dans le détail de ses diverses étapes et à titre d'exemple, pour les cinq stations de Saint Louis, Richard Toll, Podor, Matam et Kayes. Les résultats fournis (tableaux annexés) montrent que, mis à part le climat littoral propre à Saint Louis, les régimes de l'évaporation pour les quatre autres stations restent fort comparables. La lame d'eau évaporée par an est de l'ordre de 2.400 mm avec un net maximum mensuel d'avril à juin, mois au cours desquels les contributions à l'évaporation totale des termes de rayonnement et de pouvoir évaporant (vent et déficit de saturation) restent du même ordre.

Une discussion étudie en outre l'échange de chaleur nappe-air. Elle analyse le sens des résultats pour estimer l'évapotranspiration potentielle et le bilan hydrique des cultures irriguées dans la vallée. L'utilisation des résultats pour l'étude des besoins concurrentiels en eau - agriculture, navigation - repose sur la relation de conversion : 2.400 mm/an, évaporés par 100.000 ha, correspondent à une perte de débit du fleuve de $2,4 \times 31,7 \text{ m}^3/\text{sec} = 76 \text{ m}^3/\text{sec}$, pour un débit moyen annuel de $790 \text{ m}^3/\text{sec}$. Chaque tranche évaporante de 100.000 ha-lac réservoir, nappe fluviale ou lacustre, cultures - consommera donc environ un dixième du volume d'eau disponible.

La conclusion souligne les besoins en observations météorologiques dans les projets intégrés PNUD-CIE.

P L A N

- I. IMPORTANCE DE LA QUESTION
 - II. BASES THEORIQUES
 - a. Forme énergétique de l'évaporation
 - b. Forme de Bowen
 - c. Forme de Penman pour l'évaporation d'une nappe d'eau
 - d. Forme de Penman pour l'évapotranspiration potentielle
 - e. Analyse critique des formes de Penman
 - III. DETERMINATION PRATIQUE DE L'INDICE DE PENMAN
 - a. Détermination du rayonnement global à partir de l'insolation I et de la durée d'insolation s/S
 - b. Détermination du rayonnement thermique net N
 - c. Détermination du pouvoir desséchant de l'air
 - IV. CALCUL DES INDICES MENSUELS DE PENMAN DANS LA VALLEE DU SENEGAL
 - V. DISCUSSION
 - a. Terme de rayonnement et terme aérodynamique
 - b. L'échange de chaleur nappe-air
 - c. L'évapotranspiration des cultures irriguées
 - d. Bilan hydrique et irrigation des cultures
 - e. Evapotranspiration et débits.
 - VI. CONCLUSIONS
 - VII. BIBLIOGRAPHIE
 - VIII. TABLEAUX ANNEXES
-

La détermination des pertes d'eau par évapotranspiration dans les projets d'aménagement intégré du bassin du fleuve Sénégal

par

Etienne A. BERNARD

Conseiller technique permanent du Comité Inter-Etats pour l'aménagement du bassin du fleuve Sénégal

IMPORTANCE DE LA QUESTION -

La dimension théorique de l'oeuvre d'aménagement intégré de la vallée du fleuve Sénégal est limitée par les facteurs suivants :

1°) Le nombre d'hectares de terres alluvionnaires, exploitables par l'agriculture intensive irriguée,

2°) La quantité d'eau disponible pour satisfaire aux besoins concurrentiels en eau, principalement à ceux de l'irrigation et de la navigation, laquelle doit pouvoir être assurée durant toute l'année entre Saint Louis et Kayes.

Le bilan hydrologique d'un bassin fluvial au cours d'une période donnée exprime que les précipitations P tombées sur le bassin se répartissent :

- 1°) en eau D écoulée à travers la section du fleuve délimitant le bassin,
- 2°) en eau d'infiltration profonde ayant modifié de la quantité ΔI le contenu des nappes souterraines,
- 3°) en eau d'humectation des couches superficielles du sol dont le contenu en eau a varié de ΔH
- 4°) en eau perdue dans l'atmosphère par l'évaporation des nappes d'eau libre et par l'évapotranspiration des surfaces couvertes de végétation (E + T),

d'où la relation du bilan hydrologique

$$P = D + \Delta I + \Delta H + (E + T) \quad (1)$$

Si l'on applique cette relation à une période couvrant un nombre suffisant d'années, les termes aux variations ΔI et ΔH qui sont cycliques deviennent négligeables devant les autres termes qui sont cumulatifs et l'équation se simplifie en :

$$P = D + (E + T) \quad (2)$$

...

Calculons l'importance relative par rapport à P des termes D et (E + T) pour le bassin du fleuve Sénégal. Référons-nous aux données de ROCHE (1963) fournies dans le "Rapport hydrologique" de la Mission des Nations Unies pour l'étude du bassin. La carte des isohyètes annuelles du bassin (page 19) permet de déterminer par planimétrie les surfaces en km^2 des diverses zones comprises entre les isohyètes en mm 200-300-400... 1900-2000. En conséquence, les volumes d'eau précipitée sur les zones respectives s'obtiennent en multipliant les surfaces par la lame d'eau moyenne de la zone : 250, 350 1950 et en observant que 1 mm correspond à 10^6 m^3 par km^2 .

Les résultats de ces déterminations sont fournis dans le tableau I annexe. Faute de planimètre, les superficies ont été estimées à l'aide d'un papier calque millimétrique en comptant les mm^2 propres aux diverses zones pluviométriques du bassin. L'imprécision ainsi introduite n'est pas supérieure à celle des courbes isohyètes si l'on tient compte de la faible densité du réseau pluviométrique et des erreurs entachant couramment les cotes udométriques. Les ordres de grandeur obtenus au tableau I sont donc corrects.

D'après ROCHE (1963, tableau XXXIV, p. 86), le débit moyen annuel du Sénégal à Bakel est de $24,3 \cdot 10^9 \text{ m}^3$. L'équation hydrologique (2) donne ainsi

Unité	P	D	E + T
en 10^9 m^3	257,2	24,9	232,3
en mm	770	75	695
en % de P	100	9,7	90,3

Les lames d'eau annuelles correspondantes en mm s'obtiennent en observant que 1 mm d'eau correspond à 1 litre par m^2 donc à 10^6 m^3 par millier de km^2 , ce qui conduit à convertir les milliards de m^3 en mm en multipliant les premiers par le coefficient $1000/S$, S désignant la superficie en milliers de km^2 ($S = 334$).

On voit que l'évapotranspiration représente en gros 90 % et l'écoulement 10 % seulement des précipitations tombant sur le bassin du Sénégal.

Ces résultats soulignent l'exceptionnelle importance de la perte d'eau par évapotranspiration au-dessus du bassin. Or, l'eau est la ressource naturelle la plus précieuse à valoriser optimalement pour les fins variées de l'aménagement intégré du bassin et elle est certainement un facteur limitant du potentiel des richesses agricoles et énergétiques exploitables. Il importe donc de bien poser le problème de l'évapotranspiration, au départ des études PNUD-CIE.

C'est le but de la présente note de fournir dans une analyse introductive un premier état de la question. On discutera les principales composantes théoriques et pratiques du problème en vue de définir les éléments à observer dans les stations agro et hydrométéorologiques à créer. On calculera aussi l'évapotranspiration dans la vallée du Sénégal à partir des données climatologiques disponibles, afin de fournir aux experts des projets en cours une première base d'estimation du bilan hydrique sous les diverses hypothèses dimensionnelles du lac de retenue et des superficies irriguées.

PARTS THEORIQUES

a - Forme énergétique

La théorie moderne de l'évapotranspiration naturelle considère celle-ci :

- 1°) d'abord comme un phénomène de sortie par diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans les couches limites laminaires des corps naturels évaporants soumis au vent,
- 2°) ensuite comme un phénomène d'évacuation par diffusion turbulente dans l'atmosphère de la vapeur d'eau émise par les surfaces évaporantes,
- 3°) enfin comme un phénomène tributaire du principe de la conservation d'énergie de la matière évaporante, la transformation d'un gramme d'eau liquide en vapeur consommant nécessairement 580 calories et la nature ne pouvant accorder au phénomène que les calories de chaleur latente laissées disponibles par les processus d'échanges énergétiques entre la surface évaporante et l'atmosphère.

Cette nécessité de satisfaire, à chaque instant ou pour une période finie, à l'équation du bilan énergétique, a renouvelé depuis 15 ans le problème de l'évaporation en y introduisant une condition fondamentale nouvelle ignorée jusqu'alors, spécialement en écophysiologie et en hydrologie.

Le bilan énergétique d'une surface naturelle quelconque, rapporté pour une période quelconque à l'unité de temps et de surface et effectué à travers un plan horizontal surmontant la surface s'exprime par l'équation

$$Q_L = [(1 - a) G - N] - Q - Q_i \quad (3)$$

...

Dans cette relation, les symboles ont la signification ci-après :

Symbole	Unité	Définition
Q_L	Cal/cm ² min.	Chaleur latente nette, consommée dans les changements d'état de l'eau réalisés.
a	-	Albedo ou pouvoir réflecteur hémisphérique de la surface pour le rayonnement solaire global (0,3 - 4 μ).
G	Cal/cm ² min.	rayonnement global solaire (0,3 - 4 μ) incident sur la surface, du ciel et du soleil.
N	Cal/cm ² min.	rayonnement thermique net émis par la surface
Q	Cal/cm ² min.	chaleur sensible transférée à l'air par la surface.
Q_s	Cal/cm ² min.	chaleur absorbée par la surface et accumulée par transfert interne au cours de la période.

On a négligé dans l'équation (3) le terme μG de la chaleur endothermique accumulée dans les végétaux comme bilan net du jeu des fonctions photosynthèse - respiration et qui ne représente qu'environ 1% de G .

Le terme N résulte lui-même d'un bilan de rayonnement thermique reçu et émis par la surface. Si N_s est le rayonnement thermique propre de la surface, N_A le contre-rayonnement thermique de l'atmosphère et a_N le pouvoir réflecteur de la surface pour ce contre-rayonnement, le bilan donne :

$$N = N_s - (1 - a_N) N_A \quad (4)$$

Les lois de l'émission du rayonnement thermique conduisent à écrire :

$$N_s = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad N_A = \epsilon_A \sigma T_A^4 \quad 1 - a_N \approx \epsilon_A \quad (5)$$

Dans ces relations, ϵ_s et T_s sont des quantités moyennes, propres à la surface et appelées respectivement pouvoir émissif et température radiative. La définition précise de ces quantités nécessite de les rapporter à un récepteur de rayonnement thermique situé au-dessus de la surface. Pour une nappe d'eau, T_s se confond avec la température superficielle T_w de la nappe et ϵ_s vaut 0,95. Pour une strate végétale fermée comme une culture, la surface se compose de feuilles et de tiges dont le pouvoir émissif ϵ_f vaut environ 0,93. La température radiative correspond

à la température moyenne T_p des surfaces végétales qui rayonnent vers le récepteur. En outre, ϵ_A est le pouvoir émissif de l'atmosphère et T est la température absolue de l'air.

La quantité

$$B = (1 - a) G - N \quad (6)$$

exprime le bilan complet du rayonnement solaire et thermique absorbé par la surface. On l'appelle le bilan de rayonnement. L'équation (3) du bilan énergétique peut donc s'écrire

$$Q_i = B - Q - Q_1 \quad (7)$$

Le terme B peut être mesuré directement par l'instrument appelé bilanmètre. Le terme Q peut être éliminé au profit de grandeurs aisément mesurables (cf. point b suivant). Le terme Q_1 de la chaleur transmise en profondeur dans le substrat entre deux époques t_1 et t_2 et par unité de temps s'exprime par

$$Q_1 = - \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} k' \left(\frac{\partial T(z', t)}{\partial z'} \right)_{z'=0} dt \quad (8)$$

k' étant la conductivité thermique du substrat, T' sa température fonction de la profondeur z' comptée + vers le bas, le terme sous l'intégrale entre parenthèses étant le gradient de surface de T' . Pour une variation annuelle cosinusoidale du rayonnement global, la quantité sous le signe intégral vaut []

$$Q_1 = - k' \left(\frac{\partial T'}{\partial z'} \right)_{z'=0} = \sqrt{k' c' \rho'} \sqrt{\frac{2\pi}{\Theta}} A_s \cos \left(\frac{2\pi}{\Theta} t - \delta_s + \frac{\pi}{4} \right) \quad (9)$$

où k' est la conductivité thermique du substrat en surface, c' sa chaleur spécifique et ρ' sa masse spécifique ; Θ est la durée de l'année, A_s est l'amplitude annuelle de la température en surface et δ_s est l'angle de déphasage de l'oscillation annuelle de la température de surface. Le maximum de (9) a lieu quand le cosinus vaut 1, d'où

$$\text{Max } q_1 = \sqrt{k' c' \rho'} \sqrt{\frac{2\pi}{\Theta}} \quad (10)$$

Pour un sol marécageux (cas des sols irrigués) et en prenant la minute pour unité de temps, on a

$$k' = 0,120 \quad c' = 0,80 \quad \rho' = 0,90 \quad \sqrt{k' c' \rho'} = 0,29 \quad (11)$$

Comme θ vaut $365 \times 1440 = 525.000$, on a: $\sqrt{\theta/2\pi} = 3,46 \cdot 10^{-3}$ et par conséquent,

$$\text{Max } Q_i = 0,29 \times 3,46 \cdot 10^{-3} A_s = 1,0010^{-3} A_s \text{ (cm}^2/\text{min)}$$

ce qui conduit pour $A_s = 10^\circ \text{C}$ à une valeur maximum de $1,00 \times 1440 \times 10^{-3} \times 10 = 14,4 \text{ cal/cm}^2 \text{ jour}$. Cette quantité est négligeable devant les valeurs de l'ordre de $500 \text{ cal/cm}^2 \text{ jour}$ du rayonnement global dans la vallée du Sénégal. De sorte qu'en négligeant Q_i dans (7), il vient plus simplement encore

$$\boxed{Q_L = B - Q} \quad (12)$$

La chaleur latente d'évaporation d'une surface naturelle quelconque (évaporation en mm x 58) consommée au cours d'une période donnée est égale à la différence entre le bilan de rayonnement et la chaleur sensible échangée par contact avec l'air.

L'intérêt de la relation (12) est dans sa valeur générale et dans sa simplicité.

L'inconvénient théorique et pratique des relations (7) ou (12) tient dans la difficulté de déterminer l'échange Q de chaleur entre la surface et l'air. On réussit à lever la difficulté en observant que les quantités de vapeur d'eau et de chaleur échangées initialement entre la surface et l'air sont transférées verticalement par diffusion turbulente entre deux niveaux 1 et 2 au-dessus de la surface selon des lois homologues, ce qui permet d'éliminer Q .

b - Forme de Bowen -

L'élimination de Q conduit à écrire finalement

$$Q_L = \frac{B - Q_i}{1 + b} \quad (13)$$

b , désignant le rapport de Bowen,

$$b = \frac{Q}{Q_L} = k A \frac{\bar{T}_1 - \bar{T}_2}{e_1 - e_2} \quad \text{où } k = \frac{K_h}{K_v} \quad (14)$$

... / .

Dans ces formules, A est le coefficient psychrométrique, \bar{T}_1 et \bar{T}_2 \bar{e}_1 et \bar{e}_2 sont respectivement les températures et les pressions de vapeur moyennes enregistrées aux niveaux 1 et 2 au-dessus de la surface au cours de la période ; K_H et K_V sont les coefficients de diffusion turbulente de la chaleur et de la vapeur d'eau dans l'air. Les coefficients sont exprimés en cm^2/sec . Ils varient avec la vitesse du vent et avec le gradient thermique de l'air surmontant la surface. En cas d'instabilité thermique (température radiative $T_A > T$), par haute insolation et faible évaporation, le rapport k est plus grand que 1. En cas de stabilité et de neutralité thermiques ($T_A \leq T$), on adopte $K_H = K_V$ et l'on pose $k = 1$. Ce cas est sans doute plus fréquemment réalisé pour une nappe d'eau libre ou pour une culture irriguée où la transpiration foliaire abaisse la température de surface au voisinage ou en dessous de la température de l'air (théorie du psychromètre).

La formule de BOWEN marque un grand progrès pratique dans la détermination de Q_L , puisque B, T_1 , T_2 , e_1 et e_2 sont observables. Elle résulte d'une combinaison entre le point de vue énergétique et le point de vue aérodynamique de l'évapotranspiration. Mais elle reste attachée de l'incertitude sur k.

c - Forme de PENMAN pour l'évaporation d'une nappe d'eau -

Si la surface est une nappe d'eau libre et si l'on rapporte le niveau 1 au niveau même de la surface, T_1 devient T_w température de la nappe et e_1 devient E_w pression maxima de la vapeur à T_w . La substitution dans (13) et (14) de T_w à T_1 et de E_w à e_1 et la supposition $k = 1$, $Q_{Lw} = 0$ entraîne pour la chaleur latente Q_{Lw} (indice w de "water")

$$Q_{Lw} = \frac{B}{1 + A \frac{\bar{T} - \bar{T}}{E_w - \bar{e}}} \quad (15)$$

\bar{T} et \bar{e} étant la température de l'air et la pression de vapeur mesurées en moyenne à un niveau donné au-dessus de la nappe. Le fait que E_w est déterminé par T_w permet une nouvelle élimination des grandeurs T_w et E_w au profit de grandeurs observées couramment dans les stations climatologiques. Cette observation a conduit PENMAN (1948) à la formule semi-empirique qui porte son nom et que nous allons appliquer au calcul numérique de l'évaporation pour diverses stations de la vallée du fleuve Sénégal.

L'élimination s'effectue en vérifiant d'abord que b peut s'écrire

$$b = A \frac{\bar{T} - \bar{T}}{\bar{E} - \bar{e}} = \frac{A}{d} \left(1 - \frac{Q_a}{Q_{L, \omega}} \right) \quad (16)$$

où l'on a posé :

$$Q_{L, \omega} = f(u) (E_{\omega} - e) \text{ avec } f(u) = a (1+bu) \text{ (Loi de Dalton)} \quad (17)$$

$$Q_a = f(u) (E - e) \text{ (pouvoir desséchant)} \quad (18)$$

$$d = \frac{E_{\omega} - E}{T_{\omega} - T}, \text{ pente de la courbe } E \text{ dans l'intervalle } T_{\omega} - T \quad (19)$$

En remplaçant b dans (11) par le troisième membre de (12) et résolvant par rapport à $Q_{L, \omega}$, on obtient la forme de PENMAN

$$Q_{L, \omega} = \frac{\frac{d}{A} B + Q_a}{\frac{d}{A} + 1} \quad (20)$$

La quantité d/A est un nombre pur, variable avec la température pour une pression donnée. Nous poserons

$$\frac{d}{d + A} = n \quad \frac{A}{d + A} = 1 - n \quad (21)$$

L'indice de PENMAN s'écrit alors,

$$Q_{L, \omega} = nB + (1 - n) Q_a = Q_{L, \omega B} + Q_{L, \omega a} \quad (22)$$

ou encore en divisant tous les termes par 58 et en passant ainsi des cal/cm jour au mm/jour,

$$V_{\omega} = n V_B + (1 - n) V_a = V_{\omega B} + V_{\omega a} \quad (23)$$

L'évaporation d'une nappe d'eau libre est la somme de deux termes. Le premier est l'effet du bilan de rayonnement de la nappe. Le second est l'effet du pouvoir desséchant de l'air (drying power). Celui-ci est défini par le produit de l'effet $f(u)$ de la vitesse du vent sur l'évaporation par le déficit de saturation de l'air. Le premier terme est la composante de rayonnement $Q_{L, \omega B}$. Le second est sa composante aérodynamique $Q_{L, \omega a}$. Les deux effets sont respectivement pondérés de facteurs complémentaires à l'unité qui sont des nombres purs dans le rapport d/A .

Ce rapport ne dépend que de la température moyenne de l'air et de la pression p qui intervient dans A . En régions d'altitude peu variable, on peut considérer p comme constant. Dans la vallée du Sénégal, on peut poser en moyenne $p = 1011$ mb. Il en résulte que :

$$A = \frac{C_p}{0,622 \times L_v} \times p = 0,665 \times 10^{-3} \times 1011 = 0,672 \quad (24)$$

en adoptant pour la chaleur spécifique de l'air $C_p = 0,240$ et pour la chaleur latente d'évaporation $L_v = 580$ cal/g. Une table des pressions maxima de vapeur en mb conduit ensuite aux résultats du tableau suivant :

Température de l'air en ° C	15	20	25	30	35
d	1,100	1,450	1,875	2,425	3,125
d/A	1,64	2,16	2,79	3,61	4,65
$\frac{d}{d+A} = n$	0,621	0,684	0,736	0,783	0,823
$\frac{A}{d+A} = 1-n$	0,379	0,316	0,264	0,217	0,177

La figure 2 en annexe donne les courbes de variation de d/A , n et $1 - n$ entre 20 et 35° C.

d - Forme de PENMAN pour l'évapotranspiration potentielle -

Deux méthodes de calcul de l'évapotranspiration sont proposées à partir de la formule de Penman :

- 1°) Calculer d'abord $Q_{L(u)}$ pour la nappe d'eau libre et estimer ensuite l'évapotranspiration potentielle d'une culture (ETP) par une relation de la forme :

$$ETP = Q_{LP} = f Q_{L(u)} \quad (25)$$

f étant un coefficient empirique estimé variable entre 0,6 et 1 selon la saison.

- 2°) Etablir directement une forme du type (22) pour la strate végétale supposée bien alimentée en eau. Penman propose une forme analogue à (22)

$$Q_{LP} = nB + (1 - n) Q_{aP} \quad (26)$$

mais où B_p est maintenant le bilan net de la strate et Q_{aP} une fonction de u propre à la strate.

e - Analyse critique des formules de PENMAN -

La forme (22) relative à une nappe d'eau libre voit sa valeur d'application limitée par les diverses approximations consenties. D'abord, dérivant de la forme de Bowen, elle est hypothéquée aussi de l'indécision sur k bien que celle-ci soit atténuée pour une nappe d'eau libre. Ensuite, la loi de Dalton (17) n'est strictement valable que pour un petit corps psychrométrique bien humide et ventilé. Sous ces conditions seulement, il existe un rapport de proportionnalité entre l'évaporation et $E_w - e$. La théorie de la couche limite laminaire où ont lieu les phénomènes de diffusion établit par ailleurs que le coefficient $f(u)$ n'est pas une fonction de la vitesse du vent de la forme $a + bu$ mais de la forme $V\bar{u}$. Ecrire la relation (17), c'est exprimer globalement les phénomènes de diffusion moléculaire et de diffusion turbulente de la vapeur qui obéissent à des lois aérodynamiques différentes. La relation (17) ne peut donc avoir qu'une valeur statistique. D'ailleurs elle se détermine empiriquement en observant le parcours du vent à 2 m au-dessus de la nappe d'eau, l'évaporation et la température T_w . On tire alors,

$$f(u_2) = \frac{Q_{LW} \text{ observé}}{(E_w - e) \text{ observé}} = a(1 + b u_2) \quad (27)$$

Le nuage des points expérimentaux de coordonnées u_2 $f(u_2)$ se répartit en effet autour d'une droite de régression qui définit les coefficients a et b .

La formule de PENMAN est utilisée comme indice semi-empirique d'évaporation d'une nappe d'eau libre fictive, celle qui réaliserait au-dessus d'elle les valeurs T et e mesurées sous l'abri du parc de la station météorologique considérée et qui déterminerait par son évaporation la fonction $a(1 + bu_2)$ où u_2 serait la vitesse observée au-dessus de la pelouse du parc météorologique.

Malgré ces limitations de signification, l'indice de PENMAN offre un grand intérêt : parce qu'il est fondé sur une analyse rationnelle des causes de l'évaporation d'une nappe d'eau et qu'il fournit la valeur absolue de cette coopération; parce qu'il est simple, élégant et pratique; enfin parce qu'il n'utilise que des données climatologiques standardisées mondialement, ce qui assure sa valeur d'emploi en bioclimatologie comparée.

La formule proposée par PENMAN pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle des cultures irriguées est nettement plus sujette à caution. L'ETP des cultures est aussi fonction de la surface d'échange total feuillage-air et du type d'architecture de la mosaïque foliaire. Les résultats expérimentaux et des considérations théoriques établissent que les cultures irriguées, selon leur nature spécifique, peuvent offrir des variations d'ETP nettement plus élevées que Q_{LW} comprises entre 100 et 140% de Q_{LW} . Il est donc à conseiller de déterminer chaque fois que possible l'ETP des cultures par la méthode lysimétrique directe au champ, plutôt que de la calculer à partir de nombreux indices que proposent les auteurs et qui sont entâchés, à divers titres, d'imperfections théoriques.

III. DETERMINATION PRATIQUE DE L'INDICE DE PENMAN -

Pour appliquer pratiquement l'indice à une région donnée où l'on ne dispose que des observations climatiques courantes, il faut au moins disposer des données suivantes :

1. Insolation relative (nombre d'heures^h de soleil par jour) $\frac{n}{S}$ par rapport à l'insolation astronomique S

$$I_2 = n/S$$
2. Température de l'air en moyenne diurne,
3. Pression de vapeur de l'air en moyenne diurne,
4. Vitesse moyenne du vent à 2 m au-dessus du sol.

Le bilant de rayonnement peut en effet être estimé à partir des trois premiers éléments par les formules empiriques ci-après :

a. Détermination de G à partir de s/S.

On applique la formule de BRUNT,

$$G = I \left(a + b \frac{s}{S} \right) \quad (28)$$

a et b étant à déterminer empiriquement pour le climat considéré et de préférence de mois en mois ; I est l'insolation journalière, nombre de calories reçues par cm^2 de surface horizontale à la limite de l'atmosphère. L'insolation I ne dépend que de la latitude du lieu. Le cours du fleuve Sénégal qui nous intéresse ici, du confluent de Bafoulabé, centre du futur lac de retenue, à l'embouchure à Saint Louis, s'étend entre $13^{\circ}30' N$ et $16^{\circ}N'30$. L'insolation astronomique ne varie pratiquement pas dans cette zone latitudinale étroite et celle rapportée à la latitude axiale de $15^{\circ} N$ en est parfaitement représentative.

En adoptant pour l'eau un albedo $a = 0,05$, le bilan^{B_s} du rayonnement solaire de la nappe peut se déterminer par

$$B_s = (1 - a) G = 0,95 I \left(a + b \frac{s}{S} \right) \quad (29)$$

Les coefficients numériques a et b se déterminent à partir des données observées simultanément dans une station climatologique dotée d'un solarigraphe (G) et d'un héliographe (s/S). Actuellement dans le bassin du Sénégal, de telles observations simultanées ne sont accomplies qu'à Dakar, à l'Institut de Physique météorologique de l'Université et à Bamby, au Centre National de la Recherche Agronomique. En République du Mali, l'heureuse mise en service au 1er Janvier 1967 d'un réseau de 5 solarigraphes (Bamako, Tessalit, Gao, Tombouctou et Mopti) pourra fournir ultérieurement avec Dakar et Bamby un ensemble de données de base pour une étude détaillée de l'emploi de la formule de BRUNT en zone soudano-sahélienne.

Remarquons qu'il existe une formule de conversion analogue à (28) connue sous le nom de formule d'ANGSTROM,

$$G = G_0 \left(a_0 + b_0 \frac{S}{S_0} \right) \quad (30)$$

mais où I est remplacé par G_0 , rayonnement global d'un jour à nébulosité nulle. En posant $g_0 = G_0/I$, on voit que

$$a = a_0 g_0 \quad b = b_0 g_0 \quad (31)$$

L'intérêt de la forme (29) est ^{que} le trouble atmosphérique mesuré par g_0 et qui varie de mois en mois est traduit dans G_0 . La dispersion statistique sur a_0 et b_0 sera donc moins forte que sur a et b et la précision sera meilleure.

Nous nous contentons ici de la forme (28) faute de données solarigraphiques dans la vallée du Sénégal.

Pour les besoins immédiats de cette note, les données héliographiques recueillies à Richard Toll (IRAT), à Matam et à Saint Louis (ASECNA) sont utilisées pour estimer B_s par (29) en utilisant les coefficients a et b relatifs à Tunis et à Gabès, extraits du tableau ci-après qui compile les résultats obtenus par divers auteurs.

a	:	b	:	lieu	:	Auteur
0,16	:	0,59	:	Tunis, Gabès	:	Damagnez [8]
0,18	:	0,62	:	Paris	:	Turc [20]
0,18	:	0,55	:	Rothamsted	:	Penman [13]
0,20	:	0,48	:	Quetta (Pakistan)	:	Ahmad [4]

A partir des courbes de variations saisonnières de I calculée par MILANKOVITCH (1930) pour 0, 10, 20, 30° de latitude et pour les 16 époques caractéristiques de l'année (21 mars, 13 avril, 6 mai, 29 mai, 22 juin...), nous avons déterminé par interpolation graphique la courbe des variations annuelles de I à la latitude 15° N et obtenu les moyennes journalières mensuelles de I ci-après :

Insolation moyenne journalière à 15° N (cal/cm jour)

J	:	F	:	M	:	A	:	M	:	J	:	J	:	A	:	S	:	O	:	N	:	D	:	année
718	:	795	:	878	:	927	:	939	:	936	:	934	:	928	:	895	:	821	:	736	:	695	:	853

Ces valeurs correspondent à une valeur $I_0 = 2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ de la constante solaire.

... La courbe du régime de l'insolation de la latitude 15° N est reproduite à la fig. 1 annexée, en même temps que celle de la variation annuelle de la hauteur du soleil à midi. A 15° N , le soleil passe au zénith à midi le 1er Mai et le 12 Août. La hauteur solaire méridienne est supérieure à 80° du 1er avril au 10 septembre. Le minimum solsticial du 22 juin est encore de $81^\circ 30'$ mais celui du 22 décembre tombe à $51^\circ 30'$. Le régime de la hauteur solaire est une composante importante du régime de l'insolation. Celui-ci résulte d'une intégration complexe tenant compte à la fois de la hauteur solaire et de la durée du jour. La courbe I de la fig. 1 est la base de la climatologie soudano-sahélienne. La charge du rayonnement solaire au sol reste considérable et presque constante durant tout le semestre d'été du 21 mars au 23 septembre. Le minimum du 22 juin est presque évanoui à 15° N mais le minimum du 22 décembre est profond et la chute de I à partir du 23 septembre est rapide. L'évaporation comportant un terme de rayonnement fortement pondéré et proportionnel à I, on peut déjà prévoir que les plus hautes évaporations auront lieu dans la vallée du Sénégal au cours de cette période, et spécialement au cours d'avril-mai-juin où le terme supplémentaire de pouvoir évaporant devient important par l'existence de vents chauds et secs.

... La courbe I est aussi la cause déterminante de la courbe des variations saisonnières de la température de l'air ou des nappes d'eau profondes comme l'océan à la latitude de 15° N [3]. La théorie de ces variations en fonction de I demande d'abord la décomposition de la courbe périodique annuelle en ses harmoniques de période 1an, 1an/2, 1an/3 etc... L'évacuation de la chaleur absorbée en surface par turbulence dans l'air et par conduction dans le sol crée pour le continent un retard de phase des extrêmes thermiques sur les extrêmes de I, variable entre 20 et 45 jours. Pour l'océan, ce retard atteint 3 mois, la transparence de l'océan et sa turbulence augmentant au maximum l'effet de volant thermique, cause du déphasage. Ceci explique pourquoi la température de l'océan entourant la presqu'île du Cap Vert est maximum (28°C) fin septembre et minimum (18°C) en février-mars. L'évaporation de l'océan étant contrôlée par sa température (loi de Dalton), la pression de vapeur au-dessus du Cap Vert et du littoral sera maximum en septembre (29.4 mb) Comme les vents dominants le long du littoral, de Nouakchott à Dakar soufflent principalement du secteur N et NW, le contrôle climatique du littoral par l'océan, en température et en pression de vapeur sera d'autant plus strict. D'où le parallélisme parfait des régimes de T et de E pour Dakar et Saint Louis avec ceux T_w et E_w pour l'océan ainsi que l'attestent les résultats du tableau annexe VI. Ces résultats confirment ceux de la théorie sur le déphasage thermique de l'océan. On les a complétés par le régime du déficit de saturation physiologique $E_{35} - e$ de l'être humain, facteur explicatif fondamental du sentiment de confort climatique. En effet, la régulation thermique du corps par transpiration cutanée ou pulmonaire est d'autant mieux assurée que le déficit est plus élevé (loi de Dalton) donc que e est plus faible. Or, durant l'hiver-

nage, les masses d'air venant de l'océan surchauffé sur le littoral ont des pressions de vapeur considérables de l'ordre de 30 mb. De là les conditions bioclimatiques particulièrement pénibles de juin à novembre le long du littoral et surtout à Dakar.

A l'intérieur du continent, l'effet thermique local contrôlé par l'insolation (fig. 1) prend de plus en plus d'importance sur le contrôle thermique océanique et finit par le dominer entièrement. Le maximum thermique a donc lieu en mai. Cependant, l'effet de mousson qui entraîne des masses d'air humide océanique durant l'hivernage, ainsi que l'évaporation des pluies, entretiennent de hautes pressions de vapeur même à l'intérieur du continent.

b. Détermination empirique de N -

Faute de bilanmètre, on doit se résoudre aussi à déterminer empiriquement le rayonnement thermique effectif de la nappe d'eau. On utilise la formule de BRUNT - AKSLOF :

$$N = N_0 \left(c + d \frac{S}{S_0} \right) \quad (c+d = 1) \quad (32)$$

où N_0 est le rayonnement thermique effectif par ciel serein, le facteur en S/S_0 exprimant la diminution de N avec l'augmentation de la nébulosité (effet de serre). La quantité N_0 dépend de la température de l'air T et de la pression de vapeur d'eau dans l'air e , l'eau ayant de fortes bandes d'absorption dans l'infrarouge thermique. On utilise la formule empirique de BRUNT :

$$N_0 = \sigma T^4 \left(a - b \sqrt{e} \right) \quad (33)$$

La quantité σ est la constante de Stefan et σT^4 mesure le rayonnement thermique du corps noir. L'adoption habituelle dans le calcul de σT^4 de la minute comme unité de temps nécessite la multiplication de (33) par 1440, nombre de minutes dans un jour. Selon qu'on utilise la minute ou le jour comme unité, on prendra :

$$\sigma = 0,8132 \cdot 10^{-10} \text{ cal/cm}^2 \text{ min K}^4$$

$$\sigma = 11,71 \cdot 10^{-8} \text{ cal/cm}^2 \text{ jour K}^4$$

L'inconvénient de la formule empirique (32) tient dans l'incertitude sur les paramètres numériques a , b , c et d qui dépendent du type de climat considéré et qu'il convient donc de déterminer avec soin dans un centre climatique doté des instruments nécessaires. L'emploi pour a , b , c , d de valeurs établies pour d'autres régions introduit certainement la part majeure d'imprécision sur Q_L par la méthode de PENMAN.

La liste ci-après donne les valeurs de a, b, c, d proposées par divers auteurs et ramenées au besoin pour e exprimé en mb, certains persistant fâcheusement à utiliser l'unité périmée de pression qu'est le mm de Hg. Puisque 1 mm Hg équivaut à $\frac{4}{3}$ mb, les mesures de e avec ses unités sont liées par la règle $e'(mm) = \frac{3}{4}e(mb)$

d'où la conversion :

$$\sqrt{e'} = \sqrt{0,75} e = 0,866 e$$

Formule de BRUNT-AKSLOF

(Valeurs des paramètres)

a	b	c	d	Lieu	Auteur
0,56	0,078	0,10	0,90	Rothamsted	Penman [13]
0,50	0,066	0,49	0,51	Yangambi (Congo)	Dupriez [10]
0,352	0,042	0,30	0,70	Canberra (Australie)	Fitzpatrick et Stern [11]
0,47	0,067	0,20	0,80	Quetta (Pakistan)	Ahmad [1]

Nous utiliserons pour nos calculs numériques les valeurs relatives à Canberra de Fitzpatrick et Stern.

o. Détermination de Q_a

Le problème pratique revient à adopter pour les 2 nouveaux paramètres a et b de (17) les meilleures valeurs propres au climat donné. Comme pour les six autres paramètres considérés plus haut, les résultats varient selon le lieu des expériences. Nous en résumons quelques-uns ci-après.

U2	Unités	Vw	a	b	lieux	Auteur
miles/j	mm	mm	0,175	0,035	Rothamsted	Penman [13]
Km/h	mb	mm	0,26	0,26x0,15		
Km/h	mb	mm	0,16	0,16x0,217	Yangambi	Bernard, Frère [7]
Km/h	mb	mm	0,13	0,13x0,30	Quetta	Ahmad [1]
Km/h	mb	mm	0,124	0,046	M'Vuazi	Dupriez [10]

... / .

Nous adopterons pour les calculs les paramètres de PENMAN avec les unités mm/jour, Km/h et mb. D'où

$$V_w = 0,26 (1 + 0,15 u^2) (E_w - e) \quad (34) \quad \begin{matrix} u^2 \\ E_w \end{matrix}$$

ou en multipliant par 58, chaleur latente d'évaporation d'une lame d'un mm par cm²,

$$Q_{Lw} = 15,1 (1 + 0,15 u^2) (E_w - e) \quad (35)$$

u² étant en km/h, Q_{Lw} en cal/cm² jour et E_w - e en mb.

Le coefficient de conversion des miles/jour en km/h s'établit comme suit. Soient u la vitesse en miles/jour et u' celle en Km/h et observons que 1 mile = 1,609 km. Il en résulte que

$$u(\text{miles/j}) = \frac{24}{1,609} u' = 14,9 u' \quad (\text{Km/h}) \quad (36)$$

Si l'on utilise le m/sec, il faut appliquer la conversion supplémentaire

$$u' (\text{Km/h}) = 3,6 u (\text{m/sec}) \quad (37)$$

Dans de nombreux cas d'application, la vitesse du vent disponible est celle observée à 10 m au-dessus du sol. L'application de l'indice de PENMAN nécessite alors d'estimer la vitesse correspondante à 2m à partir de la loi (z, u) définissent le profil de la vitesse du vent selon la hauteur z. Cette loi dépend du profil thermique. Faute de données micrométéorologiques sur le gradient thermique, on se placera dans les conditions les plus simples de la neutralité thermique (gradient voisin de 0. Dans ce cas, la loi de la variation de u avec z est logarithmique [18].

$$\bar{u}(z) = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (38)$$

u* est la vitesse de friction et z₀ la longueur de rugosité. Ces quantités sont définies pour chaque type de surface naturelle. Pour un gazon court, on adopte z₀ = 0,7 (cm) et u* = 36 cm/sec ; k est la constante de Karman 0,4. D'où les vitesses U et u observées respectivement à 2m et à 10 m,

$$\bar{u}_2 = \frac{u^*}{k} \ln \frac{200}{z_0} \quad \bar{u}_{10} = \frac{u^*}{k} \ln \frac{10.000}{z_0} \quad (39)$$

... / .

En divisant membre à membre, on obtient la formule de réduction :

$$u_2 = \frac{\ln 200/z_0}{\ln 10.000/z_0} \quad u_{10} = \frac{\ln 286}{\ln 14.186} \quad u_{10} = \frac{5,656}{9,780} \quad u_{10} = 0,58 u_{10} \quad (40)$$

La vitesse du vent étant observée à 10 m au-dessus du sol dans les stations synoptiques du réseau sénégalais, nous appliquerons aux données le coefficient réducteur 0,58. Cette estimation introduit une nouvelle incertitude dans le calcul de Q_a , d'autant plus que les vitesses à 10 m sont des moyennes de vitesses instantanées de vent lues aux heures synoptiques et ne sont pas les vitesses moyennes déterminées par les parcours de vent fournis par des anémomètres à coupes. En outre, les conditions de dégagement pour la mesure du vent doivent être aussi parfaites que possible. Or, l'anémomètre est le plus souvent situé au sommet d'un bâtiment qui perturbe considérablement le champ aérodynamique. Par ailleurs, les hauteurs anémométriques peuvent varier d'une station à l'autre entre 6 et 10 m.

CALCUL DES INDICES MENSUELS DE PENMAN DANS LA VALLEE DU SENEGAL -

a. Les données météorologiques existantes

Le tableau ci-après résume les données météorologiques existantes (moyennes mensuelles des éléments) pour les stations de Saint Louis, Richard-Toll, Podor, Matam et Kayes.

Stations	Coordonnées			G	Elément observé				
	Lat.	Long.	Alt.		s	T	e	u_{10}	
Saint Louis	16°01'	16°30'	2 m.	-	X	X	X	X	
Richard-Toll	15°42'	16°27'	3 m.	-	X	X	X	-	
Podor	16°38'	14°56'	6 m.	-	-	X	X	X	
Matam	15°38'	13°13'	15 m.	-	X	X	X	X	
Kayes	14°26'	11°26'	47 m.	-	X	X	X	-	

Les stations de Saint Louis, Podor, Matam et Kayes appartiennent au réseau synoptique de l'ASECNA. Les données statistiques utilisées pour les 4 premières stations ont été tirées de [21]. Celles relatives à Kayes ont été obtenues au Service météorologique de la République du Mali à Bamako. Les données de ces stations sont relatives à la période 1954-59.

Celles pour la Station de Recherches agronomiques de Richard Toll nous ont été communiquées par le Centre National de la Recherche Agronomique de Bambeï. Elles ne réfèrent qu'à la seule année 1966.

Nous avons préféré pallier l'absence de données d'insolation à Podor par une conversion des données de nébulosité en insolation plutôt que de rejeter de notre liste cette station aux conditions écologiques de sécheresse les plus sévères de la vallée.

La conversion a été basée sur la formule légitime ci-après qui admet la constance du rapport insolation relative / (1 - n) n étant la nébulosité en 0,1 entre Podor et Matam et le rapport variant avec les différents mois de l'année. On adopte en conséquence la règle :

$$\frac{s}{S} \text{ Podor} = \left(\frac{s/S}{1-n} \right) \text{ Matam} \times (1-n) \text{ Podor} \quad (41)$$

L'insolation S astronomiquement possible a été calculée pour la latitude de 15° N pour les divers mois de l'année. Les résultats sont donnés ci-après :

Nombre d'heures d'insolation S astronomiquement possibles à 15° N

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
351	327	373	374	397	390	400	391	367	376	344	349	4439

La station de Richard-Toll ne dispose pas d'anémomètre mais la vitesse du vent y est estimée en degrés Beaufort, ce qui permet une estimation des vitesses moyennes du vent en km/h par la table de correspondance utilisée en météorologie. Les observations de vitesse de vent à Kayes font défaut. Nous avons donc adopté pour Kayes les valeurs u_2 relatives à Matam.

Le tableau-annexe II fournit les données de base comparées pour les cinq stations choisies des 4 éléments s, T, e et u_2 nécessaires pour le calcul de l'indice de PENMAN. Pour chaque station, le calcul complet nécessite 38 lignes de transcriptions ou de calculs de 12 + 1 valeurs mensuelles et annuelle, disposées en colonnes, soit 494 nombres. Le tableau-annexe III donne la marche ordonnée des calculs. Ceux-ci sont simplifiés par la construction d'abaques ou la disposition de tables calculées une fois pour toutes (cf. la colonne "mode d'obtention pratique" du tableau III et la fig. 2).

Les composantes principales de l'indice, comparées pour les 5 stations, sont données au tableau-annexe IV.

V. DISCUSSION -a. Terme de rayonnement et terme aérodynamique.

Les résultats du tableau IV montrent que l'indice de l'évaporation annuelle en mm de Penman varie de 1941 mm à Saint-Louis à 2473 mm à Richard Toll. A dix pour cent près, les lames d'eau évaporables annuellement restent comparables pour Richard-Toll, Podor, Matam et Kayes. La valeur moyenne de V_w dans la vallée du Sénégal est de l'ordre de 2.415 mm/année. A titre comparatif, il est intéressant d'observer que BOUCHARDEAU a pu estimer par un bilan direct l'évaporation annuelle du lac Tchad à 2285 mm/année (moyenne 1953-1956) [15], valeur très proche de celle obtenue ci-dessus.

Dans la vallée du Sénégal, les évaporations mensuelles les plus hautes ont lieu de mars à juin, époque où se conjuguent les maxima des diverses composantes : rayonnement global, température, sécheresse de l'air et vitesse du vent. La composante aérodynamique V_a prend une valeur relative appréciable malgré son coefficient de pondération $1 - n$ de l'ordre de 0,25, spécialement pendant la période chaude et sèche de mars à juin où elle atteint parfois des valeurs du même ordre que la composante de rayonnement V_B affectée pourtant d'un coefficient de pondération n de l'ordre de 0,75.

L'étude de la sensibilité de l'indice aux variations des éléments primaires qui le composent (s , T , e , u_2) pose un problème qui s'identifie à celui des erreurs commises sur V_w par des erreurs d'observation sur ces éléments. Ce problème se résout par différentiation de (23) séparément pour les divers éléments en cause. La pression atmosphérique qui intervient dans n par la constante psychrométrique $A = a.p$ (24) est un 5ème élément susceptible de faire varier V_w . En différenciant par rapport à B , u_2 , e et p , on trouve

$$\left[\begin{array}{l} dV_w = n dV_B = \frac{n}{58} dB \end{array} \right. \quad (42)$$

$$dV_w = (1-n) dV_a = (1-n) 0,26 \times 0,15 \Delta e \cdot \frac{du_2}{u_2} \quad (43)$$

$$dV_w = (1-n) dV_a = (1-n) 0,26 (1+0,15u_2) d\Delta e \quad (44)$$

$$dV_w = (V_B - V_a) dn = -\frac{a}{d} n^2 (V_B - V_a) dp \quad (45)$$

Pour le mois d'avril à Kayes par exemple, les tableaux II et IV donnent

$$n = 0,82 \quad 1-n = 0,18 \quad B = 362 \quad e = 43,0 \quad u_2 = 3,1$$

... / .

D'où les variations :

$$\left[\begin{array}{l} dV_w = 0,82 \times 0,0172 \text{ dB} = 0,014 \text{ dB} \\ dV_w = 0,18 \times 0,26 \times 0,15 \times 43,0 \text{ du}_2 = 0,30 \text{ du}_2 \\ dV_w = 0,18 \times 0,38 \text{ d}\Delta e = 0,068 \text{ d}\Delta e \end{array} \right.$$

Une erreur de 10% sur B soit $\text{dB} = 36$ entraîne une erreur sur V_w de 0,5 mm/jour. Des erreurs d'1 km/h sur u_2 et de 5mb sur Δe n'entraînent que des erreurs faibles sur V_w , respectivement de 0,30 mm/jour et de 0,34 mm/jour.

La variation avec p est négligeable puisqu'on obtient pour le mois d'avril à Kayes,

$$T = 34^{\circ},0, \quad d = 3,0 \text{ (fig.II)}, \quad V_B - V_a = 2,59, \quad n = 0,82$$

ce qui donne (cf. 24),

$$dV_w = - \frac{0,000665}{3,0} \times 0,67 \times 2,59 \text{ dp} = - 0,00038 \text{ dp}$$

Une diminution de 10 mb sur p (augmentation d'altitude par exemple) augmenterait V_w de 0,004 mm seulement.

L'influence importante de l'erreur sur le bilan de rayonnement nécessite de déterminer les 6 paramètres intervenant dans l'estimation de B pour une nappe d'eau libre avec le soin requis. Ceci exigera de disposer dans la vallée du Sénégal d'une bonne station d'étude de rayonnement. Sa création et son fonctionnement doivent être envisagés en coopération étroite avec l'Institut de physique météorologique de l'Université de Dakar. Remarquons ici que les valeurs du rayonnement global calculées empiriquement par (28) pour Saint Louis, correspondent bien à celles observées à Dakar pour la période d'Octobre 1960 à juillet 1961 [17].

Valeur	0	N	D	J	F	M	A	M	J	J
observée à Dakar (1960-1961)	492	455	390	350	444	507	582	573	469	436
estimée à Saint Louis (moyenne)	460	412	327	366	445	536	584	535	497	467

... / .

b. L'échange de chaleur nappe-air

L'examen des résultats du tableau IV appelle une remarque intéressante relative à l'échange de chaleur Q entre l'air et la nappe d'eau fictive évaporante. On constate en effet que les résultats Q_{LW} en cal/cm² jour sont souvent d'un ordre de grandeur comparable à G , le rayonnement global incident. Or les pertes par réflexion aG et par rayonnement thermique net représentent en moyenne $5 + 28 = 33\%$ de G . L'explication tient dans le calcul de Q et de T_w température superficielle de la nappe d'eau fictive. La possibilité de ce calcul procède de la cohérence logique de la formule de PENMAN. Puisque Q_L est négligeable, la relation (12) donne $Q = B - Q_{LW}$, la quantité Q_{LW} étant maintenant connue ainsi que B . La quantité Q_{LW} ainsi obtenue est généralement négative (tableau IV). Il en résulte que $T_w < T$. Le calcul de T_w s'effectue comme suit. La relation (17) donne

$$E_w = e + \frac{Q_{LW}}{a(1 + bu_2)} = e + \frac{V_w}{0,26(1 + 0,15 u_2)} \quad (46)$$

... D'où T_w par la table des pressions maxima de la vapeur. Le tableau annexe V donne les résultats du calcul pour Matam et Kayes. L'écart $T_w - T$ est d'autant plus négatif que l'évaporation de janvier à mars est plus forte. L'écart devient positif au cours de la saison d'hivernage en août, septembre, octobre. Quand l'air communique des calories à la nappe d'eau, il n'est pas étonnant que Q_L atteignent l'ordre de G puisque d'après (3)

$$Q_L = (1 - a)G - N + |Q|$$

Les termes N et $|Q|$ se compensant partiellement.

c. L'évapotranspiration des cultures irriguées.

Quel est le rapport entre les indices de Penman calculés et l'évapotranspiration potentielle des cultures irriguées dans la vallée du Sénégal ? Les premières mesures d'évapotranspiration potentielle effectuées à la station IRAT de Richard-Toll à partir de cases lysimétriques plantées de Cynodon dactylon (fûts de 200 litres enterrés de 0,28 m² d'ouverture) sont comparées ci-après avec nos valeurs calculées de V_w , pour les mois d'avril à octobre 1966 à Richard-Toll.

Elément	A	M	J	J	A	S	O	N	D
ETP mm observé	192	201	195	198	180	90	133	153	165
V_w mm calculé	272	260	203	198	206	191	181	164	169
rapport $f = \frac{ETP}{V_w}$	0,71	0,77	0,96	1,00	0,87	0,47	0,73	0,93	0,98

Nous avons déjà dit nos raisons de croire [2] à l'importance des surfaces d'échanges développées à l'hectare par les diverses cultures dans les processus d'évapotranspiration. Il est parfaitement possible que pour certaines cultures, le facteur f de PENMAN prenne des valeurs supérieures à l'unité. On ne peut pas considérer l'ETP comme un élément tributaire uniquement du climat, indépendant de la nature spécifique de la strate et en conséquence déterminé une fois pour toutes par une expérimentation sur gazon.

D'autre part, l'effet d'albedo de la culture joue dans un sens opposé en tendant à diminuer le rapport ETP/Vw. En effet, l'albedo des cultures est nettement plus élevé que $a_v = 0,05$. PENMAN adopte dans sa formule (26) pour l'ETP d'une strate végétale une valeur moyenne d'albedo $a_p = 0,25$. Pour la vallée du fleuve où n vaut environ 0,75, l'abaissement de Vw vers ETP due à la modification d'albedo vaut

$$W_w = \frac{1}{58} n (a_w - a_p) G = \frac{1}{58} 0,75 \times 0,20 \times 500 = 1,29 \text{ mm/jour}$$

L'ETP annuelle des cultures est donc ramenée à environ $2400 - 470 = 1930$ mm/année par la correction d'albedo. Cette valeur reste encore supérieure aux valeurs d'ETP comprises entre 1700 - 1800 mm et assignées par J. COCHEME pour la vallée du Sénégal dans son rapport "FAO/UNESCO/WMO agroclimatology survey of a semiarid area in West Africa south of the Sahara" ; (symposium de Reading, juin 1966, sur les méthodes en agroclimatologie - cf. fig. 4 du rapport).

Examinons maintenant une cause déterminante de la variation du besoin en eau dans la vallée du Sénégal. La mise en culture irriguée du oualo le long des rives du fleuve va créer une bande microclimatique particulière au sein du mésoclimat propre à la vallée. Par l'effet de l'irrigation, ce microclimat jouira certainement de températures de l'air atténuées et de pressions de vapeur plus fortes au cours des mois encadrant la période d'hivernage. L'influence des variations de T et e sur Vw doit donc être étudiée.

L'effet des variations thermiques sur Vw est complexe; T intervenant dans V_B par e^{-T^4} , dans les coefficients de pondération par d et finalement dans V_a par E . En différentiant (23) par rapport à T , on trouve :

$$dV_w = \frac{dn}{dT} V_B dT + n dV_B - \frac{dn}{dT} V_a dT + (1-n) dV_a \quad (47)$$

La fig. 2 annexe des variations de n et de $1-n$ avec T montre que les dérivées par rapport à T sont presque constantes entre 25° et 35° . Elles valent

$$\frac{dn}{dT} = - \frac{d(1-n)}{dT} = 0,0087 \quad (48)$$

... / .

Comme on a adopté

$$\left[\begin{array}{l} V_B = \frac{1}{58} \left[(1-a)G - \epsilon T^4 (0,35 - 0,042 \sqrt{e})(0,30 + 0,70 \frac{E}{S}) \right] \\ V_a = 0,26 (1 + 0,15 u_2) (E - e) \end{array} \right] \quad (49)$$

les variations sont

$$\left[\begin{array}{l} dV_B = -\frac{1}{58} (0,35 - 0,042 \sqrt{e})(0,30 + 0,70 \frac{E}{S}) 4\epsilon T^3 dT \\ dV_a = 0,26 (1 + 0,15 u_2) d \cdot dT \quad (d = \frac{dE}{dT}) \end{array} \right] \quad (51)$$

En portant dans (47), il vient

$$\frac{dV_w}{dT} = 0,0087(V_B - V_a) + 0,26 (1 + 0,15 u_2) d - \frac{1}{58} (0,35 - 0,042 \sqrt{e}) (0,30 + 0,70 \frac{E}{S}) 4\epsilon T^3 \quad (53)$$

Les valeurs des quantités intervenant au second membre de (53) pour le mois d'avril à Kayes sont les suivantes

$$\begin{array}{lll} V_B = 5,64 & V_a = 3,05 & 0,26(1+0,15 u_2) = 0,38 \\ T = 34^\circ & d = 3,0 & 0,35 - 0,042 \sqrt{e} = 0,22 \\ 4\epsilon T^3 = 13,6 & 0,30 + 0,70 \frac{E}{S} = 0,85 & \end{array}$$

Il en résulte que

$$dV_w = (0,022 + \underline{1,14} - 0,044) dT = 1,12 dT \quad (54)$$

On voit que l'effet d'une variation de T sur Vw est pratiquement celui attribuable au seul effet de la variation de E dans Δe , les autres effets, soit sur le rayonnement thermique, soit sur n étant négligeables devant lui. L'irrigation de la vallée, en augmentant la consommation de chaleur latente d'évapotranspiration, diminuera la température de l'air particulièrement au cours des mois précédant l'hivernage. La relation (54) montre que chaque atténuation de la température de 1°C entraînera une diminution sur Vw de l'ordre de 1mm/jour, ce qui est appréciable.

Cherchons maintenant l'influence d'une variation de e sur V_w . La différentiation de (23) par rapport à e , où V_B et V_a sont donnés par (49) et (50) conduit à écrire,

$$\frac{dV_w}{de} = n dV_B + (1 - n) dV_a =$$

$$= -\frac{n}{58} 0,042(0,30 + 0,70 \frac{g}{s}) \sigma T^4 \frac{1}{2\sqrt{e}} - (1-n) 0,26(1 + 0,15 u_2) \quad (55)$$

En adoptant les valeurs données plus haut pour Kayes en avril et en les complétant par les suivantes :

$$\sigma T^4 = 1043, \quad \frac{1}{2\sqrt{e}} = \frac{1}{2 \times 3,19} = 0,156$$

La relation (55) s'écrit,

$$dV_w = (0,82 \times 0,01724 \times 0,042 \times 0,85 \times 1043 \times 0,156$$

$$- 0,18 \times 0,38) de$$

ou encore

$$dV_w = (0,082 - 0,068) de = 0,014 de \quad (56)$$

On constate que les effets d'une variation de la pression de vapeur sur le rayonnement thermique net donc sur le bilan B (effet de serre amélioré si e augmente) et sur le déficit de saturation se compensent partiellement. Une variation de 10 mb sur e n'entraîne encore qu'une variation de 0,14 mm sur V_w .

La conclusion de la comparaison des effets des variations sur V_w dues aux variations sur G , T , e et u_2 est la suivante : le rôle dominant est joué, dans l'indice de Penman et pour les conditions climatiques de la vallée du Sénégal, par les deux premiers éléments G et T .

Un aspect important lié à cette conclusion du problème de l'évapotranspiration des cultures irriguées dans la vallée du Sénégal et celui de la variation de l'ETP dans le sens x du vent. L'ETP sera d'autant plus faible que la distance x comptée à partir de x_0 , frontière d'attaque par le vent de la bande irriguée, sera plus grande. Cette conclusion découle principalement de l'atténuation progressive de la température selon x , par suite de l'effet refroidissant cumulé que la zone irriguée exerce sur le vent qui la traverse. Corrélativement, il faut tenir compte d'un effet progressif d'enrichissement de l'air en vapeur d'eau. La théorie des variations $T(x)$ et $e(x)$ en fonction des

données $T(x_0)$ et $e(x_0)$ est complexe. Elle exige d'intégrer deux équations aux dérivées partielles en x et z , z étant la coordonnée verticale selon laquelle s'effectue le transfert de chaleur et de vapeur d'eau dans l'atmosphère. L'intégration doit satisfaire à des conditions aux limites de surface ($z=0$) traduisant la conservation de l'énergie et de l'eau (cf. de VRIES, 1959 [9]). Un exemple théorique calculé par de VRIES pour une aire irriguée d'Australie située en milieu aride donne une chute d'allure exponentielle de la température au sol de 6°C sur 10 km. La chute de la température de l'air à 1m25 commence après 10 m de traversée. Elle a aussi l'allure exponentielle et elle atteint $2,8^\circ\text{C}$ sur 10 km.

La variation de l'évaporation potentielle locale $E(x)$ marque une chute considérable de 20 mm/jour (?) à 6 mm/jour sur 10 km. Ceci exige de calculer l'évaporation moyenne $\bar{E}(x_1)$ pour la largeur x_1 de la bande irriguée par la formule

$$\bar{E}(x_1) = \frac{1}{x_1} \int_0^{x_1} E(x) dx \quad (57)$$

On souligne aussi la conclusion de l'auteur "that from a viewpoint of water economy it is advantageous to have few large irrigated areas instead of many scattered small ones".

L'intérêt de ces considérations pour la vallée du Sénégal est évident. Le bassin en eau des cultures de la rive mauritanienne, au front des vents chauds et secs soufflant en février, mars et avril du secteur E.NE, sera plus important que celui des cultures sous le vent de la rive sénégalaise. La détermination de $\bar{E}(x_1)$ par section de la bande irriguée et par périodes saisonnières pose un problème majeur qui nécessitera d'être abordé par les méthodes conjointes de la théorie et de l'expérimentation.

d. Bilan hydrique et irrigation des cultures

La détermination de l'évapotranspiration potentielle des cultures soit théoriquement par indice, soit directement par cases lysimétriques, permet d'établir un bilan hydrique complet de la culture, compte tenu des précipitations, selon la méthode proposée par THORNTHWAITE 19... Le calcul de l'ETP d'une culture par la méthode du bilan énergétique et notamment à partir de l'indice de PENMAN et le remplacement de l'indice de THORNTHWAITE par celui ainsi obtenu marque un premier progrès dans le bilan hydrique selon THORNTHWAITE.

... / .

L'intérêt de celui-ci est de fournir une base rationnelle pour l'estimation par voie théorique des besoins en eau d'irrigation. Ce bilan peut être encore amélioré sous l'angle écophysologique en tenant compte : 1°) de la couche de sol exploitée par les racines, 2°) du "domaine d'eau disponible" de cette couche, entre la capacité au champ et le point de fenaison permanent, 3°) de la courbe de conversion humidité du sol - pF. Ces améliorations [4] permettent de suivre de période en période le pF de la couche exploitée et d'apporter par l'irrigation les quantités d'eau juste nécessaires pour ramener le pF, mesure de la force de succion que les poils absorbants des plantes doivent développer pour vaincre les forces de rétention sol-eau, aux valeurs optimales de la croissance et du développement.

e. Evapotranspiration et débits

Le bilan des pertes d'eau par évapotranspiration et évaporation dans la vallée aménagée du fleuve Sénégal repose sur la relation suivante qui convertit en perte de débit D_v en m^3/sec , les hauteurs d'eau V en mm évaporés par S hectares en un an

$$D_v (m^3/sec) = 100 \frac{V}{N} \times S \quad (58)$$

où N est le nombre de secondes par an ($N = 3,15 \times 10^7$)

Si l'on adopte pour V l'ordre de grandeur trouvé de 2.400 mm et pour $S = 100.000$ hectares, on trouve

$$D_v = 100. \frac{2,4}{3,15} = 76 m^3/sec$$

Ce qui représente à peu près le dixième du débit moyen annuel du fleuve à Bakel, estimé à $790 m^3/sec$. Compte tenu : 1°) de la superficie des nappes d'eau libre (nappe du fleuve, lacs de Guiers et Rkiz) 2°) de la superficie des étendues irriguées et marécageuses, 3°) de l'étendue du lac de retenue de Gouina qui dépassera sans doute 100.000 ha, on réalise de suite que l'aménagement pourra entraîner une perte d'eau par évaporation représentant une part appréciable du débit moyen disponible.

6. Conclusions. Les besoins en nouvelles observations

L'étude qui précède souligne la pénurie de bonnes données d'observations météorologiques pour résoudre correctement le problème des pertes d'eau par évaporation dans le bassin du fleuve Sénégal. Il conviendra d'organiser dans le bassin et spécialement dans la vallée un réseau de stations dont l'équipement sera étudié pour satisfaire en même temps aux objectifs qui se recouvrent largement de la climatologie générale, de l'agrométéorologie et de l'hydrométéorologie.

On suggère la création de deux stations principales, l'une dans la vallée, l'autre à Gouina. La première serait spécialement équipée pour les études agrométéorologiques, l'autre le serait pour les études hydrométéorologiques. Un réseau de stations secondaires doit compléter ces deux stations centrales. Cette organisation est à réaliser dans le cadre des projets d'études PNUD-CIE. Les stations secondaires d'agrométéorologie dans la vallée devraient être établies au long du fleuve, partout où les projets installeront des moyens d'action permanents. Les étapes successives de la création d'un tel réseau sont nombreuses : choix judicieux de matériel instrumental et du matériel de rechange, choix des sites, préparation du terrain, étude des supports et de l'installation des instruments, préparation des documents et des règles d'observation, recrutement et formation des observateurs, dépouillement des enregistrements, calculs de réduction, centralisation des observations, étalonnage, réparations, inspection, analyse des résultats et études de synthèse. Toutes ces tâches sont affaire de mise au point méticuleuse de nombreux détails devant être bien coordonnés pour assurer le fonctionnement du réseau sans défaillance, avec une continuité parfaite et selon des normes techniques conférant leur pleine valeur aux observations. Une telle organisation requiert de la compétence, beaucoup de soins et de patience. Le fonctionnement d'un réseau de stations d'agroclimatologie ne relève pas du bricolage comme c'est souvent le cas en Afrique, faute de Service météorologique National doté des moyens centraux d'action suffisants et orientés vers l'agrométéorologie.

Les stations du réseau à créer dans la vallée pourraient s'échelonner comme suit, de l'embouchure à Bakel :

- une station dans le delta
- une station principale à Richard Toll ou à Rosso
- une station à Guédé
- une station à Bogué
- une station à Kaedi
- une station à Matam (ASECNA complétée)
- une station à Bakel
- une station à Kayes (ASECNA complétée)
- une station principale à Gouina ou à Bafoulabé.

D'où un total de 2 stations principales et de 7 stations secondaires pour la vallée et le début du Haut-Bassin.

... / .

L'organisation du réseau hydrométéorologique du Haut-Bassin pose un autre problème à coordonner dans sa solution avec celui du réseau agrométéorologique de la vallée.

Les stations secondaires doivent être équipées d'instruments observant le système complet des éléments nécessaires à l'étude théorique et expérimentale de l'évaporation et du bilan hydrique, à savoir :

- un pluviomètre,
- un abri météorologique comportant :
 - un thermomètre à maxima,
 - un thermomètre à minima,
- un évaporomètre piche
- un psychromètre
- et, si possible, un thermohygrographe (contrôle)
- un lucimètre de Bellani (modèle de Davos)
- un anémomètre Robinson à 3 coupes (parcours du vent à 2 m.)
- une cuve d'évapotranspiration potentielle

Pour déterminer l'évaporation des nappes d'eau libre, il importe d'observer la température superficielle des nappes, cet élément contrôlant directement cette évaporation (formule 17). Les stations limnigraphiques le long du fleuve devraient être complétées de thermographes enregistreurs à distance de la température de l'eau du fleuve.

o
c o

On trouvera dans les notes [5] et [6] rédigées à l'occasion d'une mission pour l'OMM au Maroc des informations détaillées sur l'organisation pratique des observations météorologiques pour les fins de l'agroclimatologie et de l'hydrométéorologie. Un exemplaire de ces notes est joint à l'exemplaire de cette note remis officiellement à Monsieur le Secrétaire Général du Comité Inter-Etats à Saint Louis.

BIBLIOGRAPHIE

1. AHMAD, M. S. Water requirements of plants in the Quetta valley, West Pakistan (Echanges hydriques des plantes en milieu aride ou semi-aride, Actes du colloque de Madrid UNESCO, Recherches sur la zone aride, XVI, pp.155-163, 1962).
2. BERNARD, E. A. Théorie et mesure de l'évapotranspiration (UNESCO, Actes du colloque de Montpellier sur la Méthodologie de l'éco-physiologie végétale, pp. 431-441, 1965).
3. - Théorie des oscillations annuelles et diurnes de la température à la surface des Continents et des Océans (Archiv für Meteor., Geoph. und Biokl, serie A, Bd. 12, 4 Heft, pp 502-543, 1962).
4. - Fluctuations comparées du déficit d'énergie libre des sols bons et mauvais rétenteurs d'eau (Actes et Comptes Rendus du Ve Congrès Int Science du sol, Léopoldville, Vol II pp 82-95, 1955)
5. - Principes, instructions et conseils pour l'installation et l'équipement des stations de climatologie ou de météorologie agricole (Service de la météorologie nationale du Maroc, mission OMM 1963-64, ronéotypé, 30 p. 1964).
6. - L'évapotranspiration potentielle des strates végétales (cultures ou gazon) et sa mesure par cuves lysimétriques (Service de la Météorologie Nationale du Maroc, mission OMM 1963-64, ronéotypé, 18 p. 1964).
7. - , et FRERE, M. - Une expression pratique de l'évaporation potentielle d'une surface naturelle en climat tropical (Miscellanea Geofisica, Serviço Met. Angola, Luanda, 1956).
8. DAMAGNEZ, J., RIOU, Ch., DE VILLELE, O. et EL AMAMI, S. - Problèmes d'évapotranspiration potentielle en Tunisie (L'eau et la production végétale, INRA, Paris, pp 371-386, 1964).
9. de VRIES, D.A. The influence of irrigation on the energy balance and the climate near the ground (Journal of Meteorology, vol. 16 n° 3, june 1959, pp 256-270).

10. DUPRIEZ, G.L. Contribution à l'étude du bilan du rayonnement total et de ses composants en région équatoriale africaine (Acad. Roy. Sc. O.M., Bruxelles, Bull Séances IX, n° 3, pp. 36-84, 1964).
 11. FITZPATRICK, E.A. and STERN, W.R. - Estimates of potential evaporation using alternative data in Penman's formula (agricultural Meteorology, vol. 3, n° 3/4 may 1966, pp. 225-239)
 12. MILANKOVITCH, M. Mathematische Klimalehre (in Köppen W und Geiger R., Handbuch der Klimatologie, BdI, Teil A, 176 p., Berlin, 1930).
 13. PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass (Proc. Roy. Soc. London, A, Vol 193, n° 1032, pp. 120-145, 1948).
 14. ROCHE, M. Rapport hydrologique. Mission des N.U. pour l'étude du Bassin du Fleuve Sénégal, 140 p. N.U New York, 1963.
 15. ROCHE, M. et DUBREUIL, P.- Résultats obtenus sur les bacs évaporatoires de l'Afrique de l'Ouest d'expression française (Annuaire hydrologique, ORSTOM, année 1958, pp. 19-26, Paris, 1961).
 16. COCHEME, J. Rapport FAO/UNESCO/WMO, Agrometeorology survey of a semiarid area in West Africa, south of the Sahara, (Symp. of Reading, Juin 1966)
 17. SALVADOR, Odette Contribution à l'étude du rayonnement terrestre au voisinage du sol dans les régions subtropicales (Thèse, annales de la Faculté des Sciences, Tome 11, 227 p. Dakar, 1964).
 18. SUTTON, O.G. Micrometeorology. Mc. GrawHill.; NV, 333 p. 1953.
 19. THORNTON, C.W. - An approach towards a rational classification of climate (Geographical Review, XXXVIII, 1, pp. 55-94, 1948)
 20. TURC, L. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle (Annales agronomiques, 12, 1, 1961)
 21. A. S. E. C. N. A. Le climat du Sénégal. Données statistiques (Service météorologique, République du Sénégal, ronéo, juillet 1960, Dakar).
 22. I. F. A. N. Atlas international de l'Ouest africain. Eléments mensuels et annuel du climat, Planches 10, 11, 12 et 13. (Organisation de l'Unité Africaine, Comm. Sc. et Tech. de la recherche, IFAN, Dakar, 1966).
-

TABLEAU I

Apports d'eau par les précipitations annuelles moyennes
au-dessus du bassin sénégalais

Zones de précipitations annuelles en mm.		Superficie estimée en 10^3 km^2	Volume d'eau précipité en 10^9 m^3
Zone	lame annuelle moyenne		
200 - 300	250	7,8	2,0
300 - 400	350	43,7	15,3
400 - 500	450	40,1	18,0
500 - 600	550	42,7	23,5
600 - 700	650	36,1	23,5
700 - 800	750	41,6	31,2
800 - 900	850	23,1	19,6
900 - 1000	950	19,1	18,1
1000 - 1100	1050	12,0	12,6
1100 - 1200	1150	14,1	16,2
1200 - 1300	1250	12,8	16,0
1300 - 1400	1350	16,0	21,6
1400 - 1500	1450	6,1	8,8
1500 - 1600	1550	9,2	14,3
1600 - 1700	1650	5,4	8,9
1700 - 1800	1750	2,0	3,5
1800 - 1900	1850	1,8	3,3
1900 - 2000	1950	0,4	0,8
<u>Total</u>		334,0	257,2

TABLEAU II

Données de base observées pour le calcul de l'indice
d'évaporation de Penman.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
	Valeurs de I (cal/cm ² jour) et de S (nbre d'heures) à 15° N												
I	718	795	878	927	939	936	934	928	895	821	736	695	5853
S	351	327	373	374	397	390	400	391	367	376	344	349	4439
	Durée d'insolation s.												
SL	209	220	283	298	272	235	231	214	230	239	229	180	2840
RT	247	262	271	269	291	229	273	254	227	236	223	248	3030
P	225	222	302	314	294	300	284	266	224	278	248	230	3187
M	264	262	319	324	310	284	272	229	203	284	272	276	3299
K	257	241	304	294	260	234	208	183	210	245	258	229	2923
	Température moyenne												
SL	21.8	21.2	21.2	21.2	22.3	25.4	26.8	27.3	28.1	27.5	25.6	22.9	24.3
RT	22.8	26.3	26.6	28.8	29.9	30.5	30.1	29.7	29.5	28.8	26.9	23.6	27.8
P	23.4	24.4	27.8	30.0	31.9	32.1	30.6	29.6	29.8	30.0	28.0	23.3	28.4
M	23.1	25.3	28.1	31.1	33.5	33.1	29.6	28.2	28.4	29.4	27.4	23.4	28.4
K	25.4	28.0	31.2	34.0	35.5	32.1	28.8	27.4	27.9	29.5	28.8	25.8	29.5
	Pression de vapeur												
SL	14.9	16.4	17.4	19.1	22.9	27.4	29.3	30.6	31.4	28.4	22.6	16.7	23.1
RT	8.0	8.4	9.3	11.5	14.9	21.0	24.2	27.2	27.6	23.3	17.5	12.5	17.1
P	10.2	10.5	9.7	9.6	13.6	19.4	23.6	27.2	28.7	24.9	18.9	12.7	17.4
M	10.3	10.6	10.9	11.9	15.1	20.9	26.1	28.2	28.2	25.6	18.2	11.8	18.0
K	7.6	8.4	8.2	10.2	16.0	26.0	28.0	28.3	29.2	27.8	17.3	9.4	18.0
	Vitesse moyenne du vent en km/h à 2m.												
SL	9.0	9.0	9.4	9.8	8.1	8.4	8.8	7.3	6.7	6.5	6.9	7.9	8.1
RT	6.2	7.8	8.9	11.1	7.8	6.7	7.3	6.2	6.7	5.6	6.2	7.3	7.3
P	5.0	5.0	4.8	5.2	5.9	6.9	7.3	4.6	5.2	4.2	3.1	4.4	5.2
M	3.6	2.3	2.7	3.1	4.4	5.0	4.8	3.5	3.5	2.1	0.6	1.9	3.1
K	3.6	2.3	2.7	3.1	4.4	5.0	4.8	3.5	3.5	2.1	0.6	1.9	3.1

SL Saint Louis
RT Richard Toll
P Podor
M Matam
K Kayes

<p>Calcul de Q_L (évap. cal/jour)</p> <p>n</p> <p>$1 - n$</p> <p>$Q_{LB} = nB$</p> <p>$Q_{La} = (1-n) Q_a$</p> <p>$Q_L = Q_{LB} + Q_{La}$</p> <p>Calcul de V_w (évap. mm/jour)</p> <p>$V_B = Q_{LB}/58$</p> <p>$V_a = Q_{La}/58$</p> <p>$V_w = V_B - V_a$</p>			table
---	--	--	-------

Indice d'évaporation de PENMAN : composantes et résultats

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
	G												
SL	366	445	536	584	535	477	467	445	474	460	412	327	392
RT	409	501	518	538	554	477	523	501	474	435	397	403	478
P	388	445	562	612	563	571	542	520	465	493	427	382	495
M	431	501	588	621	582	552	523	473	430	501	464	438	512
K	431	477	562	584	507	477	439	408	448	443	442	382	469
	N												
SL	122	123	129	127	105	89	84	80	84	92	109	107	91
RT	165	187	172	164	152	113	112	100	94	107	127	148	133
P	149	155	184	196	164	143	118	102	91	116	130	139	138
M	165	172	185	189	167	134	105	89	86	113	140	160	139
K	178	182	203	193	149	101	84	77	85	98	143	87	131
	B												
SL	226	300	380	428	403	364	360	343	366	345	282	204	281
RT	224	289	320	347	374	320	385	376	356	306	250	235	321
P	223	268	350	385	371	399	397	392	351	352	276	224	332
M	244	304	374	401	386	390	392	360	323	363	301	256	347
K	231	271	331	362	333	352	333	311	377	323	277	276	315
	Δe												
SL	11.2	8.8	7.8	6.1	4.0	5.0	5.9	5.7	6.6	8.3	10.2	11.2	7.3
RT	19.8	25.8	25.5	28.1	27.3	21.7	18.5	14.5	13.6	16.3	17.9	16.6	20.3
P	18.6	20.1	28.0	32.8	34.0	28.4	20.3	14.3	13.3	17.5	18.9	15.9	21.3
M	18.0	21.7	27.1	33.3	36.6	29.7	15.4	10.0	10.5	16.4	18.3	17.0	20.7
K	24.8	29.4	37.3	43.0	41.8	21.8	11.6	8.2	8.4	13.4	22.3	23.8	23.2
	$a(1+bu_2)$												
SL	35.5	35.5	36.4	37.3	33.5	34.1	35.0	31.7	30.4	29.9	30.8	33.1	33.5
RT	29.1	32.8	35.3	40.3	32.8	30.4	31.7	29.1	30.4	27.8	29.1	31.7	31.7
P	26.4	26.4	26.0	26.9	28.5	30.8	33.2	25.5	26.9	24.6	22.2	25.1	26.9
M	23.3	20.4	21.3	22.2	25.1	26.4	26.0	23.1	23.1	19.9	16.5	19.5	22.2
K	23.3	20.4	21.3	22.2	25.1	26.4	26.0	23.1	23.1	19.9	16.5	19.5	22.2
	Q_a												
SL	398	312	284	228	134	171	207	181	201	248	314	371	245
RT	576	846	900	1132	895	660	586	422	413	453	521	526	644
P	491	531	731	882	969	875	674	365	358	431	420	399	573
M	419	443	577	739	919	784	400	231	243	326	302	332	460
K	579	600	794	955	1049	576	302	189	194	267	368	464	515
	n												
SL	0.70	0.70	0.70	0.70	0.71	0.74	0.75	0.76	0.77	0.76	0.74	0.71	0.73
RT	0.71	0.75	0.75	0.77	0.78	0.79	0.78	0.78	0.78	0.77	0.75	0.72	0.76
P	0.72	0.73	0.76	0.78	0.80	0.80	0.79	0.78	0.78	0.78	0.76	0.72	0.77
M	0.72	0.74	0.77	0.79	0.80	0.81	0.78	0.77	0.77	0.78	0.76	0.72	0.77
K	0.74	0.76	0.79	0.82	0.83	0.80	0.77	0.76	0.76	0.78	0.77	0.74	0.77
	1-n												
SL	0.30	0.30	0.30	0.30	0.29	0.26	0.25	0.24	0.23	0.24	0.26	0.29	0.27
RT	0.29	0.25	0.25	0.23	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.23	0.25	0.28	0.24
P	0.28	0.27	0.24	0.22	0.20	0.20	0.21	0.22	0.22	0.22	0.24	0.28	0.23
M	0.28	0.26	0.23	0.21	0.20	0.19	0.22	0.23	0.23	0.22	0.24	0.28	0.23
K	0.26	0.24	0.21	0.18	0.17	0.20	0.23	0.24	0.24	0.22	0.23	0.26	0.23

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
	Q_{LB}												
SL	159	209	264	298	285	269	271	260	280	262	209	146	205
RT	160	216	240	268	292	252	302	293	277	236	189	169	245
P	160	196	268	301	296	319	313	305	274	276	211	161	255
M	175	225	286	318	313	315	305	276	248	282	228	184	266
K	181	232	297	327	319	312	303	273	246	282	232	190	269
	Q_{La}												
SL	118	95	86	69	39	44	51	44	47	60	81	110	66
RT	165	213	224	258	195	141	127	93	92	103	128	147	153
P	138	143	174	191	196	175	143	81	78	94	99	113	133
M	119	116	136	154	174	151	88	54	56	73	73	93	107
K	151	142	164	177	181	115	69	46	46	59	84	119	116
	$Q_L = Q_{LB} + Q_{La}$												
SL	277	304	350	367	324	313	322	304	327	322	290	256	271
RT	325	429	464	526	487	393	429	386	369	339	317	316	398
P	298	339	442	492	492	494	456	386	352	370	310	274	388
M	294	341	422	472	487	466	393	330	304	355	301	277	373
K	332	374	461	504	500	427	372	319	292	341	316	309	385
	V_B mm/jour												
SL	2.74	3.60	4.55	5.14	4.91	4.64	4.67	4.48	4.83	4.52	3.60	2.52	3.53
RT	2.76	3.72	4.14	4.62	5.03	4.34	5.21	5.05	4.78	4.07	3.26	2.91	4.22
P	2.76	3.38	4.62	5.19	5.10	5.50	5.40	5.26	4.72	4.76	3.64	2.78	4.40
M	3.02	3.88	4.93	5.48	5.40	5.43	5.26	4.76	4.28	4.86	3.93	3.17	4.59
K	3.12	4.00	5.12	5.64	5.50	5.38	5.22	4.71	4.24	4.86	4.00	3.28	4.64
	V mm/jour												
SL	2.03	1.64	1.48	1.19	0.67 ^a	0.76	0.88	0.76	0.81	1.03	1.40	1.90	1.14
RT	2.84	3.67	3.86	4.45	3.36	2.43	2.19	1.60	1.59	1.78	2.21	2.53	2.64
P	2.38	2.47	3.00	3.29	3.38	3.02	2.47	1.40	1.34	1.62	1.71	1.95	2.29
M	2.05	2.00	2.34	2.65	3.00	2.60	1.52	0.93	0.97	1.26	1.26	1.60	1.84
K	2.60	2.45	2.83	3.05	3.12	1.98	1.18	0.79	0.79	1.02	1.45	2.05	2.00
	V mm/jour = $V_{LB} + V_{La}$												
SL	4.77	4.24	6.03	6.33	5.58	5.40	5.55	5.24	5.64	5.55	5.00	4.42	4.67
RT	5.60	7.39	8.00	9.07	8.39	6.77	6.40	6.65	6.37	5.85	5.47	5.44	6.86
P	5.14	5.85	7.62	8.48	8.48	8.52	7.87	6.66	6.06	6.38	5.35	4.73	6.69
M	5.07	5.88	7.27	8.13	8.40	8.03	6.78	5.69	5.25	6.12	5.19	4.71	6.43
K	5.72	6.45	7.95	8.69	8.62	7.36	6.40	5.50	5.03	5.88	5.45	5.33	6.64
	V mm/mois												
SL	148	119	187	190	173	162	172	162	169	172	150	137	1941
RT	174	207	248	272	260	203	198	206	191	181	164	169	2473
P	159	164	236	254	263	256	244	206	182	198	161	147	2470
M	157	165	225	244	260	241	210	176	158	190	156	148	2330
K	177	181	246	261	267	221	198	171	151	182	164	165	2384