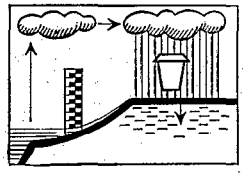
MÉMOIRES ORSTOM

C. RIOU

LA DÉTERMINATION PRATIQUE DE L'ÉVAPORATION

Application à l'Afrique Centrale



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER

ORSTOM

ÉDITIONS DE L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser à :

SERVICE CENTRAL DE DOCUMENTATION DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY (France)

- Tout paiement sera effectué par virement postal ou chèque bancaire barré, au nom de : *Régie avance SSC ORSTOM, 70, route d'Aulnay, 93140 BONDY, CPTE 9152-54, CCP PARIS.*
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 PARIS.

I - CAHIERS ORSTOM

BIOLOGIE
ENTOMOLOGIE MEDICALE ET PARASITOLOGIE
HYDROBIOLOGIE
HYDROLOGIE
OCÉANOGRAPHIE
PEDOLOGIE
SCIENCES HUMAINES

séries trimestrielles — Abonnement : *France* 100 F. *Etranger* 130 F.

GÉOLOGIE - *série semestrielle* — Abonnement : *France* 80 F. *Etranger* 100 F.

II - BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE

12 numéros par an *(14 fascicules)* — Abonnement : *France* 80 F. *Etranger* 90 F.

Dans la collection des MÉMOIRES de l'ORSTOM :

N° 42 P. LOUIS : Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Paris, ORSTOM, 1970, 311 p., coupes gravimétriques et cartes ..... 240 F

N° 28 P. DUBREUIL, G. GIRARD et J. HERBAUD : Monographie hydrologique du bassin du Jaguaribe (Ceara-Brésil). Paris, ORSTOM, 1968, 384 p., 5 pl. photo. + cartes ... 160 F.

Dans la collection des TRAVAUX & DOCUMENTS de l'ORSTOM :

N° 46 J.A. RODIER : Evaluation de l'écoulement annuel dans le sahel tropical africain. Paris, ORSTOM et Fonds d'Aide et de Coopération de la République française, 1975, 122 p., 28 gr. ..... 44 F.

LA DÉTERMINATION PRATIQUE DE L'ÉVAPORATION

Application à l'Afrique Centrale

MÉMOIRE ORSTOM N° 80

Charles RIOU
Maître de Recherches Principal de l'ORSTOM
Docteur ès Sciences

LA DÉTERMINATION PRATIQUE DE L'ÉVAPORATION

Application à l'Afrique Centrale

ORSTOM
PARIS
1975

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article 40).
« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »

© O.R.S.T.O.M. 1974

ISBN : 2-7099-0369-5

à Jean SABATIER

SOMMAIRE

	Page
Avant-propos	11
Liste des symboles utilisés	13
INTRODUCTION	15
Chapitre I. — GÉNÉRALITÉS	17
Chapitre II. — LE RÉSEAU DE MESURES	31
Chapitre III. — LES APPAREILS DE MESURE	45
Chapitre IV. — LES MÉTHODES INDIRECTES SERVANT A ESTIMER L'ÉVAPORATION	123
Chapitre V. — L'ÉVAPORATION ET LES CLIMATS	163
CONCLUSION	215
Bibliographie	219
Annexes	221
Table des figures	229
Table des matières	233

AVANT-PROPOS

Le travail présenté ici est la synthèse de dix ans d'activité au sein de la section d'Hydrologie de l'ORSTOM, d'abord à Fort-Lamy puis à Brazzaville, activité heureuse puisqu'elle est à la fois découverte de pays nouveaux et confrontation avec des problèmes qui demandent, pour être résolus, la rigueur inhérente à la recherche, mais aussi l'imagination et l'ingéniosité que requièrent les conditions locales.

Avant d'aborder l'exposé qui suit, je voudrais remercier ici, tous ceux, et ils sont nombreux, qui ont rendu possible ce travail.

Sous un autre titre et avec quelques modifications, cet exposé a donné lieu à une thèse, préparée sous la direction de M. le Professeur Paul QUENEY dont je fus l'élève, et soutenue à Paris VI devant un jury dont faisait partie M. le Professeur Louis GLANGEAUD. Je leur renouvelle mes remerciements.

M. Pierre DE FELICE m'a prodigué, tout au long de la rédaction de ce travail, ses conseils et ses suggestions. Pour le temps qu'il m'a consacré et le profit que j'en ai tiré, qu'il trouve ici le témoignage de ma gratitude.

Parmi ceux qui ont guidé mes débuts, je tiens à rendre hommage à M. le Professeur André VERNET qui me fait bénéficier, depuis ma sortie de « l'Agro » de sa bienveillance ainsi qu'à M. Roger BOUCHET, directeur de Recherches de l'INRA, c'est depuis le début de ma carrière un guide, parfois lointain, mais toujours attentif et sa manière d'aborder les problèmes évoqués ici a marqué ma formation.

M. Marc HALLAIRE m'accueille toujours avec amitié dans son laboratoire du CNRA, depuis l'époque où j'y reçus ma première formation de bioclimatologiste; je l'en remercie.

De mes débuts sur la terre africaine je suis redevable à M. Jean RODIER. En m'accueillant dans la section qu'il dirige, en m'affectant successivement au Tchad puis au Congo, en me fournissant les moyens nécessaires et en me permettant de consacrer tout mon temps au problème de l'évaporation, il a montré tout l'intérêt qu'il attache à ce travail.

Au sein de la section d'Hydrologie, M. Marcel ROCHE s'intéresse depuis longtemps à mon activité; je lui suis profondément reconnaissant de la sollicitude qu'il me témoigne.

M. le Professeur Guy CAMUS, directeur général de l'ORSTOM, m'a autorisé à rester en France pour faire la synthèse de ces résultats; je lui exprime ma gratitude.

Ma reconnaissance s'adresse aussi à tous ceux qui en Afrique m'ont aidé à réaliser ce travail; je l'ai dédié à Jean SABATIER, tué en 1968 en Ethiopie; il fut mon ami et il participa activement à l'installation de la station de Fort-Lamy.

M. Gérard BOCQUIER m'a fait bénéficier à mes débuts, de son enthousiasme et de son sens de la rigueur, M. FERNAND FAURE de sa précieuse collaboration technique.

J'ai à cœur de rendre ici un hommage tout particulier à deux collaborateurs sans qui ce travail n'aurait pu être mené à son terme: M. Jacques DUBOIS à Fort-Lamy, travailleur infatigable et minutieux a réussi par sa persévérance à assurer la qualité des observations des stations du Tchad, tâche qui n'est pas de tout repos; M. Roger CHARTIER à Bangui puis à Brazzaville m'a apporté le concours de son ingéniosité et de son habileté technique, grâce auxquelles des appareils délicats ont pu être mis au point.

J'adresse également mes remerciements à M. Jacques CALLEDE qui assure le fonctionnement de la station de Bangui, à M. CROS du Centre d'Enseignement supérieur de Brazzaville, pour sa collaboration, aux représentants de l'ASECNA ou de la Météorologie, MM. ANTIGNAC à Fort-Lamy et MANKEDI au Congo, toujours prêts à m'apporter leur aide avec le souci de l'intérêt du pays qu'ils servent.

MM. GAWRON, METAYER, GROTTARD et J. BOUNIOL se sont chargés des dessins, je leur adresse mes sincères remerciements, ainsi qu'à M. JARRE qui s'est occupé de la documentation et à Mlle DARDENNE pour la préparation de cet ouvrage.

Je voudrais conclure en rendant hommage au travail ingrat et obscur des observateurs tchadiens, centrafricains et congolais. Je garderai longtemps le souvenir de quelques-uns d'entre eux, dont j'ai apprécié un sens du devoir de plus en plus approfondi et longtemps aussi le souvenir de leurs beaux pays particulièrement du Tchad qui vit mes débuts et qui est une magnifique introduction à l'Afrique.

LISTE DES SYMBOLES UTILISÉS

A_h, A_u, A_θ	Coefficients d'échange de la vapeur d'eau, du vent et de la chaleur.
a	Albédo pour le rayonnement solaire.
b	Coefficient de la formule de Dalton.
C	Chaleur sensible fournie à l'atmosphère.
c_p	Chaleur spécifique de l'air humide à pression constante.
E	Evaporation.
E_a	Evaporation d'une surface dont la température serait celle de l'air, mesurée sous abri.
E_p	Evaporation calculée par la formule de Penman.
ETP	Evapotranspiration potentielle.
ETR	Evapotranspiration réelle.
e	Pression de vapeur d'eau en millibars.
e_a	Pression de vapeur d'eau saturante à la température de l'air sous abri.
e_d	Pression de vapeur d'eau mesurée sous abri.
e_s	Pression de vapeur d'eau saturante à la température de la surface évaporante.
$F_{(z)}$	Fonction liée aux profils de température et de vapeur d'eau.
G	Rayonnement global.
g	Accélération de la pesanteur.
H	Profondeur exploitée par les racines.
H_r	Humidité relative.
h	Humidité spécifique.
I	Transpiration végétale.
K	Coefficient de diffusité turbulente.
k	Constante de Von Karman.
L	Rayonnement résultant de grande longueur d'onde.
$L\uparrow$	Rayonnement thermique émis par le sol.
$L\downarrow$	Rayonnement thermique émis par l'atmosphère.
$\mathscr{L}$	Chaleur latente de vaporisation de l'eau.
ℓ	Parcours de mélange dans la théorie de Prandtl.
m_z	Paramètre géométrique des profils de température et de pression de vapeur d'eau.
n	Fraction de ciel couvert.
P	Hauteur des précipitations.
p_a	Pression atmosphérique.
Q	Rayonnement net.
q	Humidité volumique du sol.
R	Résistance à la diffusion.
R_v	Constante de la vapeur d'eau (constante des gaz parfaits pour 1 g de vapeur d'eau).

S	Chaleur reçue par le sol.
s	Durée d'insolation mesurée à l'héliographe Campbell.
s_0	Durée du jour.
T	Température absolue.
t	Temps.
u, v, w	Composante de la vitesse du vent.
u_{200}	Vitesse horizontale du vent à 2 m.
u_*	Vitesse de "friction".
V	Evaporation de l'évaporimètre de Piche.
V_a	Evaporation d'une pastille de l'évaporimètre de Piche, qui serait à la température de l'air.
W	Hauteur d'eau de la réserve du sol.
z	Hauteur au-dessus du sol.
z_0	Hauteur de rugosité.
β	Rapport de Bowen.
Δ	Pente de la courbe $e_\theta = f(0)$ au point $0 = \theta_a$.
γ	Constante psychométrique.
Δ_s^a	$(e_a - e_s) / (\theta_a - \theta_s)$.
δ	$0{,}622 / (p_a - 0{,}378\ e_d)$,
ε	Emissivité.
θ_a	Température moyenne de l'air.
θ_n	Température minimale.
θ_x	Température maximale.
θ_s	Température de la surface évaporante.
θ_w	Température du thermomètre mouillé.
λ	Rapport des coefficients de Dalton.
μ	Conductibilité hydraulique du sol.
ρ	Masse spécifique de l'air.
σ	Constante de Stefan.
φ	Force de frottement due à la viscosité de l'air.
Φ	Potentiel de l'eau.

INTRODUCTION

L'étude théorique de la diffusion de la vapeur d'eau dans des conditions naturelles est très complexe, elle est loin actuellement d'aboutir à des solutions parfaitement satisfaisantes.

Il est cependant nécessaire d'évaluer les quantités d'eau évaporée par les surfaces naturelles; le développement des techniques et des sciences de la nature font en effet, intervenir de plus en plus cette étape du cycle de l'eau. En Afrique sèche, par exemple, aussitôt qu'une grande quantité d'eau est rassemblée à l'air libre, elle est soumise à une évaporation intense; en Afrique humide, cette évaporation est un élément constant du temps, soumettant l'eau du sol à un mouvement vers le haut et maintenant une humidité atmosphérique élevée. Constater ces phénomènes sans tenter d'en expliquer le mécanisme et d'en rechercher une évaluation précise est maintenant insuffisant.

Si théoriquement il est fort intéressant d'aborder l'étude synoptique de l'évaporation, il y a d'autres arguments, peut-être plus pressants, en faveur d'études plus localisées: répondre aux demandes des spécialistes de l'irrigation, fournir les pertes en eau des réservoirs, contribuer à l'établissement des bilans hydriques...

Dans ce travail, nous avons d'abord fait un inventaire sommaire des connaissances de base qui permettent de traiter le problème de l'évaporation dans la pratique. Bien des points soulevés restent obscurs: par exemple, l'influence de l'instabilité de l'atmosphère sur la turbulence. On sera aussi surpris de l'utilisation de formules par trop simplifiées, de concepts difficiles à admettre, de la part qui est faite à l'empirisme. C'est qu'on a à faire ici à une discipline assez neuve qui ne possède pas encore une doctrine très solide. Des considérations pratiques ont aussi orienté cette étude: il n'est guère réaliste d'envisager la multiplication de stations perfectionnées et coûteuses dont seuls de savants spécialistes pourraient assurer le fonctionnement.

Ceci explique le développement de la méthode du bilan énergétique, d'une utilisation plus aisée et plus générale, mais qui reste approximative. On ne s'étonnera pas non plus de la part importante qui est faite à la mesure directe, bien qu'elle pose de sérieux problèmes qui peuvent se ramener à la difficulté de l'échantillonnage dans le choix d'une surface évaporante de référence.

Les chapitres II et III traitent du réseau de mesures et des appareils les plus courants, qui équipent ce réseau. Ces appareils sont simples, répandus partout dans le monde, mais leurs réponses ne sont pas toujours très claires, ni très facilement utilisables. Leurs réactions particulières au climat ont été étudiées dans le cadre de l'Afrique centrale où l'on trouve à la fois des zones très sèches dans le nord du Tchad, et des régions constamment humides, près de l'Equateur. Loin de rejeter ces appareils rudimentaires, nous

avons, au contraire, abordé leur étude avec optimisme; c'est que tout progrès dans leur utilisation est important, en raison même de leur grande diffusion. C'est cet argument qui avait d'ailleurs incité l'ORSTOM à implanter, il y a déjà vingt ans, sous plusieurs climats africains, des bacs d'eau libre. Quelques appareils plus perfectionnés sont mentionnés ici, car ils sont les seuls possibles dans certains cas.

Le problème de l'échelle de mesure est présent tout au long de cet exposé; on le rencontre dès la définition de l'évaporation. La définition des échelles spatiales concernées, fournit à la fois les limites des résultats mentionnés ici, et un guide méthodologique. Une tentative de solution partielle au problème du transfert d'échelle que pose l'extension dans l'espace des résultats est indiquée ici, accompagnée comme pour l'étude des appareils de mesure, d'un grand nombre de données expérimentales.

Après la mesure directe, c'est surtout la méthode du bilan énergétique qui est développée, sans passer sous silence ses faiblesses actuelles. La formule de PENMAN est longuement commentée, car elle témoigne, par ses succès, de l'intérêt d'un compromis entre la théorie et l'empirisme. La première partie de cet ouvrage fait donc le point des méthodes pratiques concernant l'évaporation, et des résultats qu'on peut en attendre, sans sous-estimer les difficultés théoriques qui s'attachent à leur interprétation.

C'est l'Afrique centrale, Tchad, République centrafricaine et Congo, qui fournit le cadre des mesures et c'est à elle que les résultats sont appliqués pour esquisser une étude géographique de l'évaporation en relation avec les climats. Un tel champ d'expériences possède des caractères qui lui sont propres: d'un côté on constate une très grande hétérogénéité vis-à-vis de l'évaporation, puisqu'en zone sèche seuls quelques points privilégiés (oasis, plans d'eau, champs irrigués) font l'objet d'une forte évaporation de longue durée, alors qu'au Sud du 10e parallèle l'évaporation est importante et augmente encore quand on se rapproche de l'Equateur. On retrouve cette diversité dans le temps en zone sahélienne où le contraste est grand entre la pénurie de la saison sèche et l'excès d'eau de la saison des pluies. Elle entraîne une plus grande complexité des études sur l'évaporation, mais facilite certains aspects: ce qu'on appelle « l'effet d'oasis » apparaît de manière évidente en zone sèche, mais on le retrouve ailleurs, sous une forme différente. D'un autre côté, la région étudiée présente une certaine unité: altitude peu variable, absence d'influence maritime, existence d'une mousson régulière. Ces caractères permettent de mieux faire apparaître l'importance de tel ou tel facteur de l'évaporation suivant le climat (le rayonnement en zone humide, la convection en zone sèche) et le jeu simultané de ces facteurs. Les principales zones climatiques étant définies, on esquisse pour l'évaporation, une répartition dans l'espace et dans le temps que les résultats obtenus sur grands bassins versants viennent confirmer globalement. Cette répartition vient alors préciser les limites climatiques déjà indiquées.

L'évaluation de l'évapotranspiration réelle paraîtra certainement bien sommaire au lecteur: c'est là un domaine si vaste et si complexe qu'il nécessiterait une étude plus précise et plus nuancée. Nous en laissons le soin à nos successeurs.

Ce travail vise essentiellement à montrer à l'utilisateur éventuel ce qu'on peut attendre actuellement d'un certain nombre de méthodes pratiques quand on désire évaluer l'évaporation, l'Afrique centrale fournissant les exemples. Dans ce domaine les progrès sont rapides, mais nous souhaitons que cet exposé, qui se présente comme un bilan, soit utile à la fois à ceux qui s'intéressent à la détermination de l'évaporation et à ceux qui s'attachent à l'étude du milieu africain[1].

---

[1] Les années qui ont suivi cette étude ont vu s'aggraver tragiquement la sécheresse sahélienne, soulignant la précarité des conditions d'existence dans cette zone.

1

GÉNÉRALITÉS

1.1. L'ÉVAPORATION PHÉNOMÈNE DE DIFFUSION

L'évaporation, passage de l'eau liquide à la vapeur d'eau, est une transformation qui consomme de l'énergie. La façon dont la vapeur d'eau diffuse dans l'atmosphère a été l'objet depuis DALTON de nombreuses études. Ces quelques remarques résument, en fait, les voies d'approche de la mesure de l'évaporation: mesure de la consommation d'eau liquide, évaluation de l'énergie utilisée par l'évaporation, estimation du transfert de vapeur d'eau.

Cette dernière méthode, qui s'attache directement au mouvement de la vapeur d'eau, s'intéresse à l'aspect le plus intime du phénomène. Son développement est lié à celui de la turbulence et continue à faire l'objet de nombreuses études[1].

On peut résumer des idées déjà anciennes (théorie de PRANDTL-KARMAN), mais qui constituent encore la base de cette méthode, en donnant de l'atmosphère l'image de tourbillons — agglomérats de molécules — définis par des propriétés se conservant pendant un certain temps, avant d'être échangées avec l'air ambiant. Cette image a été conçue par analogie avec la diffusion moléculaire, en créant des entités nouvelles ayant un certain temps certaines propriétés des molécules. De même que l'agitation désordonnée des molécules se traduit par un mouvement moyen, l'agitation tourbillonnaire a pour résultante une vitesse moyenne $\overline{U}$ dont les composantes sont $\overline{u}$, $\overline{v}$, $\overline{w}$, par rapport à un trièdre de référence lié au sol. La vitesse instantanée de l'air est en fait $U = \overline{U} + U'$, où U' est la vitesse des tourbillons par rapport au courant moyen, ou vitesse d'agitation, de composantes u', v', w'.

La durée d'un tourbillon correspond à un parcours de longueur ℓ. Soit p une propriété conservative par unité de masse du tourbillon. Une surface unité à un niveau horizontal z au-dessus du sol, est traversée alternativement par des masses d'air provenant des couches supérieures m_1 et des masses d'air provenant des couches inférieures m_2, telles que l'on a:

$$m_1 = \rho\, \overline{w'}_1\, \tau_1$$
$$m_2 = \rho\, \overline{w'}_2\, \tau_2$$

[1] On trouvera une étude détaillée de la turbulence dans SUTTON (O.G.): *Micrometeorology*.

$\overline{w}'_1$ et $\overline{w}'_2$ étant les vitesses verticales d'agitation au niveau z et τ_1 et τ_2 étant les temps pendant lesquels ces vitesses se manifestent; ρ est supposée constante, l'amplitude des mouvements étant faible (masse spécifique de l'air).

La masse d'air totale qui a traversé z par unité de surface et par unité de temps est $m_1 + m_2$. Ces masses d'air proviennent de niveaux où la concentration de p est différente.

m_1 transporte une quantité $m_1 (p + \frac{\partial p}{\partial z} z_1)$ et m_2 une quantité $m_2 (p - \frac{\partial p}{\partial z} z_2)$ $z + z_1$ et $z - z_2$ étant les niveaux moyens d'où proviennent ces masses d'air.

La quantité résultante traversant z est donc:

$$m_1 (p + \frac{\partial p}{\partial z} z_1) - m_2 (p - \frac{\partial p}{\partial z} z_2)$$

Soit:

$$P = (m_1 z_1 + m_2 z_2) \frac{\partial p}{\partial z}$$

Si l'on admet que les propriétés sont conservatives sur un parcours ℓ, seules les valeurs $\frac{\partial p}{\partial z} \ell$ sont à prendre en considération et l'on a:

$$P = (m_1 + m_2) \ell \frac{\partial p}{\partial z}$$

Si $\overline{w}'$ est la vitesse moyenne d'agitation au niveau z,

$$m_1 + m_2 = M = \rho \overline{w}'$$

et

$$P = \rho \overline{w}' \ell \frac{\partial p}{\partial z}$$

On pose $\rho \overline{w}' \ell = A$ coefficient d'échange équivalent du coefficient de diffusion moléculaire. Le symbole ℓ est appelé parcours de mélange, dans la théorie de PRANDTL.

Si l'on considère maintenant deux surfaces voisines horizontales séparées par dz, la quantité entrant par unité de temps est P, et la quantité sortant:

$$P' = P + \frac{\partial P}{\partial z} dz$$

Il en résulte une accumulation $\frac{\partial P}{\partial z} dz = \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial p}{\partial z} \right) dz$ par unité de temps, soit pendant le temps dt une accumulation:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial p}{\partial z} \right) dz.dt$$

L'augmentation par unité de masse étant dp, on a:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial p}{\partial z} \right) dz.dt = dp\, \rho.dz = \rho \frac{\partial p}{\partial t} dz.dt$$

Cette expression est l'équation générale de la diffusion à une dimension.

Ceci s'applique à toutes les grandeurs proportionnelles à la masse des particules atmosphériques. En particulier, on a pour la chaleur $dC = \rho\, c_p d\,\theta$.

c_p étant la chaleur spécifique de l'air à pression constante et θ la température, et l'équation devient:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(A_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$

Pour le vent où la propriété conservative est la quantité de mouvement, on aura pour la vitesse horizontale:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(A_u \frac{\partial u}{\partial z}\right)$$

et pour la vapeur d'eau, h étant l'humidité spécifique:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(A_h \frac{\partial h}{\partial z}\right)$$

Quand on a à faire à un mouvement stationnaire où les dérivés par rapport au temps sont nulles, on a alors:

$$A_\theta \frac{\partial_\theta}{\partial z} = \text{cte} \qquad A_h \frac{\partial h}{\partial z} = \text{cte} \qquad A_u \frac{\partial u}{\partial z} = \text{cte}$$

En ce qui concerne le vent, on peut remarquer que dans $A = \rho\, \ell\, \overline{w'}$, w' représente la vitesse d'agitation qui, dans l'hypothèse d'une isotropie de l'atmosphère est telle que l'on a $\overline{w'} = \overline{u'}$.

Or $\overline{u'}$ ne peut provenir que d'un échange avec des tourbillons dont la vitesse relative est $\frac{\partial u}{\partial z}\ell$ et l'on a:

$$A = \rho\, \ell^2 \frac{\partial u}{\partial z}$$

soit:

$$A \frac{\partial u}{\partial z} = \rho\, \ell^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 = \text{cte (par rapport à z et près du sol).}$$

Cette constante représente, en fait, la force de friction φ (par analogie avec la viscosité).

$\ell \frac{\partial u}{\partial z} = \sqrt{\frac{\varphi}{\rho}} = u_*$ vitesse de friction.

L'hypothèse la plus simple est que la variation de ℓ avec z est linéaire:

$$\ell = kz$$

k étant une constante sans dimension. On a alors:

$$kz \frac{\partial u}{\partial z} = u_*$$

soit, en admettant que u ne dépend que de z:

$$\frac{du}{u_*} = \frac{dz}{kz}$$

On suppose que le vent s'annule pour une hauteur z_0 appelée « hauteur de rugosité » et l'on a alors:

$$u = \frac{u_*}{k} \operatorname{Log} \frac{z}{z_0}$$

Exemple de la vapeur d'eau

La quantité de vapeur d'eau traversant la surface z par unité de temps est $-A_h \frac{\partial h}{\partial z}$.

Si le flux de vapeur est conservatif ceci représente l'évaporation de la surface évaporante et l'on a:

$$E = -A_h \frac{\partial h}{\partial z}$$

On remplace en général l'humidité spécifique par la pression de vapeur d'eau e, les deux grandeurs étant liées par la relation:

$$h \neq \frac{0{,}622\ e}{p_a - 0{,}378\ e} = \delta\, e$$

p_a est la pression atmosphérique.

δ ne dépendant pratiquement que de la pression atmosphérique (0,378 e petit devant p_a), on peut écrire:

$$E = - A_h \, \delta \frac{\partial e}{\partial z}$$

Si l'on admet $A_h = A_u$ et si l'on pose $A = \rho K$, K étant le coefficient de diffusivité turbulente, on a alors:

$$E = - \delta \rho K \frac{\partial e}{\partial z}$$

avec $K = kzu_*$.

La quantité K s'obtient aisément à partir de mesures du vent, puisqu'on a:

$$u_1 = \frac{u_*}{k} \operatorname{Log} \frac{z_1}{z_0}$$

et

$$u_2 = \frac{u_*}{k} \operatorname{Log} \frac{z_2}{z_0}$$

soit:

$$u_1 - u_2 = \frac{u_*}{k} \operatorname{Log} \frac{z_1}{z_2}$$

D'où finalement:

$$E = - \rho \, \delta \, k^2 \, z \frac{u_1 - u_2}{\operatorname{Log} \frac{z_1}{z_2}} \frac{\partial e}{\partial z}$$

et en intégrant entre les niveaux z_3 et z_4:

$$E \int_{z_3}^{z_4} \frac{dz}{z} = - \int_{z_3}^{z_4} \delta \rho k^2 \frac{u_1 - u_2}{\operatorname{Log} \frac{z_1}{z_2}} \left(\frac{\partial e}{\partial z} \right) dz$$

$$E = \rho k^2 \delta \frac{(u_1 - u_2)(e_3 - e_4)}{\operatorname{Log} \frac{z_1}{z_2} \cdot \operatorname{Log} \frac{z_4}{z_3}}$$

Cette expression est appelée équation de THORNTHWAITE *et* HOLZMAN.

1.1.1. *Influence de l'instabilité sur la turbulence*

Une petite masse d'air qui s'élève se refroidit en se détendant; si elle reste à une température supérieure à celle de l'air ambiant, elle continue à s'élever, et l'atmosphère est dite instable. Si la température de la petite masse d'air devient inférieure à celle de l'air ambiant, l'augmentation de densité entraîne un mouvement de descente, l'atmosphère est stable; elle est en équilibre indifférent quand la masse d'air et l'air ambiant sont à la même température.

Le phénomène d'instabilité, en entraînant des mouvements verticaux ascendants, favorise évidemment les échanges turbulents.

Il est possible de faire intervenir le travail des forces de pesanteur et de lui comparer la variation d'énergie cinétique des tourbillons qui représente le travail des forces de viscosité.

La variation d'énergie cinétique d'un tourbillon de volume unité est au niveau z, $\rho \ell^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$, et sa variation d'énergie potentielle, conséquence de son changement de densité $\Delta \rho$, est $g\ell \, \Delta \rho$, et comme

$\Delta \rho = \rho \dfrac{\Delta T}{T}$, T étant la température absolue du tourbillon, et $\Delta T = \ell \dfrac{\partial T}{\partial z}$, cette variation est finalement $\rho^2 \ell g \dfrac{\partial T}{\partial z}$, à laquelle on peut comparer $\rho \ell^2 \left(\dfrac{\partial u}{\partial z}\right)^2$.

Le rapport $\dfrac{\dfrac{g}{T}\dfrac{\partial T}{\partial z}}{\left(\dfrac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$ qu'on appelle le nombre de Richardson Ri représente le critère permettant de mettre en évidence l'influence de l'instabilité sur le turbulence, en supposant que celle-ci s'atténue quand les forces de pesanteur l'emportent sur les forces de viscosité.

On peut dériver les deux formes d'énergie par rapport au temps et comparer les puissances absorbées.

On a pour les forces de viscosité:

$$\psi = \rho \ell^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 \frac{\partial u}{\partial z} = A_u \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2$$

et pour les forces de pesanteur:

$$\psi' = \rho \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \ell^2 \frac{\partial u}{\partial z} \qquad \text{soit} \qquad \psi' = A_\theta \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial z}$$

D'où:

$$\psi - \psi' = A_u \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 - A_\theta \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$= A_\theta \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 \left[\frac{A_u}{A_\theta} - \frac{\dfrac{g}{T}\dfrac{\partial T}{\partial z}}{\left(\dfrac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \right]$$

Le signe de cette expression dépend alors du signe de $\dfrac{A_u}{A_\theta} - \text{Ri}$.

En général, on prend $\dfrac{A_u}{A_\theta} = 1$. Comme nous l'avons admis ici.

En fait, l'expérience montre que ceci n'est pas exact. A_θ a été trouvé supérieur à A_u, ce qui indique simplement que la théorie du parcours de mélange n'est pas rigoureusement exacte et qu'un tourbillon ne se comporte pas comme le prévoit la théorie.

1.1.1.1. Influence de la stabilité sur la turbulence du vent

L'équation $u = \dfrac{u_*}{k} \text{Log} \dfrac{z}{z_0}$ a été établie pour des conditions d'équilibre de l'atmosphère. La stratification thermique intervenant dans la turbulence, on peut généraliser l'équation en écrivant:

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{kz} f(\text{Ri})$$

avec $f(\text{Ri}) \to 1$ quand $\text{Ri} \to 0$.

Actuellement on propose pour f (Ri) une fonction de la forme $f(\text{Ri}) = 1 + \omega \text{Ri}$, ω gardant la même valeur pour un intervalle limité de valeurs de Ri.

Bien qu'il soit admis par tous les spécialistes que l'instabilité de l'atmosphère ait des conséquences sur la turbulence, les avis divergent quant à ses effets quantitatifs. C'est en partie pour cette raison que la

notion de stabilité est exclue de la plupart des formules qui permettent de calculer l'évaporation dans la pratique. Les recherches actuelles concernant le mécanisme de l'évaporation sont liées aux travaux sur le transfert turbulent dont les progrès s'accompagneront d'une amélioration de nos connaissances dans le domaine qui nous intéresse ici.

1.2. L'ÉVAPORATION PHÉNOMÈNE ÉNERGÉTIQUE

La source de l'énergie dans la nature est le soleil; une part de cette énergie en vient directement, c'est le rayonnement direct, une autre est simplement diffusé par l'atmosphère sans changement de longueur d'onde, c'est le rayonnement diffus; la somme de ces deux formes de rayonnements qui arrive au sol sur une surface horizontale est appelée rayonnement solaire global G. Par ailleurs, l'atmosphère, qui absorbe une part des rayonnements divers, émet vers le sol un rayonnement thermique $L\downarrow$, tandis que le sol lui-même rayonne vers l'atmosphère $L\uparrow$. Une partie aG du rayonnement global est enfin réfléchi par la surface qui le reçoit, a étant l'albédo, caractéristique de la surface. L'énergie résultante est appelée rayonnement net Q et ses formes de dissipation sont la chaleur transmise au sol S, celle transmise à l'atmosphère C, l'évaporation E, la condensation et la photosynthèse (ces deux derniers termes étant en général négligeables devant les autres). Nous avons donc:

$$Q = G + L\downarrow - aG - L\uparrow$$

et

$$Q = S + C + \text{chaleur latente due à E.}$$

Entre deux niveaux z_1 et z_2, on a:

$$C = -c_p A_\theta \frac{\partial\theta}{\partial z}$$

soit:

$$c_p \frac{\partial\theta}{\partial z} dz = -C \frac{dz}{A_\theta}$$

$$c_p \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial\theta}{\partial z} dz = -C \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{A_\theta}$$

d'où:

$$C = c_p \frac{\theta_2 - \theta_1}{-\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{A_\theta}}$$

On aura de même:

$$E = \frac{h_2 - h_1}{-\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{A_h}}$$

Cette évaporation nécessite une énergie $\mathscr{L}E$, $\mathscr{L}$ étant la chaleur latente de vaporisation qui varie avec la température, mais reste pratiquement constante dans l'intervalle de variation de la température de l'air dans la zone tropicale.

Si l'on admet qu'on a $A_\theta = A_h$, il ressort des égalités précédentes qu'on peut écrire:

$$\frac{C}{\mathscr{L}E} = \frac{c_p}{\mathscr{L}} \frac{\theta_2 - \theta_1}{h_2 - h_1}$$

ou en remplaçant l'humidité spécifique par la pression de vapeur d'eau:

$$\frac{C}{\mathscr{L}E} = \frac{c_p}{\mathscr{L}\delta} \frac{\theta_2 - \theta_1}{e_2 - e_1}$$

$\frac{c_p}{\mathscr{L}\delta}$ peut être considérée pratiquement comme fonction uniquement de la pression atmosphérique et l'on a $\frac{c_p}{\mathscr{L}\delta} \neq \frac{0{,}665\ p_a}{1\ 000}$ que l'on désigne par γ.

Si l'on écrit les coefficients d'échange sous leur forme généralisée par l'introduction de la notion de stabilité, on a:

$$A_\theta = A\ \alpha_\theta$$
$$A_h = A\ \alpha_h$$

α_θ et α_h étant des fonctions de Ri.

$\frac{C}{\mathscr{L}E}$ devient alors:

$$\frac{C}{\mathscr{L}E} = \gamma \frac{\alpha_\theta\ \theta_2 - \theta_1}{\alpha_h\ e_2 - e_1}$$

1.2.1 *Expression simplifiée: le rapport de Bowen*

Dans le cas des nappes d'eau libre, où l'on peut mesurer aisément la température de surface, ce rapport est souvent donné sous la forme:

$$\frac{C}{\mathscr{L}E} = \gamma \frac{\theta_s - \theta_z}{e_s - e_z}$$

θ_s et e_s sont la température de la surface et la pression de vapeur d'eau saturante qui lui correspond, θ_z et e_z, la température et la pression de vapeur d'eau prises à un niveau z de référence. Rien en fait, dans les considérations précédentes ne justifie cette égalité. Si θ_o et e_o sont la température et la pression de vapeur d'eau au niveau z_o (hauteur de « rugosité » ou niveau où le vent est supposé s'annuler), on peut écrire, en posant $\alpha_\theta = \alpha_h$:

$$\frac{C}{\mathscr{L}E} = \gamma \frac{\theta_o - \theta_z}{e_o - e_z}$$

et en posant

$$m_z^\theta = \frac{\theta_o - \theta_z}{\theta_s - \theta_z}$$

et

$$m_z^e = \frac{e_o - e_z}{e_s - e_z}$$

on a finalement:

$$\beta = \frac{C}{\mathscr{L}E} = \gamma \frac{m_z^\theta}{m_z^e} \frac{\theta_s - \theta_z}{e_s - e_z}$$

Les travaux soviétiques ont mis en évidence l'égalité $m_z^\theta = m_z^e$, ce qui justifie l'expression simplifiée appelée rapport de BOWEN.

1.2.2 *Formule de Penman*

A partir de cette expression simplifiée, PENMAN a établi une formule permettant le calcul de l'évaporation à partir des données climatiques usuelles. Si le niveau z est celui de l'abri météorologique (θ_a, e_d) le rapport de BOWEN β est:

$$\beta = \gamma \frac{\theta_s - \theta_a}{e_s - e_d}$$

tandis que $Q = \mathscr{L}E + C + S$ peut se simplifier, S étant négligeable devant C et $\mathscr{L}E$, quand l'intervalle de temps considéré est suffisamment long (pratiquement de l'ordre de la journée), et s'écrire:

$$\mathscr{L}E = \frac{Q}{1 + \beta}$$

Si l'on pose

$$\Delta_s^a = \frac{e_s - e_a}{\theta_s - \theta_a} \neq \Delta$$

où Δ est la valeur de $\frac{de_\theta}{d\theta}$ au point $\theta = \theta_a$ et e_a la pression de vapeur d'eau saturante à la température θ_a, β s'écrit:

$$\beta = \gamma \frac{(e_s - e_a)/\Delta}{e_s - e_d}$$

Par ailleurs, PENMAN utilise la formule de DALTON qui exprime l'évaporation sous la forme :

$$E = f(u)\,(e_s - e_d)$$

u étant la vitesse horizontale du vent. On en déduit:

$$\beta = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{(e_s - e_d) - (e_a - e_d)}{e_s - e_d}$$

et en multipliant numérateur et dénominateur par f(u):

$$\beta = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{E - f(u)\,(e_a - e_d)}{E}$$

$f(u)\,(e_a - e_d)$ étant l'évaporation E_a d'une surface fictive à la température θ_a, dans les mêmes conditions extérieures que celle qui est étudiée; soit:

$$\beta = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{(E - E_a)}{E}$$

et finalement:

$$E = \frac{\frac{Q}{\mathscr{L}} + \frac{\gamma}{\Delta} E_a}{1 + \frac{\gamma}{\Delta}}$$

Cette formule est très utilisée et donne de bons résultats dans la pratique.

1.2.3 *Les formules empiriques*

La nécessité de connaître des valeurs approchées de l'évaporation dans la pratique a conduit à une éclosion de formules empiriques, élaborées sous des climats différents, basées sur un ou plusieurs facteurs climatiques, et dont les plus séduisantes sont souvent celles qui n'en comportent qu'un petit nombre dont la mesure est simple. Etablies localement, ces formules « voyagent » mal. Un simple examen du bilan énergétique montre qu'en effet, suivant les climats, un terme ou un autre sera prépondérant et cristallisera l'intérêt de l'auteur. Dans les zones humides par exemple, une vaste région est régulièrement alimentée en eau. Les données sous-abri y seront directement liées à l'évaporation, facteur important du climat. Les échanges de chaleur étant faibles à long terme, on aura $E \neq E_a$. Ceci explique que des formules basées sur le « déficit de saturation » $e_a - e_d$ peuvent y donner des résultats acceptables. De même, l'émissivité de l'atmosphère étant élevée, les pertes par rayonnement de grande longueur d'onde sont relativement faibles et peu variables, et il y a une liaison étroite entre le rayonnement global et l'évaporation.

Dans les zones sèches, la consommation d'énergie d'une surface évaporante entraînera un abaissement de sa température par rapport à celle du milieu ambiant et l'on aura $E \neq E_a$. En outre, le rayonnement net d'une telle région sera faible et l'on ne pourra pas rattacher E à une valeur approchée de ce rayonnement.

Utiles pour des applications locales, ces formules n'ont donc qu'une portée limitée, augmentant quand elles sont établies à partir de données nombreuses obtenues sous des climats variés comme celle de TURC.

1.3. L'ÉVAPORATION PHÉNOMÈNE CLIMATIQUE

1.3.1 *Le concept d'évaporation potentielle*

Le mécanisme de l'évaporation d'une nappe d'eau libre peut, comme on l'a vu, être analysé à partir d'un certain nombre d'éléments du climat réduits par exemple, dans la formule de PENMAN, à u, e_d, θ_a, Q.

Quand il s'agit d'un couvert végétal ou même d'un sol nu, il est bien évident que d'autres paramètres interviennent pour exprimer les effets des caractéristiques du couvert et du sol. Le problème s'est cependant considérablement simplifié quand THORNTHWAITE a posé en principe que les « contraintes » exercées sur l'eau par le sol et la plante s'annulaient quand l'eau était abondante, l'évapotranspiration, ou somme des pertes en eau du sol directement ou à travers la plante, étant alors limitée uniquement, pour une surface donnée, par l'énergie latente disponible.

Il faut évidemment distinguer ici deux types d'intervention de la plante: ce qu'on a appelé « contraintes » concerne les modifications du comportement de la plante, en vue d'intervenir sur l'économie de l'eau. La plante intervient cependant par des caractères spécifiques tels que la hauteur du couvert au-dessus du sol, sa rugosité, son albédo. Enfin, il faut remarquer que ce concept ne s'applique qu'à un couvert dense formant une surface évaporante continue. Une telle évapotranspiration est appelée potentielle (ETP) pour rappeler qu'elle représente un maximum possible dans certaines conditions. Ces conditions sont, dans la pratique, le maintien d'un taux élevé d'humidité dans le sol qui a permis de montrer, sous des climats très différents, la validité de la notion d'ETP.

Cette notion a fait faire un bond en avant à nos connaissances de l'évaporation dans la nature en rattachant aux éléments du climat une grandeur qui jusqu'à là ne s'exprimait que dans des cas particuliers. Quand il sera parlé ici d'évaporation, ce terme peut donc soit évoquer l'évaporation d'une nappe d'eau libre soit, pour simplifier, l'ETP; quand une action particulière du couvert ou du sol peut être envisagée, on parlera d'évapotranspiration ou d'évapotranspiration réelle (ETR), terme qui n'est pas très heureux car il sous-entend l'irréalité de l'ETP.

Pour un couvert donné, l'ETR est donc une variable qui peut prendre des valeurs allant de 0 à ETP. Dans les régions où l'eau est abondante grâce à une pluviosité suffisante, comme c'est le cas des régions équatoriales, l'évapotranspiration restera égale à l'ETP; le climat en déterminera la valeur et celle-ci étant un élément important du bilan énergétique affectera les éléments de ce bilan. En zone sèche, au contraire l'ETR est très inférieure à l'ETP; cette dernière n'est plus représentée que par quelques accidents de la surface: champs irrigués, mares artificielles, ... C'est l'ETR qui est ici l'élément déterminant du climat. La notion d'ETP devient alors plus floue. La présence de l'eau localement détermine une forte évaporation consommatrice d'énergie qui va abaisser la température de la surface évaporante. L'existence d'un gradiant thermique horizontal va entraîner un flux de chaleur vers cette surface, diminuant quand on s'éloigne du bord d'attaque du vent. Ce phénomène qui porte le nom évocateur d'effet d'oasis a pour conséquence de rendre l'ETP dépendant non seulement des éléments du climat, mais aussi des dimensions de la surface évaporante. On peut alors schématiser cet effet en écrivant:

ETP = f (Cl., Su.), Cl. représentant l'ensemble des éléments climatiques dont dépend l'ETP, Su. la dimension de la surface à laquelle l'eau est fournie. Les travaux consacrés à cet aspect de l'évaporation montrent que l'on peut écrire ETP = f (Cl.) g (Su.). La fonction g (Su.) varie lentement quand S dépasse quelques dizaines de m^2, si bien qu'au-dessus d'une certaine valeur de Su., on peut admettre que l'ETP ne dépend pratiquement plus que du climat. C'est à la mesure de cette valeur qu'on s'attachera ici. On peut remarquer sur cette simple formule que Su. a une limite supérieure, car si elle augmente indéfiniment, les éléments du climat en seront affectés et l'on aura ETP = f (Cl'.).

Ces quelques remarques permettent de mieux définir l'ETP en zone sèche ou du moins la valeur qu'on cherchera à obtenir: c'est théoriquement celle vers laquelle tend l'évaporation d'une surface quand celle-ci augmente sans modifier les données mesurées sous-abri; pratiquement c'est l'évaporation d'une surface assez grande pour représenter une bonne valeur approchée de la valeur théorique. Pour le praticien, une telle valeur est une donnée adéquate, car l'échelle spatiale qu'elle fait intervenir (quelques hectares à quelques km^2) est celle en zone sèche des modifications du milieu. Pour le climatologue, l'ETP ainsi définie l'est à la même échelle que les données sous abri et peut donc s'intégrer dans l'ensemble des termes définissant le climat.

1.3.2 *Le modèle de R.J. Bouchet*

BOUCHET a proposé une analyse de l'évaporation à partir du bilan d'énergie dans un cadre régional, qu'on peut sommairement rappeler. Si, dans une zone donnée, l'ETR diminue pour des raisons indépendantes des termes du bilan énergétique, cet auteur suppose que l'énergie ainsi libérée est utilisée pour augmenter l'ETP, le système ne modifiant pas ses échanges avec l'extérieur. ETP_0 étant l'évapotranspiration potentielle de la région quand l'eau est partout abondante et que l'on a:

$$ETR = ETP_0 \qquad \text{et} \qquad C_1 = ETP_0 - ETR$$

étant l'énergie libérée par la diminution de ETR, on a:

$$ETP = ETP_0 - ETR + ETP_0$$

soit:

$$ETP + ETR = 2\ ETP_0$$

L'auteur précise la valeur de ETP_0 et l'on peut retrouver le résultat auquel il aboutit en partant de l'évaporation d'une surface alimentée en eau sans restriction, en zone aride. Pour une telle surface, le bilan énergétique s'écrit:

$$(1 - a)\ G + L\downarrow - L\uparrow = ETP + C$$

On peut distinguer ici deux termes pour C. L'un C_i qui exprime l'énergie convective de grande échelle, indépendante des variations de l'ETR dans la zone étudiée, l'autre C_v qui varie quand varie l'ETR. C_v étant négatif puisque l'énergie qu'il représente est fournie à la surface évaporante, on pose $C'_v = - C_v$ et l'on écrit:

$$(1 - a)\, G - [L\uparrow - (C'_v + L\downarrow)] = ETP + C_i$$

Le terme entre crochets est positif et comme l'ETP est par définition ici l'énergie latente maximale possible, il va prendre la plus petite valeur possible quand ETR tendra vers zéro; $L\uparrow$ diminue quand l'évaporation augmente, tandis que $C'_v + L\downarrow$ augmente et la valeur minimale que nous voulons déterminer est zéro, cette valeur ne pouvant être négative, ce qui supposerait un apport d'énergie de l'extérieur du système contraire à l'hypothèse de départ. On a donc finalement:

$$ETP = (1 - a)\, G - C_i$$

avec

$$ETR = 0$$

et

$$ETP + ETR = (1 - a)\, G - C_i$$

Dans un tel système, l'ETP varierait (C_i étant supposé négligeable) de $(1 - a)\, G$ à $(1 - a)\, G/2$, suivant la valeur de l'ETR de 0 à ETP. Bien qu'il s'agisse d'un cas théorique, ce modèle est intéressant car il montre comment varie la relation entre G et ETP, en fonction de l'ETR de la région.

Dans son exposé, BOUCHET a d'autre part mis l'accent sur la notion d'échelle, dans les échanges énergétiques, dont nous avons déjà vu l'importance en zone sèche.

1.3.3 *L'évapotranspiration réelle*

Le concept d'ETP postule l'absence d'intervention au niveau de la plante et du sol. Il est intéressant de connaître ces interventions, ne serait-ce que pour comprendre la disparition de leur effet quand l'évapotranspiration tend vers ETP; un grand nombre de travaux est consacré à ce problème, sans pour autant avoir résolu la question, mais il est possible d'esquisser une théorie s'appuyant sur leurs résultats.

Une manière féconde de traduire la circulation du sol vers l'atmosphère en passant par la plante consiste à considérer les liaisons de l'eau avec le milieu qu'elle traverse, en le caractérisant par son potentiel ou énergie nécessaire pour ramener 1 g de cette eau au potentiel zéro, celui de l'eau libre. Entre deux points A et B à des potentiels différents, l'eau se déplacera vers le point à plus haut potentiel (en cédant de l'énergie) et le débit par unité de section s'exprimera simplement par le terme $\frac{\Phi_B - \Phi_A}{r}$ où r représente une résistance à l'écoulement, résistance explicitée dans le cas du sol sous la forme $r = \frac{\Delta x}{\mu}$ où x représente la longueur du parcours et μ la conductibilité du sol.

Pour la plante, les forces agissant sur l'eau à l'intérieur des cellules sont dues à la pression osmotique p_o et à la pression de turgescence exercée par le contenu cellulaire sur la paroi de la cellule: p_t. Le potentiel vdp, s'exprime alors (le volume spécifique de l'eau étant 1 cm² par g) par le même chiffre que la pression résultante $p_o - p_t$ qu'on appelle aussi pression de succion ou DPD.

Enfin dans l'atmosphère le potentiel est égal à :

$$\int_{e_d}^{e_a} vdp = \mathscr{R}_v\, T \operatorname{Log} \frac{e_a}{e_d} \qquad \text{soit} \qquad \mathscr{R}_v\, T \operatorname{Log} \frac{100}{Hr}$$

H_r étant le degré hygrométrique et $\mathscr{R}_v$ la constante de la vapeur d'eau. La circulation de l'eau se fait ainsi du sol où la gamme des potentiels va de 0 à 16 atmosphères, à l'atmosphère où le potentiel peut atteindre 3 000 atmosphères (température de 40°, humidité 10%). Si l'on admet que la variation de la teneur en eau de la plante est négligeable devant l'eau qui circule, on pourra écrire pour le débit de l'eau:

$$I = \frac{\Phi_B - \Phi_A}{r}$$

entre deux points quelconques du trajet, en particulier entre le sol et la racine, puis la racine et la feuille, jusque la chambre sous-stomatique où se produit l'évaporation; en faisant la somme des termes, on trouve:

$$I = \frac{\Phi_f - \Phi_s}{R}$$

Φ_f et Φ_s étant les potentiels de l'eau au point final de la trajectoire de l'eau dans la feuille, et du sol, R la somme des résistances rencontrées.

Pour la vapeur d'eau, nous aurons de même:

$$I = \frac{\Phi_x - \Phi_y}{R_y} = \frac{\Phi_z - \Phi_x}{R_x} = \frac{\Phi_z - \Phi_y}{R_y + R_x}$$

Φ_y étant la valeur du potentiel au point où se forme la vapeur d'eau
Φ_x la valeur du potentiel à la sortie du stomate
Φ_z la valeur du potentiel en un point de l'atmosphère

La première équation montre que, Φ_f et Φ_s ayant des valeurs limites: 16 atmosphères pour le sol, une vingtaine pour la plante, il existe un débit limite I_0 pour une valeur donnée du potentiel du sol. Le débit maximal a lieu quand Φ_s est petit, c'est-à-dire quand le sol est bien alimenté en eau.

Il y a là une contradiction apparente avec le concept de l'ETP, qu'on peut lever en considérant que la surface transpirante est en fait supérieure à la surface du couvert végétal. Quand Φ_s augmente, chaque feuille a une transpiration limite qui diminue, et on peut constater une baisse de l'ETR par rapport à l'ETP.

On peut exprimer l'ETP en se plaçant dans le cas théorique d'un volume de sol alimentant la plante, de potentiel Φ_s et qui aurait une longueur H pour une section unité.

On aurait alors:

$$I = \frac{\Phi_f - \Phi_s}{R}$$

et en supposant que la diminution de I ne provient que de la variation du potentiel du sol:

$$dI = \frac{-d\,\Phi_s}{R}$$

et si q est l'humidité volumique du sol:

$$I = \frac{-Hdq}{dt} = -\frac{Hdqd\Phi_s}{d\,\Phi_s\,dt}$$

$$= H\frac{dq}{d\,\Phi_s}R\frac{dI}{dt}$$

soit:

$$\frac{dI}{I} = \frac{d\,\Phi_s\,dt}{dq\,HR}$$

On peut obtenir une valeur approchée de Φ_s en écrivant:

$$\Phi_s \neq \frac{\zeta}{B}\,e^{-Bq}$$

ou ζ et B sont des constantes. On en tire:

$$\frac{d\,\Phi_s}{dq} = -\,\zeta e^{-Bq} = -\,B\,\Phi_s = -\,B\,(\Phi_f - RI)$$

et

$$\frac{dI}{I} = -\,B\,(\Phi_f - RI)\,\frac{dt}{HR}$$

$$\frac{dI}{I\,(\Phi_f - RI)} = -\,\frac{Bdt}{HR}$$

L'intégration donne:

$$\mathrm{Log}\,\frac{I}{\Phi_f - RI} = -\,\frac{B\,\Phi_f}{HR}\,t + \mathrm{cte}$$

On supposera que I se maintient pendant un certain temps à son niveau maximal I_o, puis que Φ_s continuant à augmenter, Φ_f atteint une valeur limite Φ'_f et que pour $\Phi_s > \Phi'_s$, I commence à diminuer; on a alors pour $t = 0$:

$$\Phi_s = \Phi'_s \text{ et } I = I_o = \frac{\Phi'_f - \Phi'_s}{R}$$

et pour $\Phi_s > \Phi'_s$:

$$I = \frac{I_o\,e^{-\frac{B\Phi'_f}{HR}\,t}}{1 - \frac{RI_o}{\Phi'_f}\left(1 - e^{-\frac{B\Phi'_f}{HR}\,t}\right)}$$

Si l'on suppose qu'au moment où I commence à diminuer Φ'_f et Φ'_s sont relativement proches, le terme RI_o/Φ'_f qui est $1 - \Phi'_s/\Phi'_f$ est relativement petit, et tant que l'exponentielle reste proche de 1, I peut s'écrire:

$$I \neq I_o\,e^{-\frac{BI_o}{H\,(1 - \Phi'_s/\Phi'_f)}}$$

Cette expression obtenue d'une manière toute théorique suggère que la transpiration va diminuer d'autant plus vite que I_o est grand (forte ETP), B est grand (cas d'un sable, par exemple, où le potentiel augmente rapidement quand l'humidité diminue), H est petit, c'est-à-dire que la profondeur exploitée par les racines est faible, et Φ'_s/Φ'_f est grand, ou que le sol est plus sec au moment où la transpiration commence à diminuer; ces conclusions sont vérifiées par l'expérience.

Ce modèle très théorique peut être amélioré en supposant que le sol autour du volume de longueur H participe à l'alimentation en eau de celui-ci. Entre un point A du sol et le volume considéré existe alors un débit d'eau d tel que:

$$d = \frac{\Phi_S - \Phi_A}{r_S}$$

r_S étant la résistance à l'écoulement correspondant. On a alors:

$$d - I = \frac{Hdq}{dt}$$

$$\frac{\Phi_S - \Phi_A}{r_S} - I = \frac{Hdq}{dt}$$

$$I = \frac{\Phi_f - \Phi_S}{R} = \frac{\Phi_f - \left(\Phi_A + r_S\, H \frac{dq}{dt}\right)}{R + r_S}$$

L'expression de I en fonction du potentiel du sol se généralise pour un point quelconque du sol de potentiel $\Phi_A + r_S\, H \frac{dq}{dt}$, que M. HALLAIRE a appelé le « potentiel efficace » et à partir duquel il explique qu'un desséchement très rapide du sol autour des racines entraînant une valeur élevée de r_S [$r_S = \Delta x/\mu = (\Delta x/a)(\Phi_S^n + b)$ d'après GARDNER, a, b et n étant des constantes dépendant du sol, n restant supérieur à 1] peut avoir pour conséquence, l'alimentation en eau du volume de sol en contact avec les racines étant très ralentie, une diminution de I, bien que l'humidité globale du sol représentée par Φ_A reste élevée.

Le débit de la vapeur d'eau est d'autre part représenté par $(\Phi_z - \Phi_y)/(R_x + R_y)$ où Φ_z et R_x ne dépendent que du climat. L'existence d'un débit limite pour la transpiration et le fait que Φ_y a une valeur limite, montrent que l'hypothèse d'un débit constant le long du trajet qui va du sol à l'atmosphère à travers la plante suppose que R_y peut augmenter pour régler le débit de la vapeur d'eau. R_y est en fait fonction de l'ouverture des stomates, elle-même réglée par la turgescence des cellules stomatiques, et augmente quand cette ouverture diminue. On comprend aisément que chaque fois que le débit de la vapeur d'eau est supérieur à l'arrivée d'eau liquide, un dessèchement de la feuille commence à se produire, qui entraîne un début de fermeture des stomates et une augmentation de R_y tendant à réduire le débit de vapeur d'eau, et à maintenir le taux d'humidité de la feuille.

Ces considérations théoriques schématisent volontairement les réactions de l'ensemble sol-plante au desséchement qui sont fort complexes et sont loin d'avoir été clairement expliquées. Les quelques notions qui sont indiquées ici montrent cependant dans quelle voie les recherches s'orientent; c'est celle d'une analyse physique du phénomène et l'étude de l'ETR peut alors être considérée comme un simple prolongement de l'étude de l'évaporation[1].

[1] Etude devenue possible grâce aux résultats obtenus en physiologie végétale.

2

LE RÉSEAU DE MESURES

2.1. DESCRIPTION DU RÉSEAU

A partir de quelques points de mesures existant déjà, un réseau de mesures s'est constitué puis s'est agrandi peu à peu par la création de nouvelles stations. Ces stations, plus nombreuses dans les zones de forte différenciation climatique, sont du nord au sud:

Au TCHAD:

— Largeau, de création récente, station désertique;

— Bol, deux stations situées sur le bord du lac Tchad, en zone sahélienne: Bol Dune et Bol Matafo;

— Fort-Lamy, en zone sahélienne;

— Ba-illi, station de transition;

— Bebedjia, située dans la zone dite « tropicale humide ».

En RCA:

— Bossangoa, station toute récente et Bangui dans la zone équatoriale.

Enfin, au CONGO-BRAZZAVILLE, la station de Brazzaville dans l'hémisphère sud.

Toutes ces stations sont groupées en longitude entre le 14e et le 19e méridien. Leur étagement correspond à peu près à la gamme des climats classiquement définis et dont nous avons repris plus haut les termes. Elles sont toutes d'altitude voisine et, mise à part Brazzaville, l'influence maritime ne s'y fait guère sentir. On peut donc définir le domaine de cette étude comme un ensemble de zones climatiques allant du désert à l'équateur, où ne jouent ni l'influence maritime ni l'altitude, ce qui caractérise la majeure partie du Tchad, de la RCA et du Congo.

Ces stations comportent toutes un ensemble commun de mesures systématiques, et trois d'entre elles possèdent un équipement particulier. Elles sont en outre utilisées pour des expérimentations de plus ou moins longue durée.

L'ensemble commun de mesures comporte:

— Les mesures sous-abri;

— Les mesures d'évaporation en bac;

— La mesure de l'ETP au sein d'une pelouse irriguée quand la pluviosité est insuffisante (sauf à Bol Dune);

— La mesure de la température du sol;

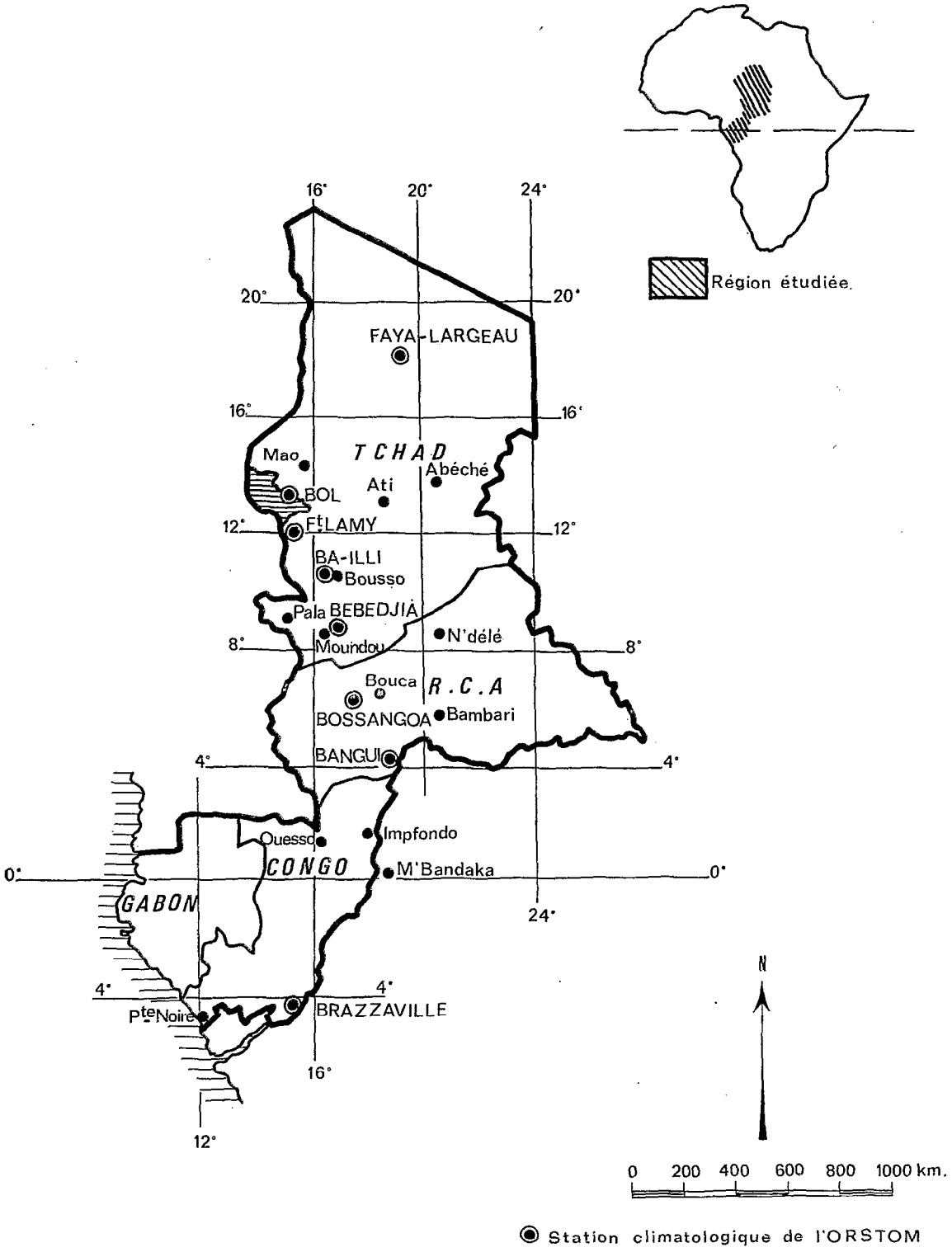


FIGURE 1
Réseau de mesures

— La mesure du vent;
— La mesure de la durée d'insolation.

2.1.1 *Situation géographique des stations*

Station	*Latitude*	*Longitude*	*Altitude (m)*
Largeau	17° 55′N	19° 08′E	268
Bol	13° 28′N	14° 43′E	292
Fort-Lamy	12° 07′N	15° 02′E	295
Ba-illi	10° 29′N	16° 31′E	329
Bebedjia	08° 41′N	16° 35′E	395
Bossangoa	06° 26′N	17° 29′E	465
Bangui	04° 22′N	18° 34′E	386
Brazzaville	04° 15′S	15° 14′E	314

2.1.2 *Caractéristiques climatiques des stations*

LARGEAU

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	25,4	29,6	34,0	38,6	41,5	42,3	40,7	39,9	39,2	37,3	32,7	28,4
Temp. min.	13,6	14,7	18,5	21,3	24,4	25,5	24,9	25,6	25,3	22,7	18,6	14,9
Pluie	0	0	0	0	0,6	1,6	6,1	13,4	1,2	0,1	0	0

Températures: moyennes sur 26 ans
Pluie: moyenne sur 32 ans

BOL

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	31,4	32,6	36,6	38,5	37,6	35,3	33,0	31,0	33,3	36,5	35,0	32,3
Temp. min.	14,0	15,1	19,4	24,2	25,9	26,6	25,3	24,2	24,7	22,6	18,4	14,6
Pluie	0	0	0	0,1	7,4	9,1	93,2	167,5	57,5	1,4	0	0

Moyennes: 1957-1966

FORT-LAMY.

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	32,8	35,7	38,6	40,4	40,2	37,2	33,0	30,3	32,9	36,1	36,4	33,9
Temp. min.	13,6	16,2	20,2	24,3	25,1	24,1	22,7	22,1	22,4	21,5	18,3	15,2
Pluie	0	0,2	0,2	6,1	33,2	64,7	155,5	252,6	100,9	20,9	0,5	0

Températures: moyennes sur 29 ans
Pluie: moyenne sur 33 ans

BOUSSO (zone de Ba-illi).

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	35,6	37,6	39,9	39,3	37,7	33,9	30,9	29,9	31,2	33,6	35,8	35,6
Temp. min.	13,5	17,0	22,0	25,4	24,9	23,2	22,4	22,0	22,0	22,1	18,2	15,1
Pluie	0,2	0	3,0	22,1	62,8	107,8	226,2	297,7	163,9	35,7	2,6	0

Températures: moyennes sur 11 ans
Pluie: moyenne sur 22 ans

MOUNDOU (zone de Bebedjia).

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	34,4	37,0	38,5	37,3	35,2	32,5	30,0	29,6	30,3	32,4	34,7	34,3
Temp. min.	14,9	17,4	21,8	23,9	23,3	22,0	21,4	21,2	21,0	21,1	18,5	15,4
Pluie	0	0,5	8,0	46,6	117,0	169,1	259,7	308,4	251,5	96,2	4,2	0,3

Températures: moyennes sur 13 ans
Pluie: moyenne sur 30 ans

BOSSANGOA

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	35,1	36,8	36,5	33,9	32,8	30,0	29,8	29,8	30,3	31,5	33,5	34,7
Temp. min.	14,9	16,6	21,0	21,9	21,5	20,8	20,5	20,4	20,2	20,1	18,5	15,0
Pluie	0	2,8	50,9	104,1	163,9	183,8	230,0	313,8	256,0	221,9	32,0	1,7

Températures: 1954-1961
Pluie: 1954-1961

BANGUI

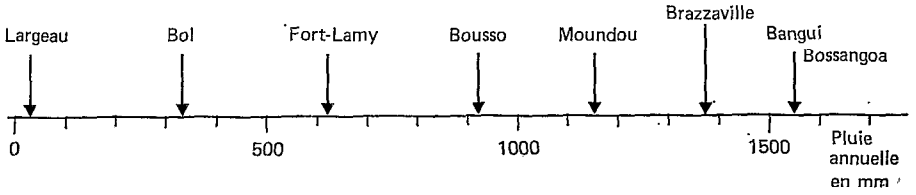
	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	32,6	33,9	33,4	32,8	31,9	30,8	28,8	29,9	30,6	31,0	31,2	31,8
Temps min.	19,5	20,2	21,3	21,4	21,2	20,7	20,4	20,3	20,3	20,2	20,2	19,4
Pluie	20,7	45,1	122,1	127,0	171,4	135,9	183,5	230,3	186,5	199,9	99,2	32,4

Températures: moyennes 1931-1961
Pluie: 1931-1961

BRAZZAVILLE.

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Temp. max.	30,0	30,6	31,3	31,5	30,1	27,9	26,5	28,0	29,7	30,2	30,2	30,0
Temp. min.	21,3	21,2	21,5	21,6	21,1	18,1	16,7	17,8	19,9	21,1	21,2	21,3
Pluie	120,2	127,4	184,9	209,8	132,8	2,1	0,5	2,1	32,8	141,4	227,4	193,5

Moyennes: 1951-1960



Etagement des quantités de pluie annuelle

2.2. LA MESURE DES RAYONNEMENTS GLOBAL ET DIFFUS

Trois stations possèdent un équipement particulier pour la mesure du rayonnement solaire. Entre 1954 et 1962, les services météorologiques exploitaient en effet des appareils de mesure du rayonnement global. Par la suite, certains de ces appareils furent abandonnés ou leurs données non exploitées. C'est pourquoi il parut nécessaire à l'ORSTOM de constituer son propre réseau. Actuellement, un nouvel effort est fait, en collaboration avec l'ASECNA, par les services météorologiques nationaux qui complètent les quelques appareils mis en place par l'ORSTOM.

Ces trois stations sont Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville. L'appareillage mis en place comporte deux solarimètres qui sont des piles de KIPP, l'un destiné à la mesure du rayonnement global, l'autre à la mesure du rayonnement diffus.

Les enregistreurs furent d'abord des Lange pour Fort-Lamy, des Brion-Leroux pour Bangui et Brazzaville; ils sont actuellement remplacés par des intégrateurs modèle OMN.

Le millivoltmètre de Lange a une bande d'enregistrement de 8 cm de large et une vitesse de déroulement de 2 cm par heure.

Le millivoltmètre de Brion-Leroux a une bande de 11 cm de large et une vitesse de déroulement de 6 cm par heure.

L'anneau de diffusion qui masque le soleil dans la mesure du rayonnement diffus est du grand modèle préconisé par SCHUEPP au Zaïre; il a 90 cm de diamètre et 6 cm de large.

Les solarimètres ont été étalonnés, puis régulièrement contrôlés, par un pyrrhéliomètre de Linke-Feussner, lui-même étalonné au Weather Bureau de Pretoria en 1970.

Le dépouillement était effectué régulièrement à la main par le procédé de planimétrage par surfaces équivalentes de 5 minutes en 5 minutes.

Une correction de 6% était appliquée à la mesure du rayonnement diffus pour compenser la perte de rayonnement du ciel dû à l'anneau. Cette correction est en fait légèrement variable; la valeur 6% retenue correspond à une moyenne.

Les appareils étaient placés sur des tours de 7 m de haut construites à cet effet. Les coupelles de verre étaient essuyées chaque matin et la sécheresse des piles (problème préoccupant en zone humide) assurée par du silicagel.

Avant leur mise en place, les piles étaient vérifiées au laboratoire et le nivellement optique avait permis de réduire l'erreur d'azimut à moins de 2% (erreur due à la variation de sensibilité de la pile, suivant l'azimut du soleil).

A côté de cet équipement, un pyranomètre à distillation de BELLANI est installée sur la tour de Brazzaville; la comparaison avec le solarigraphe a montré un bon accord des résultats des deux appareils à cette latitude, ce qui pourrait justifier l'utilisation du « Bellani » pour compléter un réseau de mesures de rayonnement. Un appareil identique vient d'être mis en place à Fort-Lamy.

2.3. DESCRIPTION SOMMAIRE D'UNE STATION TYPE

La station est en général un rectangle de 30 à 60 m de long sur 20 à 30 m de large. Elle est divisée en deux zones à Fort-Lamy et Bangui: une surface de sol nu et une surface enherbée maintenue constamment sur un sol bien alimenté en eau. A Brazzaville, une troisième zone est maintenue en végétation naturelle (voir schéma, figure 45).

La surface de sol nu correspond à une bande de 10 à 12 m de large, le reste de la station étant constitué par la pelouse.

L'abri météorologique est placé sur la pelouse, à quelques mètres de la partie sol nu de la station à Fort-Lamy, Bol-Matafo et Largeau, au milieu de la pelouse dans les autres stations.

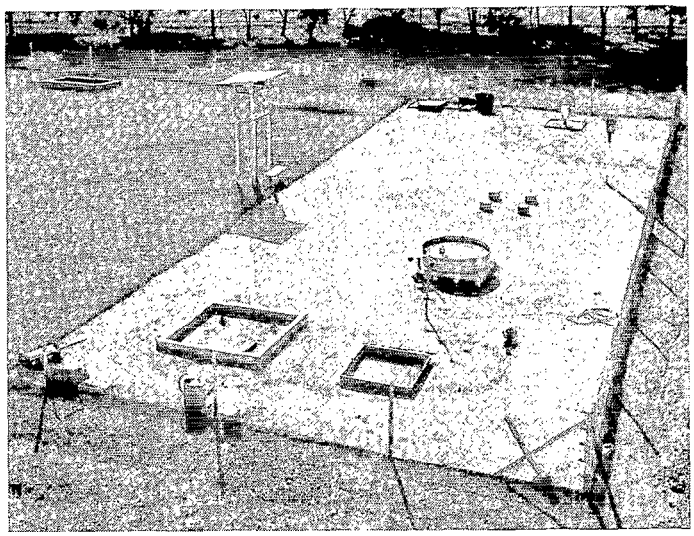
Les casiers sol nu et pelouse comportent en leur milieu des bacs d'évaporation et des thermomètres pour la mesure de la température à la surface et à différentes profondeurs dans le sol.

Les évapotranspiromètres sont installés près du centre de la pelouse ainsi que les anémomètres.

La station est cloturée pour en interdire l'accès aux animaux. La tour portant les appareils de mesures du rayonnement et dont la hauteur garantit aux piles l'absence d'ombrage et les protège des poussières, plus abondantes près du sol, est située tout près de la station surmontant un petit bâtiment où se trouvent placés les enregistreurs. A Fort-Lamy, ce bâtiment est enterré pour éviter les grandes variations de température préjudiciables aux appareils. Une fosse plus ou moins grande reçoit le drainage des évapotranspiromètres à une distance de 8 m environ de ceux-ci. Pendant la saison sèche, la pelouse est irriguée, en général de nuit, par des rampes d'arrosage placées sur le sol.

Vue générale
de la station de Brazzaville

La pelouse
de la station de Fort Lamy



La parcelle sol nu
de la station de Fort Lamy
et les bacs

2.3.1 *L'abri météorologique*

Il est du type « anglais », sa base étant à 1,50 m du sol. Ce type d'abri, à doubles persiennes protège très bien du rayonnement, mais par contre va ventilation est mal assurée, ce qui peut influencer les mesures instantanées, en augmentant l'inertie de la masse d'air contenue dans l'abri. Des comparaisons ont été effectuées à Fort-Lamy avec un autre type d'abri bien ventilé, abritant les appareils du rayonnement direct du soleil, du rayonnement du sol ainsi que de la majeure partie du rayonnement du ciel, mais ouvert sur deux côtés, assurant une ventilation maximale. L'abri ventilé, par sa plus faible inertie, donne des maximums très légèrement plus élevés et des minimums un peu plus faibles.

L'écart est inférieur à 0,8 °C pour les maximums, à 0,4 °C pour les minimums et l'écart sur les moyennes ne dépasse guère 0,3 °C.

FORT-LAMY — *septembre-octobre 1965: moyennes décadaires*

Température maximale $\bar{\theta}_x$						
Abri normal	30,80	33,61	34,57	35,06	36,39	36,49
Abri ventilé	31,62	34,41	35,23	35,71	37,02	36,87
Température minimale $\bar{\theta}_n$						
Abri normal	21,80	23,15	23,27	22,81	21,03	19,20
Abri ventilé	21,62	23,00	22,94	22,63	20,67	18,87
Température moyenne $\bar{\theta}_a$						
Abri normal	26,30	28,38	28,92	28,93	28,71	27,84
Abri ventilé	26,62	28,70	29,08	29,17	28,84	27,87
Ecart	0,32	0,32	0,16	0,24	0,13	0,03
Ecart mensuel		0,27			0,12	

Ces deux types d'abris étant aussi différents qu'il est possible, les écarts constatés montrent que s'il y a un effet significatif, il n'y a pas lieu cependant de lui accorder une importance très grande.

En ce qui concerne la tension de vapeur, les écarts sont également faibles et peuvent provenir de l'emploi d'une même « constante » psychrométrique pour deux psychromètres différemment ventilés.

	$\bar{e}_d$ 6 h (mb)					
Abri normal	26,68	28,42	28,16	27,83	23,55	17,32
Abri ventilé	26,51	28,83	28,42	27,74	23,93	17,77
Ecart	0,17	0,19	— 0,26	0,09	— 0,38	— 0,45
Ecart mensuel		0,03			— 0,24	
	$\bar{e}_d$ 12 h (mb)					
Abri normal	26,64	27,46	26,94	24,04	16,24	13,71
Abri ventilé	25,74	27,02	27,08	23,29	15,65	12,81
Ecart	0,90	0,44	— 0,14	0,75	0,59	0,96
Ecart mensuel		0,40			0,77	

Par contre, en ce qui concerne l'évaporimètre de Piche placé dans l'abri les écarts sont très grands; ils dépassent 40%, l'évaporation étant la plus élevée dans l'abri ventilé. Nous reviendrons, à propos de cet appareil, sur ces résultats.

De cette comparaison, il ressort donc qu'une ventilation insuffisante de l'abri est sans grande conséquence sur les moyennes de température et de tension de vapeur. L'évaporimètre de Piche est par contre très sensible à une différence de ventilation.

2.4. REPRÉSENTATIVITÉ DES STATIONS

Pour toutes les stations, le site a été choisi aussi dégagé que possible et il n'y a pas à craindre d'influence microclimatique particulière. A Fort-Lamy cependant, où la station est installée à l'intérieur de la ville au milieu d'un terrain où se trouvent de nombreux arbres, une telle influence pouvait être envisagée. Une comparaison a été effectuée avec la station du service météorologique située près de l'aéroport au sein d'une grande zone sans végétation. Cette comparaison a porté sur la pression de vapeur d'eau, facteur le plus susceptible d'être perturbé.

1965	*Météo*	*ORSTOM*	*Météo*	*ORSTOM*	*Météo*	*ORSTOM*
	$\bar{e}_d$ à 6 h		$\bar{e}_d$ à 12 h		$\bar{e}_d$ à 18 h	
Avril	15,63	17,48	12,83	14,82	14,21	15,79
Mai	16,11	17,37	13,00	13,29	13,46	14,84
Juin	24,49	25,29	23,11	24,03	23,00	24,30
Juillet	26,15	26,42	25,78	25,89	25,88	26,50
Août	26,24	26,61	27,70	26,85	27,68	28,28
Septembre	27,37	27,75	27,19	27,01	28,90	29,00
Octobre	22,31	23,15	17,91	17,88	22,85	23,58
Novembre	10,02	10,25	8,83	8,07	10,68	10,26
Décembre	8,64	8,66	7,79	7,30	9,25	9,32

Le tableau montre que dans ce cas le site a peu d'influence sur les mesures effectuées sous abri. On sait en effet que pour entraîner une modification sensible au niveau des appareils situés à 2 m, la zone perturbée doit être au moins de l'ordre de plusieurs hectares. Pour préciser l'influence de la pelouse à ce propos, deux abris identiques bien ventilés, du type précédemment décrit, ont été installés, l'un au milieu de la pelouse de la station de Fort-Lamy, l'autre non loin de cette pelouse mais au-dessus d'une surface de sol nu. Les emplacements étaient choisis de telle sorte que ce dernier abri, situé entre le vent et la pelouse échappait à l'influence de celle-ci. Les instruments étaient placés dans les abris, à 40 cm au-dessus du sol.

L'expérience dura un an, de février 66 à janvier 67 et on obtint les résultats suivants:

	F	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*J*	*Année*
$\bar{\theta}_n$													
Sol nu	13,44	17,96	23,52	25,10	23,21	22,94	22,65	22,35	20,03	15,74	12,68	10,76	19,20
Pelouse	13,11	17,38	22,81	24,37	22,66	22,49	22,27	22,15	19,90	15,74	12,60	10,67	18,85
Abri normal	13,53	18,47	23,77	25,09	23,39	23,17	22,74	22,57	20,07	17,24	13,11	11,63	19,56
$\bar{\theta}_x$													
Sol nu	34,96	40,35	41,67	40,06	37,42	36,63	33,53	34,81	38,46	38,47	34,79	33,03	37,02
Pelouse	33,89	38,90	40,14	38,85	36,78	36,32	33,03	34,15	37,85	36,95	33,16	31,40	35,95
Abri normal	33,56	38,48	39,29	37,48	35,18	34,62	31,62	32,76	36,44	36,49	33,05	31,16	35,01
$\bar{\theta}_a$													
Sol nu	24,20	29,15	32,60	32,58	30,31	29,78	28,08	28,58	29,24	27,10	23,73	21,90	28,10
Pelouse	23,50	28,14	31,48	31,61	29,72	29,40	27,65	28,15	28,88	26,35	22,88	21,04	27,40
Abri normal	23,54	28,48	31,53	31,28	29,29	28,89	27,18	27,67	28,25	26,87	23,09	21,40	27,28
$\bar{e}_d$ $(e_d - 6\text{ h} + e_d - 12\text{ h} + e_d - 18\text{ h})/3$ (mb)													
Sol nu	6,90	8,65	14,95	22,20	25,70	26,30	28,50	27,80	21,50	12,25	10,40	9,90	17,92
Pelouse	7,30	8,95	17,10	23,30	25,90	26,30	28,35	27,45	21,20	12,50	10,10	9,45	18,16
Abri normal	8,07	9,20	15,83	23,47	25,20	25,53	27,66	26,70	20,97	12,30	9,87	9,13	17,83

Ce tableau montre l'influence négligeable d'une pelouse de 400 m², en zone sèche, sur l'humidité à 40 cm. En ce qui concerne l'influence sur la température, elle est un peu plus marquée, surtout sur les maximums; l'écart sur la moyenne annuelle ne dépassant cependant pas 0,7 °C.

2.5. LES BACS D'ÉVAPORATION

Les bacs les plus utilisés, qu'on retrouve dans toutes les stations, sont le bac enterré, version légèrement modifiée du bac Colorado américain, et le bac « classe A ». Le premier est un réservoir de section carré de 1 m de côté, et 60 cm de profondeur, enterré sur 50 cm, et dont l'eau atteint au remplissage une hauteur également de 50 cm. Une pointe fixe permet de matérialiser cette hauteur. Le bac est peint en gris clair. Le bac « classe A » est un bac rond de 1,21 m de diamètre et 25,5 cm de profondeur, dont le fond repose sur un plancher à 15 cm au-dessus du sol, en principe muni d'une pointe à vis micrométrique, l'eau affleurant entre 5 et 7,5 cm du rebord; en fait, pour éviter de cumuler les erreurs de lecture, il est plus commode et plus précis d'opérer, comme pour le bac enterré, par mesure volumétrique, en montant sur le bac une pointe fixe. L'installation et la peinture de ce bac ont été normalisées et il est bon de s'y conformer, étant donné la sensibilité de cet appareil.

A Brazzaville, deux autres types de bac, non normalisés, ont été introduits; il s'agit d'un grand bac enterré de 4 m² de section (2 m sur 2 m) et de 1 m de profondeur, avec une nappe d'eau établie, au remplissage, au niveau du sol, soit à 10 cm du bord; et d'un petit bac cubique, également enterré, de 0,50 m de côté et de profondeur. Dans ce dernier, la nappe d'eau est à 7 cm du bord. L'évaporation de ces bacs est mesurée également par volumétrie, en utilisant comme repère une pointe fixe. Pour le grand bac, la pointe se trouve dans un petit puits de mesure, indépendant du bac et relié à celui-ci par un tube de faible diamètre, afin d'éviter que la mesure soit perturbée par l'agitation de l'eau.

La température de l'eau est mesurée à la surface de ces bacs trois fois par jour, aux heures normales d'observation, soit à 6 h, 12 h et 18 h T.U.

La mesure se fait à l'aide d'un thermomètre ordinaire dont le réservoir est juste immergé, au centre du bac, l'opération étant facilitée par un support flottant ou aérien qui maintient le thermomètre. La position des trois valeurs ainsi obtenues, par rapport à l'évolution journalière de la température, a été précisée par des mesures d'heure en heure. La température est à 6 h légèrement supérieure au minimum et à 12 h légèrement inférieure au maximum.

	8 avril 1964				8 avril 1965				22 mai 1965			
	θ_n	θ_6	θ_{12}	θ_x	θ_n	θ_6	θ_{12}	θ_x	θ_n	θ_6	θ_{12}	θ_x
Bac enterré	27,9	29,3	34,1	34,3	25,9	26,5	32,1	32,8	28,2	28,9	33,6	33,8
Classe A	23,9	24,9	36,6	37,1	21,8	21,9	33,7	36,2	23,4	23,8	35,1	36,8

	11 septembre 1965				12 septembre 1965				27 novembre 1965			
	θ_n	θ_6	θ_{12}	θ_x	θ_n	θ_6	θ_{12}	θ_x	θ_n	θ_6	θ_{12}	θ_x
Bac enterré	27,6	27,8	33,8	34,5	27,1	27,1	33,8	34,5	19,8	19,8	26,8	27,2
Classe A	24,4	24,5	36,6	37,9	23,7	24,0	36,6	37,9	13,5	14,7	26,6	29,1

La valeur moyenne $\frac{\theta_6 + \theta_{12}}{2}$ est proche de $\frac{\theta_n + \theta_x}{2}$

	$\frac{\theta_6 + \theta_{12}}{2}$	$\frac{\theta_n + \theta_x}{2}$
Bac enterré d'1 m²	31,70	31,10
	29,30	29,35
	31,25	31,00
	30,80	31,05
	30,45	30,80
	23,30	23,50
Moyenne	29,47	29,47
Bac « classe A »	30,75	30,45
	27,80	29,00
	29,45	30,10
	30,70	30,80
	20,65	21,30
Moyenne	28,29	28,80

Dans toutes les études qui suivront, on considérera, pour le bac enterré, que les valeurs $(\theta_6 + \theta_{12})/2$ représentent la moyenne journalière de la température de l'eau. L'écart est plus important pour le bac « classe A », par suite de sa plus faible inertie.

La mesure de la température de l'eau effectuée au milieu du bac ne représente qu'une donnée ponctuelle. Afin de connaître le degré d'hétérogénéité thermique de la masse d'eau du bac, quelques mesures de températures ont été faites en différents points de la surface et sur une certaine profondeur. On donne ci-après les résultats obtenus.

14-10-1965. FORT-LAMY — *bac enterré en sol nu.*
Vent N.-E — 12 h à 12 h 45 — Centre du bac 30,1 °C.

	N	*O*	*S*	*E*
2 cm du bord	31,1	30,4	30,5	30,9
30 cm du bord	30,3	29,8	30,3	30,2
10 cm du centre	30,3	30,1	30,2	30,2

20-10-1965. FORT-LAMY — *bac enterré en sol nu.*
Vent faible N.-E. — 16 h 30 à 17 h 45 — Centre du bac 31,7 °C.

	N.-E.	*N.-O.*	*S.-O.*	*S.-E.*
2 cm du bord	32,7	—	32,4	31,9
30 cm du bord	31,7	31,7	31,8	31,8
10 cm du centre	31,7	31,8	31,6	31,7

26-10-1965. FORT-LAMY — *bac enterré en sol nu.*
Vent presque nul — 16 à 16 h 45 — Centre du bac 32,4 °C.

	N.-E.	*S.-O.*
2 cm du bord	33,4	33,1
30 cm du bord	32,8	32,5
10 cm du centre	32,6	32,4

16 h 45 à 17 h 25 — Centre du bac 32,1 °C.

	N.-O.	*S.-E.*
2 cm du bord	32,9	32,8
30 cm du bord	32,3	32,3
10 cm du centre	32,2	32,2

A 5 cm sous la surface: 32,2 °C en tous points.

12-11-1965. FORT-LAMY — *bac enterré en sol nu.*
Vent nul — 6 h 15 à 7 h — Centre du bac 23,3 °C.

	N.-E.	*S.-O.*	*N.-O.*	*S.-E.*
2 cm du bord	23,3	23,4	23,0	23,4
30 cm du bord	22,8	22,8	23,4	23,0
10 cm du centre	22,7	22,9	23,2	23,3

13-11-1965. FORT-LAMY — *classe A.*
Vent nul — 6 h 10 à 6 h 45 — Centre 17,7 °C.

	N	*S*
2 cm du bord	17,8	17,7
30 cm du bord	17,8	17,6
10 cm du centre	17,6	17,7

6 h 45 à 7 h 25 — Centre 18 °C.

	O	*E*
2 cm du bord	18,3	18,6
30 cm du bord	17,7	17,9
10 cm du centre	17,7	18,0

7 h 30 à 8 h.
Centre en surface: 18,5 °C.
Près du bord, côté soleil, 1 cm sous l'eau: 19 °C.
Centre, 1 cm sous l'eau: 18,6 °C.
Partout, 5 cm sous l'eau: 18,6 °C.

31-3-1967. FORT-LAMY — *bac enterré en pelouse.*
Verticale prise au centre — 15 h 15 à 16 h.
Surface: 31,8° à 31,5 °C

Profondeur	5 cm	31,3 °C	Profondeur	30 cm	22,7 °C
»	10 cm	30,7 °C	»	35 cm	22,1 °C
»	15 cm	28,5 °C	»	40 cm	21,8 °C
»	20 cm	25,6 °C	»	45 cm	21,8 °C
»	25 cm	24,0 °C	»	50 cm	21,8 °C

Ces quelques chiffres nous donnent un certain nombre d'indications. Ils nous montrent que si la température du bac varie en surface et en profondeur, les écarts constatés avec la température au centre restent faibles et ne dépassent pas 1 °C en surface. L'écart le plus grand est constaté près du bord, en général pour le côté sous le vent; dans la zone centrale, sur une dizaine de centimètres autour du centre, la température est pratiquement la même et il n'y a pas lieu de prendre des précautions excessives pour la mise en place du thermomètre. Les gradients constatés sur une verticale sont assez importants mais suffisamment petits dans les premiers centimètres sous le surface pour que la mesure effectuée par un thermomètre ordinaire avec son réservoir relativement important ait une signification.

La température prise au centre de la surface de l'eau constitue donc un bon repère de la température de l'eau du bac.

2.6. L'ÉVAPOTRANSPIROMÈTRE

C'est un bac de section carrée de 4 m² de superficie et de 1 m de profondeur. Ce bac est installé au milieu d'une pelouse, le rebord dépassant le sol de 10 cm. Le bac communique, par un tuyau partant de sa partie inférieure, avec un récipient placé dans la fosse de drainage; grâce à ce système, on maintient dans le bac une nappe d'eau à 50 cm environ de la surface. Le bac est rempli d'une terre choisie pour ses qualités. Elle doit en effet assurer un bon drainage et permettre un développement satisfaisant de

l'herbe qui couvre à la fois le bac et la pelouse environnante; on choisit cette herbe parmi les graminées bien adaptées au climat: *Cynodon dactylon* en zone sèche, *Paspalum* en zone humide. Tous les soins accordés à cet appareil consistent à faire en sorte qu'il constitue un échantillon aussi représentatif que possible de la pelouse: même hauteur de l'herbe, même aspect de celle-ci, absence de discontinuités sur les bords. Ceci implique des arrosages identiques sur la pelouse et le bac, ce qui est facilement réalisable, puisque le bilan du bac est fait quotidiennement. Quand la pluie est absente, la pelouse est arrosée quotidiennement par une rampe qu'on déplace près du sol.

Le principe de la mesure est élémentaire, c'est celui du bilan hydrologique. Si P est l'eau apportée, soit par la pluie, soit par l'irrigation, W la variation du stock interne, D les pertes par drainage hors du système considéré, et E l'évaporation, on a:

$$P = E + W + D$$

Pour l'appareil précédent, W ne varie pas, une nappe d'eau à niveau constant étant maintenue, et l'on a:

$$E = P - D$$

Le drainage étant mesuré chaque matin, et la pluie ou la dose d'irrigation apportée au bac étant connu avec le maximum de précision; il est facile d'en déduire les pertes par évapotranspiration (la rosée étant négligée).

Le drainage qui suit les fortes pluies peut parfois être assez long, et s'étaler sur plusieurs jours. Pour les bacs que nous avons utilisés, ce délai ne dépasse pas trois jours. Le bilan est fait pour des périodes de dix jours; il est établi pour des périodes un peu plus longues, quand le drainage de fortes pluies est en cours à la fin de la décade.

La définition de l'ETP implique un couvert végétal dense et en bonne condition physiologique; aussi, le bac et l'anneau de garde reçoivent-ils de temps en temps des doses d'engrais destinées à maintenir un bon développement de la végétation.

Le facteur dont l'action sur l'ETP nous paraît être la plus importante est la densité du feuillage; c'est ce qui apparaît quand on étudie de près l'influence des coupes de l'herbe sur l'ETP. Nous reviendrons plus loin sur ce sujet; il a pour conséquence la nécessité de définir avec rigueur un programme de « coupes » de l'herbe.

2.7. LA MESURE DU VENT

Toutes les stations sont équipées d'un ou plusieurs anémomètres totalisateurs dont le principal est placé à 2 m au-dessus du sol. Ces appareils ont été étalonnés et le contrôle de l'étalonnage est assuré par comparaison avec des anémomètres à coupelles, plus sensibles, « Casella ». A Brazzaville, un anémomètre enregistreur « Lambrecht » permet, en plus, le dépouillement horaire du vent.

L'anémomètre totalisateur dont les insuffisances sont connues, fournit néanmoins un bon repérage du vent, une fois connues les caractéristiques de l'appareil. La dispersion des valeurs du vent pourrait enlever une grande part de leur signification aux moyennes décadaires ou mensuelles utilisées ici. La distribution des valeurs du vent reste cependant assez régulière, au cours d'une journée, pour que les distances parcourues moyennes enregistrées par les anémomètres totalisateurs soient utilisables comme paramètres exprimant l'influence de la vitesse du vent sur l'évaporation.

Une difficulté existe cependant dans l'emploi de cet appareil: c'est la quasi-impossibilité de comparer des mesures quand elles sont effectuées par des appareils différents. Une des conséquences de ce problème

est, par exemple, la diversité des coefficients de la loi de Dalton suivant le type d'anémomètre utilisé (voir paragraphe 3.4.3).

2.8. LA TEMPÉRATURE DU SOL

Elle est mesurée aux niveaux suivants: — 5 cm, — 10 cm, — 20 cm, — 50 cm, — 100 cm, avec la précision du 1/10e de degré.

La mesure à — 5 cm est obtenue par des thermomètres ordinaires placés horizontalement dans le sol grâce à une petite tranchée et des tubes guidant les thermomètres. La lecture se fait en dégageant légèrement le thermomètre sans sortir le réservoir. Trois thermomètres, ordinaires, à maximum, et à minimum, sont utilisés à cet effet.

A 10 et 20 cm, on utilise des thermomètres coudés et à 50 et 100 cm, des thermomètres dont le réservoir est entouré d'un certain volume de minium assurant une inertie assez grande pour permettre de sortir l'instrument de sa gaine sans perturber la lecture.

2.9. LA DURÉE D'INSOLATION

Elle est mesurée par un héliographe de Campbell et dépouillée suivant les normes adoptées par l'Office National Météorologique Français. L'expérience montre que si ces normes ne sont pas suivies avec beaucoup de soin, l'erreur peut atteindre 20%.

2.10. MESURES PARTICULIÈRES

Pour préciser certains points, de nombreuses mesures ont été effectuées, ne présentant pas le caractère systématique des mesures citées précédemment.

2.10.1 *Mesures de l'albédo*

A Brazzaville, un appareil mis au point par R. CHARTIER consiste en deux solarimètres dont les surfaces sensibles regardent dans des directions opposées. Le montage sur un axe mobile permet le retournement de l'appareil dont des niveaux assurent l'horizontalité.

Pour une position, si D_1 et D_2 sont les tensions mesurées et C_1 et C_2 les coefficients d'étalonnage des piles, on a:

$$G = C_1D_1 \text{ (rayonnement global)}$$
$$R = C_2D_2 \text{ (rayonnement réfléchi)}$$

Dans la position opposée, nous avons:

$$G = C_2D'_2$$
$$R = C_1D'_1$$

Soit pour l'albédo a:

$$a = R/G = (D_2D'_1/D_1D'_2)^{1/2}$$

2.10.2 *Mesure du bilan de rayonnement*

Cette mesure a été effectuée par un bilanmètre de Middleton, dans lequel l'alimentation d'azote avait été remplacée par de l'air sec, celui-ci passant sur de l'acide sulfurique, puis de la potasse, avant d'être envoyé dans les coupelles de l'appareil. Ce dispositif évitait les éclatements de coupelles constatés à la suite de l'utilisation d'azote sous pression. Le bilanmètre était placé à une hauteur de 1,20 m au-dessus du sol.

2.10.3 *Mesure des gradients de température et de pression de vapeur d'eau au-dessus du sol*

L'appareil mis au point à Brazzaville consiste en deux étages de tuyères dans lesquelles sont placés les thermocouples. Ces tuyères, qui sont à double paroi, sont en aluminium poli; une aspiration provoquée par un moteur entraîne sur les thermocouples un flux d'air d'une vitesse de 2 m par seconde environ. Deux de ces couples, montés en opposition, mesurent directement la différence de température entre les deux niveaux matérialisés par les tuyères. Deux autres couples, dont les soudures sont recouvertes d'une mousseline maintenue humide, indiquent l'écart entre ces deux niveaux sur la température « humide ».

Les soudures sont réalisées à partir de fils de cuivre et de constantan. Dans les tuyères inférieures, d'autres soudures mesurent les températures sèche et humide, la température de référence étant prise à 1 m du sol. L'ensemble est articulé de telle façon qu'on puisse à volonté faire varier les niveaux des mesures.

Cet appareil sera décrit, plus en détail, par la suite (paragraphe 3.7).

2.10.4 *Mesure du flux de chaleur dans le sol*

Huit thermocouples dont la soudure de référence commune se trouve à 1 m dans le sol, répartis le long d'une verticale aux niveaux suivants: 1 cm, 3 cm, 7,5 cm, 15 cm, 22,5 cm, 30 cm, 40 cm, 50 cm, permettent l'estimation du flux de chaleur dans le sol. Les tensions produites par ces couples sont enregistrées pendant deux minutes et demies toutes les heures, ce qui permet d'obtenir des profils d'heure en heure, et la capacité calorifique du sol étant connue, d'estimer la quantité de chaleur gagnée ou perdue par celui-ci.

2.11. EXPLOITATION DES RÉSULTATS

Les mesures systématiques effectuées par l'observateur sont reportées sur des fiches, élément par élément, mois par mois. Les moyennes sont notées sur ces fiches pour la décade et le mois. A l'occasion de cette mise en fiche, les données sont critiquées et les valeurs présentant des anomalies sont écartées, en même temps qu'une enquête est ouverte pour déceler l'origine de cette anomalie.

Toutes les fiches de toutes les stations étant chaque mois rassemblées, un deuxième contrôle est ainsi assuré.

La décade a été choisie comme unité de temps car elle réduit l'erreur accidentelle pour les bacs à moins de 5% et, pour l'ETP, intègre la durée de drainage des fortes pluies.

3

LES APPAREILS DE MESURE

3.1. L'ÉVAPORIMÈTRE DE PICHE

Cet instrument est utilisé depuis longtemps et traditionnellement placé dans l'abri météorologique. Ses données sont régulièrement citées, et parfois dans la rubrique « évaporation » sans autre précision; il est même arrivé qu'elles soient utilisées directement, combinées avec la pluie dans des bilans « hydriques ».

Le grand nombre de ces données et leur répartition géographique ont naturellement incité plusieurs auteurs à des tentatives visant à estimer l'évaporation dans la nature à partir des valeurs fournies par cet instrument.

Ces tentatives et le maintien de cet appareil dans l'abri météorologique justifient une étude détaillée des possibilités de cet instrument et de son emploi éventuel sous le climat africain.

3.1.1 *Théorie du « Piche »*

Petite pastille évaporante par sa face supérieure et sa face inférieure simultanément, le « Piche » est placé dans l'abri et ne reçoit pas d'énergie d'origine solaire; en première approximation on peut admettre que son bilan de rayonnement est nul. Toute l'énergie nécessaire à l'évaporation V est empruntée à l'air ambiant sous forme de chaleur sensible et l'on peut écrire:

$$V = c\,(\theta_a - \theta_s) = d\,(e_s - e_d)$$

θ_a et θ_s étant les températures de l'air et de la surface, e_s la pression de vapeur d'eau saturante correspondant à θ_s, e_d la pression de vapeur d'eau de l'air; c et d des facteurs de proportionnalité dépendant du vent au-dessus de la pastille qu'il n'est pas nécessaire d'expliciter.

Cette expression est en fait la même que l'équation psychrométrique classique et l'on peut donc écrire:

$$\theta_s = \theta_w\text{: température du thermomètre mouillé}$$

Effectivement, des mesures fines par thermocouples ont montré (RIOU, 1958, résultats non publiés) qu'il existe sur la pastille un léger gradient de température entre le centre plus chaud et le bord plus froid, ce dernier étant bien à la température du thermomètre mouillé.

En fait, le thermomètre mouillé, comme la pastille évaporante du Piche, n'est pas à la température des parois de l'abri qui les contiennent et reçoit donc de leur part un rayonnement thermique supérieur à sa propre perte, le bilan radiatif n'étant pas nul.

Partant de cette constatation, BOUCHET et RIOU ont en 1960 proposé une explication pour la variation de la « constante » psychrométrique, basée sur l'existence de ce « résidu » de rayonnement plus ou moins éliminé par la ventilation, selon qu'elle est plus ou moins forte.

Quoiqu'il en soit, on peut écrire en première approximation, en négligeant le terme radiatif:

$$V = d\,(e_w - e_d)$$

La vérification expérimentale de cette équation peut être faite aisément en comparant V et $\theta_a - \theta_w$; ce dernier terme est en effet proportionnel à $e_w - e_d$, le facteur de proportionnalité étant la constante psychrométrique. V peut également s'écrire sous une autre forme, obtenue en éliminant θ_w et e_w.

$\theta_a - \theta_w$ peut en effet, se mettre sous la forme $\frac{1}{\Delta_w^a}(e_a - e_w)$, e_a étant la pression de vapeur d'eau saturante à la température θ_a, Δ_w^a pouvant être obtenu à partir des tables $e_\theta = f(\theta)$.

En posant $c/d = \gamma$:

$$\gamma \frac{e_a - e_w}{\Delta_w^a} = e_w - e_d$$

En écrivant $e_a - e_w$ sous la forme $e_a - e_d + e_d - e_w$ et en multipliant les deux membres de l'équation par d on trouve finalement:

$$V = \frac{\gamma\, V_a}{\Delta_w^a + \gamma}$$

où $V_a = d\,(e_a - e_d)$

expression qu'on aurait d'ailleurs pu tirer directement de la formule de PENMAN appliquée au « Piche ».

Le terme d est une fonction du vent. Le type d'abri, la position du Piche dans l'abri, tout ce qui peut intervenir sur la ventilation de l'évaporimètre peut donc influer sur les résultats. La comparaison pour différents abris mentionnée précédemment, a montré l'importance de ce facteur.

3.1.2 *Vérification expérimentale*

Elle a porté sur la comparaison des rapports $V/(\theta_a - \theta_w)$ et du vent. On a en effet:

$$V/(\theta_a - \theta_w) = \gamma\, d$$

En toute rigueur γ n'est pas constante, bien qu'on la considère comme telle dans l'abri, mais fonction du vent. Cette comparaison est intéressante à plus d'un titre, car elle nous renseigne aussi sur le degré de ventilation à l'intérieur de l'abri.

Une première comparaison de V et $\theta_a - \theta_w$, établie à partir de résultats mensuels obtenus à Fort-Lamy, Bol-Dune et Brazzaville, montre une relation linéaire très nette entre les deux termes; la dispersion pouvant être attribuée, en partie, à l'influence du vent (fig. 2).

Les coefficients de régression des droites sont:

Fort-Lamy	1965 à 1970: 0,755
Bol-Dune	1965 à 1970: 0,860
Brazzaville	1968 à 1970: 0,690

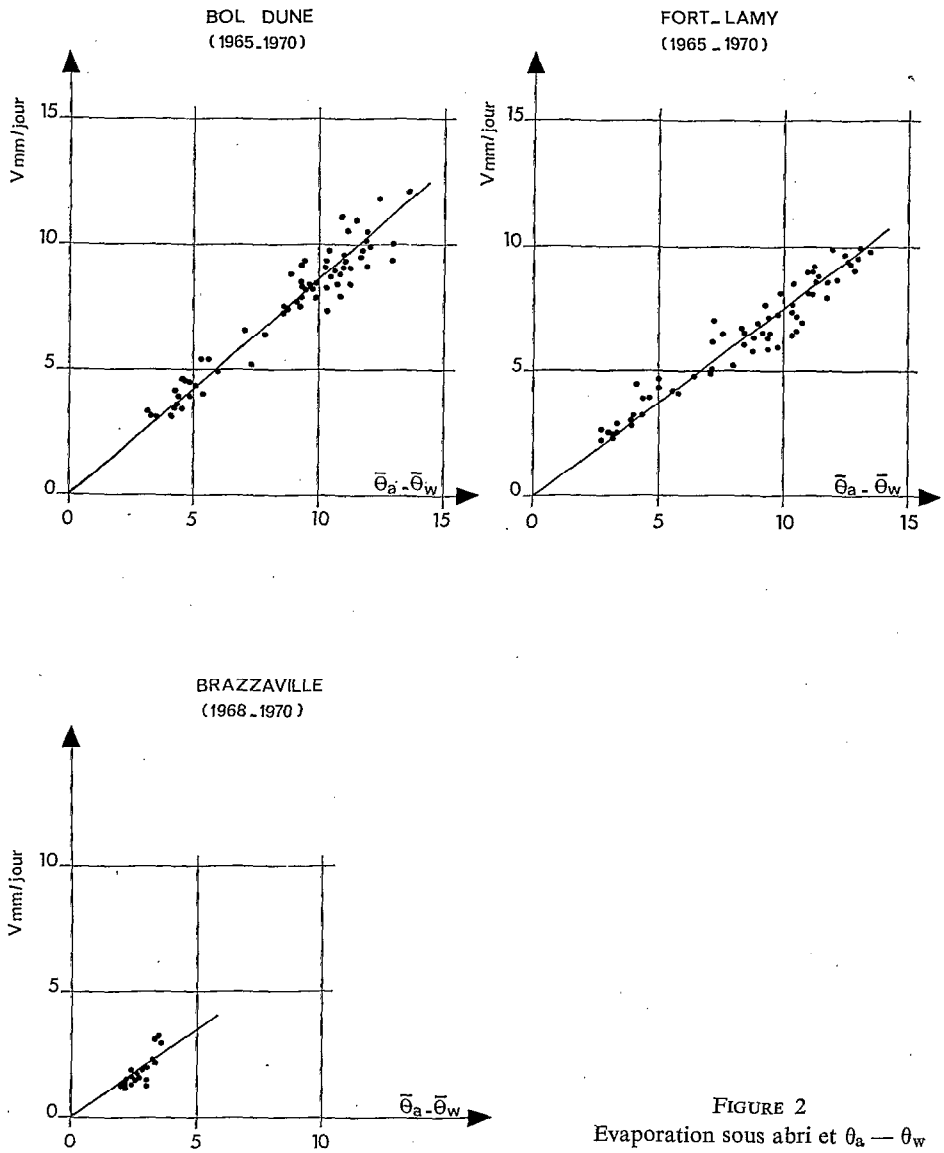


FIGURE 2
Evaporation sous abri et $\theta_a - \theta_w$

Les différences entre ces coefficients peuvent être en partie attribuées au vent, la station de Bol-Dune étant des trois stations la plus ventilée, et Brazzaville la moins ventilée.

Pour préciser l'influence du vent, les rapports $V/(\theta_a - \theta_w)$ ont été comparés aux vitesses du vent à 2 m pour ces trois stations, à partir des moyennes mensuelles (fig. 3). Malgré la dispersion, on voit nettement que la relation n'est pas linéaire et que le coefficient $V/(\theta_a - \theta_w)$ varie moins vite que le vent. Une difficulté d'interprétation de ce dernier résultat vient du fait que les anémomètres des trois stations donnent des résultats qui ne sont pas tout à fait comparables. Pour lever cette difficulté, l'étude du rapport

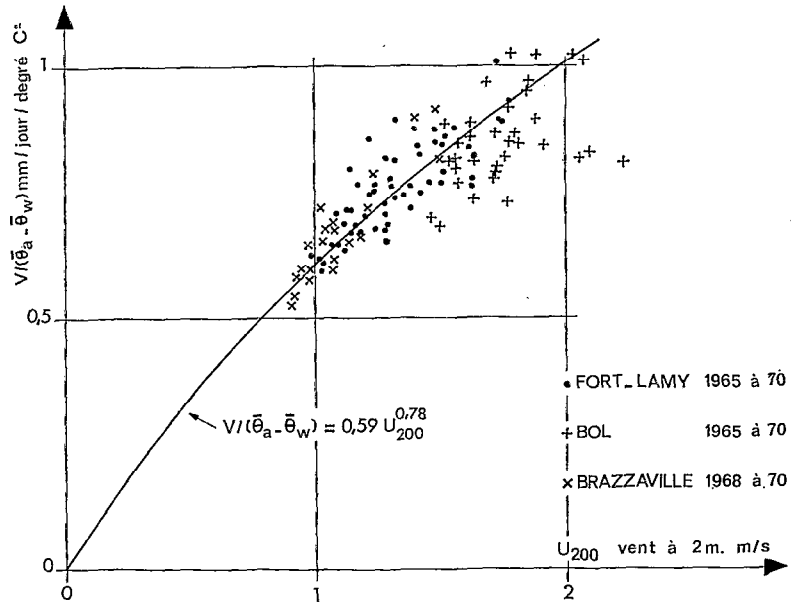


FIGURE 3
Evaporation sous-abri et vitesse du vent (valeurs mensuelles)

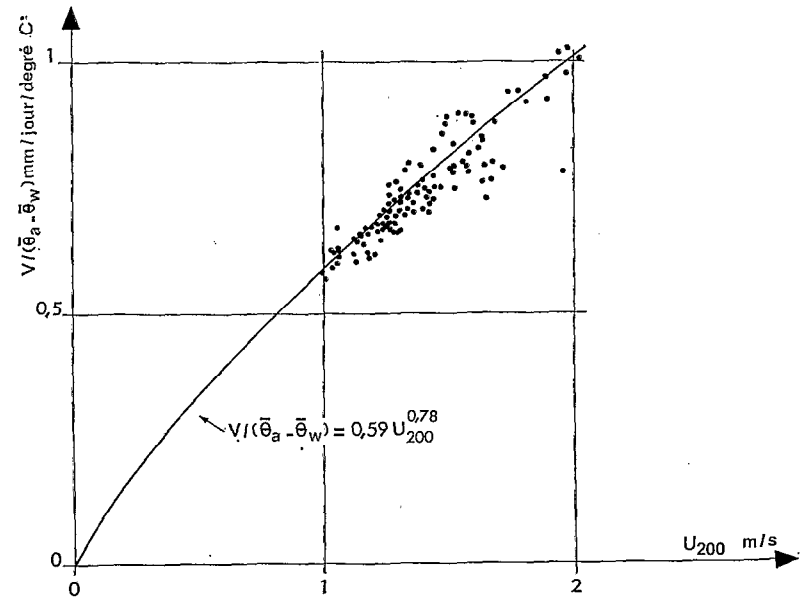


FIGURE 4
Evaporation sous-abri et vitesse du vent à Fort-Lamy (valeurs décadaires 1966 à 1970)

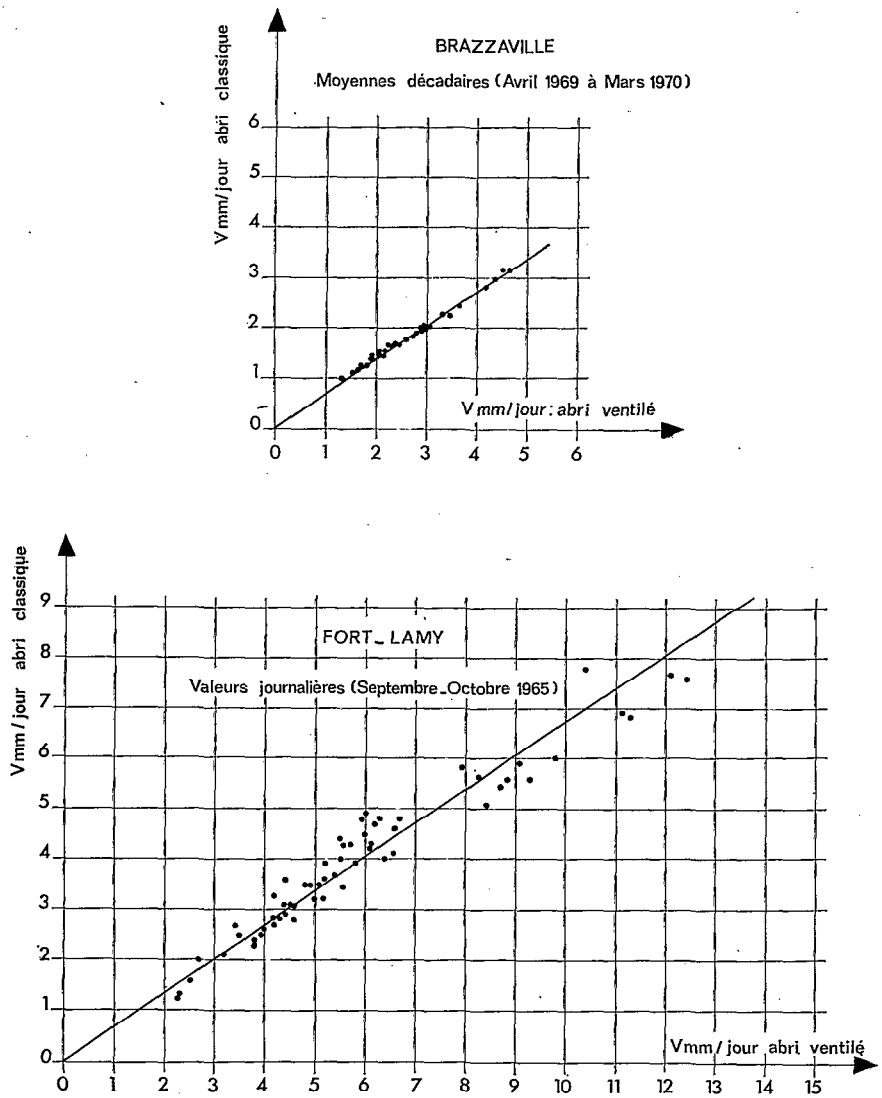


FIGURE 5
Comparaison des évaporations de deux évaporimètres de Piche soumis à des ventilations différentes
(V abri ventilé = 1,48 V abri classique)

$V/(\theta_a - \theta_w)$ a été faite pour une seule station: Fort-Lamy, en utilisant les moyennes décadaires (fig. 4). Cette étude couvre la période 1966-1970, pendant laquelle l'anémomètre de référence peut être considéré comme satisfaisant.

La relation qui apparaît permet de préciser la forme de la fonction du vent intervenant dans l'évaporation sous abri, et qui est:

$$V = 0{,}59\,(\theta_a - \theta_w)\, u_{200}^{0{,}78}$$

On retrouve ainsi avec l'exposant de u_{200} un résultat obtenu théoriquement par SUTTON, et confirmé expérimentalement par de nombreux auteurs. Il peut toutefois paraître assez étonnant de retrouver ce

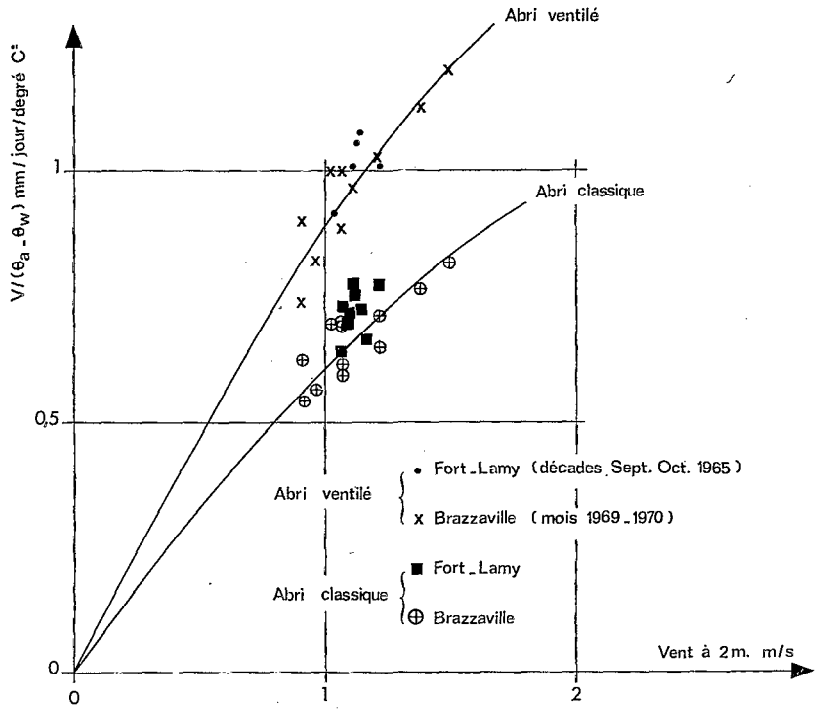


FIGURE 6
Influence de la vitesse du vent dans le cas d'évaporimètres différemment ventilés

résultat pour le Piche à l'intérieur de l'abri, l'étude de l'influence du vent sur de petites surfaces évaporantes ayant en général été effectuée en soufflerie.

La comparaison de l'abri anglais et d'autres abris mieux ventilés ayant fait apparaître la mauvaise ventilation de celui-ci, et notamment l'effet de celle-ci sur le Piche, il est intéressant d'étudier ce qui se passe pour l'évaporimètre de Piche, lorsqu'il est situé dans un abri bien ventilé.

Cette étude a été faite pendant une année entière à Brazzaville, le Piche étant situé dans un petit abri dans lequel la pastille était abritée du rayonnement mais exposée aux filets d'air. Cet abri était placé à la même hauteur que l'abri météorologique de référence et à proximité de celui-ci. Une comparaison du même type a été effectuée à Fort-Lamy mais pendant deux mois seulement (fig. 5).

Dans les deux cas, la comparaison a mis en évidence la relation très serrée et linéaire entre les données des évaporimètres, même pour les valeurs journalières. Il n'y a que pour les très fortes valeurs de V qu'il est apparu un écart systématique par rapport à la droite de régression, le Piche ventilé évaporant proportionnellement davantage.

En dehors de ces rares valeurs, la relation entre les deux évaporimètres était dans les deux cas, en appelant V_v l'évaporation sous abri ventilé:

$$V_v = 1{,}48\ V$$

Cette valeur de 1,48 est exactement celle qui a été trouvée récemment en comparant l'abri anglais et le nouvel abri dit AMPS, au CNRA de Versailles. Ce nouvel abri mieux ventilé était justement destiné à la mesure de l'évaporation Piche. Il semble donc que cette constante traduise de façon générale le passage de la ventilation de l'abri anglais à une ventilation « normale ».

L'influence du vent dans les deux types d'abris s'exprime finalement par deux équations où la vitesse du vent à l'exposant 0,78, ne diffèrent que par un coefficient de proportionnalité (fig. 6).

3.1.3 *Signification des mesures d'évaporation sous abri*

Les résultats obtenus précédemment permettent de mieux préciser la signification des mesures d'évaporation sous abri. Nous avons vu que l'évaporation du Piche pouvait se mettre sous la forme:

$$V = \frac{\gamma\ V_a}{\Delta_a^w + \gamma}$$

V_a peut maintenant être explicitée et se mettre sous la forme:

$$V_a = \text{cte.}\ u_{200}^{0,78}\ (e_a - e_d)$$

la constante différant suivant le type d'abri.

Ces deux relations permettent d'obtenir $e_a - e_d$. C'est en se basant sur ce fait que R.J. BOUCHET a établi sa formule, qui permet d'obtenir en fait le terme V_a.

En effet dans cette formule, BOUCHET calcule la valeur dite « corrigée » du Piche, en multipliant les données de l'évaporimètre par $(\Delta_w^a + \gamma)/\gamma$. Il obtient ainsi le terme V_a et l'on peut admettre avec lui que pour une vaste région suffisamment pourvue en eau, et pour laquelle les échanges convectifs sont négligeables, on a ETP $= Q = E_a$. Q étant le rayonnement net et E_a l'évaporation de la surface à la température de l'air sous abri.

BOUCHET écrit alors $E_a = \alpha\ V_a$ où α est un coefficient qui intégre les caractéristiques du Piche et la ventilation de l'abri. Le « Piche corrigé » exprime ainsi l'ETP d'une telle région à un facteur de proportionnalité près.

En fait, même en acceptant les hypothèses concernant la zone d'application de la formule, la forme de l'influence du vent sur le Piche, montre que la formule de BOUCHET ne donnera des résultats satisfaisants que si la zone étudiée ne présente pas de grandes différences de ventilation entre les périodes pour lesquelles elle est calculée. Les résultats des travaux sur l'évaporation aboutissent en effet à une expression de l'évaporation où le vent intervient, en général, avec l'exposant 1. Le terme V_a ne traduit donc qu'imparfaitement l'influence du vent.

La variation de la fonction du vent avec le type d'abri a amené les utilisateurs de la formule de BOUCHET à préconiser un type d'abri standard, dit AMPS déjà mentionné. Il est bien évident d'après les résultats qui précèdent que les données du Piche ne sont comparables que dans des conditions de ventilation absolument identiques.

Dans ces conditions, et moyennant une légère correction due au vent, le Piche peut en effet traduire le terme E_a de la formule de PENMAN.

$$E_a = \alpha\ V \frac{\Delta_w^a + \gamma}{\gamma} = \alpha\ V_a$$

α ne peut être, on l'a vu, un coefficient constant, mais varie légèrement suivant la vitesse du vent.

BOUCHET montre que, dans le cas de la zone désertique, où le rayonnement net est supposé très faible, l'ETP peut se rattacher directement à V, par l'intermédiaire d'une constante qui n'est autre que α.

Ainsi, quand on passe de la zone équatoriale à la zone aride, le coefficient du Piche corrigé passe de α à $\alpha\ \gamma/(\Delta_w^a + \gamma)$.

Ce coefficient diminue donc en fonction de l'aridité de la région ou plutôt, car les deux phénomènes ne sont pas toujours absolument liés, en fonction de l'importance de Q par rapport au terme E_a.

La formule de PENMAN s'écrit, en effet:

$$E = \frac{\Delta\, Q/E_a + \gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad ^1$$

et le Piche:

$$V = \frac{\gamma\, V_a}{\Delta_w^a + \gamma}$$

La relation entre les deux est donc:

$$E/V = \frac{\Delta\, Q/E_a + \gamma}{\gamma\, V_a} \frac{\Delta_w^a + \gamma}{\Delta + \gamma} E_a$$

si Q/E_a est négligeable, (ce que BOUCHET suppose être le cas de la zone désertique), la formule se réduit à:

$$E/V = \frac{E_a}{V_a} = \alpha$$

le terme $\frac{\Delta_w^a + \gamma}{\Delta + \gamma}$ étant dans ce cas proche de 1.

Si $Q = ETP$ (hypothèse de BOUCHET pour les régions bien arrosées) on a $Q = E_a = ETP$; et

$$E/V = \frac{\Delta_w^a + \gamma}{\gamma} \frac{E_a}{V_a}$$

et, pour la zone équatoriale où θ_a et θ_w sont peu variables, on a:

$$E/V = \frac{\alpha\, (\Delta_w^a + \gamma)}{\gamma} \neq \text{cte}$$

Une fois le rapport Ea/Va déterminé, il semble d'après ce qui précède que le Piche puisse traduire correctement l'ETP, au moins dans les deux cas limites: aridité totale ou climat très humide. Ce rapport, BOUCHET lui donne une valeur constante. On voit d'après ce qui précède qu'il se met sous la forme cte $u^{0,22}$ et qu'il serait légèrement variable avec le vent.

Si l'on compare le coefficient obtenu en appliquant la loi de Dalton aux bacs enterrés dans différentes stations du réseau (paragraphe 3.4.6) à celui qu'on a trouvé pour le Piche à Fort-Lamy, on a pour E_a/V_a l'expression:

$$E_a/V_a = 0{,}24\ u/0{,}75\ u^{0,78}$$

ce qui donne pour $u = 1$ m/s la valeur 0,32 et pour $U = 2$ m/s la valeur 0,37. En fait, il n'y a que dans des conditions de ventilation à peu près stables qu'on peut s'attendre à trouver un coefficient constant.

La comparaison des données du Piche et de l'ETP a été faite à Fort-Lamy et Brazzaville et, pour ces mêmes stations, on a calculé les valeurs de V_a données par:

$$V_a = V \frac{\Delta_w^a + \gamma}{\gamma}$$

et on a comparé ces valeurs à l'ETP (fig. 7 et 8).

---

[1] E, Q et E_a étant exprimés en la même unité.

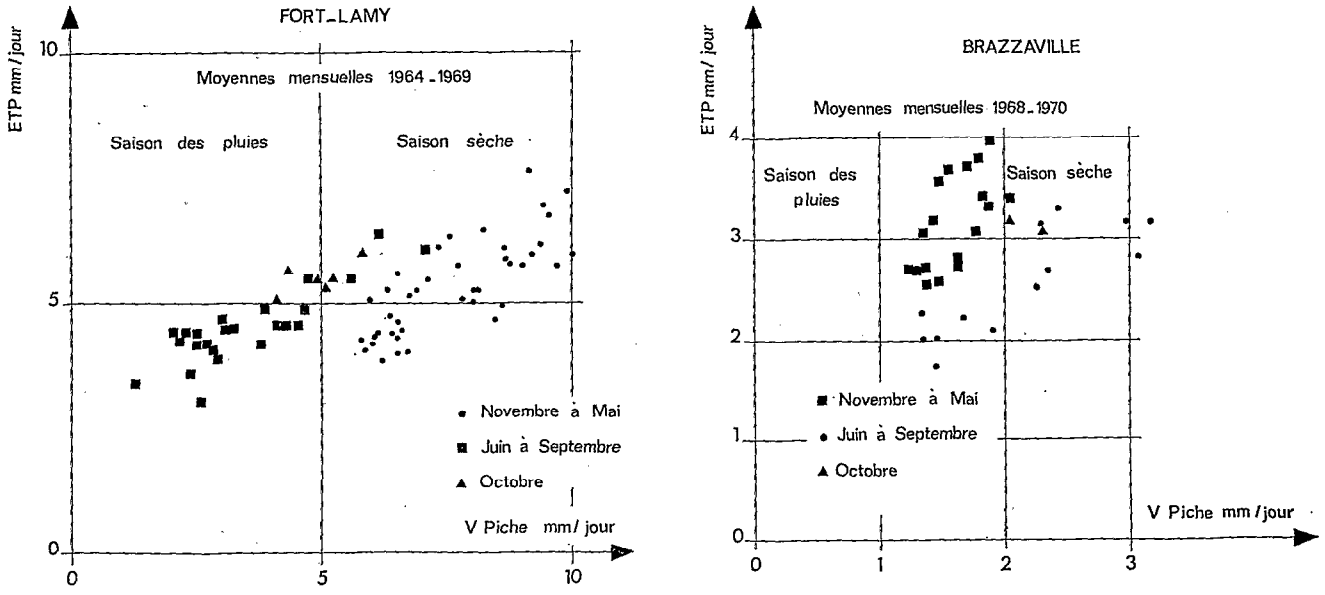


FIGURE 7
ETP et évaporation sous abri

Les résultats montrent l'influence décisive de la saison. Cependant, devant la dispersion des points sur le diagramme ETP = f (V_a), il ne paraît pas possible de dégager une relation linéaire, même pour une saison donnée. Il apparaît cependant très nettement une variation saisonnière du coefficient ETP/V_a aussi bien à Brazzaville qu'à Fort-Lamy.

Les coefficients moyens calculés sur sept ans à Fort-Lamy sont les suivants:

J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
0,22	0,20	0,19	0,18	0,19	0,24	0,31	0,43	0,41	0,32	0,24	0,22

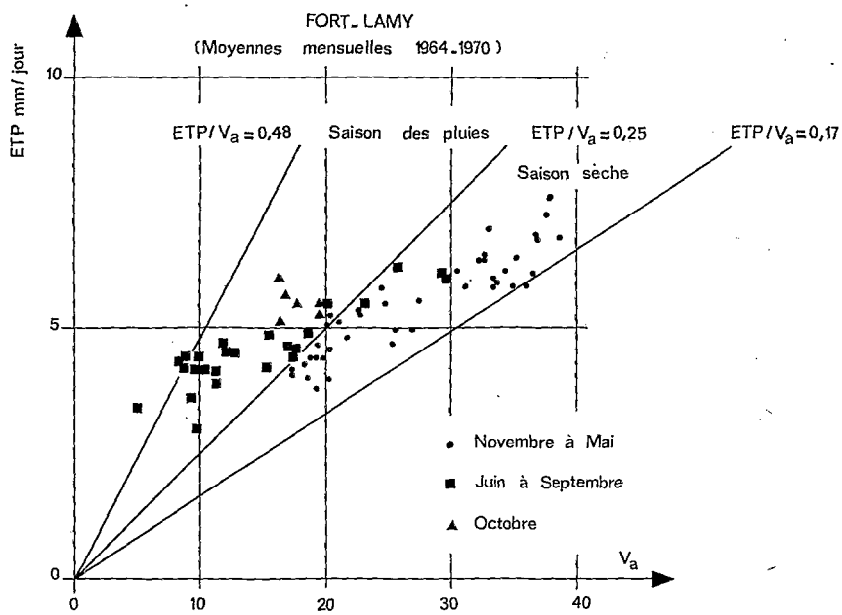
L'ETP peut en effet s'écrire à partir de la formule de PENMAN, sous la forme:

$$\mathrm{ETP} = \frac{\Delta\, Q/E_a + \gamma}{\Delta + \gamma} \left(\frac{E_a}{V_a}\right) V_a$$

Le terme E_a/V_a étant peu variable, le rapport ETP/V_a va surtout dépendre du premier terme:

$$\frac{\Delta\, Q/E_a + \gamma}{\Delta + \gamma}$$

lequel traduit les variations de Q/E_a, petit en saison sèche et augmentant en saison des pluies.



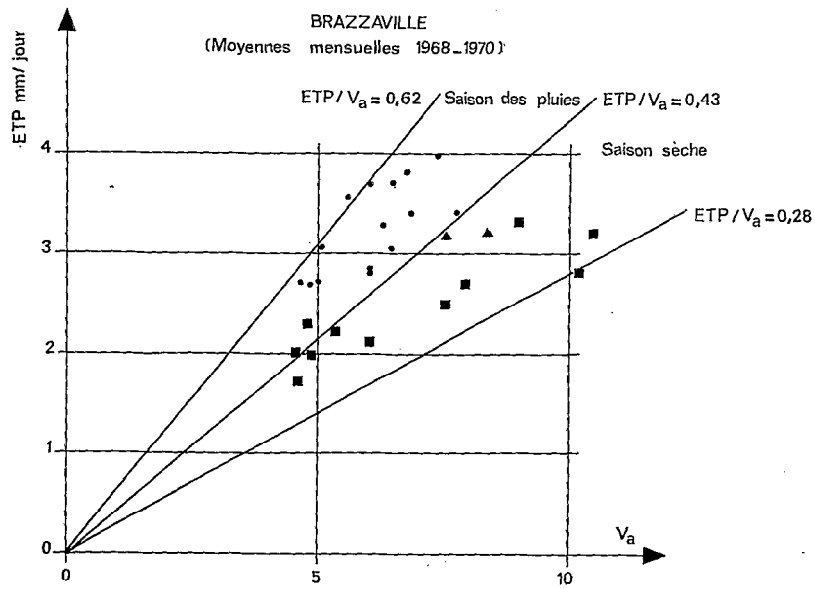


FIGURE 8
ETP et « Piche corrigé »

A Brazzaville, les résultats sont les suivants (moyenne 68 à 70):

J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
0,48	0,46	0,56	0,61	0,55	0,44	0,38	0,32	0,33	0,40	0,50	0,53

On note, là aussi, la diminution très nette du coefficient en saison sèche ainsi qu'une variation périodique qui présente deux minimums: l'un en août-septembre, l'autre en février qui correspond à ce qu'on appelle « la petite saison sèche » (et qu'on ferait mieux d'appeler, en général, la petite saison des pluies).

On note aussi la gamme de variation de ETP/V_a pour les deux stations pour des évaporimètres situés dans des abris identiques et obéissant à la même loi de variation avec le vent.

En fait, le coefficient ETP/V_a traduit surtout, comme on vient de le voir, l'importance réciproque des deux termes de la formule de PENMAN. Même en normalisant les abris contenant le Piche, il ne paraît guère réaliste de fonder sur cet instrument de grands espoirs. Tout au plus, peut-il servir à évaluer le terme E_a de la formule de PENMAN, à condition encore de tenir compte de la correction due au vent, quand une grande variabilité de celui-ci pourrait entraîner une erreur systématique importante.

Il y a cependant un cas où le Piche pourrait exprimer fidèlement l'évaporation; c'est celui de la zone désertique où le vent est important et où le rayonnement net pourrait être faible puisqu'il se réduit en l'absence d'évaporation aux échanges convectifs. La conjonction de ces deux phénomènes conduit à minimiser le terme Q/E_a. Ces conditions sont celles de la station de Largeau, où l'on peut comparer le bac enterré et le Piche. Le bac enterré utilisé ici est celui qui est situé au milieu de la pelouse irriguée qui entraîne une diminution de l'influence de l'advection. Pour un tel bac, on admettra provisoirement que la formule de PENMAN s'applique.

Les résultats montrent effectivement une relation nette entre les deux variables; le rapport moyen V/E est cependant tel (de l'ordre de 0,54) que l'hypothèse Q/E_a négligeable peut être rejetée. Dans ce cas en effet ce coefficient devrait avoir une valeur de l'ordre de 0,40 (fig. 9).

Les hypothèses de BOUCHET ne se rencontrent pas dans la nature et ne constituent, comme le souligne d'ailleurs leur auteur, que des cas limites théoriques.

Le fait que les échanges convectifs soient rarement négligeables entraîne que, dans la plupart des cas, la température de la surface n'est pas celle de l'air mesurée sous abri. Dans les zones humides, ceci entraîne $ETP \neq E_a \neq Q$ et, conséquence aggravante, E_a et Q varient en sens inverse: si la température de surface est supérieure à celle de l'air, on a $E > E_a$ et $E < Q$, puisqu'une partie de l'énergie est utilisée sous une autre forme. En zone aride, ceci entraîne également que l'hypothèse $Q = O$ n'est pas vérifiée.

Le mérite de la formule de PENMAN est justement d'avoir combiné les deux termes Q et E_a de telle sorte que les erreurs soient en partie compensées; dans la formule du Piche, au contraire, intervient le rapport Q/E_a et tout écart par rapport aux hypothèses se traduit par une variation très sensible de ce rapport qui vient ainsi modifier les coefficients ETP/V_a ou ETP/V et rendre difficile l'utilisation de la formule.

En ce qui concerne les données de Largeau, par exemple, on peut attribuer à des variations du rapport Q/E_a la dispersion des points. Pour s'en rendre compte, il suffit de comparer le rapport E bac enterré/V au rayonnement net (estimé par les formules classiques). Pour cette comparaison, il est d'abord nécessaire de corriger les valeurs de V afin d'éliminer l'influence du vent et son action différentielle sur le bac et sur le Piche. Pour cela, il suffit de multiplier les valeurs du Piche par le terme $(u_{200}/\bar{u}_{200})^{0,22}$ $\bar{u}_{200}$ étant le vent moyen; on obtient ainsi des valeurs V', qu'on peut comparer aux données du bac.

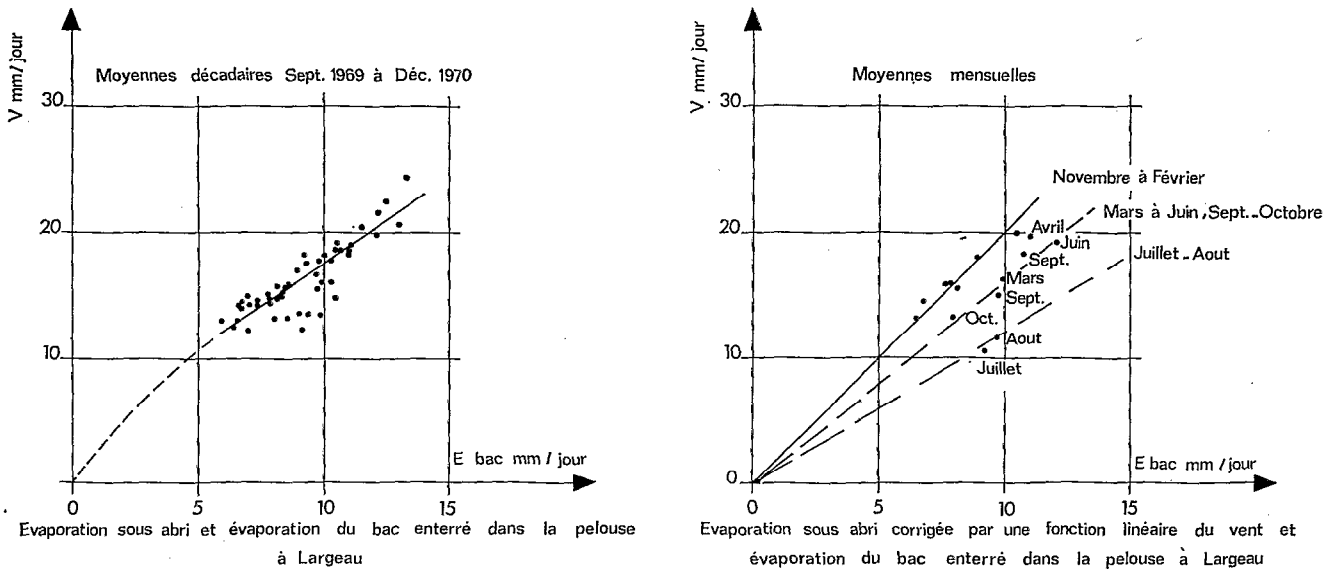


FIGURE 9
Evaporation sous abri et évaporation d'un bac enterré en zone désertique

Le diagramme représentant les valeurs de l'évaporation du bac en fonction de V' montre en fait que les points s'alignent pour les mois de décembre, janvier, novembre et février, la droite de régression ayant un coefficient de 0,50.

Les mois de juillet et août sont représentés par les points qui s'écartent le plus de cette droite, les autres mois sont en position intermédiaire. Ce diagramme traduit ainsi fidèlement l'influence du rayonnement net, dont les valeurs estimées font apparaître un minimum en décembre, janvier et un maximum en juillet (fig. 9).

Ainsi, même en zone désertique, les fluctuations du rayonnement net entraînent une variation marquée du coefficient E/V. En l'absence de tout effet marquant de ce rayonnement, le coefficient serait ici de 0,31 pour la moyenne du vent. On peut voir ici qu'il fait plus que doubler au moment où l'augmentation de pression de vapeur entraîne une augmentation du rayonnement net. Il y a lieu de faire ici une distinction entre le bilan radiatif et l'ETR. C'est ainsi, qu'en zone sahélienne, il y a un décalage important entre l'arrivée du front intertropical qui amène de l'air humide et le début des pluies, décalage qui atteint près de deux mois à Fort-Lamy. La variation de Q influencée par la pression de vapeur ne traduit donc pas la variation de l'ETR en cette saison entièrement conditionnée par la pluie. Ce phénomène limite l'intérêt du Piche comme instrument de mesure d'un indice d'aridité.

En conclusion, si le mécanisme de l'évaporation du Piche nous paraît suffisamment précisé, sa signification comme facteur climatique reste d'un intérêt douteux. La seule donnée que le Piche permet d'obtenir avec une bonne précision, c'est en fait le « déficit de saturation ». Celui-ci n'étant qu'un des éléments de l'évaporation, la formule dite du « Piche corrigé » souffre du même défaut que les formules empiriques basées sur un petit nombre de facteurs du climat. On peut évidemment perfectionner la formule et introduire des termes correctifs, mais dans ce cas l'analyse nécessaire à l'application de la formule est telle qu'elle y perd son intérêt qui est justement de donner des informations avec un minimum de données de base.

Son intérêt comme « indice climatique » peut être pris en considération à condition que des abris normalisés rendent les données comparables. Nous avons cependant vu que le facteur $\theta_a - \theta_w$ (ou $e_w - e_d$) ne traduit pas l'aridité, mais l'état hygrométrique de la masse d'air, ce qui n'est pas identique.

Il y a peut-être un autre intérêt du Piche qui est rarement signalé; c'est, dans les conditions standard d'un abri normalisé. de traduire l'influence du vent et donc de permettre une estimation de la vitesse moyenne de celui-ci quand il n'y a pas d'instrument de mesure du vent, ce qui est souvent le cas. Cet intérêt peut n'être pas négligeable pour les besoins de la climatologie.

Nous avons utilisé le Piche de cette façon dans la station de Largeau où les mesures de vent étaient effectuées au moyen d'un anémomètre mis en place par le service météorologique, et dont la courbe d'étalonnage n'était pas connue. Les rapports $V/(\theta_a - \theta_w)$ permettaient d'obtenir les coefficients de vent du Piche, supposés être de la forme $0{,}59\ u_{200}^{0{,}78}$. Grâce à cette dernière formule, il était donc possible de calculer u_{200} et de comparer cette valeur du vent correspondant à l'anémomètre de Fort-Lamy qui avait servi à l'établissement de la formule, avec la valeur correspondante du vent mesurée par l'anémomètre de Largeau.

Les résultats sont les suivants:

	u_{200} *calculé*	*u mesuré*	u_{200} *calculé/u mesuré*
1969			
Septembre	2,02	3,76	0,54
Octobre	1,89	3,26	0,58
Novembre	3,06	5,17	0,59
Décembre	2,77	4,44	0,62
1970			
Janvier	3,06	4,70	0,65
Février	3,44	5,67	0,61
Mars	2,78	4,98	0,56
Avril	2,87	5,29	0,54
Mai	2,37	4,24	0,56
Juin	2,52	3,78	0,67
	Coefficient moyen: 0,59		

Les résultats sont assez remarquables; ils ne prouvent pas la justesse de la formule utilisée pour le Piche de Largeau, mais montrent qu'il y a une bonne correspondance entre le vent calculé et mesuré et permettent d'adopter, en l'absence d'une comparaison des deux anémomètres, un coefficient constant pour passer de l'un à l'autre.

3.2. L'ÉVAPOTRANSPIROMÈTRE

Il est situé au milieu d'une pelouse de forme carré maintenue constamment dans de bonnes conditions d'alimentation en eau, ce qui implique un arrosage fréquent en zone semi-aride. Cette pelouse d'au moins 400 m² a pour but de minimiser les apports d'énergie advective (voir paragraphe 1.3.1).

Il est possible de mettre en évidence son effet en comparant les mesures d'évaporation obtenues sur le bac enterré situé au milieu de la pelouse et le même type de bac installé dans une parcelle de sol nu, non irriguée.

Cette comparaison a été effectuée à Fort-Lamy et à Largeau (pendant quelques mois seulement, pour cette dernière station); elle montre une réduction très nette de l'évaporation du bac « pelouse ». Cette réduction varie avec la saison; elle augmente en saison sèche et atteint alors 30% (fig. 10). Le problème de la réduction de l'évaporation quand la surface évaporante augmente se posera également à propos des mesures en bac; il conditionne la méthodologie de l'évaporation en zone semi-aride. La surface évaporante étant un couvert de graminées, et le concept d'ETP postulant l'absence d'action physiologique spécifique de la plante, on peut se demander si un tel appareil mesure toujours l'ETP ainsi définie; c'est le cas en particulier si, dans les conditions d'intense évaporation, la régulation stomatique n'intervient

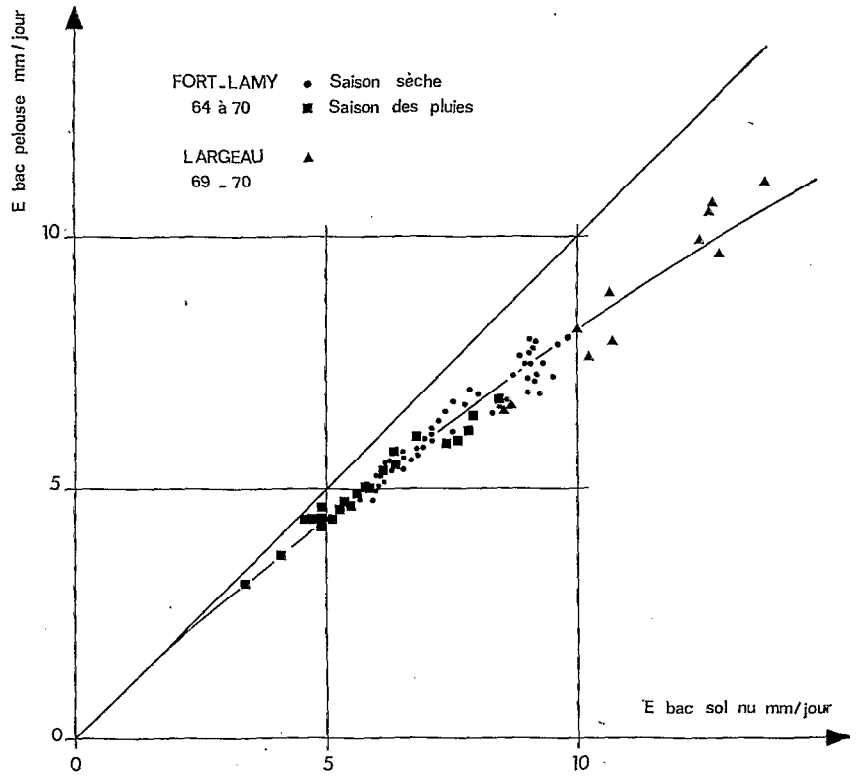


FIGURE 10
Effet d'une pelouse irriguée de 400 m² sur l'évaporation d'un bac enterré

pas pour régler le débit de l'eau, phénomène qui a été mis en évidence à l'échelle de la feuille isolée. Dans ces mêmes conditions, on peut également envisager que le dessèchement localisé du sol autour des racines peut entraîner une mauvaise réhumectation de celui-ci; enfin l'existence d'un débit limite de l'eau à travers la plante peut faire « plafonner » l'évapotranspiration mesurée (voir paragraphe 1.3.3). Ces différentes causes possibles d'erreurs prendraient alors un caractère différent suivant l'espèce utilisée pour la couverture du bac.

3.2.1 *Comparaison de deux évapotranspiromètres à couverts différents*

Les deux appareils de Brazzaville sont installés au milieu d'une pelouse de *paspalum*, graminée se développant dans de bonnes conditions sous le climat équatorial. Ils sont plantés, l'un en *paspalum*, l'autre en *cyclodon dactylon*, graminée utilisée en zone semi-aride, et qui généralement supporte mal l'excès d'humidité, en particulier dans le sol quand celui-ci draine mal. A Brazzaville, le « cynodon » pousse très vite, mais il a tendance à se développer en hauteur; le sol sableux permet un bon drainage et assure, malgré le climat, des conditions acceptables permettant le développement de cette variété.

La comparaison des mesures faites sur ces deux couverts, l'un s'épanouissant dans son climat d'élection, l'autre situé dans des conditions limites, a montré une remarquable identité. Sur une année (sauf juin), l'écart est inférieur à 1%.

ETP mensuelle en mm/mois à Brazzaville

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total (en mm)*
1968													
ETP paspalum				105	81	—	—	—	—	—	—	—	
ETP cynodon				101	81								
1969													
ETP paspalum	77	90	118	106	81	—	53	77	91	96	100	97	986
ETP cynodon	76	91	116	117	83	—	54	77	94	97	98	88	991
1970													
ETP paspalum	94	88	112	113									
ETP cynodon	95	91	126	112									

Les écarts mensuels (l'ETP paspalum étant prise comme valeur de référence) sont également faibles, ils n'atteignent 10% que trois mois sur les dix-sept ayant servi à la comparaison; les quatorze autres mois présentent des écarts inférieurs à 5%; dix ont des écarts inférieurs à 3%.

A Bébédjia, la même comparaison a été effectuée, un nouvel évapotranspiromètre planté en paspalum venant s'ajouter en juin 1968 au bac de cynodon existant. Elle porte sur les valeurs de l'ETP des mois où la pluie est nulle ou peu abondante, ce qui permet des comparaisons plus précises.

ETP en mm/mois à Bébédjia

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total*
1968													
ETP paspalum									120	119	124	124	487
ETP cynodon									123	120	117	130	490
1969													
ETP paspalum	137	126	185	—	172	129	—	—	126	123	98	104	1 200
ETP cynodon	138	129	196	—	169	127	—	—	123	121	100	105	1 208
1970													
ETP paspalum	133	119	155	152	158	127	—	—	—	115	111	116	1 186
ETP cynodon	124	115	173	164	166	131	—	—	—	116	114	124	1 227

On constate ici également que les écarts sont faibles; ils sont en 1968 et 1969 inférieurs à 1% pour les totaux et en 1970 l'écart sur le total reste inférieur à 3,5% (l'ETP paspalum étant prise comme valeur de référence).

Les écarts mensuels sont inférieurs à 10% dans 21 cas sur les 22 observés, inférieurs à 6% dans 18 cas et inférieurs à 3% dans 13 cas.

Ces résultats confirment l'intérêt de la mesure de l'ETP et sa signification comme donnée climatique.

3.2.2 *Influence du mode d'irrigation*

Pendant les mois d'avril et mai 1968 à Brazzaville, les deux évapotranspiromètres ont été irrigués différemment; le bac paspalum a été arrosé quotidiennement en l'absence de pluie, l'autre a été laissé sans irrigation d'appoint, la pluie assurant seule l'alimentation en eau. Ceci s'est traduit pour ce dernier bac par des périodes sans drainage, dont la durée a atteint cinq journées consécutives. Comme le mettent en évidence les résultats cités plus haut, il n'y a pas eu de différence significative entre les mesures.

Ceci traduit le fait, observable directement par un examen du sol de l'évapotranspiromètre, que les racines explorent efficacement le sol et que, d'autre part, le sol artificiel utilisé pour le remplissage des bacs permet une bonne réhumectation des couches supérieures à partir de la nappe. Le risque d'un dessèchement provisoire du sol au niveau des racines est ainsi minimisé.

3.2.3 *Cas des journées à forte évaporation*

A Fort-Lamy les mois où l'ETP est la plus forte sont les mois de mars, avril et mai. Pour ces mois on peut comparer l'évaporation du bac enterré situé au milieu de la pelouse et l'ETP (fig. 12).

Cette comparaison fait apparaître un rapport ETP/E bac enterré de 0,866 alors que le rapport des moyennes annuelles est 0,870. Il n'apparaît donc pas de réduction significative de l'ETP pour les mois à forte évaporation. La figure 11 montre d'autre part la comparaison des deux bacs enterrés pour les mois considérés, et l'on voit nettement l'influence de l'advection maximale à cette période (le rapport E bac pelouse / E bac sol nu est minimal et égal à 0,82; celui des évaporations annuelles est de 0,85).

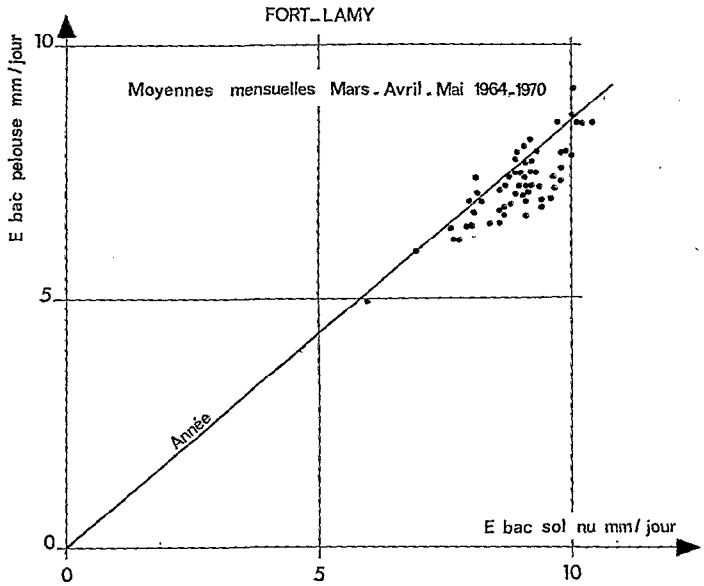


FIGURE 11
Comparaison des deux bacs enterrés (Pelouse, sol nu)

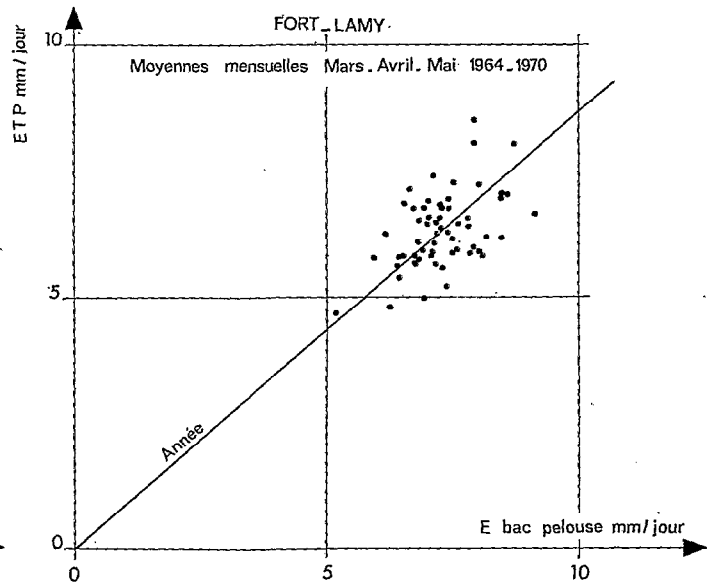


FIGURE 12
Comparaison entre l'ETP et l'évaporation du bac pelouse

Pour préciser ceci, une sélection des journées pour lesquelles l'évaporation était maximale a été effectuée. Cette sélection montre que les fortes valeurs journalières de l'évaporation sont groupées par séquence de plusieurs jours, ce qui permet la comparaison avec l'ETP, celle-ci étant connue avec peu de précision quand on considère les valeurs journalières.

		Nombre de jours	Σ E *mm (bac enterré pelouse)*	Σ *ETP mm*	$\overline{ETP}$ *mm/jour*	Σ *ETP/*Σ *E*	*Rapport établi pour les autres jours du mois*
Mars 65	22 au 26	5	46,5	33,2		0,71	0,79
Mai 65	5 au 14	10	88,8	73,4	7,34	0,83	0,86
Mars 66	17 au 20	4	36,3	25,1	6,28	0,69	0,77
Mars 66	27 au 1/4	6	52,7	40,2	6,70	0,76	0,81
Avril 66	8 au 11	4	37,5	25,4	6,35	0,68	0,82
Mars 67	27/2 au 2	4	37,1	25,4	6,35	0,69	0,74
Mars 68	25 au 30	6	56,5	52,1	8,68	0,92	0,95
Mars 70	21 au 27	7	66,8	47,4	6,77	0,71	0,83
Avril 70	17 au 19	3	32,5	22,5	7,50	0,69	0,89

Le rapport Σ ETP/Σ E bac enterré est de 0,76 pour les jours à forte évaporation, alors que pour les autres jours des mois où ces valeurs ont été prélevées, il est de 0,832. Par ailleurs, pendant toutes les périodes de forte évaporation, le rapport ETP/E bac pelouse a été de façon systématique inférieur à celui des autres jours. L'écart est cependant faible (9%) et ces valeurs extrêmes représentant finalement 49 jours sur sept ans, cette légère réduction n'est plus perceptible dès qu'on considère les moyennes mensuelles et même décadaires. D'autre part, on ne peut conclure à une réduction de l'évapotranspiration, le résultat précédent pouvant être dû à d'autres causes et notamment au mécanisme de l'évaporation en bac, les journées à forte évaporation étant, en général, des journées très ventilées.

En conclusion, si une réduction de la transpiration à la suite d'une évaporation intense intervient au niveau de la feuille, elle n'apparaît pratiquement pas quand on considère le couvert végétal[1]. L'observation conduit par contre à prendre en considération l'influence de la coupe de l'herbe, quand elle est trop brutale, sur l'évapotranspiration.

3.2.4 *Influence d'un couvert végétal insuffisant sur l'évapotranspiration*

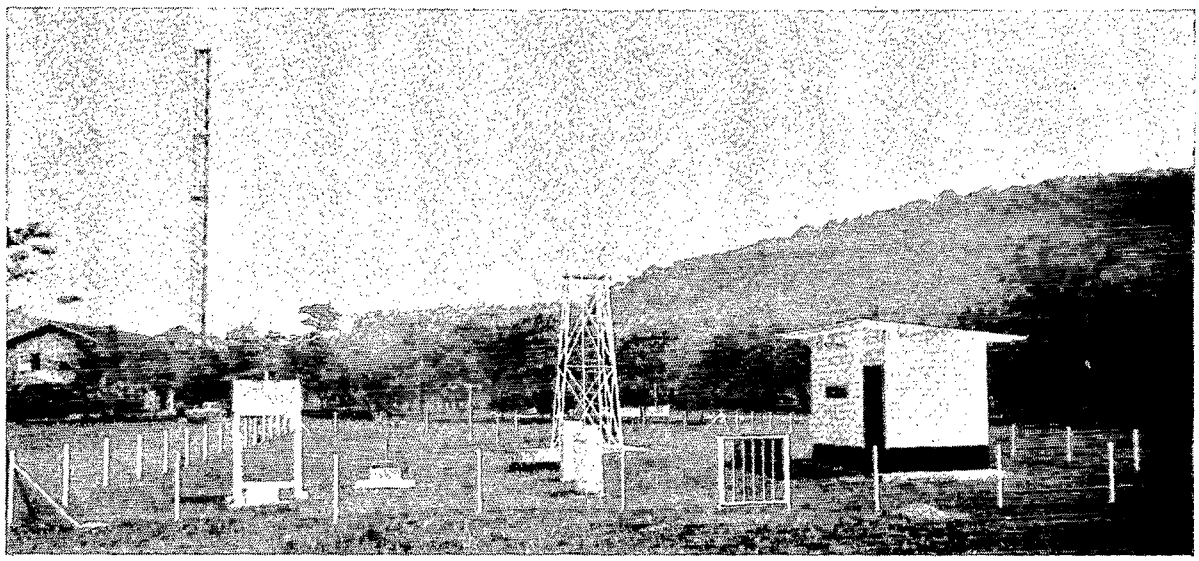
Cette influence a pu être mise en évidence par une expérience « naturelle ». Pendant le mois de février à Brazzaville, les deux plantes qui recouvrent les bacs ont des vitesses de croissance assez différentes: le cynodon se développe rapidement et demande à être coupé fréquemment alors que le paspalum croît lentement. Il s'ensuit que plusieurs coupes de cynodon ont lieu sans que le paspalum ait changé d'aspect. Il est alors possible de suivre l'influence d'une coupe trop rase entraînant une nette réduction de la surface foliaire sur l'évapotranspiration, les deux bacs donnant dans les mêmes conditions des valeurs identiques de l'ETP.

La comparaison des deux appareils établit de façon nette qu'une coupe est suivie d'une diminution de l'évapotranspiration, et que celle-ci augmente quand l'herbe croît jusqu'à la coupe suivante. Les écarts constatés entre les bacs atteignent 12%, pour des hauteurs de l'herbe variant entre 8 et 13 cm environ pour le cynodon, le paspalum restant pratiquement à la même hauteur de 10 cm. Un diagramme représentant les évapotranspirations cumulées, montre que l'évapotranspiration cumulée du cynodon commence par être inférieure à celle du paspalum puis, après quelques jours où les valeurs journalières sont les mêmes, lui redevient égale, le retard pris étant rattrapé par de plus fortes valeurs quotidiennes de l'évapotranspiration. Une nouvelle coupe entraîne un nouveau cycle (fig. 13).

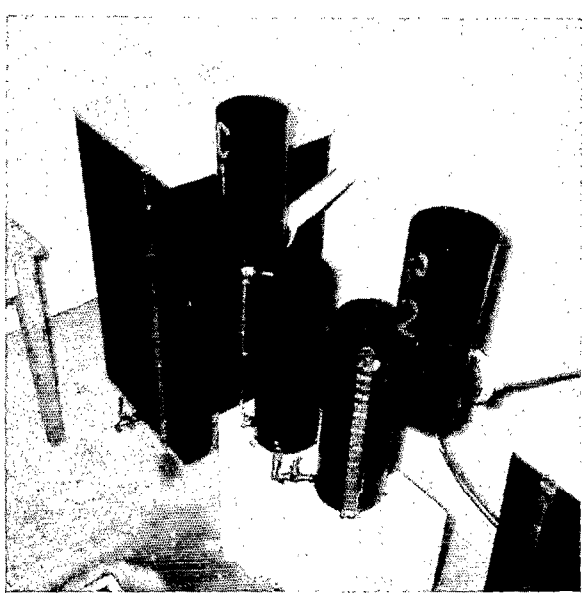
Cette cause de variation est importante. Elle implique que la hauteur de l'herbe soit maintenue entre des limites rapprochées, pour éviter une trop grande hétérogénéité des valeurs journalières.

A Brazzaville, le dépouillement de l'ETP est fait en ajoutant alternativement les données journalières des deux bacs, en ne tenant pas compte des valeurs qui suivent la coupe de l'herbe dans un bac et en décelant ces coupes.

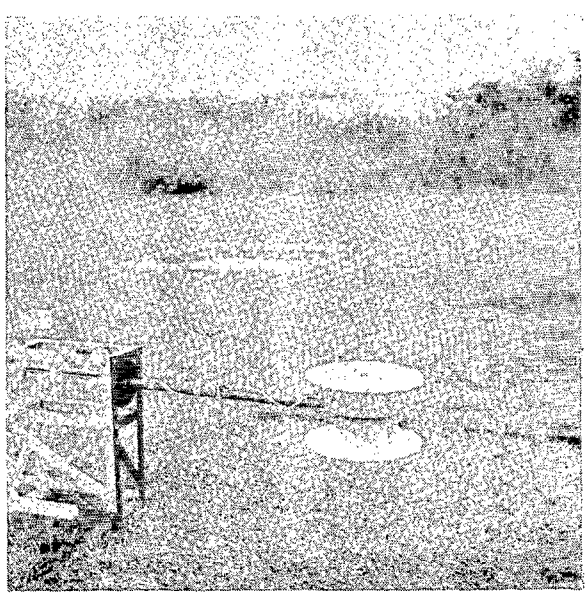
[1] Du moins, pour le type de couvert utilisé.



Station de Bangui



La fosse de drainage
de Brazzaville



Evapotranspiromètre *(paspalum)*
pendant une mesure d'albédo
et bac d'eau de 4 m²

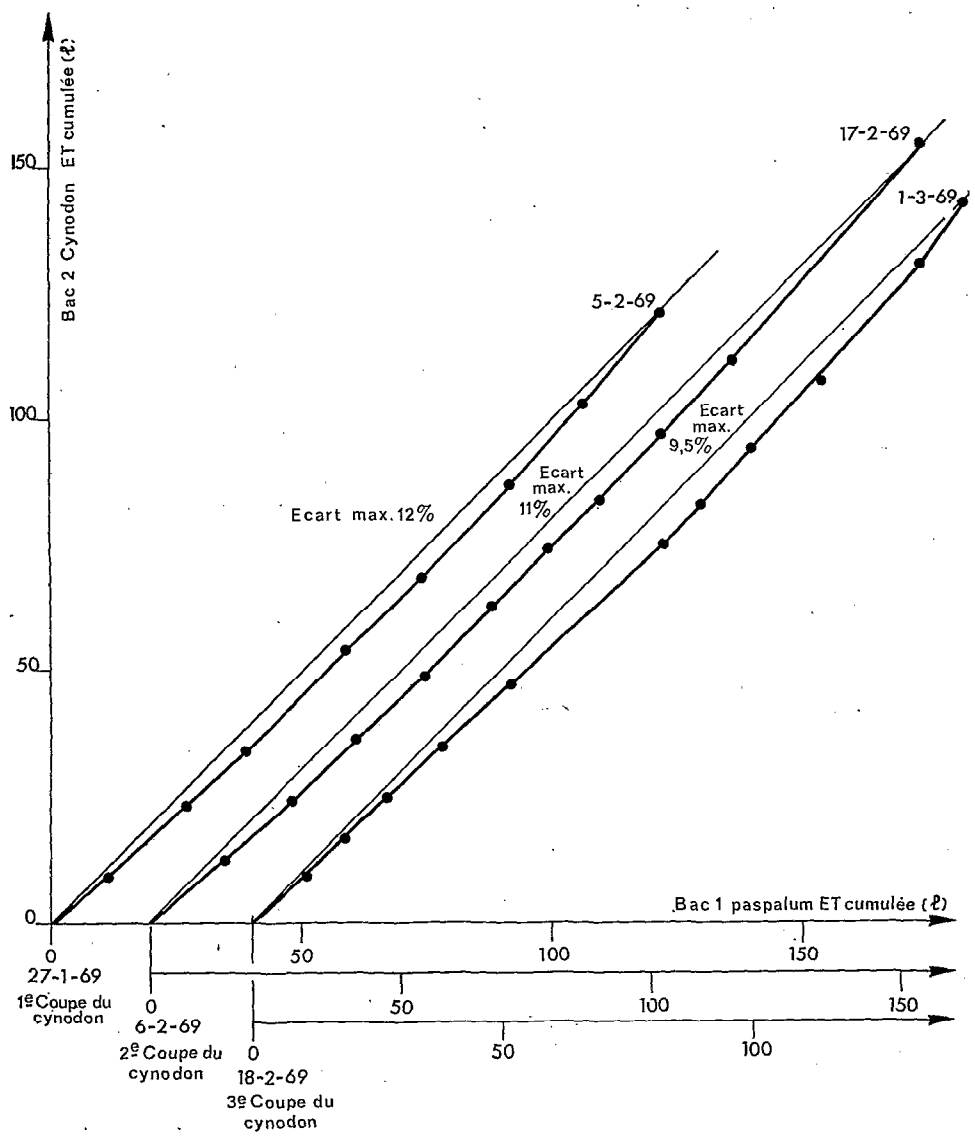


FIGURE 13
Influence de la coupe de l'herbe du bac sur l'évapotranspiration à Brazzaville

Lorsqu'il n'y a qu'un bac, il est nécessaire de faire des coupes assez fréquentes. Il faut noter cependant que l'influence de la coupe était amplifiée à Brazzaville par l'aspect du cynodon qui se développe rapidement en hauteur, et ne présente des feuilles abondantes que dans sa partie supérieure. Pour une telle plante, une coupe un peu rase entraîne la disparition de la plupart des feuilles, et une réduction notable de l'évapotranspiration.

L'explication la plus simple de ce phénomène est en effet l'existence d'un seuil pour la surface foliaire, seuil en deça duquel la transpiration végétale ne pourrait assurer le débit exigé par l'évaporation.

En conclusion, l'utilisation d'un « matériel végétal » ne semble pas, moyennant quelques précautions, entraîner l'apparition de phénomènes particuliers d'origine biologique, suffisamment importants pour être significatifs aux échelles de temps utilisées. Même dans les conditions particulières du climat sahélien avec ses très fortes évaporations, des plantes adaptées à ce milieu sont capables, dans de bonnes conditions d'alimentation hydrique, de « répondre » à une forte « demande » en eau, c'est-à-dire d'augmenter leur transpiration globale jusqu'à la valeur imposée par le climat, sans que cela entraîne des modifications physiologiques se traduisant par une réduction de la consommation d'eau.

Devant ces résultats, il paraît indéniable que le concept d'ETP a une signification.

3.3. LE BAC D'ÉVAPORATION

Plusieurs sortes de bacs d'évaporation ont été utilisés, dont deux de manière systématique: le bac enterré de 1 m² et le bac « classe A ». Dans tout ce qui suit, il s'agira essentiellement du bac enterré qui est moins sensible que le bac « classe A » aux variations climatiques rapides et de ce fait plus proche de l'évaporation d'une masse d'eau importante ou d'un couvert végétal étendu. Si le bac « classe A » a cependant été mis en place, c'est qu'il constitue le bac de référence du réseau de mesures américain; il est ainsi possible de comparer nos résultats aux nombreuses données fournies par les U.S.A.

Une comparaison des deux types de bacs permettra, au début de cet exposé, de mettre en évidence une relation statistique entre leurs données. Dans ce qui suivra, il sera donc possible dans certains cas de transposer à l'un ce qui est établi pour l'autre.

3.3.1 *Fidélité et précision des mesures en bac*

A Fort-Lamy, trois bacs enterrés ont été installés dans une parcelle sans végétation, définissant ainsi un triangle de 100 m² environ. Ces trois bacs ont été comparés pendant un peu plus de deux mois. L'évaporation était mesurée quotidiennement et la température de l'eau relevée trois fois par jour aux heures habituelles d'observation.

Les résultats décadaires ont été les suivants:

Décades (mm)	*Octobre* 3 (25 *au* 31)	*Novembre*			*Décembre*			*Total (mm)*
		1	2	3	1	2	3	
Bac 1	56,1	72,8	70,8	63,2	59,7	48,7	54,8	426,1
Bac 2	55,9	73,0	71,0	62,8	60,1	49,3	56,8	428,9
Bac 3	55,2	72,5	70,4	63,9	61,0	49,2	56,4	428,6

Les écarts sont négligeables.

Les moyennes mensuelles de la température de l'eau ont donné les valeurs suivantes en degrés C.

	Novembre			*Décembre*		
	6 *h*	12 *h*	18 *h*	6 *h*	12 *h*	16 *h*
Bac 1	22,32	26,89	25,93	19,67	24,67	23,53
Bac 2	22,07	27,11	25,71	19,40	25,49	22,90
Bac 3	22,03	26,94	25,82	19,51	25,47	23,24

Là encore les écarts sont extrêmement faibles.

A partir de ces données, il est possible de calculer l'écart maximal entre deux séries de mesures et d'obtenir ainsi la précision qu'on peut attendre de ces mesures, cette précision augmentant évidemment quand la durée de la période de mesures augmente. L'erreur commise sur la mesure journalière consiste essentiellement en une erreur d'appréciation du niveau de l'eau par rapport à la pointe matérialisant le niveau de référence. Cette erreur n'intervient que deux fois pendant une série de mesures, une fois au commencement et une fois à la fin de la période sur laquelle l'évaporation est totalisée; les erreurs « intermédiaires » se compensent. Ce système de mesure est préférable pour cette raison à celui qui est généralement utilisé pour le bac « classe A »: vis micrométrique, pour laquelle toutes les erreurs absolues doivent s'ajouter.

Le calcul de la précision effectué de cette façon montre qu'elle augmente rapidement avec le nombre de jours considéré, l'erreur absolue passant de 0,9 mm pour 1 jour, à 0,38 mm par jour pour une période de mesure de 5 jours et à 0,20 mm pour 10 jours (soit 4% pour une évaporation moyenne de 5 mm par jour).

La figure 14 montre que la décade constitue une unité de temps bien choisie correspondant à une nette amélioration de la précision par rapport aux périodes plus courtes.

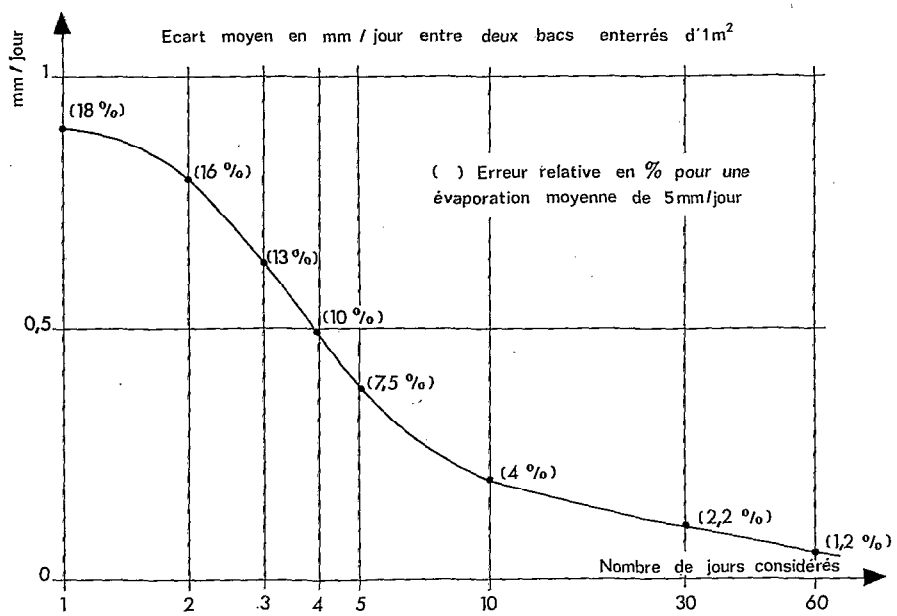


FIGURE 14
Variation de l'écart entre les données de deux bacs identiques en fonction du nombre de jours de mesure

3.3.2 *Comparaison des différents types de bacs*

3.3.2.1 COMPARAISON DU BAC ENTERRÉ ET DU BAC « CLASSE A »

Cette comparaison a été effectuée à Bol-Dune (1965 à 1970), à Fort-Lamy (1963 à 1970) à Bangui (1966 à 1970) et à Brazzaville (1968 à 1970). Les figures 15 et 16 montrent les relations qui existent entre

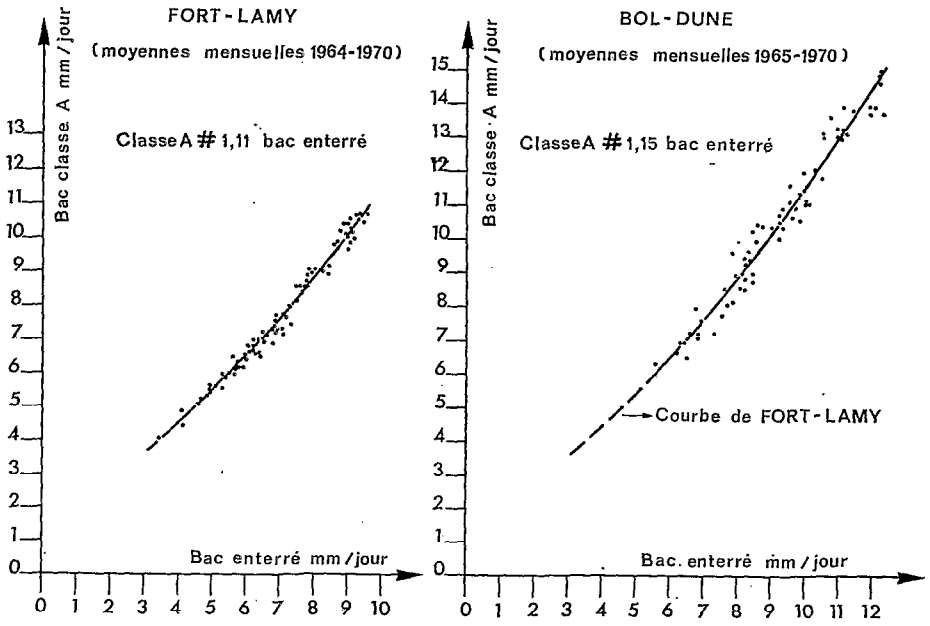


FIGURE 15
Comparaison du bac « classe A » et du bac enterré de 1 m²

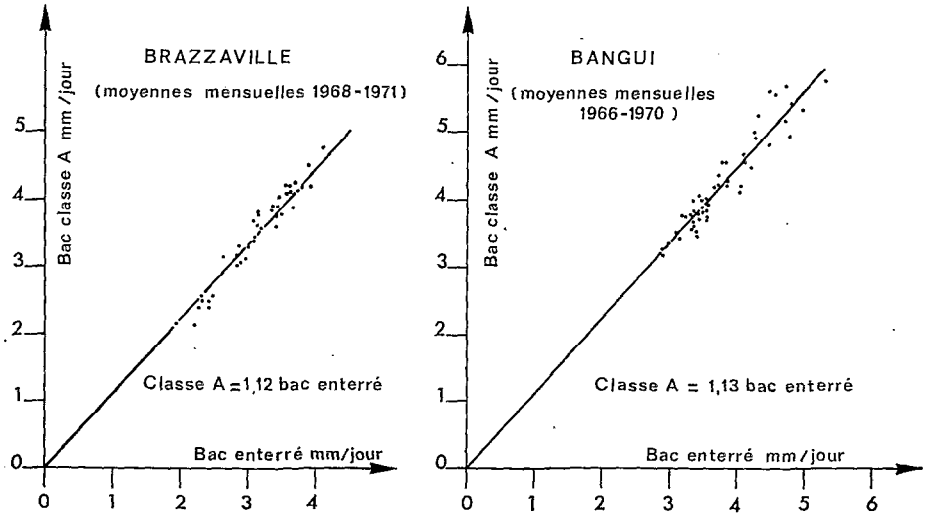


FIGURE 16
Comparaison du bac « classe A » et du bac enterré de 1 m²

les deux types de bac pour les différentes stations: relation linéaire à Bangui et Brazzaville, alors que pour les deux autres stations, le rapport « classe A » / bac enterré augmente légèrement avec les fortes valeurs de l'évaporation. Il s'agit, pour ces comparaisons, de bacs situés dans le même site: sol nu à Fort-Lamy et Bol, pelouse à Bangui et Brazzaville. La dispersion n'est pas très grande. Les rapports des évaporations annuelles sont les suivants:

Année	*Bol*	*Fort-Lamy*	*Bangui*	*Brazzaville*
1963		1,12		
1964		1,12		
1965	1,14	1,09		
1966	1,16	1,13	1,13	
1967	1,18	1,13	1,12	
1968	1,13	1,08	1,11	1,12
1969	1,11	1,10	1,13	1,13
1970	1,17*	1,10*	1,16	1,11*
Moyenne	1,15	1,11	1,13	1,12

* *Année incomplète.*

Ce rapport varie peu d'une année à l'autre pour une station donnée. Il est également peu différent d'une station à l'autre, peut-être un peu plus élevé dans les zones à très forte évaporation.

Une théorie de l'évaporation du bac « classe A » a été élaborée par plusieurs auteurs qui tenaient compte des échanges radiatifs et convectifs des parois du bac avec l'atmosphère. En ce qui nous concerne, ce type de bac nous paraît moins facilement utilisable que le bac enterré. De nombreuses stations d'évaporation en sont néanmoins équipées en Europe et en Afrique à l'exemple des Etats-Unis.

3.3.2.2 Autres types de bacs d'évaporation

Il en existe un grand nombre, chaque pays utilisant en général, en plus des bacs mentionnés précédemment, des bacs de son choix.

Dans le réseau des mesures pratiquées ici, deux autres bacs ont été utilisés à Brazzaville: un bac carré enterré de 4 m² de surface et 1 m de profondeur avec un rebord dépassant de 10 cm, et un bac carré enterré de 0,25 m² de surface, 0,50 m de profondeur avec un rebord de 7 cm.

Une comparaison a été faite dans deux sites différents: la parcelle de sol nu, non irriguée en saison sèche, et la pelouse (fig. 17 à 19).

En ce qui concerne les bacs placés au milieu de la pelouse, les résultats du bac de 4 m², du bac de 1 m² et du petit bac sont très proches:

Juin 1969 à 1970	
Grand bac	: 1 406 mm
Bac 1 m²	: 1 413 mm
Petit Bac	: 1 427 mm

Le léger écart est d'ailleurs dû à la saison sèche; les résultats se décomposent de la façon suivante:

	Saison sèche	*Saison des pluies*
Grand bac	670 mm	736 mm
Bac 1 m²	678 mm	735 mm
Petit bac	698 mm	729 mm

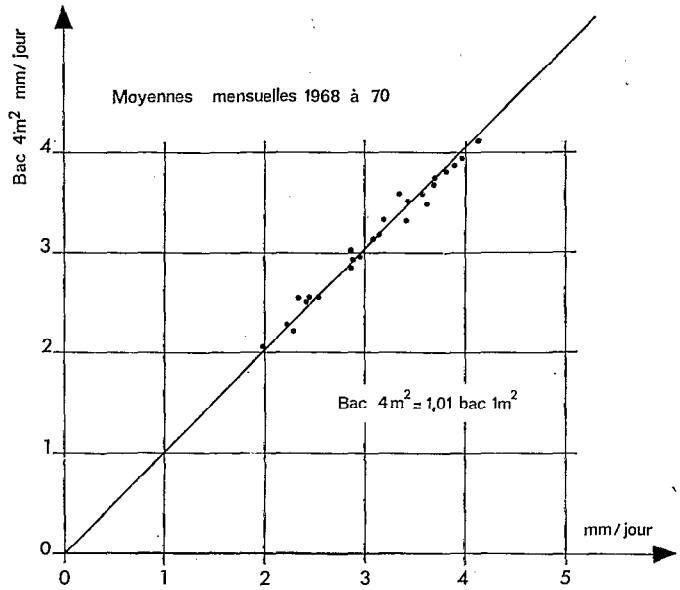


FIGURE 17
Comparaison d'un bac de 1 m² et d'un bac de 4 m² situés dans la pelouse de Brazzaville

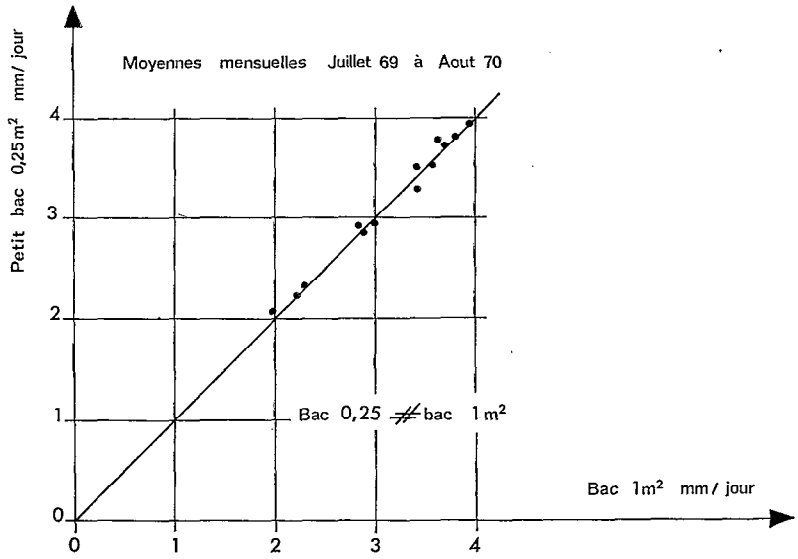


FIGURE 18
Comparaison d'un bac de 1 m² et d'un bac de 0,25 m² situés dans une pelouse à Brazzaville

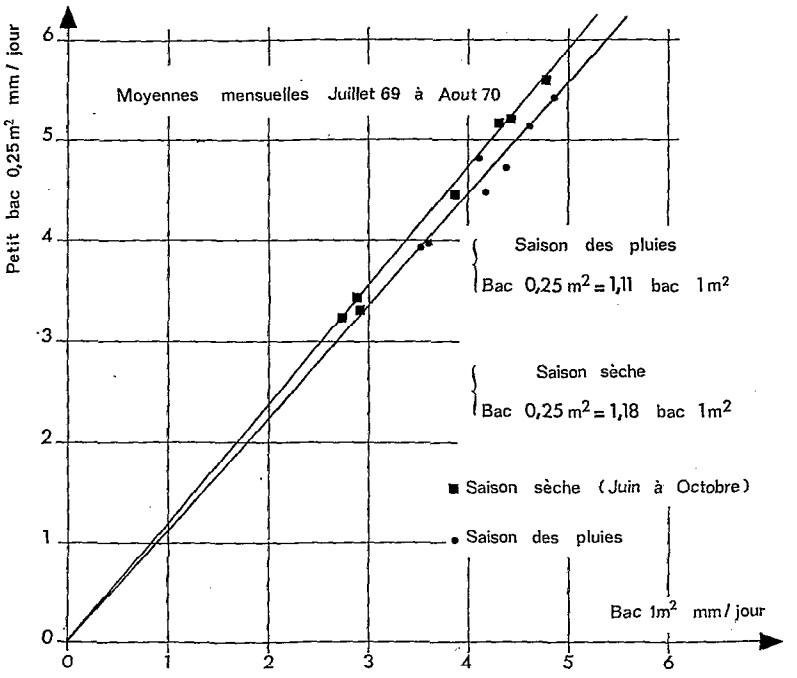


FIGURE 19
Comparaison d'un bac de 1 m² et d'un bac de 0,25 m² situés dans une parcelle de sol nu à Brazzaville

L'influence de la saison est nette en ce qui concerne les bacs placés dans la parcelle de sol nu: le rapport petit bac / bac 1 m² varie de 1,07 en saison des pluies à 1,18 en saison sèche, le rapport moyen annuel étant de 1,12.

Ces résultats mettent en évidence la principale difficulté qu'on rencontre quand on veut interpréter les données des bacs pour évaluer l'évaporation, à savoir la sensibilité des bacs à l'environnement immédiat, sensibilité qui entraîne ces fluctuations saisonnières, entre les données de bacs de taille différentes et donc différemment sensibles à cet environnement.

On peut également noter, devant ces résultats, le gros écart qu'il y a entre les quantités d'eau évaporée des bacs de 1 m² suivant leurs situations:

Bac 1 m² pelouse	juin 1969 à août 1970	1 413 mm
Bac 1 m² sol nu	juin 1969 à août 1970	1 785 mm

Ainsi, même à Brazzaville, l'absence d'anneau de garde entraîne une majoration très nette de l'évaporation; elle peut s'expliquer en partie par la nature du sol de la station qui est un sable à très faible réserve hydrique, très rapidement desséché en surface, ce qui entraîne, même en saison des pluies, une très forte diminution de l'évaporation du sol nu et accentue l'« effet d'oasis ».

3.3.3 *L'évolution de la température de l'eau des bacs*

Des mesures d'heure en heure concernant les différents bacs utilisés à Fort-Lamy, permettent de préciser la variation journalière de la température de la surface de l'eau. La comparaison avec la température de l'air est intéressante, car elle traduit le sens des échanges entre le bac et l'atmosphère (fig. 20).

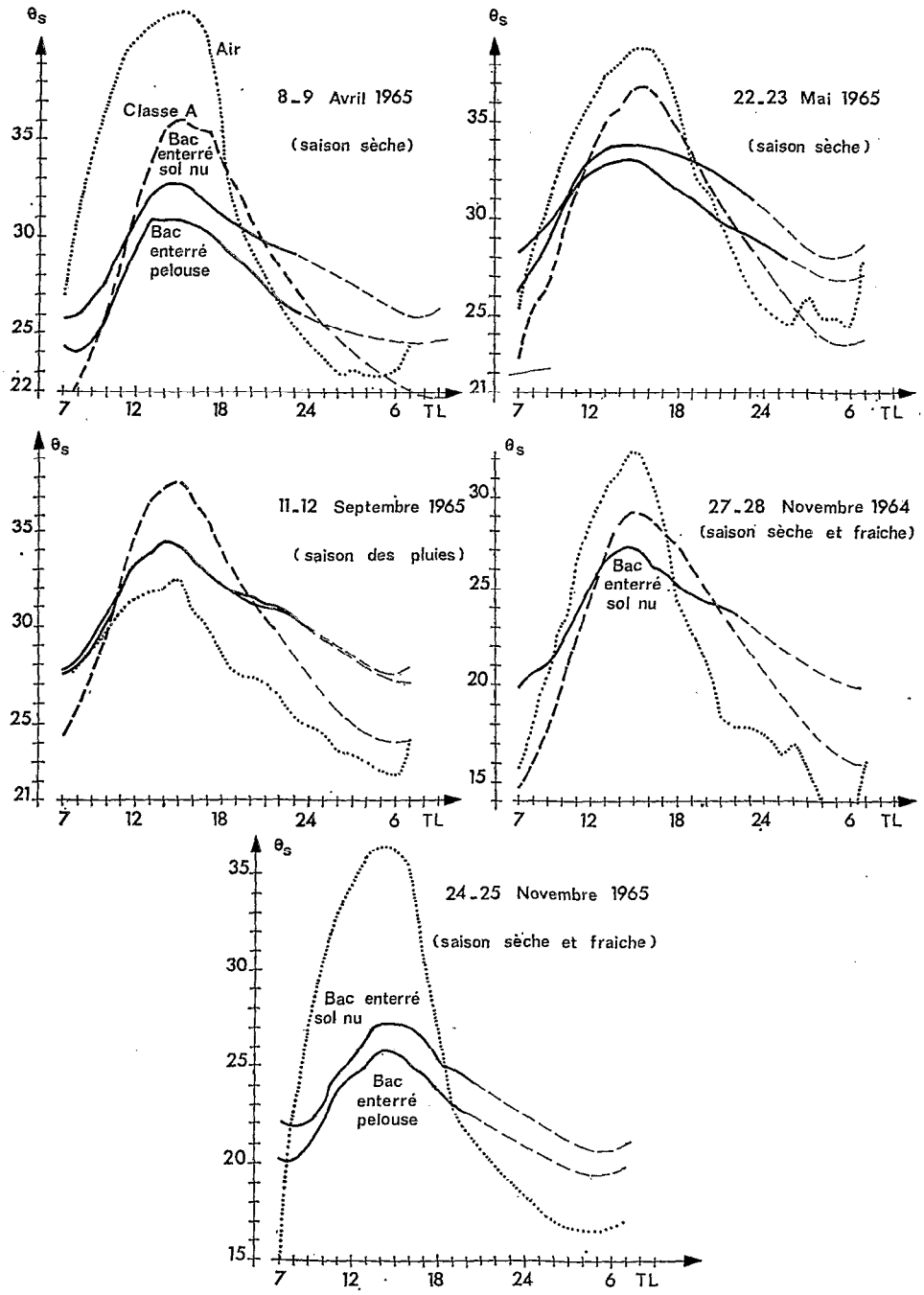


FIGURE 20
Température de l'eau des bacs à différentes époques de l'année à Fort-Lamy

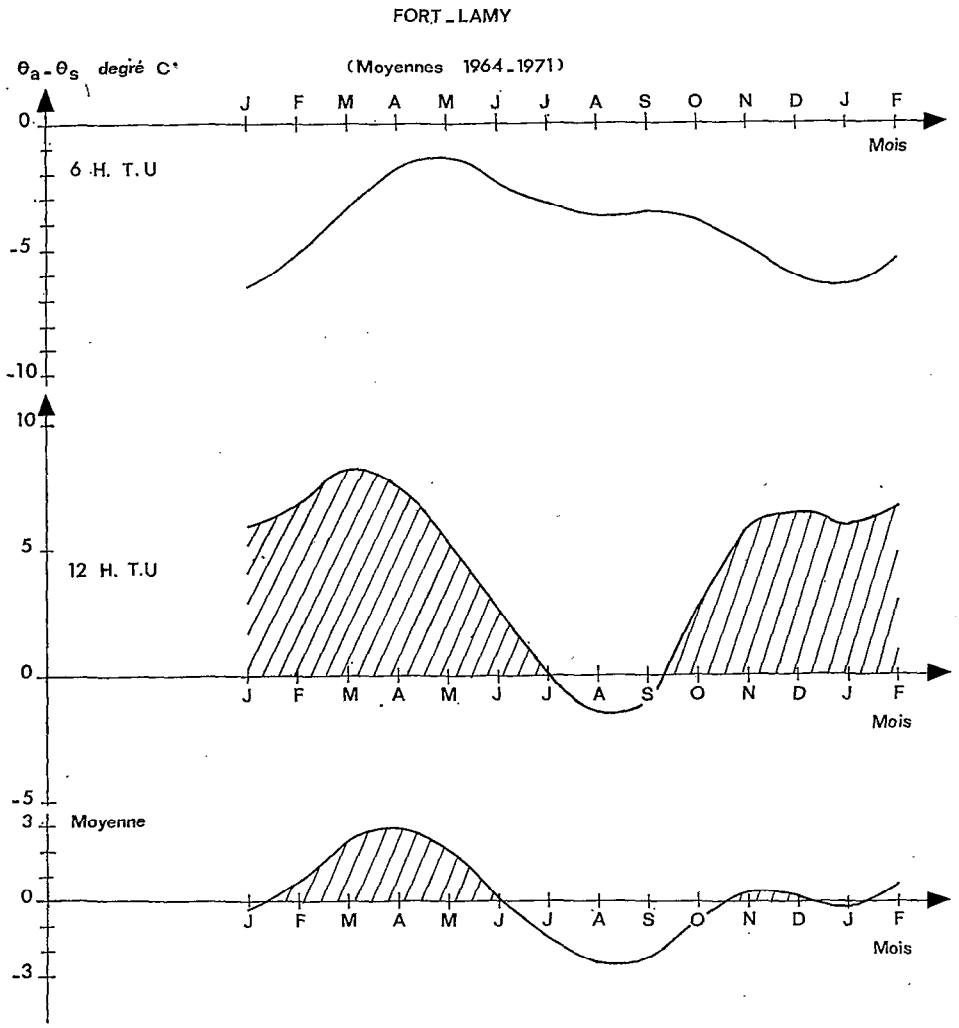


FIGURE 21
Evolution annuelle de l'écart entre la température de l'air mesurée sous abri et la température de la surface de l'eau du bac enterré en sol nu

Les diagrammes sont différents suivant la saison. En saison des pluies, soit de juin à octobre, la température de l'eau des bacs reste constamment supérieure à celle de l'air, l'amplitude thermique des bacs enterrés n'est que peu inférieure à celle de l'air, et celle du bac « classe A » lui est supérieure: air 10,3 °C, « classe A » 14,2 °C, sol nu 7,4 °C, bac enterré pelouse 6,9 °C, les températures des bacs enterrés sol nu et pelouse sont proches.

En mai, mois de transition où il ne pleut pratiquement pas, mais où la pression de vapeur d'eau est relativement élevée, la température de l'air est supérieure à celle de l'eau des bacs pendant le jour; l'amplitude thermique des bacs enterrés est réduite, celle du bac « classe A » est inférieure à celle de l'air, mais de peu.

En saison sèche et chaude (février, mars, avril), la température de l'air est nettement supérieure à celle de l'eau des bacs pendant le jour. L'amplitude thermique de l'air est grande, alors que celle des bacs enterrés reste peu changée.

Enfin, en saison sèche et fraîche on observe les mêmes phénomènes, la différence entre l'amplitude thermique de l'air et celle de l'eau des bacs enterrés est encore plus forte.

Ces résultats mettent en évidence la très grande différence entre l'inertie du bac « classe A » et celle du bac enterré, l'amplitude thermique du premier étant deux fois plus grande que celle du second. Ils montrent aussi que, pendant toute la saison sèche, les bacs reçoivent de l'énergie advective, alors qu'en saison des pluies l'eau des bacs est nettement plus chaude que celle de l'air sous abri.

Les diagrammes représentant la variation annuelle de l'écart $\theta_a - \theta_s$, des températures de l'air sous abri et de la surface de l'eau des bacs, mettent en évidence ces constatations, en ce qui concerne le bac enterré (fig. 21).

Sur le diagramme de Fort-Lamy, on a reporté la variation de cet écart à 6 h et 12 h TU, pour le bac enterré sol nu, ainsi que la variation de la moyenne de ces deux valeurs, qui représente à peu près l'écart entre les températures moyennes.

On voit nettement apparaître trois périodes différentes. Mars, avril et mai correspondent à une saison où cet écart est maximal, l'air devenant beaucoup plus chaud que l'eau pendant le jour, alors que la nuit son refroidissement par rapport à l'eau est moins marqué.

Novembre, décembre, janvier sont des mois où les écarts entre l'eau du bac et la température de l'air sont grands mais de signe contraire et du même ordre de grandeur le jour et la nuit; la moyenne est proche de zéro. Enfin, en saison des pluies (juin à octobre), la température de l'air reste inférieure à celle de l'eau, même à midi.

Il faut noter que ce diagramme ne représente pas la variation de l'énergie convective. En effet, la température de l'air qui y figure est prise sous abri, à 2 m, et non juste au-dessus du bac, et surtout l'énergie convective dépend de cet écart mais aussi du vent.

En saison fraîche par exemple, bien que les températures moyennes de l'air et de l'eau soient très proches, cela ne signifie pas que l'advection est nulle; l'écart entre les températures de l'air et de l'eau est grand pendant le jour, et c'est pendant le jour que la turbulence est importante.

La variation de l'écart $\theta_a - \theta_s$ à 12 h, qui est la plus significative, a été représentée pour un certain nombre de stations (fig. 22).

On voit qu'à Largeau cet écart est très important et passe par deux maximums en juin et septembre; malgré l'absence de pluie un minimum se produit en août. A Bol, puis à Fort-Lamy, l'existence de la saison des pluies se traduit par une diminution puis un changement de signe de $\theta_a - \theta_s$. Ce changement de signe devient général à Brazzaville, sauf en saison sèche où l'écart est pratiquement nul alors qu'il est positif et plus marqué pendant la saison sèche de Bangui.

3.3.4 *Influence des caractéristiques du bac*

Comme tout appareil de mesures, les bacs d'évaporation ont des caractéristiques propres qui interviennent dans le résultat et constituent un obstacle éventuel à la généralisation de ces résultats.

Les plus importantes de ces caractéristiques sont les dimensions (profondeur et surface), l'importance du rebord au-dessus du sol, dont dépend la plus ou moins grande influence du vent sur l'évaporation, et l'installation du bac (enterré ou non) qui se traduit par des effets sur le vent et par des échanges avec le milieu ambiant, air ou sol.

3.3.4.1 Influence de la surface

La comparaison entre les différents types de bacs, dont il a été parlé plus haut, a montré qu'en zone humide des bacs de différentes surfaces (0,25, 1 et 4 m²) placés au milieu d'une pelouse, donnent des résul-

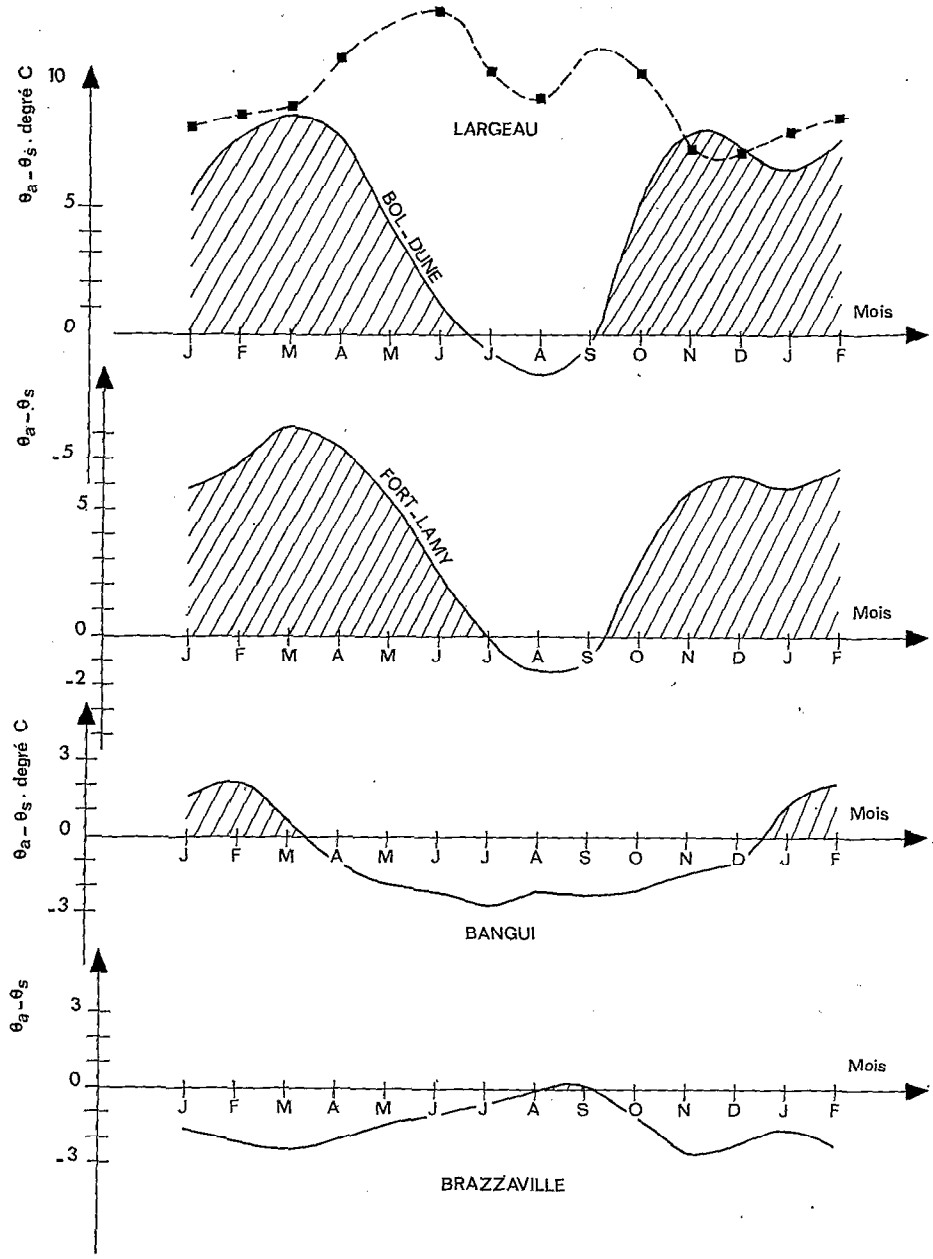


FIGURE 22
Evolution annuelle de l'écart entre la température de l'air sous abri et la température de la surface de l'eau du bac enterré à 12 H TU

tats identiques. Par contre, au milieu d'une surface de sol nu (se desséchant rapidement en l'absence de pluie) l'influence de la surface se fait sentir et le bac le plus petit évapore davantage. Ces résultats montrent que le problème de l'influence de la surface est lié à l'environnement. Les travaux soviétiques effectués

à la station de Valdaï (A.R. KONSTANTINOV) ne donnent pas de précision sur cet environnement; ils montrent la réduction de l'évaporation quand la surface augmente, pour des bacs de profondeurs différentes, réduction sensible surtout quand la surface est inférieure à 1 m² (fig. 23).

Il faut noter qu'un petit bac est beaucoup plus sensible à des facteurs tels que l'influence de l'environnement immédiat et la réduction du vent (le rebord au-dessus du sol devant avoir une certaine hauteur quelle que soit la dimension du bac), et que les échanges de chaleur entre le sol et la masse d'eau du bac peuvent jouer, si le réservoir est trop petit, un rôle important dans l'évaporation. Tout cela fait que la meilleure solution consiste à choisir le plus grand bac possible (C.E. HOUNAM pense qu'un bac de 10 pieds de diamètre, soit 3 m environ, évapore comme un lac peu profond, ce qui est peut-être un peu optimiste). Pour des raisons d'économie, le bac qu'on veut utiliser en réseau est en général assez petit, car il doit être répandu en un grand nombre d'exemplaires. Les Soviétiques ont résolu le problème en ayant deux types de bac: un grand bac de 20 m² et 2 m de profondeur qui sert de bac de référence et, pour compléter le réseau, de très nombreux petits bacs de 0,3 m² et 0,65 m de profondeur avec un rebord de 7,5 cm (GGI 3000).

Dans les stations du réseau ORSTOM où le bac de 1 m² est destiné à la diffusion, le système de référence est constitué par les bacs situés au milieu de la pelouse irriguée, ou mieux par l'évapotranspiromètre.

3.3.4.2 INFLUENCE DE LA PROFONDEUR

Les auteurs soviétiques déjà cités fournissent un tableau de résultats où l'évaporation varie à la fois avec la surface et avec la profondeur.

Profondeur (m)	*Mois*					
	V	*VI*	*VII*	*VIII*	*IX*	*X*
			Surface de 3 m²			
0,25	2,2	2,9	2,7	2,0	1,1	0,9
0,50	2,2	2,9	2,7	2,1	1,2	0,8
1,00	2,2	2,9	2,7	2,2	1,4	1,2
2,00	2,3	2,8	2,6	2,1	1,5	1,5
			Surface de 1 m²			
0,25	2,1	3,0	2,7	2,0	1,2	0,9
0,50	2,3	3,0	2,8	2,2	1,2	1,1
1,00	2,3	3,0	2,8	2,3	1,4	1,2
2,00	2,3	3,0	2,7	2,2	1,5	1,7
			Surface de 0,3 m²			
0,25	2,4	3,1	2,9	2,2	1,2	0,9
0,50	2,3	3,1	2,9	2,3	1,4	1,2
1,00	2,5	3,1	3,0	2,4	1,5	1,5
2,00	2,5	3,1	3,0	2,3	1,6	2,0
			Surface de 0,1 m²			
0,25	2,5	3,3	3,2	2,4	1,4	1,2
0,50	2,5	3,4	3,2	2,5	1,5	1,3
1,00	2,4	3,4	3,2	2,6	1,7	1,9
2,00	2,6	3,4	3,3	2,6	1,9	2,4

Evaporation en mm par jour de bacs de différentes profondeurs
(d'après A. R. KONSTANTINOV)

Ce tableau montre qu'en dehors des mois froids, l'influence de la profondeur ne se fait guère sentir tout au moins au-delà de 0,25 m. Il s'agit là cependant d'expériences faites sous des climats à faible évapo-

ration. Dans une autre expérience, plus fine, où le bac de 20 m² servait de référence, les mêmes auteurs ont montré qu'un bac de faible surface (0,3 m²) et de 0,50 m de profondeur donnait des résultats plus proches de ceux du grand bac qu'un bac de plus grande surface (1 m²) mais de profondeur plus faible (0,25 m).

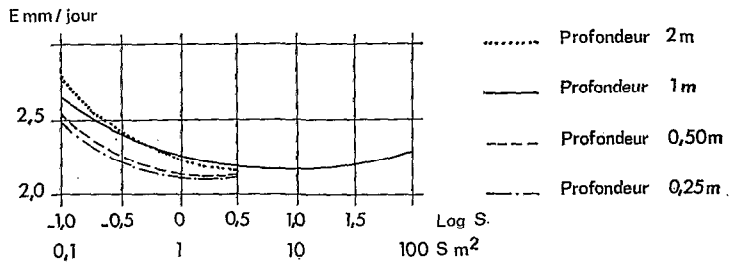


FIGURE 23
Influence de la surface S du bac d'évaporation sur l'évaporation E
(*d'après* A. R. KONSTANTINOV)

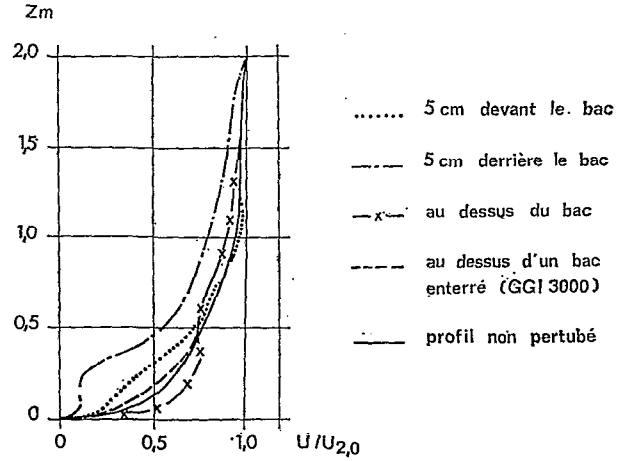


FIGURE 24
Profils du vent au voisinage du bac « classe A »
(*d'après* A. R. KONSTANTINOV)

Tous ces résultats indiquent que le choix du bac enterré de 1 m² et de 0,60 m de profondeur comme appareil de réseau semble satisfaisant.

3.3.4.3 INFLUENCE DU REBORD DU BAC

Il s'agit là d'un problème beaucoup plus complexe. A.R. KONSTANTINOV montre l'effet sur le vent d'un bac classe A installé suivant la norme; cet effet est flagrant (voir fig. 24). Sur cette même figure est dessiné le profil de vent dans le cas d'un bac enterré, profil très proche de celui qui n'est pas perturbé. Ceci a pour effet, en ce qui concerne le bac classe A, d'entraîner une plus grande dispersion des résultats dans le temps et dans l'espace, et de réduire son intérêt comme appareil de réseau.

Si les bacs enterrés modifient peu le vent au-dessus d'eux, le rebord n'en constitue pas moins un brise-vent parfaitement imperméable.

L'effet de ce rebord a été étudié par A.R. KONSTANTINOV, T.G. FEODOROVA et V.S. GOLUBEV qui ont montré l'importance du paramètre h/D où h est la hauteur du rebord et D le diamètre du bac. D'après ces auteurs, le rebord, bien qu'entraînant une modification de la turbulence, ne nuirait pas à la comparaison du bac avec des nappes d'eau libre entourées des obstacles naturels (arbres, haies, etc.). Pour h/D = 0,2, ils notent des écarts de + 20% avec le grand bac (h/D = 0,02), écarts réduits à + 10% pour h/D = 0,05 (pour un bac enterré de 1 m², h/D serait compris entre 0,07 et 0,1 suivant la direction du vent). Les mêmes auteurs ont mis en évidence l'influence des brise-vents, en plaçant autour d'un petit bac enterré un rideau d'arbres de 1 m de haut, à des distances de 1,5 m et 3 m. Ils constatent une réduction moyenne annuelle de 44% par rapport au même bac non protégé.

De notre côté, un brise-vent constitué par quatre écrans de toile formant un carré de 0,50 m de haut et de 3 m de côté, placé autour d'un bac enterré de 1 m² à Fort-Lamy, s'est révélé sans effet sur l'évaporation. Au bout de trois mois, les résultats étaient les suivants:

Janvier à mars			
Bac protégé	681 mm	Bac non protégé	677 mm

Nous en avions conclu que ce brise-vent était en fait moins efficace que le rebord propre du bac. Un tel brise-vent était d'ailleurs beaucoup moins efficace que celui qu'utilisent les auteurs soviétiques, qui était perméable et pour lequel h/D atteignait 0,33 contre 0,12 à 0,16 dans notre expérience (D étant ici le diamètre équivalent de l'enceinte abritée). Enfin, notre comparaison a été réalisée à la station de Fort-Lamy où l'existence d'arbres dans les environs des bac entraîne déjà une modification du vent dont la moyenne mensuelle est restée inférieure à 1,70 m/s, pour le vent mesuré à 2 m pendant la durée de l'expérience.

Quoiqu'il en soit, il paraît difficile de préciser l'influence exacte du rebord des bacs enterrés. A Brazzaville, comme on l'a vu au début de ce chapitre, trois bacs pour lesquels les rapports h/D sont 0,04, 0,08 et 0,12 donnent exactement le même résultat. Il s'agit néanmoins de bacs placés au sein d'une pelouse dont le couvert est plus haut que la nappe d'eau des bacs (ce qui pourrait diminuer l'effet brise-vent du rebord) et dont la rugosité est en outre nettement plus élevée que celle d'un sol nu. On peut également noter que dans la parcelle sol nu de Brazzaville, l'influence plus grande du rebord (h/D = 0,12) ne compense pas l'effet d'oasis plus intense pour le petit bac que pour le bac de 1 m².

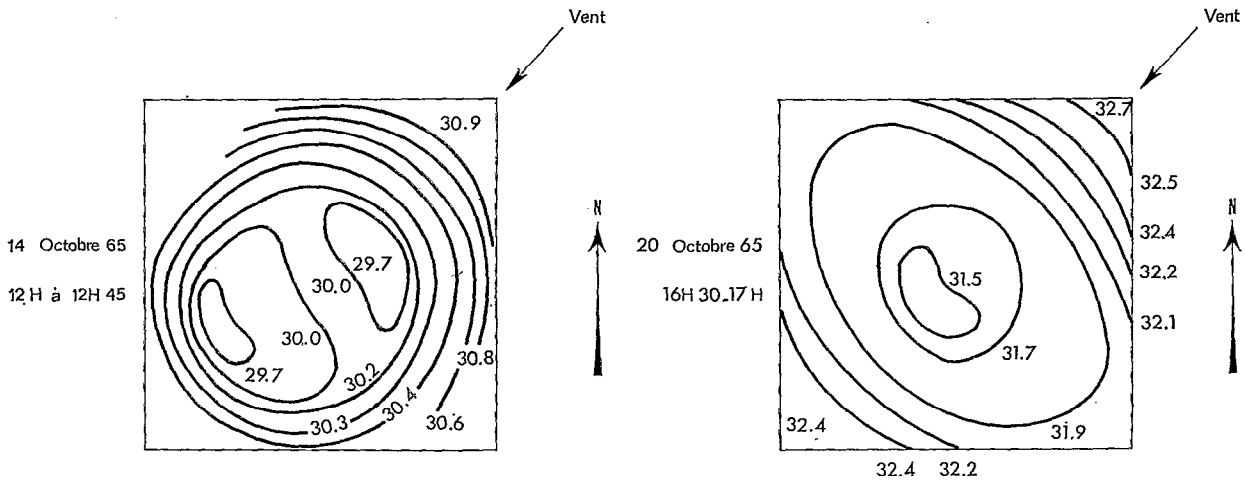


FIGURE 25
Répartition des températures de la surface de l'eau du bac enterré à Fort-Lamy

Une étude indirecte de l'action du vent sur la surface de l'eau du bac enterré de 1 m² peut être faite à partir des mesures de température de l'eau en différents points de cette surface. Il apparaît en effet très nettement que la répartition des températures est liée au vent et qu'elle évolue en même temps que celui-ci. Cette répartition fait apparaître des maximums de températures près des côtés immédiatement au vent et près du côté opposé, là où le brise-vent est le plus efficace. Les isothermes sont à peu près symétriques par rapport à la direction du vent et donnent ainsi une « image » de l'influence de celui-ci (fig. 25). A la suite de l'expérience brise-vent à Fort-Lamy, nous avions rehaussé de 5 cm le niveau de l'eau du bac enterré, enlevé le brise-vent sans effet, et suivi les résultats pendant six mois. Cette modification entraînait un double effet: réduction du rôle du rebord, mais aussi exposition aux échanges avec l'air ambiant et au rayonnement, de la tranche d'eau de 5 cm de hauteur auparavant enterrée. Cette expérience donna des résultats significatifs par rapport au bac de référence.

Mois	*Bac enterré de référence avec nappe à 0,1 m (mm/jour)*	*Bac enterré avec nappe à 0,05 m (mm/jour)*	*Ecart %*
Avril	8,68	9,47	9,1
Mai	7,61	8,28	8,8
Juin	6,14	6,51	6,0
Juillet	6,44	6,85	6,4
Août	4,89	5,22	6,7
Septembre	5,33	5,78	8,4

L'écart est maximal pour les mois les plus ensoleillés.

S'il n'est pas facile de tirer des enseignements précis de ces différents résultats, on peut néanmoins en déduire que le rebord des bacs joue un rôle et en tirer une règle importante: la nécessité de se conformer strictement aux normes. De cette façon, l'effet dû à une caractéristique du bac, même s'il est mal connu, est généralisé et n'interdit pas la comparaison des résultats.

3.3.4.4 Installation des bacs. Echanges thermiques « latéraux »

Il a déjà été mentionné une différence très nette entre les bacs enterrés et les bacs placés au-dessus du sol. Pour ces derniers, l'apport supplémentaire d'énergie par les parois et les échanges thermiques avec l'air par toutes les faces du réservoir, joints à une position plus élevée au-dessus du sol, donc plus favorable à une modification de l'écoulement de l'air, constituent autant de défauts pour un appareil qui se veut représentatif. Il en résulte une inertie thermique beaucoup plus faible que celle d'un bac enterré et une plus grande dispersion des résultats.

Pour le bac enterré, l'amplitude thermique est beaucoup plus faible, bien que celle des premiers centimètres du sol soit au moins égale à celle de l'air et même supérieure en zone aride. Cependant, l'amplitude thermique dans le sol diminue rapidement en profondeur. On peut toutefois se demander si la part des échanges thermiques entre le sol et la masse d'eau contenue dans le réservoir doit être prise en considération dans le bilan d'énergie, où interviennent par ailleurs les échanges avec l'air et le bilan radiatif. En ce qui concerne la zone humide et les bacs placés au milieu d'une pelouse, l'écart entre la température de l'eau et celle du sol est faible et de tels échanges peuvent être considérés comme négligeables: c'est ce que confirment les résultats obtenus à Brazzaville où les trois bacs différents placés dans la pelouse donnent des résultats identiques, bien que, pour ces trois bacs, les échanges thermiques entre le sol et la masse d'eau du bac différent certainement; les surfaces des bacs sont dans un rapport de 1 à 16 pour les deux bacs extrêmes et les volumes dans un rapport de 1 à 36.

En zone aride, les écarts de température entre le sol nu et l'eau du bac sont élevés, notamment dans les premiers centimètres à partir de la surface, et l'on peut se poser le problème. Après des essais dans les stations expérimentales du Valdaï et de Dubovka, les chercheurs soviétiques concluent qu'il n'y a pas d'influence du sol sur l'évaporation des bacs. Ces expériences consistaient en des comparaisons de bacs GGI 3000, placés dans des sols très différents, ou isolés thermiquement, un bac de 20 m² servant de bac de référence. A Dubovka, où le climat, beaucoup plus chaud qu'à Valdaï, se rapproche davantage des conditions de nos mesures, des bacs étaient placés dans deux types de sol très différents.

Les résultats de Valdaï où les essais portaient sur le sol naturel, un sable, un « limon » et une tourbe, ne font apparaître aucune différence significative entre ces différents bacs et le bac isolé, pas plus qu'avec le grand bac de référence (dans ces expériences, l'évaporation moyenne décadaire variait de 0,8 à 3,4 mm par jour).

A Dubovka, les conclusions des auteurs soviétiques (les échanges thermiques entre le sol et l'eau des bacs sont négligeables) paraissent optimistes: on voit apparaître un écart systématique de 10% environ

entre le bac placé dans le sable et celui qui est enterré dans un sol « limoneux », ce dernier évaporant davantage (l'évaporation moyenne décadaire varie ici de 3,2 à 9,7 mm par jour).

Il est cependant, là encore, difficile de conclure, en l'absence de détails supplémentaires sur l'expérimentation, à un rôle du sol sur les échanges de chaleur avec la masse d'eau du bac, alors qu'il s'agit peut-être d'un effet d'oasis différent suivant la nature du sol entourant le bac.

Pour obtenir une réponse à cette question — « quelle est l'importance du flux de chaleur à travers les parois d'un bac enterré ? » — nous avons réalisé à Fort-Lamy l'expérience suivante. Deux bacs sont d'abord installés dans une parcelle de sol nu, côte à côte, et l'on vérifie qu'ils donnent les mêmes valeurs de l'évaporation; l'un d'eux est ensuite garni sur ses quatre côtés jusqu'au niveau du sol et sur le fond, d'une couche de 16 cm d'épaisseur de polystyrène expansé qui est un isolant efficace, formé par huit plaques jointives de 2 cm d'épaisseur. Les résultats des mesures d'évaporation sont indiqués dans le tableau ci-dessous.

Les écarts mensuels sont successivement — 6,6%, — 6,7%, — 4,9%, et le total sur ces trois mois (soit deux mois secs — la pluie était de 11 mm en mai, de 3,8 mm en juin et de 143 mm en juillet — et un mois pluvieux), est de 716,8 mm pour le bac de référence et de 670,4 mm pour le bac « isolé », soit un écart de — 6,5%. On note que l'écart diminue quand la saison des pluies fait son apparition et réduit l'écart entre la température de l'eau des bacs et celle du sol.

		Bac de référence (en mm)	*Bac avec isolant (en mm)*	*Ecart (en %)*
Mai	1re décade	92,9	86,2	— 7,2
	2e décade	85,7	81,0	— 5,5
	3e décade	95,4	88,4	— 7,4
Juin	1re décade	91,1	84,5	— 7,2
	2e décade	83,4	78,5	— 5,9
	3e décade	83,0	76,1	— 8,3
Juillet	1re décade	64,3	59,9	— 6,8
	2e décade	61,7	58,6	— 5,0
	3e décade	59,3	57,2	— 3,5

Les températures de l'eau sont légèrement différentes dans les deux bacs:

Température de l'eau à		*6 h*	*12 h*	*18 h*
Mai	Bac de référence	28,6	32,7	32,8
	Bac isolé	27,4	32,3	32,4
Juin	Bac de référence	28,8	32,4	32,6
	Bac isolé	27,6	31,9	32,2
Juillet	Bac de référence	27,7	31,5	31,2
	Bac isolé	26,8	31,4	30,7

Enfin, les températures du sol à 5 cm de profondeur étaient, pendant cette période, les suivantes:

	6 h	*12 h*	*18 h*
Mai	28,1	48,9	41,8
Juin	29,7	48,0	42,2
Juillet	26,1	40,4	33,7

On constate donc que malgré des écarts entre la température de l'eau et celle du sol, atteignant en moyenne 16 °C en mai et juin, à 12 h, l'écart sur l'évaporation entre les deux bacs reste inférieur à 7%, pour le mois et ne dépasse guère 8% sur la décade. Cet écart diminue en saison des pluies, il n'est plus que de 3,5% pendant la dernière décade de juillet.

La température du bac isolé est légèrement inférieure à celle du bac de référence; ce sont surtout les températures à 6 h qui diffèrent, l'effet de l'isolant paraissant se faire sentir principalement sur le refroidissement nocturne de l'eau des bacs qui est plus grand pour le bac isolé; son réchauffement entre 6 h et 12 h est également plus grand.

Cette expérience confirme donc les conclusions des auteurs soviétiques, en mettant en évidence l'importance relativement faible du flux de chaleur apporté par le sol au bac d'évaporation devant les échanges de chaleur avec l'atmosphère.

3.4. L'ÉVAPORATION DES NAPPES D'EAU LIBRE

Aux nappes d'eau libre s'appliquent évidemment les méthodes habituelles de mesure, que nous rappelons rapidement.

3.4.1 *Méthode du bilan hydrologique*

La méthode du bilan hydrologique a été utilisée pour évaluer la somme de l'évaporation et de l'infiltration pour le lac Tchad, vaste étendue d'eau de faible profondeur, alimentée pratiquement par un seul cours d'eau, le Chari, faiblement par la pluie qui ne représente ici, avec 300 mm environ, qu'un apport secondaire par rapport aux pertes annuelles en eau qui sont de l'ordre de 2 350 mm. Pour une telle étendue d'eau, la mesure relativement précise des apports du Chari, celle de la pluie effectuée sur un nombre insuffisant de stations, mais dont l'imprécision est sans gravité pour le résultat final, et enfin celle des hauteurs d'eau du lac, permettent d'obtenir le bilan d'eau du lac pour des intervalles de temps quelconques.

En fait, même à l'échelle du mois ce bilan est peu précis, car les hauteurs d'eau ne sont mesurées qu'en une station, et entre autres causes d'imprécision l'existence de deux régimes de vent alternativement sud-ouest puis nord-est au cours de l'année entraîne un basculement de la surface du lac lors du changement de régime (avril et octobre), qui provoque une variation brusque de la hauteur d'eau à la station de mesure. Par contre, ce bilan est précis à l'échelle de l'année, mais il est impossible actuellement de séparer avec précision l'évaporation et l'infiltration, ce dernier terme étant sans doute assez faible, et inférieur à 200 mm/an, ce qui conduit à une évaporation supérieure ou égale à 2 150 mm/an.

3.4.2 *Méthodes du bilan d'énergie et du transfert de vapeur d'eau*

Les méthodes du bilan d'énergie et du transfert de vapeur d'eau sont également très utilisées, ainsi que la combinaison de ces deux méthodes telle qu'elle est effectuée par PENMAN. Ici, cependant, ces méthodes peuvent être simplifiées grâce à la possibilité de mesurer directement la température superficielle de l'eau.

3.4.3 *Méthode simplifiée: formule de Dalton*

Elle s'écrit sous sa forme la plus générale:

$$E = f(u)\,(e_s - e_d)$$

où f (u) est une fonction du vent, e_s la pression de vapeur d'eau saturante à la température de la surface de l'eau et e_d, la pression de vapeur d'eau au-dessus de la surface évaporante (en général obtenue à partir des mesures sous abri).

Cette formule, la plus ancienne, est encore très utilisée pour sa simplicité et sa précision acceptable. Il est en effet indéniable que, malgré sa forme simplifiée, elle donne de bons résultats.

La fonction du vent la plus utilisée est une fonction linéaire $b_o + bu$, où b_o et b sont des constantes. Une revue de la littérature sur ce sujet fait apparaître un grand nombre de valeurs pour b_o et b, cette variété ayant des causes multiples:

— Unités différentes pour u et e_d;
— Mode de calcul des termes de la formule dans l'établissement de moyennes;
— Hauteur de référence pour u et e_d;
— Modèle d'anémomètre utilisé.

Notons que la constante b_o a disparu dans les formules les plus récentes.

Les constantes b_o et b sont en général déterminées grâce à des bacs d'évaporation. De nombreux chercheurs ont cependant appliqué la loi de Dalton à des nappes d'eau dont l'évaporation était connue par une autre méthode, notamment le bilan hydrologique; il faut citer à ce propos les travaux américains sur le lac Hefner.

3.4.3.1 Variation du coefficient de Dalton

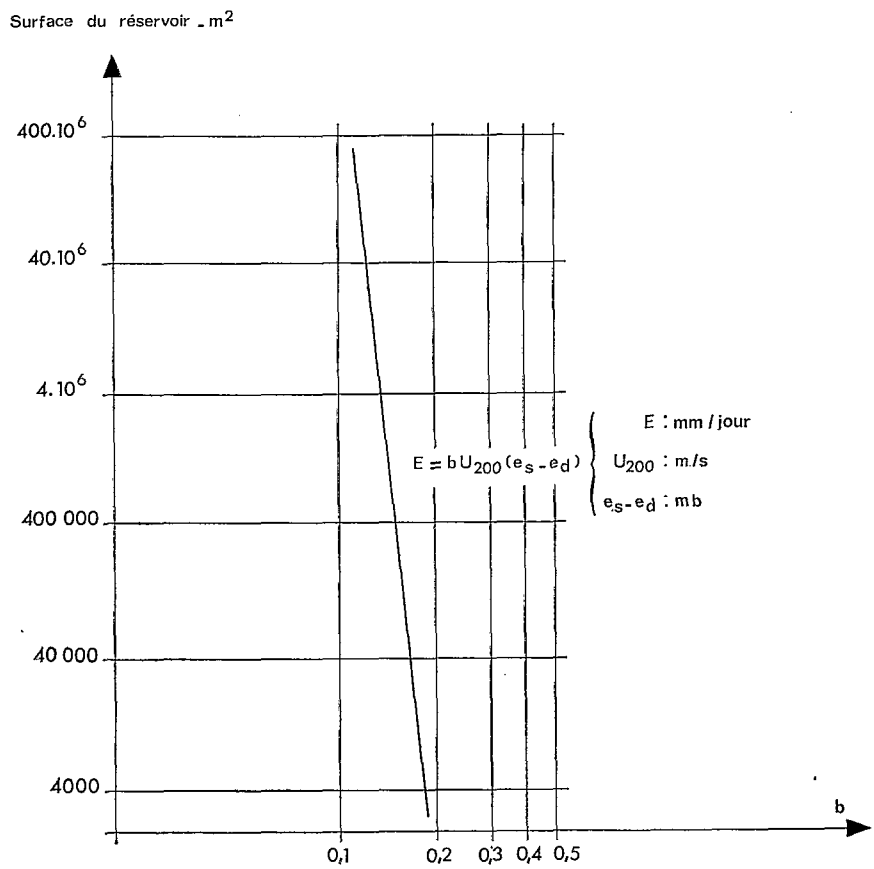


Figure 26
Variation du coefficient de Dalton en fonction de la surface du réservoir
(*d'après* Harbeck)

Si l'on mesure e_d sous abri, en un point de la rive d'un réservoir naturel, la constante b de la loi $E = bu\,(e_s - e_d)$ tend à diminuer quand la surface du réservoir augmente. C'est ce qu'ont mis en évidence des travaux comme ceux d'HARBECK qui donne un diagramme représentant la variation obtenue expérimentalement de b en fonction de la surface (fig. 26).

Au-dessus d'une nappe d'eau, en effet, l'air se charge peu à peu d'humidité et la pression de vapeur d'eau à une hauteur donnée augmente au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la rive. La valeur e_d prise comme référence dans l'abri situé sur une rive, est atteinte en fait, pour une hauteur qui va en augmentant quand on s'éloigne de la rive vers le lac. Le terme $e_s - e_d$ qui représente le gradient de tension de vapeur change alors de signification à une certaine distance de la rive. Si l'on prenait pour b la valeur adoptée près du rivage et qu'on l'utilisait pour un très grand réservoir on surestimerait l'évaporation.

A.R. KONSTANTINOV, V.S. GOLUBEV et V.V. POKUDOV, qui ont étudié longuement ce phénomène ont montré qu'à 2 m au-dessus de l'eau l'augmentation de pression de vapeur était, pour le lac qu'ils étudiaient, de 0,4 mb à 1 000 m de la côte, 0,6 mb à 1 600 m et 0,8 mb à 2 400 m. Cet effet ne se faisait d'ailleurs sentir qu'à une certaine distance de la rive. Il y a un autre phénomène qui intervient, c'est l'abaissement des lignes de courant quand le vent passe sur l'eau, effet qui se traduit par une augmentation du gradient du vent (et une modification de sa structure). Cet effet, au contraire de l'effet de « saturation » de l'air au-dessus de l'eau, l'emporte près du rivage et peut entraîner une augmentation de l'évaporation près de la rive quand on s'éloigne de celle-ci; à une certaine distance, l'effet s'estompe et l'augmentation de l'humidité de l'air entraîne une diminution de l'évaporation.

3.4.3.2 BASES THÉORIQUES DE LA LOI DE DALTON

La formule issue de la méthode aérodynamique était:

$$E = \rho\, k^2\, \delta\, \frac{(u_2 - u_1)}{\text{Log } z_2/z_1}\, \frac{(e_3 - e_4)}{\text{Log } z_4/z_3} \qquad \text{(voir paragraphe 1.1)}$$

Si l'on prend $z_1 = z_3 = z_0$ (ou hauteur de « rugosité ») et $z_2 = z_4 = 200$ cm, on peut écrire:

$$E = \rho\, k^2\, \delta\, \frac{u_{200}\,(e_0 - e_d)}{(\text{Log } 200/z_0)^2} \qquad \text{(en posant } e_{200} = e_d\text{, écriture plus utilisée)}$$

Sous cette forme, la formule se rapproche de la loi de Dalton, mais la tension de vapeur considérée e_0 n'est pas la tension de vapeur saturante pour la température de surface.

Certains auteurs, comme E.A. BERNARD, ont alors voulu considérer deux processus différents, l'un se passant en régime laminaire où l'on aurait $E = Au^{1/2}\,(e_s - e_0)$ et l'autre dans la couche « turbulente » s'exprimant par $E = Bu\,(e_0 - e_d)$. La combinaison de ces deux processus conduirait alors à une formule empirique $E = D\,u^n\,(e_s - e_d)$, n étant un nombre compris entre 0,5 et 1.

Les travaux les plus intéressants dans ce domaine sont ceux des chercheurs soviétiques qui ont étudié la valeur du paramètre:

$$m = \frac{e_0 - e_{200}}{e_s - e_{200}}$$

Ce paramètre m exprime la « géométrie » du profil de pression de vapeur d'eau. Il peut être déterminé par la formule:

$$m = \log \frac{200}{z_0}\, \frac{e_{20} - e_{200}}{e_s - e_{200}}$$

puisque:

$$\frac{e_o - e_{200}}{e_{20} - e_{200}} = \log \frac{200}{z_o}$$

C'est de cette manière que les auteurs obtinrent m pour de nombreuses nappes d'eau, mais aussi en faisant des mesures au-dessus d'autres types de surface: sol nu, prairie... Dans ces mesures, z_o était obtenue à partir des profils de vent. Les résultats font apparaître pour m une valeur constante de 0,5 (fig. 27).

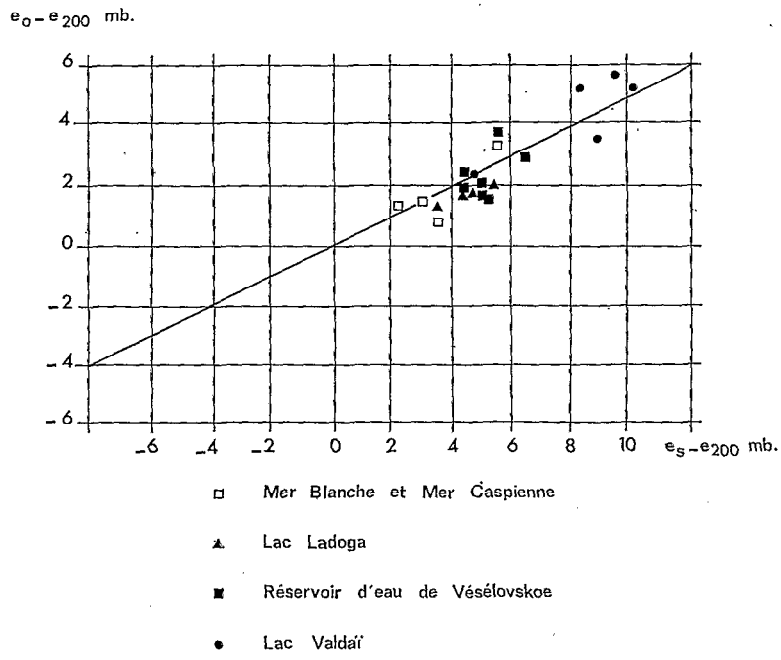


FIGURE 27
Relation entre $e_s - e_{200}$ et $e_o - e_{200}$ pour une surface d'eau
(*d'après* A. R. KONSTANTINOV)

Les mêmes chercheurs ont par la suite mesuré m pour d'autres hauteurs de référence que z = 200 cm et fourni des tableaux de valeurs pour le paramètre:

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

Pour les nappes d'eau, les valeurs de m_z sont par exemple les suivantes pour $z_o = 0{,}2$ cm:

z (cm)	20	50	100	200	500	1 000
m_z	0,37	0,43	0,47	0,50	0,54	0,55

Grâce à ces résultats, on peut écrire:

$$e_o - e_d = m_{200} (e_s - e_d)$$

et

$$E = m_{200} \rho k^2 \delta \frac{u_{200} (e_s - e_d)}{\left(\text{Log} \frac{200}{z_o}\right)^2}$$

Le coefficient b est ainsi explicité. Ce coefficient est en fait variable avec z_0 qui dépend du vent et de la stabilité de l'atmosphère, mais pour les moyennes établies sur des intervalles de temps assez longs (décade ou mois) on peut le considérer comme constant, une variation du simple au double de z_0 (de 0,2 à 0,4 cm) ne modifiant b que dans un rapport de 1 à 1,2. La variation de b avec l'importance de la nappe d'eau libre peut maintenant être précisée; pour une zone située à une certaine distance i de la rive où la pression de vapeur à l'altitude z_i correspondant à $u_{zi} = u_{200}$ est e_{zi}, on peut écrire:

$$E_i = m_{zi}\, \rho\, k^2\, \delta \frac{u_{200}}{\left(\mathrm{Log}\,\frac{zi}{z_0}\right)^2} (e_s - e_{zi})$$

soit, si E_b est l'évaporation sur la rive:

$$E_i/E_b = \frac{m_{zi}}{m_{200}} \left(\frac{\mathrm{Log}\ 200/z_0}{\mathrm{Log}\,\frac{z_i}{z_0}}\right)^2 \frac{e_s - e_{zi}}{e_s - e_d}$$ [1]

Ce rapport est, aussi ici, celui des coéfficients de Dalton.

Quand on s'éloigne de la rive m_{zi}/m_{200} et $(e_s - e_{zi})/(e_s - e_d)$ diminuent, tandis que le terme en Log augmente. Ce dernier, prépondérant près du rivage, entraîne d'abord une augmentation de E_i suivie (après une distance de quelques dizaines de mètres d'après les auteurs) d'une diminution de E_i due aux autres termes.

Cette analyse, dont nous utiliserons plus loin les paramètres, a été vérifiée expérimentalement par les auteurs au moyen de bacs de plus ou moins grande dimension, et en évaluant l'évaporation d'une zone donnée par les formules issues de la méthode aérodynamique classique.

La méthode décrite précédemment ne s'applique cependant pas aux très petits réservoirs et les points expérimentaux obtenus pour ceux-ci ne servent qu'à prolonger la courbe déterminée à la fois théoriquement et pratiquement sur des nappes de grande dimension. En ce qui concerne les petites surfaces évaporantes, il existe un résultat atteint d'une toute autre manière par SUTTON.

3.4.4 *Solution de Sutton pour les petites surfaces évaporantes*

On considère le cas d'une bande évaporante au sein d'une zone sèche, perpendiculaire à la direction du vent, de longueur infinie et de largeur x_0. Le problème peut alors être traité en deux dimensions dans le plan oxz.

Pour une telle surface définie par $0 \leqslant x \leqslant x_0$, l'équation générale de la diffusion s'écrit:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)$$

h étant le taux d'humidité et le terme en $\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)$ étant négligé.

Par ailleurs, $\frac{dh}{dt}$ se met sous la forme:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\partial h}{\partial t} + u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y} + w\frac{\partial h}{\partial z}$$

[1] A un terme correctif près, car le vent, après son passage sur l'eau, ne retrouve pas immédiatement un profil logarithmique.

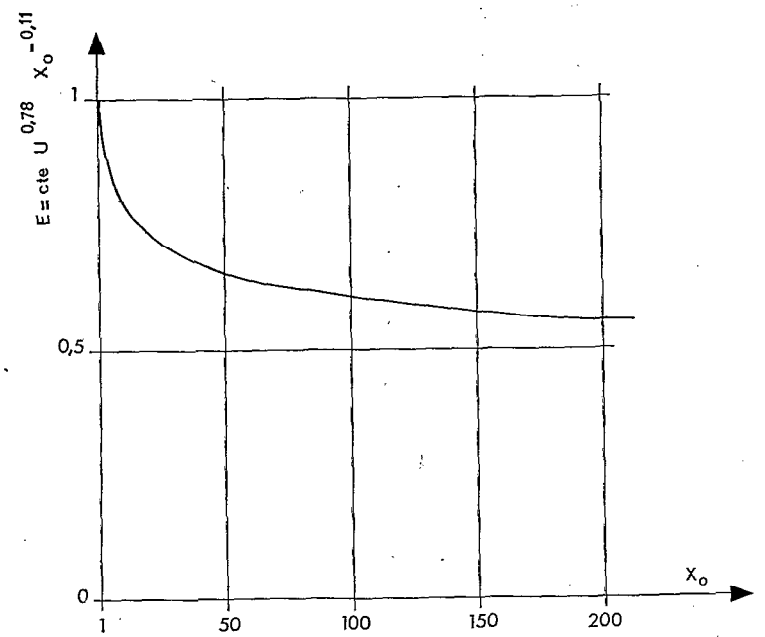


FIGURE 28
Evaporation par unité de surface d'une surface de longueur infinie, perpendiculaire au vent, placée au sein d'une zone sèche, en fonction de sa largeur
(Unités arbitraires)

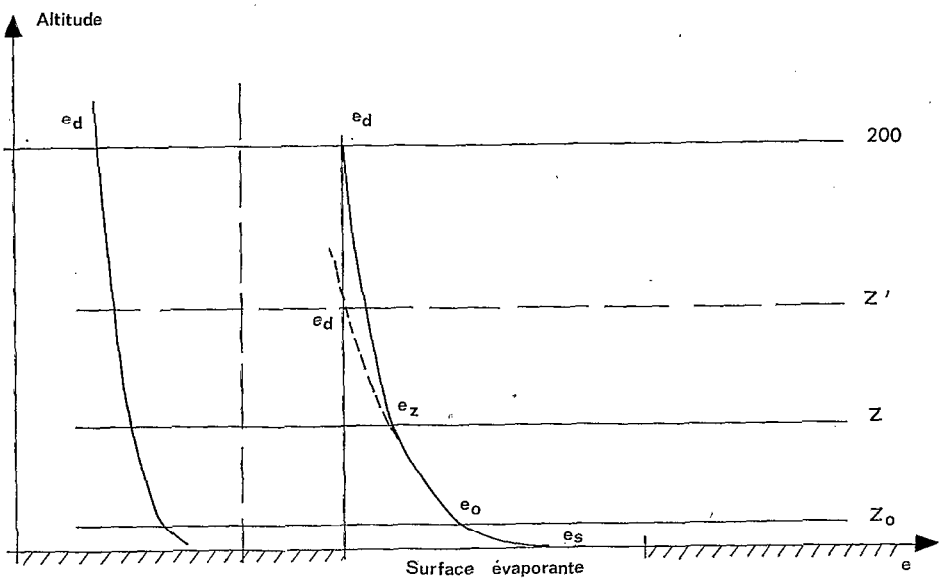


FIGURE 29
Schéma illustrant les hypothèses du texte

qui se réduit ici à $dh/dt = u\ \partial h/\partial x$, puisque d'une part le mouvement est supposé stationnaire soit $\partial h/\partial t = 0$, d'autre part, on suppose $v = w = 0$.

On a donc à résoudre l'équation $u\ (z)\ \partial h/\partial x = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)$

Les conditions aux limites sont:

$$h \to h_o \text{ quand } x \to 0 \text{ pour } z > 0$$
$$h \to h_o \text{ quand } z \to \infty \text{ pour } o \leqslant x \leqslant x_o$$

Enfin, SUTTON ajoute une condition nécessaire à la résolution du problème:

$$h = h_s \text{ pour } z = 0 \text{ et } o \leqslant x \leqslant x_o$$

L'évaporation totale d'une telle surface est alors:

$$E_t\ (u, x_o) = \int_o^\infty u\ (h - h_o)\ dz$$

qui représente la quantité de vapeur d'eau traversant le plan $x = x_o$.

La solution de l'équation posée plus haut, donnée par SUTTON à partir de la théorie de PRANDTL-KARMAN aboutit à l'expression:

$$E_t\ (u, x_o) = \text{cte}\ u_1^{0,78}\ x_o^{0,89}$$

où u_1 est la vitesse du vent mesuré à un niveau z_1. On trouve dans cette expression un exposant de 0,78 pour le vent, déjà rencontré à propos de l'évaporomètre de Piche.

Le « taux d'évaporation » (qui n'est autre que l'évaporation par unité de surface qu'on a appelé simplement « évaporation » jusqu'ici) est:

$$E = \text{cte}\ u_1^{0,78}\ x_o^{-0,11}$$

Cette valeur peut être calculée en prenant des unités arbitraires telles qu'on ait $E = 1$ pour $x_o = 1$; on a alors:

x_o	1	2	3	5	10	25	50	100	150	200
E	1	0,927	0,885	0,838	0,776	0,701	0,650	0,602	0,576	0,558

(voir courbe fig. 28)

Cette variation est très intéressante, car elle traduit mathématiquement l'effet d'oasis. SUTTON avait supposé également que les surfaces sont « lisses », mais CALDER a montré que la formule à laquelle avait abouti SUTTON pouvait s'appliquer aux surfaces « rugueuses », c'est-à-dire aux surfaces naturelles. Malgré son intérêt théorique, cette formule n'est cependant guère utilisable dans la pratique pour évaluer l'évaporation des petits réservoirs.

3.4.5 *L'application de la formule de Dalton aux petits réservoirs*

Nous avons proposé, pour pouvoir appliquer aux petites surfaces évaporantes la formule de Dalton, le modèle suivant:

— Supposons au sein d'une vaste région évaporant peu ou pas du tout, une petite surface évaporante et admettons que les rugosités de ces deux surfaces soient les mêmes. Au-dessus de la petite surface, le flux de vapeur d'eau n'est évidemment pas conservatif jusqu'au niveau défini par l'abri météorologique mais nous poserons qu'il reste conservatif jusqu'à une hauteur z, dépendant, entre autres facteurs, de la dimension de la surface évaporante. A cette hauteur z, la pression de vapeur d'eau est e_z et la turbulence du vent n'étant pratiquement pas modifié au-dessus de la petite surface, on peut écrire d'après 3.4.3.2:

$$E = m_z \rho k^2 \delta \frac{u_{200}}{\text{Log}\frac{200}{z_0}\,\text{Log}\frac{z}{z_0}} (e_s - e_z)$$

La pression de vapeur e_z est évidemment inférieure à e_d prise au niveau sous abri. Si, par la pensée, nous prolongeons le profil de la pression de vapeur d'eau au-delà de z, tel qu'il serait si le flux de vapeur d'eau restait conservatif, les valeurs de la pression de vapeur d'eau qu'on obtient sont différentes pour un niveau donné des valeurs réelles, et e_d serait atteinte à un niveau z', compris entre z et le niveau 200 de l'abri (fig. 29). On peut alors écrire:

$$E = m_{z'} \rho k^2 \delta \frac{u_{200}}{\text{Log}\frac{200}{z_0}\,\text{Log}\frac{z'}{z_0}} (e_s - e_d) \qquad \text{puisque } e_{z'} = e_d$$

Le coefficient de Dalton est donc ici:

$$b = \frac{m_{z'} \rho k^2 \delta}{\text{Log}\frac{200}{z_0}\,\text{Log}\frac{z'}{z_0}}$$

Il est difficile d'estimer z', mais par contre la variation de b avec z' peut être déterminée.

Pour une vaste surface évaporante, pour laquelle le flux de vapeur d'eau est conservatif jusqu'au niveau 200, on a:

$$b_{200} = \frac{m_{200} \rho k^2 \delta}{\left(\text{Log}\frac{200}{z_0}\right)^2}$$

d'où:

$$b/b_{200} = \frac{m_{z'}\,\text{Log}\frac{200}{z_0}}{m_{200}\,\text{Log}\frac{z'}{z_0}}$$

Nous avons appelé λ ce rapport et F(z) la fonction $\dfrac{m_{200}\,\text{Log}\frac{z}{z_0}}{m_z\,\text{Log}\,200/z_0}$ que nous retrouverons par la suite. On voit d'ailleurs que λ est égal à l'inverse de F (z').

La fonction F (z) dépend de z et de z_0. Grâce aux valeurs de m_z obtenues par les chercheurs soviétiques, mentionnées précédemment, il est possible de la calculer pour différentes valeurs de z et z_0. Par exemple pour $z_0 = 0{,}2$ cm on a:

z (cm)	20	50	100	200
F (z)	0,90	0,93	0,96	1,00

F (z) varie rapidement quand z est petit, mais très lentement ensuite. Ainsi, z′ étant supérieur à z, F (z′) et son inverse λ peuvent rester pratiquement constants et proches de 1, même si z varie en restant relativement petit.

La formule de Dalton qui est, pour la petite surface:

$$E = \lambda\, b_{200}\, u_{200}\, (e_s - e_d)$$

peut donc s'écrire, si z′ n'est pas très petit:

$$E = \text{cte}\; u_{200}\, (e_s - e_d)$$

la constante étant peu différente de b_{200}.

Dans le cas d'un bac d'évaporation, l'hypothèse d'une rugosité identique pour le bac et la zone environnante n'est pas admissible. L'étude expérimentale va nous montrer dans quelle mesure ce modèle est utilisable. Cette étude porte sur des bacs situés en zone sèche au milieu d'une parcelle de sol nu dont l'évaporation est nulle et sur des bacs, en zone sèche ou humide, placés au milieu d'une pelouse bien alimentée en eau. Un bac placé ainsi au milieu d'une surface évaporante relativement importante donne une évaporation qui se rapproche de celle d'une grande nappe d'eau.

3.4.6 *Etude expérimentale de la formule de Dalton pour le bac enterré*

3.4.6.1 Mode de calcul de la formule de Dalton

— E évaporation du bac est exprimée en mm par jour et en général donnée pour une période d'un mois (quelquefois dix jours).

— u_{200}, le vent à 2 m est exprimé en m par seconde et mesuré au moyen d'un anémomètre totalisateur. A la station de Bangui, l'anémomètre à 2 m n'ayant pas fonctionné correctement, c'est un anémomètre placé à 1 m qui sera utilisé pour estimer la vitesse du vent. Les différents appareils utilisés, qui ont été peu à peu unifiés dans le réseau de mesures, n'étant pas du même type pendant toute la période étudiée, il a été nécessaire d'homogénéiser leurs données pour pouvoir rendre les vitesses de vent comparables, l'appareil de référence étant le modèle actuellement généralisé sur le réseau. Cette opération a consisté à multiplier les données des différents appareils par un coefficient constant déterminé à partir de l'appareil de référence.

— e_s, pression de vapeur d'eau saturante à la surface de l'eau des bacs, est obtenue en faisant la moyenne des valeurs de la pression de vapeur d'eau saturante correspondant aux températures de la surface de l'eau à 6 h T.U, et à 12 h T.U., valeurs qui sont proches respectivement du minimum et du maximum. L'unité de pression est ici le millibar.

— e_d est obtenue en faisant la moyenne des valeurs mesurées sous abri à 6 h T.U. et à 12 h T.U.

Les rapports $E/(e_s - e_d)$ sont alors calculés et confrontés avec u_{200}.

3.4.6.2 Résultats de la comparaison de $E/(e_s - e_d)$ et u_{200} pour les bacs enterrés

Cette comparaison fait apparaître, pour trois stations dont les vitesses de vent sont nettement différentes: Fort-Lamy (moyenne du vent $\neq$ 1,40 m/s) Bol-Dune ($\bar{u}_{200} \neq 2$ m/s) et Largeau ($\bar{u}_{200} \neq 2{,}80$ m/s), une relation linéaire tout à fait nette, telle qu'on peut écrire:

$$\underset{\text{mm/jour}}{E} = \underset{}{b} \; \underset{\text{m/s}}{u_{200}} \; \underset{\text{mb}}{(e_s - e_d)} \qquad \text{(fig. 30)}$$

Ici b est égal à 0,24 avec les unités indiquées.

Il s'agit pour ces trois stations de bacs enterrés de 1 m² sans anneau de garde, donc installés au milieu d'une surface de sol sans végétation; de tels bacs seront désignés sous le terme de bacs enterrés « sol nu » pour les distinguer des bacs situés au milieu d'un anneau de garde et qu'on appelle bacs enterrés « pelouse ».

Sur la même figure, on a porté les valeurs obtenues à Brazzaville pour un bac enterré « pelouse » ($\bar{u}_{200} \neq 1$ m/s) et l'on voit que les points représentatifs de ces valeurs se disposent également autour de la droite de régression.

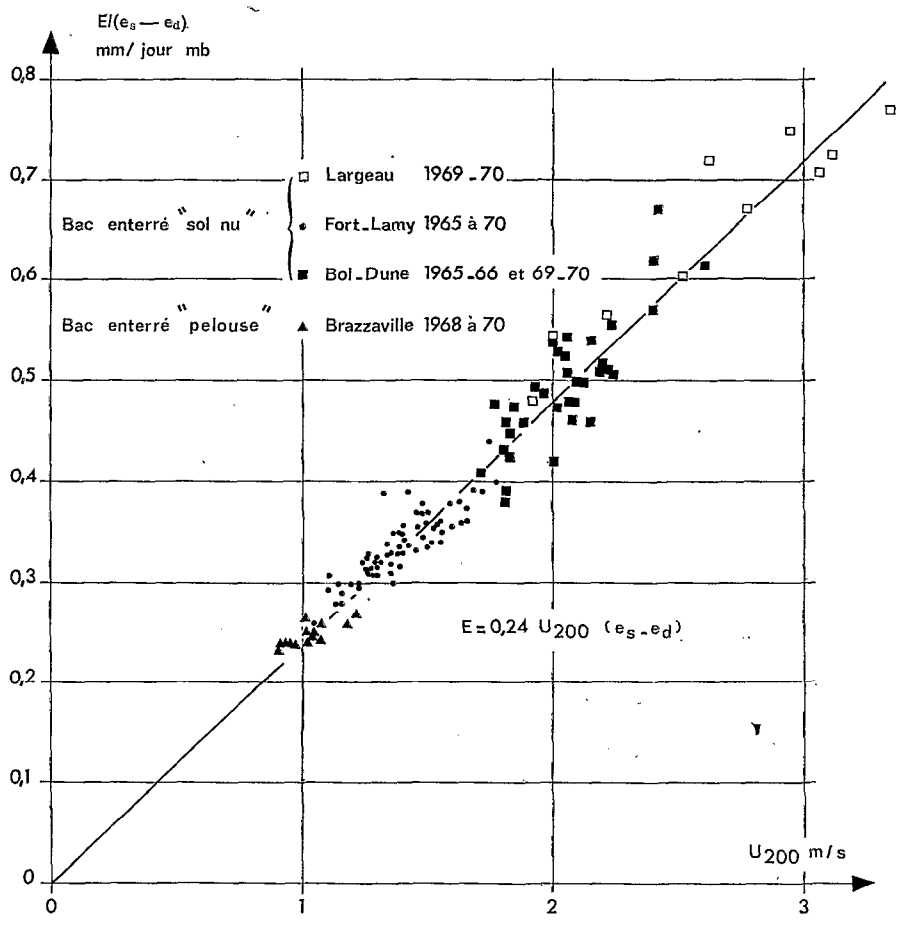


Figure 30
Comparaison du coefficient $E/(e_s - e_d)$ et de la vitesse du vent pour les bacs enterrés

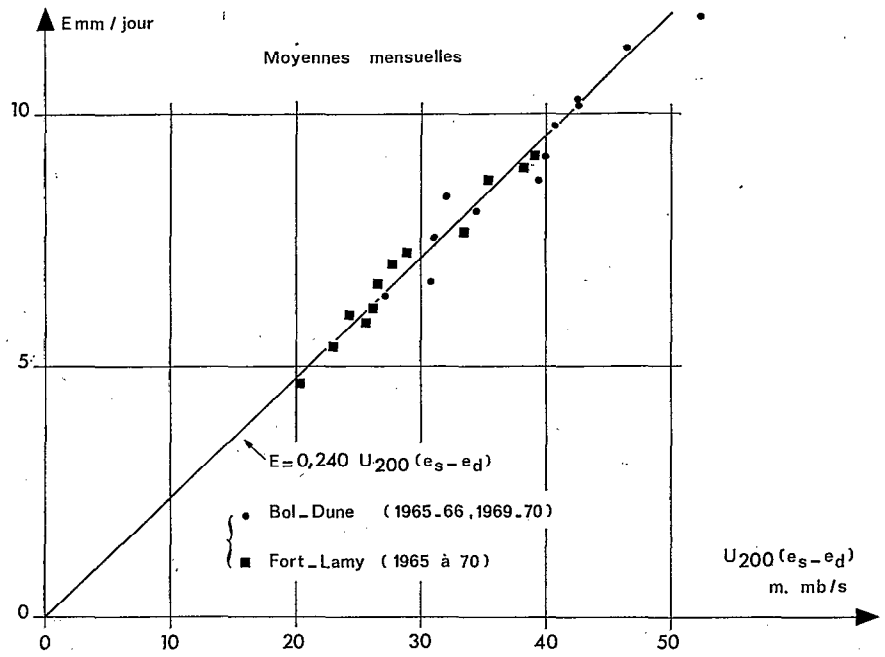


FIGURE 31
Loi de Dalton à Bol-Dune et Fort-Lamy. Bac enterré sol nu

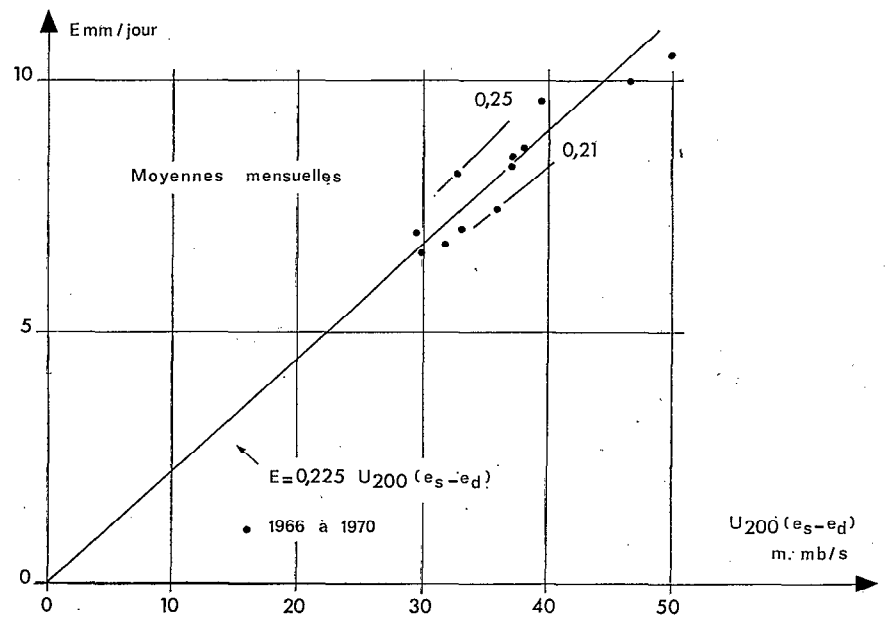


FIGURE 32
Loi de Dalton à Bol-Matafo. Bac enterré au sein d'une zone cultivée à ETR et rugosité variable

Les résultats montrent:

(1) La validité de l'équation de Dalton pour des bacs enterrés de 1 m² même sans anneau de garde;

(2) La constance du coefficient b pour les stations sahéliennes ou désertiques même quand la vitesse du vent y est différente;

(3) L'identité de ce coefficient avec celui qu'on obtient pour un bac enterré « pelouse » en zone équatoriale.

Nous verrons plus loin qu'il y aura lieu de nuancer ce dernier point. En première analyse, le modèle adopté dans le paragraphe précédent est validé par les résultats expérimentaux.

Dans l'exposé qui suit, on appliquera, aux mesures d'évaporation en bac des différentes stations, une loi de la forme $E = b\ u_{200}\ (e_s - e_d)$, et l'on étudiera de façon plus fine la variation de b au cours de l'année, aussi bien pour le bac enterré sol nu que pour le bac pelouse.

3.4.6.3 Application de la loi $E = b\ u_{200}\ (e_s - e_d)$ a quelques stations

La figure 31 représente les moyennes mensuelles interannuelles de l'évaporation d'un bac enterré sol nu en fonction des moyennes correspondantes du facteur $u_{200}\ (e_s - e_d)$ pour les stations sahéliennes de Fort-Lamy et Bol-Dune.

Le caractère linéaire de la relation a déjà été noté ainsi que l'équation de la droite de régression: $E = 0{,}24\ u_{200}\ (e_s - e_d)$.

Sur la figure suivante, ont été reportées les mêmes grandeurs pour la station de Bol-Matafo, également sahélienne, mais située au milieu d'une vaste zone de cultures. La dispersion est un peu plus grande et le coefficient b moyen (0,225) est pratiquement le même (plus petit de 6%) que précédemment. Il s'agit ici d'un bac enterré sol nu mais pour lequel la surface de sol nu, relativement petite (une centaine de m²) est entourée d'une grande aire de végétation intermittente et à niveau variable. La dispersion reste malgré cela assez faible (— 11% à — 7%); elle traduit la double variabilité de la zone environnante pour l'évapotranspiration et la rugosité (fig. 32).

Les figures suivantes représentent cette même fonction appliquée cette fois aux bacs enterrés dans la pelouse de Bangui, Brazzaville et Fort-Lamy (fig. 33 à 35). A Bangui et Brazzaville, la pelouse (400 m² au moins) reproduit pendant presque toute l'année les conditions climatiques de la région, tandis qu'à Fort-Lamy, ceci n'a lieu que pendant la saison des pluies: en saison sèche il s'agit d'un « anneau de garde » maintenue grâce à l'irrigation.

Les résultats confirment la validité de la loi de Dalton et les coefficients b ont ici pour valeurs:

— A Brazzaville b = 0,245.

— A Fort-Lamy b = 0,220.

— A Bangui, avec un anémomètre de référence placé à 1 m du sol:

$$b' = 0{,}306\ (E = 0{,}306\ u_{100}\ (e_s - e_d))$$

Ces coefficients sont proches de ceux qu'on a trouvés pour les bacs enterrés sol nu. On observe cependant quelques points s'écartant nettement de la droite de régression: février, mars à Bangui, août, septembre, octobre à Brazzaville (mois de saison sèche pour lesquels le coefficient b est plus petit). A Fort-Lamy, c'est par contre pendant la saison des pluies que ce coefficient est le plus faible. On peut faire apparaître ce dernier point en portant sur un diagramme le rapport b bac enterré pelouse/b bac enterré sol nu en fonction du temps. On voit alors une évolution très régulière de ce rapport qui passe par un maximum en janvier et décroît jusqu'en juillet-août (fig. 36). Les valeurs extrêmes de ce rapport sont 0,98 et 0,85 (moyenne 0,92). Cette évolution est en fait la résultante de deux facteurs qui sont d'une part la faible variation du coefficient b pour le bac enterré sol nu, d'autre part celle beaucoup plus marquée de b pour le bac pelouse (fig. 37).

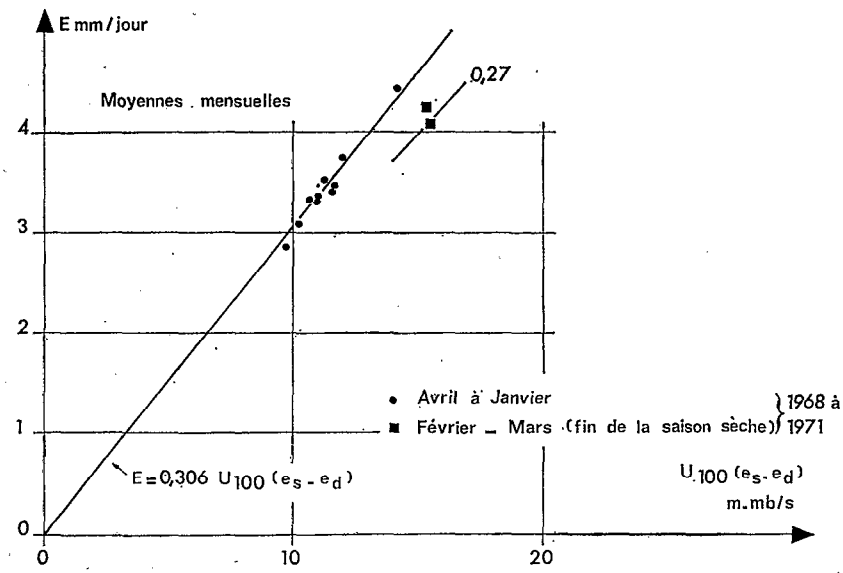


FIGURE 33
Loi de Dalton à Bangui. Bac enterré pelouse. Anémomètre à 1 m

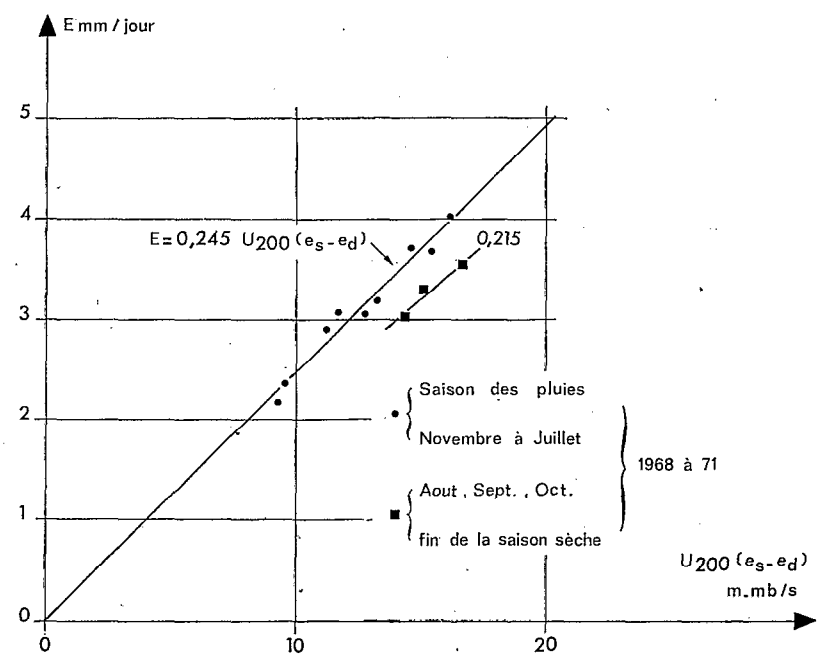


FIGURE 34
Loi de Dalton à Brazzaville. Bac enterré pelouse (moyennes mensuelles)

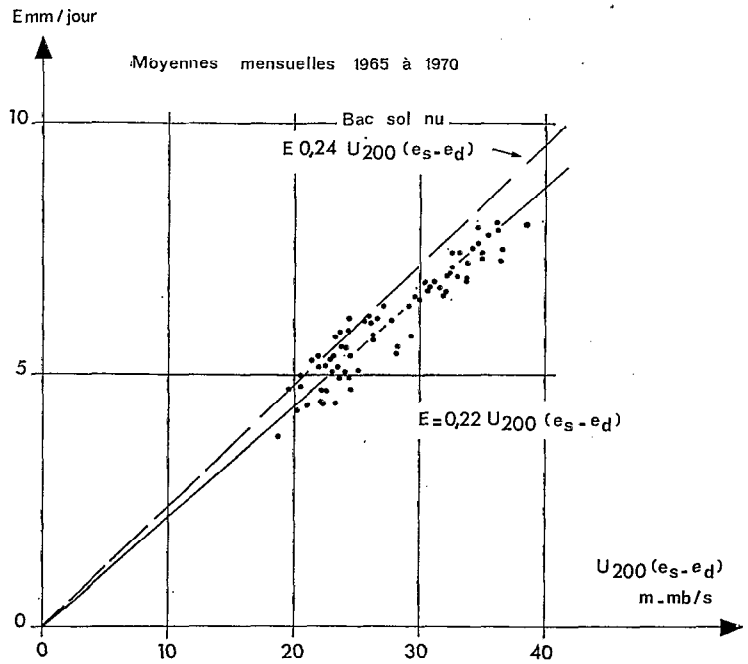


FIGURE 35
Loi de Dalton à Fort-Lamy. Bac enterré pelouse

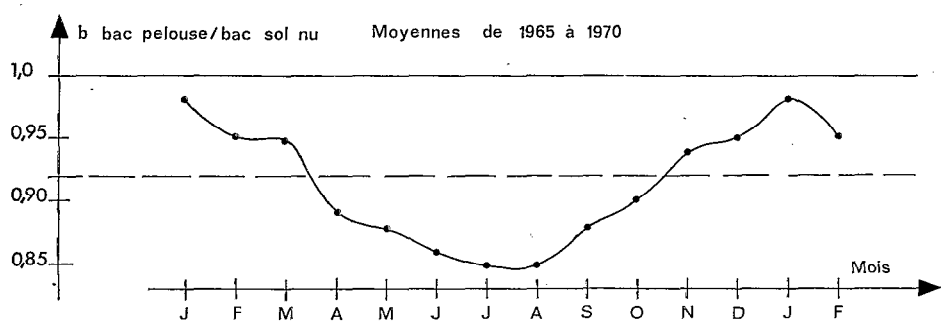


FIGURE 36
Evolution du rapport des coefficients de Dalton des bacs enterrés pelouse et sol nu à Fort-Lamy

L'ensemble de ces résultats fait donc apparaître pour les bacs pelouse une diminution systématique de b pendant la saison des pluies à Fort-Lamy et au contraire au moment où les effets de la saison sèche sont maximaux à Bangui et Brazzaville. La contradiction n'est en fait qu'apparente car un examen attentif des résultats met en évidence l'influence sur b non pas des conditions hydriques de la saison, mais de la vitesse du vent. Ceci apparaît très clairement à Fort-Lamy, où l'on voit (fig. 38) le coefficient b évoluer en sens inverse de la vitesse du vent, pour le bac enterré pelouse.

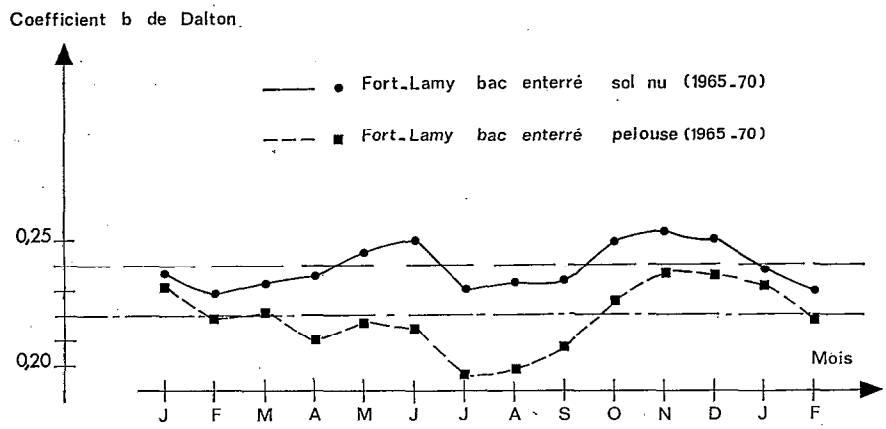


FIGURE 37
Evolution annuelle du coefficient de Dalton à Fort-Lamy

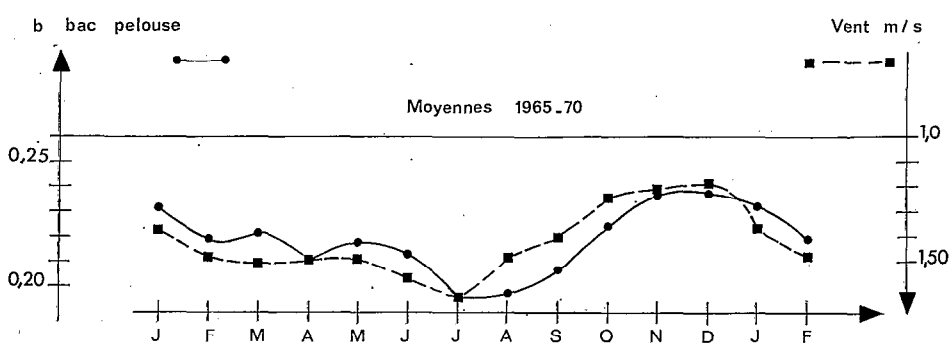


FIGURE 38
Coefficient de Dalton du bac enterré pelouse et vitesse du vent à Fort-Lamy

3.4.6.4 RELATION ENTRE LE COEFFICIENT DE DALTON b ET LA VITESSE DU VENT

En ce qui concerne les bacs enterrés sol nu en zone sèche les résultats précédents mettent l'accent sur la constance du coefficient b. Pour la préciser, on a porté la valeur de b en fonction de la vitesse du vent pour les trois stations de Largeau, Bol et Fort-Lamy, soit pour un intervalle de vent allant de 1,2 à plus de 3 m/s. Il n'apparaît pas d'effet notable (fig. 39).

Sur cette figure, comme sur celle qui suit, les points représentatifs de Fort-Lamy et Bol sont obtenus à partir de moyennes portant sur plusieurs années d'observation alors que pour Largeau nous ne disposions que d'une année incomplète. Ces dernières valeurs sont cependant intéressantes car elles correspondent à de fortes valeurs de la vitesse du vent.

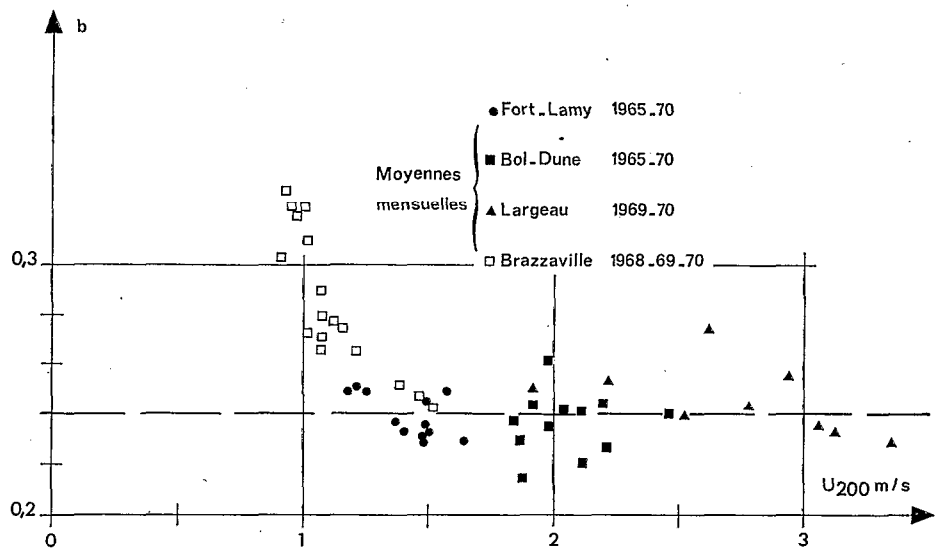


FIGURE 39
Coefficient b (coefficient de Dalton) et vitesse du vent pour les bacs enterrés « sol nu »

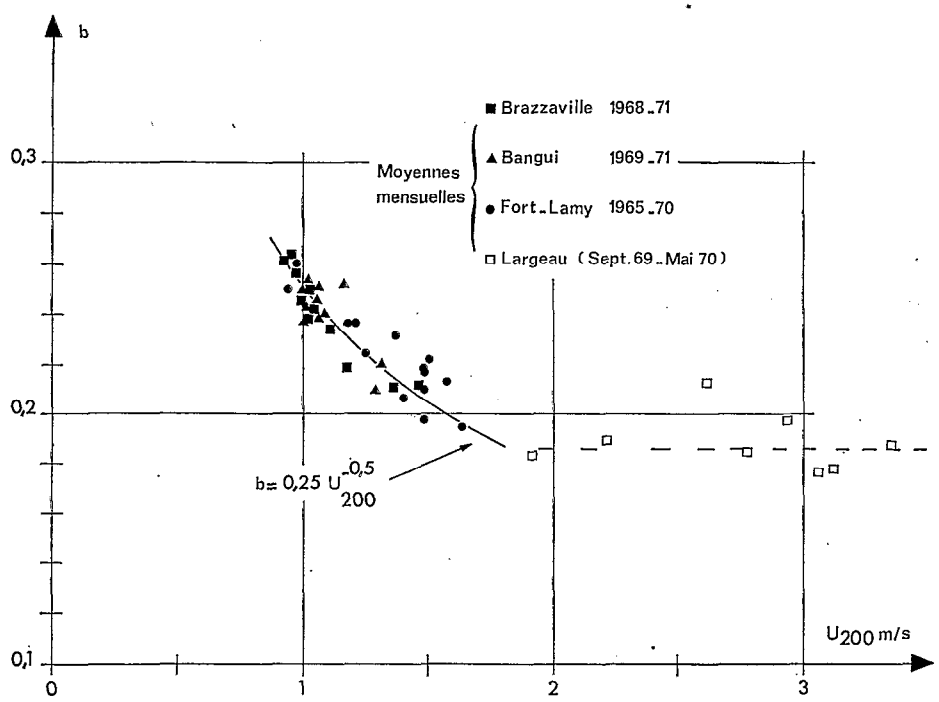


FIGURE 40
Coefficient b et vitesse du vent pour les bacs enterrés « pelouse »

Sur la même figure, on a porté les points correspondant aux valeurs obtenues à Brazzaville pour le bac enterré sol nu. Il s'agit ici d'un bac situé non pas comme en zone désertique ou sahélienne, au sein d'une surface représentant les conditions environnantes, mais placé au milieu d'une petite zone maintenue artificiellement sans végétation, alors que celle-ci est abondante tout autour. La bande de sol nu ainsi ménagée a environ 12 m de largeur, parallèlement à la direction dominante du vent.

Pour des vitesses de vent de l'ordre de 1,40 m/s, atteintes en fin de saison sèche, on retrouve pour b une valeur de 0,24. Par contre, il y a une variation rapide de ce coefficient quand le vent tombe en dessous de 1,20 m/s.

Ce diagramme ne permet donc pas de conclusion définitive: on observe un coefficient constant en zone sèche mais pour des vitesses du vent supérieures à 1,20 m/s; Brazzaville, où le vent est en général inférieur à 1,20 m/s, on observe une augmentation de b quand le vent diminue, mais il s'agit ici d'un bac placé dans des conditions différentes.

3.4.6.4.1 *Variation de b dans le cas du bac enterré pelouse*

La figure représentant les résultats de quatre stations met en évidence, de façon nette, la décroissance de b quand le vent augmente. Cette décroissance est d'abord rapide puis la valeur de b semble se stabiliser plus ou moins quand la vitesse du vent atteint et dépasse 2 m/s (fig. 40).

Entre 0,9 et 1,8 m/s, on peut ajuster aux points figuratifs une courbe d'équation $b = 0{,}25\ u_{200}^{-0{,}5}$

Il y a deux remarques à faire à propos de cette figure:

(1) Une remarque déjà faite à propos des données de Largeau qui ne se rapportent qu'à une année incomplète de mesures;

(2) Les points de Bangui ont été portés sur ce graphique grâce à un changement de variable:

$$b_1' \rightarrow b$$
$$u_{100} \rightarrow u_{200}$$

Pour cela, on a considéré qu'on pouvait passer de u_{100} à u_{200} par un facteur k tel qu'on ait $u_{200} = ku_{100}$.

On a: $b_1' = 0{,}28\ u_{100}^{-0{,}5}$ d'où $0{,}25 = 0{,}28/k^{0{,}5}$

et $k = 1{,}25$

Dans l'intervalle de vent $0{,}9 \leqslant u_{200} \leqslant 1{,}8$ m/s, on peut donc écrire:

$$E = 0{,}25\ u_{200}^{0{,}5}\ (e_s - e_d)$$
pelouse

Alors que pour $u_{200} > 1{,}2$ m/s, on a pour le bac sol nu:

$$E = 0{,}24\ u_{200}\ (e_s - e_d)$$
sol nu

Ces résultats peuvent expliquer les divergences relevées dans les travaux sur ce sujet, certains auteurs ayant proposé des formules du type:

$$E = bu^{0{,}5}\ (e_s - e_d)$$: TRABERT (1896), WAGNER (1931)

3.4.6.5 INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

Nous avions proposé précédemment d'appliquer à l'évaporation en bac la formule:

$$E = \rho\ k^2\ \delta\ \frac{m_z'\ u_{200}}{\mathrm{Log}\ \frac{200}{z_0}\ \mathrm{Log}\ \frac{z'}{z_0}}\ (e_s - e_d)$$

Cette formule, si elle correspond à la réalité, montre que le coefficient b dépend de deux paramètres: z' qui traduit la déformation du profil de pression de vapeur d'eau au-dessus du bac et dépend de la forme

de ce profil, c'est-à-dire de l'évaporation de la zone autour du bac et de l'importance de la surface évaporante, et z_0 qui dépend entre autres facteurs de la vitesse du vent.

Si la surface évaporante avait la même rugosité que la zone environnante, il n'y aurait pas de déformation de profil du vent au-dessus de cette surface et la formule précédente s'appliquerait sans difficulté. Ici, le bac introduit vis-à-vis du vent une double hétérogénéité, d'abord par la nappe d'eau beaucoup plus « lisse » que le sol ou la végétation et surtout par l'existence du rebord du bac qui constitue un petit brise-vent imperméable.

Dans la formule proposée, z_0 devrait en fait exprimer l'action de ces deux facteurs, mais la formule est obtenue en supposant que la rugosité de la surface évaporante est la même que celle de la zone environnante. On admettra donc que la présence du bac modifie peu le profil du vent, même assez près du sol (les résultats acquis par les chercheurs soviétiques montrent d'ailleurs la faible perturbation apportée par un bac enterré au profil du vent) (fig. 34). La hauteur z_0 dépend alors avant tout de l'état de la surface qui entoure le bac et c'est bien ce que les résultats expérimentaux ci-dessus semblent suggérer.

Cette hauteur est de l'ordre de 0,1 à 0,3 cm pour le sol nu alors qu'elle varie entre 1 et 5 cm pour de l'herbe suivant la hauteur de celle-ci, et bien sûr suivant la vitesse du vent.

Le fait que, pour la même vitesse du vent, le coefficient b soit plus petit pour le bac pelouse que pour le bac sol nu est sans doute dû à l'existence autour du premier de l'anneau de garde qui entraîne une valeur de z' supérieure à celle qu'il faudrait attribuer au même bac en sol nu, compensant la plus grande rugosité de la pelouse en zone humide [1].

La variation du coefficient b avec le vent, plus grande pour le bac pelouse que pour le bac en sol nu, peut être attribuée à l'action du vent sur la rugosité: une plus grande rugosité provoque pour une même variation relative de z_0 (ou de la vitesse du vent) une plus grande variation du coefficient de transfert qui varie comme l'inverse de $(\text{Log } 200/z_0)$ $(\text{Log } z'/z_0)$.

Ce qui est donc tout d'abord intéressant dans la formule proposée, c'est qu'elle fait apparaître les deux facteurs évoqués; d'une part l'importance de l'anneau de garde (ou de l'advection) que traduit z', d'autre part la vitesse du vent qui intervient sous la forme du paramètre z_0, Les résultats expérimentaux confirment bien l'importance de ces deux facteurs et c'est surtout le second qui semble d'ailleurs déterminant. Un autre résultat semble important: on voit qu'à Fort-Lamy notamment, pour des vents moyens (1,2 à 1,8 m/s), les coefficients b des deux bacs sol nu et pelouse sont très proches — 8% d'écart sur la moyenne interannuelle, réduit à 5% pour les mois de décembre à mars. Ce résultat avait été suggéré par la formule puisque la fonction $m_z'/\text{Log } z'/z_0$ variait très peu dès que z' dépassait 20 cm; c'est sans doute la rugosité des surfaces entourant les bacs qui est responsable de la valeur et des variations du coefficient de Dalton.

La formule proposée est donc compatible avec les résultats expérimentaux qu'on peut résumer de cette façon:

En zone sèche, où le vent est en général supérieur à 1,20 m/s, le coefficient b est pratiquement constant pour les bacs enterrés sol nu, et égal à 0,24 avec le type d'anémomètre utilisé ici, et l'on peut écrire:

$$E \text{ bac enterré, sol nu} = 0{,}24\ u_{200}\ (e_s - e_d)$$

En ce qui concerne les bacs enterrés pelouse, aussi bien en zone humide qu'en zone sèche au sein d'un anneau de garde, le coefficient b est relativement sensible au vent, surtout quand la vitesse de celui-ci est inférieure à 1,80 m/s, et il augmente de 30% quand cette vitesse passe de 1,80 à 0,90 m/s.

Pour des vitesses de vent comprises entre 1,10 et 1,40 m/s, les deux coefficients, celui du bac sol nu et celui du bac pelouse, sont très proches: c'est le cas en particulier de presque toute la saison sèche à Fort-Lamy.

---

[1] On ne peut utiliser la formule précédente qu'avec des profils de vent établis sur de grandes surfaces homogènes (sol nu en zone sèche, pelouse en zone humide...).

Ces constatations nous permettront, par la suite, d'utiliser, pour le calcul de la formule de PENMAN, une valeur de b constante et égale à 0,24.

3.5. UNE EXPRESSION DE L'ÉVAPORATION DES PETITES SURFACES

L'étude de l'évaporation des bacs nous a montré comment se posait le problème des petites surfaces évaporantes. La présence d'une petite nappe d'eau libre isolée au sein d'une grande surface qui en diffère par la température, l'albédo, la rugosité, l'évaporation, entraîne une petite perturbation très localisée du vent, des flux de chaleur et de vapeur d'eau, et du bilan radiatif. L'évaporation de la petite surface résulte alors, à la fois de ses caractéristiques propres et de celles de la surface environnante. Cet effet, appelé effet d'oasis dans un cas particulier, est en fait très général et pourrait être appelé « effet d'hétérogénéité »; il concerne toutes les mesures effectuées sur de petites surfaces évaporantes et récemment B. SEGUIN rappelait que la modification de l'émissivité de l'air au-dessus d'une « petite surface » pouvait, à une certaine échelle, n'être pas négligeable.

Pour tenir compte de l'effet d'hétérogénéité, nous avons proposé un modèle d'évaporation des petites surfaces relativement simple, évoqué dans un paragraphe précédent (3.4.5).

3.5.1 *Le flux de vapeur d'eau au-dessus d'une petite surface - rappels*

Les hypothèses admises dans le paragraphe (3.4.5) étaient les suivantes: une surface (s) de dimensions restreintes, se trouve au sein d'une grande surface homogène (S). Les caractéristiques de ces deux surfaces sont différentes, sauf en ce qui concerne la rugosité et (s) est soumise à une évaporation maximale. On admet alors que le flux de vapeur d'eau émis par (s) est conservatif jusqu'au niveau z et l'on peut poser:

$$E_s = \rho\, k^2\, \delta\, m_z \frac{u_{200}}{\mathrm{Log}\,\frac{200}{z_0}\,\mathrm{Log}\,\frac{z}{z_0}}\,(e_s - e_z)$$

Si la surface (s) est suffisamment grande pour que z soit égal au niveau où sont mesurées la température et la pression de vapeur d'eau sous abri, soit 200 cm on peut écrire:

$$E_{s200} = \rho\, k^2\, \delta\, m_{200} \frac{u_{200}}{\left(\mathrm{Log}\,\frac{200}{z_0}\right)^2}\,(e_s - e_d)$$

Quand (s) est plus petit que (s_{200}), z est inférieur à 200, et l'on a:

$$E_s/E_{s200} = \frac{m_z\,\mathrm{Log}\,\frac{200}{z_0}\,(e_s - e_z)}{m_{200}\,\mathrm{Log}\,\frac{z}{z_0}\,(e_s - e_d)}$$

soit, en introduisant λ défini dans (3.4.5):

$$E_s = \lambda\, \rho\, k^2\, \delta\, \frac{m_{200}\, u_{200}\,(e_s - e_d)}{\left(\mathrm{Log}\,\frac{200}{z_0}\right)^2}$$

λ étant le rapport des coefficients de Dalton pour les surfaces (s) et (s_{200}).

Cette dernière égalité peut être modifiée par l'introduction de:

$$F(z) = \frac{m_{200} \operatorname{Log} \frac{z}{z_0}}{m_z \operatorname{Log} \frac{200}{z_0}}$$

et devient:

$$E_s = \lambda F_{(z)} \rho k^2 \delta \frac{m_z u_{200} (e_s - e_d)}{\operatorname{Log} \frac{200}{z_0} \operatorname{Log} \frac{z}{z_0}}$$

3.5.2 *Le flux de chaleur au-dessus de la petite surface (s)*

L'hypothèse d'un flux conservatif, au-dessus de (s), jusqu'au niveau z, permet d'écrire pour le flux de chaleur:

$$C_s = \rho k^2 c_p \frac{u_{200} (\theta_0 - \theta_z)}{\operatorname{Log} \frac{200}{z_0} \operatorname{Log} \frac{z}{z_0}}$$

θ_0 étant la température au niveau z_0 et θ_z la température au niveau z.

L'introduction du paramètre m'_z tel que:

$$m'_z = \frac{\theta_z - \theta_0}{\theta_z - \theta_s}$$

transforme l'égalité précédente en:

$$C_s = \rho k^2 c_p \frac{m'_z u_{200} (\theta_s - \theta_z)}{\operatorname{Log} \frac{200}{z_0} \operatorname{Log} \frac{z}{z_0}}$$

Le paramètre m'_z a été mesuré par les auteurs russes déjà cités (KONSTANTINOV) dans les conditions décrites pour m_z introduit à propos des profils de pression de vapeur d'eau, et le résultat de ces mesures conduit à l'égalité:

$$m'_z = m_z$$

Au-dessus de (S), le flux de chaleur est conservatif jusqu'au niveau 200, car nous avons supposé que cette surface était de grandes dimensions et ce flux étant $C_{(S)}$ et la température au niveau 200, θ_a, on peut écrire:

$$C_S = \rho k^2 c_p \frac{m_{200} u_{200} (\theta_S - \theta_a)}{\left(\operatorname{Log} \frac{200}{z_0} \right)^2}$$

Si l'introduction de (s) au sein de (S) ne modifie que très peu la température au-dessus du niveau z, on peut admettre que la température à ce niveau de (S) est pratiquement θ_z et écrire:

$$C_S = \rho\, k^2\, c_p \frac{m_z\, u_{200}\, (\theta_S - \theta_z)}{\text{Log}\,\dfrac{200}{z_0}\ \text{Log}\,\dfrac{z}{z_0}}$$

Le rapport de ces deux expressions de C_S conduit à:

$$\frac{\theta_S - \theta_z}{\theta_S - \theta_a} = \frac{m_{200}\ \text{Log}\,\dfrac{z}{z_0}}{m_z\ \text{Log}\,\dfrac{200}{z_0}} = F_{(z)}$$

En écrivant:

$$\begin{aligned}\theta_S - \theta_z &= \theta_S - \theta_a + \theta_a - \theta_z \\ &= \theta_S - \theta_a + \theta_a - \theta_S + \theta_S - \theta_z\end{aligned}$$

on aboutit finalement à une expression de C_S de la forme:

$$C_S = \rho\, k^2\, c_p \frac{m_z\, u_{200}\, (\theta_S - \theta_a)\left[1 + \dfrac{\theta_S - \theta_a}{\theta_S - \theta_a}\,(F_{(z)} - 1)\right]}{\text{Log}\,\dfrac{200}{z_0}\ \text{Log}\,\dfrac{z}{z_0}}$$

3.5.3 *Rapport $C_s/\mathscr{L}\ E_s$ pour la petite surface*

Ce rapport, qui exprime la proportion de l'énergie fournie à l'atmosphère par rapport à celle qui est utilisée pour l'évaporation, est donc, avec les données précédentes, de la forme:

$$\beta_S = C_S/\mathscr{L}\ E_S = \frac{c_p\, (\theta_S - \theta_a)\left[1 + \dfrac{\theta_S - \theta_a}{\theta_S - \theta_a}\,(F_{(z)} - 1)\right]}{\delta\ \mathscr{L}\ (e_S - e_d)\ (\lambda\ F_{(z)})}$$

— $c_p/\delta\ \mathscr{L}$ est la constante psychrométrique γ.

— λ est le rapport des coefficients de Dalton, pour la surface (s) et la plus grande surface (s_{200}).

— $F_{(z)}$ est une fonction, dont nous avons déjà donné quelques valeurs auxquelles on peut ajouter ici la valeur limite prise quand $z \to z_0$.

$F_{(z)}$ représente en effet dans ce cas:

$$\frac{e_{s200} - e_0}{e_{s200} - e_d} = \frac{e_{s200} - e_d + e_d - e_0}{e_{s200} - e_d} = 1 - m_{200} = 0{,}50$$

REMARQUES

Si l'on fait $F_{(z)} = 1$, ce qui implique $\lambda = 1$, on retrouve le rapport de BOWEN.

Pour des valeurs de z qui ne sont pas trop petites tout en restant nettement inférieures à 200 cm, $F_{(z)}$ reste proche de 1; l'étude du coefficient de Dalton ayant montré que λ semblait varier avec la rugosité de (S), mais que pour des surfaces de même rugosité il restait proche de 1 même quand les surfaces (s) et (s_{200}) étaient de dimensions très différentes, on en déduit que β_S est peu différent du rapport de BOWEN, même si la surface (s) est très inférieure à (s_{200}); nous utiliserons plus tard ce résultat, quand nous aborderons le problème de la validité de la formule de PENMAN en zone sèche.

3.5.4 *Cas limite: effet de bord maximal*

Ce cas se produit quand $F_{(z)}$ prend la plus petite valeur possible, c'est-à-dire quand z tend vers z_o et $F_{(z)}$ tend vers 0,5. β_s devient alors:

$$\beta_s = \frac{\gamma\,(\theta_s - \theta_a)}{\lambda\,(e_s - e_d)} \left(2 - \frac{\theta_s - \theta_a}{\theta_s - \theta_a} \right)$$

Nous allons nous placer dans quelques cas dont certains sont tout à fait théoriques, pour voir comment se traduisent nos hypothèses.

— Si la région (S) a une évaporation nulle et un rayonnement net nul, il n'y a pas d'échanges convectifs entre (S) et l'atmosphère et le gradient thermique au-dessus de (S) est nul: $\theta_S = \theta_a$.

Le gradient de pression de vapeur d'eau est également nul et l'on a $e_o = e_d$ et

$$\frac{e_s - e_d}{e_s - e_o} = 1 = \frac{1}{\lambda\,F(z_o)} = \frac{2}{\lambda}$$

Finalement:

$$\beta_s = -1 = \gamma \frac{\theta_s - \theta_a}{e_s - e_d}$$

On retrouve l'équation psychrométrique classique.

— Si la région (S) a une évaporation nulle mais un rayonnement net non nul, ce qui est une hypothèse plus valable que la précédente:

$$\lambda = 2$$
$$\theta_S \neq \theta_a$$

$C_S = Q_S$ le rayonnement net étant entièrement dissipé par les échanges convectifs.

Le rapport $C_s/\mathscr{L}\,E_s$ devient:

$$\beta_s = \frac{\gamma}{2} \frac{2\,(\theta_s - \theta_a) - (\theta_S - \theta_a)}{e_s - e_d}$$

soit:

$$\beta_s = \gamma \frac{\theta_s - \theta_a - 0{,}5\,(\theta_S - \theta_a)}{e_s - e_d}$$

Si nous utilisons les notations habituelles de la formule de PENMAN soit:

$$E_a = f_{(u)}\,(e_a - e_d)$$

ou

$$f_{(u)} = \rho\,k^2\,\delta \frac{m_{200}\,u_{200}}{\left(\mathrm{Log} \dfrac{200}{z_o} \right)^2}$$

$$\frac{e_a - e_s}{\theta_a - \theta_s} = \Delta_s^a$$

L'expression de β_s devient:

$$\beta_s = \frac{\gamma\,f_{(u)}\,(\theta_s - \theta_a) - 0{,}5\,\gamma\,f_{(u)}\,(\theta_S - \theta_a)}{f_{(u)}\,(e_s - e_d)}$$

Or $\mathscr{L}\gamma f_{(u)}(\theta_S - \theta_a)$ n'est autre que le flux de chaleur Q_S au-dessus de (S) et $f_{(u)}(e_s - e_d)$ représente la formule de Dalton pour une surface (s_{200}) de sorte qu'on a:

$$E_s = \lambda f_{(u)}(e_s - e_d) = 2 f_{(u)}(e_s - e_d)$$

Finalement:

$$\beta_s = \frac{-Q_S/\mathscr{L} + \frac{2\gamma}{\Delta_s^a}(E_s/2 - E_a)}{E_s}$$

Comme

$$\mathscr{L} E_s (1 + \beta_s) = Q_s$$

et

$$Q_s = Q_S + dQ$$

$$E_s = 2\frac{\Delta_s^a Q_s/\mathscr{L} + \gamma E_a}{\Delta_s^a + \gamma} - \frac{\Delta_s^a dQ/\mathscr{L}}{\Delta_s^a + \gamma}$$

Dans cette expression dQ peut être petit, si, par exemple, les surfaces (s) et (S) ont le même albédo, l'écart dQ étant alors dû principalement aux différences de température des deux surfaces; on voit alors que la surface (s), en se réduisant jusqu'à ce que l'énergie advective qu'elle reçoit soit maximale, tend à avoir une évaporation qui est double de celle de la surface de référence de PENMAN, c'est-à-dire d'une surface pour laquelle les flux de chaleur et de vapeur d'eau sont conservatifs jusqu'au niveau de l'abri.

Ce résultat est à rapprocher de celui obtenu par SUTTON et de l'analyse faite par R.J. BOUCHET qui, par d'autres procédés, parviennent à la même conclusion.

— Plaçons-nous enfin dans le cas d'une région (S) où les échanges convectifs sont petits devant les autres termes du bilan et où le rayonnement net représente donc pratiquement l'évapotranspiration E_S. L'égalité que cette hypothèse entraîne: $\theta_a = \theta_S$, a pour conséquence de modifier l'expression de β_s qui devient:

$$\beta_s = \frac{\gamma(\theta_s - \theta_a)}{F_{(z)}\lambda(e_s - e_d)}$$

et dans le cas examiné ici de l'effet de bord maximal:

$$\beta_s = \frac{2\gamma}{\lambda}\frac{\theta_s - \theta_a}{e_s - e_d}$$

Ce rapport est donc le rapport de BOWEN légèrement modifié par le remplacement de la constante psychrométrique γ par $2\gamma/\lambda$.

La formule de PENMAN adaptée à la surface (s) devient alors:

$$E_s = \frac{\Delta_s^a Q/\mathscr{L} + \frac{2\gamma}{\lambda}E_a}{\Delta_s^a + \frac{2\gamma}{\lambda}} \qquad \text{(en supposant } Q_s \not\# Q_S \not\# Q)$$

Dans l'hypothèse fondée sur l'étude du coefficient de DALTON $\lambda = 1$, cette expression devient simplement:

$$E_s = \frac{\Delta_s^a Q/\mathscr{L} + 2\gamma E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma}$$

Il est intéressant de comparer cette expression à l'évaporation d'un bac enterré de 1 m² en zone sèche, placé au milieu d'une zone de sol nu dont on sait que l'évaporation est pratiquement nulle. Un tel bac, par ses petites dimensions, ne doit pas être très éloigné de la surface (s) pour laquelle l'effet de bord est maximal. En toute rigueur, l'hypothèse de départ $\theta_s \neq \theta_a$ n'est pas valable ici, car les échanges convectifs entre le sol et l'atmosphère ne sont pas nuls. On admettra cependant que dans l'expression de β_s, $2 - \frac{\theta_s - \theta_a}{\theta_s - \theta_a}$ est peu différent de 2.

3.5.4.1 Vérification expérimentale

La comparaison évoquée ci-dessus a été effectuée à partir des données de la station de Bol-Dune pour laquelle nous disposions de longues séries de mesures (dix ans) d'évaporation et des facteurs du climat permettant le calcul de la formule de Penman. La série de mesures portait sur les années 1957 à 1966. Les résultats sont les suivants: en mm/jour.

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
$\frac{\Delta_s^a Q/\mathscr{L} + 2\gamma E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma}$	8,7	10,2	11,3	10,9	9,9	8,4	7,2	5,9	7,0	8,6	9,0	8,0
	Total annuel: 3 192 mm											
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
	Total annuel: 3 231 mm											

Ces résultats viennent confirmer l'intérêt de l'expression proposée pour l'évaporation des petites surfaces. Les résultats expérimentaux exposés ci-dessous iront dans le même sens.

3.5.5 *L'évaporation d'un grand réservoir estimée à partir des données d'un bac*

A partir de ces résultats et d'hypothèses simplificatrices, il est possible d'estimer l'évaporation d'une grande nappe d'eau. Si on néglige les variations du stock de chaleur interne, l'évaporation d'une telle nappe E_N peut en effet être calculée par la formule de Penman qui s'écrit alors:

$$E_N = \frac{\Delta_N^a Q/\mathscr{L} + \lambda_N \gamma E_a}{\Delta_N^a + \gamma}$$

λ_N est ici inférieur ou égal à 1 suivant la dimension de la nappe. On a vu, en effet, dans le paragraphe concernant la loi de Dalton, que le coefficient de Dalton diminuait quand la surface du réservoir augmentait. Par exemple, pour le lac Tchad, Bouchardeau a estimé le coefficient de Dalton moyen à 0,33, alors que pour le bac enterré de 1 m² il est de 0,56, soit une valeur de λ_N égale à 0,59.

On aurait alors, le rayonnement net étant supposé le même dans les deux cas:
pour le bac enterré:

$$E = \frac{\Delta_s^a Q/\mathscr{L} + 2\gamma E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma}$$

pour un grand réservoir:

$$E_N = \frac{\Delta_N^a Q/\mathscr{L} + 0{,}59\,\gamma E_a}{\Delta_N^a + \gamma}$$

d'où la relation suivante, en supposant $\Delta_N^a \neq \Delta_s^a$:

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

On obtient alors pour E_N en mm/mois:

J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
155	165	217	217	232	217	210	183	192	221	180	150	2 339 mm

Il est bien évident que rapprocher de telles valeurs calculées de l'évaporation réelle du lac Tchad est bien audacieux. On peut simplement remarquer que le total trouvé avec une valeur de λ_N qui reste imprécise est très proche de la valeur obtenue par le bilan hydrologique: 2 350 mm; l'écart entre E_s et E_N étant donc de l'ordre de grandeur des pertes par infiltration que les spécialistes pensent être de l'ordre de quelques pour cent de E_N. Comme cette dernière méthode ne peut fournir les valeurs mensuelles, les valeurs calculées peuvent servir de repères. Il est à noter également que le lac Tchad étant de faible profondeur (4 à 5 m en moyenne) son inertie thermique est faible, ce qui peut justifier en partie l'utilisation du procédé utilisé.

3.5.6 *Evaporation en bac et ETP*

On verra par la suite que l'ETP se met sous la forme:

$$ETP = f \frac{\Delta\, Q/\mathscr{L} + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

f représentant un « facteur de réduction » appliqué à l'évaporation d'une nappe d'eau de même dimension que la surface dont on mesure l'ETP. La combinaison de cette formule et de:

$$E = \frac{\Delta_s^a\, Q/\mathscr{L} + 2\gamma E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma}$$

permet d'éliminer Q et l'on en tire, en faisant $\Delta = \Delta_s^a$:

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

Cette opération suppose en fait que le rayonnement net est le même dans les deux cas, ce qui est inexact. Dans les hypothèses de départ, on a supposé que la température de la surface de la zone entourant le bac était égale à celle de l'air; en zone sèche, la température de l'eau du bac est nettement inférieure à celle de l'air, et il en est de même pour un gazon bien alimenté en eau. En zone humide, au contraire, ce gazon peut être considéré comme un échantillon représentatif de la surface environnante, et il y a alors une différence de température systématique entre le bac d'eau et le bac ETP (voir paragraphe 3.3.3: température de l'eau des bacs). En zone humide, par conséquent, où le terme en $Q/\mathscr{L}$ est plus grand que le terme en E_a (ce qui est l'inverse en zone sèche) une correction portant sur le rayonnement net doit être envisagée et la formule précédente corrigée serait:

$$ETP = f \frac{\Delta_s^a + 2\gamma}{\Delta_s^a + \gamma} \left(E - \frac{\gamma E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma} \right) + f \frac{\Delta_s^a\, dQ/\mathscr{L}}{\Delta_s^a + \gamma}$$

le terme dQ représentant la différence entre les rayonnements nets des deux surfaces soit:

$$dQ = 0{,}94\,\sigma\,(T_s^4 - T_a^4)$$

0,94 étant à peu près l'émissivité du couvert végétal et celle de l'eau.

En zone sèche, où le terme en E_a est grand devant le terme en $Q/\mathscr{L}$, et où les deux bacs — eau et ETP — sont tous deux à une température inférieure à celle de l'air, cette correction peut être négligée.

On peut remarquer par ailleurs que le terme:

$$f\,\frac{\Delta_s^a + 2\gamma}{\Delta_s^a + \gamma}$$

varie peu.

Dans la zone étudiée, Δ_s^a varie pratiquement entre 1,2 et 1,9 et f reste proche de 0,80, ce qui donne pour ce terme des valeurs extrêmes de 1,03 et 0,97. Il est donc possible, pour simplifier les calculs, d'écrire :

$$ETP \neq E - \frac{\gamma\,E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma}$$

au terme correctif près.

C'est sous cette dernière forme que la formule a été calculée à Fort-Lamy et comparée aux mesures. Cette comparaison a porté sur sept années consécutives (1964 à 1970). Le meilleur ajustement a été fait en modifiant très légèrement la formule qui devient:

$$ETP = 0{,}96\left[E - \frac{\gamma\,E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma}\right]$$

Ce léger terme correctif peut provenir du facteur f qui est en fait légèrement variable, du terme $(\Delta_s^a + 2\gamma)/(\Delta_s^a + \gamma)$ que nous avons considéré comme constant, d'une légère différence entre les rayonnements nets des deux bacs dont nous n'avons pas tenu compte ou plus simplement être dû au fait que les hypothèses dont dérive l'expression proposée pour E ne sont pas rigoureuses. Avec ce terme correctif, les résultants sont cependant tout à fait probants (fig. 41).

Les valeurs moyennes calculées et mesurées de 1964 à 1970 sont en effet, en mm/jour:

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
ETP calculée	4,32	5,33	6,25	6,65	6,54	5,60	4,62	3,77	4,35	5,24	5,14	4,24
	Année: 1 884 mm											
ETP mesurée	4,19	5,14	6,20	6,45	6,40	5,52	4,48	3,83	4,35	5,52	5,29	4,40
	Année: 1 876 mm											

Les valeurs annuelles totalisées sont:

	ETP calculée	*ETP mesurée*	*Ecart en %*
1964 (incomplète)	(1 351)	(1 392)	— 3,0
1965	1 927	1 895	+ 1,7
1966	1 855	1 819	+ 2,0
1967	1 872	1 894	— 1,2
1968	1 887	1 910	— 1,2
1969	1 891	1 812	+ 4,4
1970	1 915	1 962	— 2,4

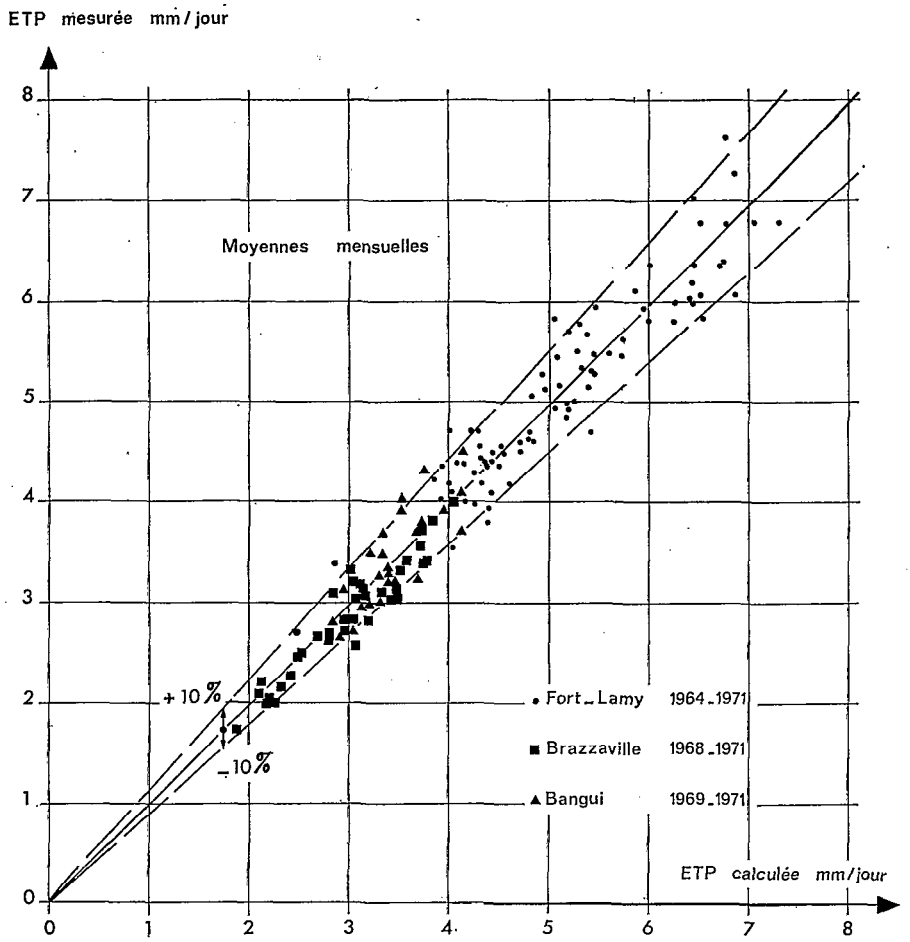


FIGURE 41
Comparaison de l'ETP mesurée et de l'ETP calculée à partir des données du bac enterré de 1 m

3.5.6.1 APPLICATION DE LA FORMULE A BANGUI ET BRAZZAVILLE

Dans la zone humide (où pendant la plus grande partie de l'année on peut admettre que toute la région évapore à l'ETP) les échanges convectifs entre le sol et l'atmosphère sont relativement faibles, et notre hypothèse de départ $\theta s \neq \theta_a$ est justifiée.

Si le bac n'échangeait pas de chaleur avec la zone environnante, c'est-à-dire si sa température était celle de l'air et donc pratiquement celle de la surface environnante, on aurait pour le bac $Q/\mathscr{L} = E_a = E$, et la formule

$$f \frac{\Delta_s^a + 2\gamma}{\Delta_s^a + \gamma} \left(E - \frac{\gamma E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma} \right)$$

serait alors équivalente à f.E.

Or ce n'est pas le cas; le rapport ETP/E est en fait variable et toujours supérieur à f qui reste proche de 0,80 alors que le rapport ETP/E est en moyenne supérieur à 0,90. Ceci peut être attribué au fait que

la température de l'eau du bac est, en saison humide, supérieure à celle de l'air; il y a donc entre le bac et la pelouse environnante des échanges de chaleur non négligeables, échanges dont la formule précédente tient compte: elle peut donc être utilisée pour être comparée aux valeurs d'ETP obtenues par la mesure. Il faut cependant faire intervenir ici la correction portant sur le rayonnement net que nous avons mentionnée précédemment. La formule complète est donc:

$$ETP = f\frac{\Delta_s^a + 2\gamma}{\Delta_s^a + \gamma}\left(E - \frac{\gamma E_a}{\Delta_s^a + 2\gamma}\right) + \frac{0{,}94\, f\, \Delta_s^a}{\Delta_s^a + \gamma}(\sigma T_s^4 - \sigma T_a^4)$$

Pour simplifier les calculs, on peut ne pas tenir compte de cette dernière correction qui est de l'ordre de 0,3 mm. La comparaison entre cette formule et les mesures d'ETP a été faite à Bangui et à Brazzaville.

3.5.6.1.1 *Résultats de Brazzaville* (fig. 41)

L'ETP a été calculée avec et sans la correction mentionnée précédemment, les résultats sont les suivants (mm/jour — moyenne 1968 à 1971):

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
ETP calculée sans correction	2,78	3,24	3,49	3,29	2,60	2,05	1,86	2,50	2,92	2,80	2,94	2,58	1 005
ETP mesurée	2,79	3,29	3,75	3,52	2,80	2,11	2,03	2,67	3,24	3,15	3,06	2,80	1 070
ETP calculée avec correction	3,12	3,62	3,89	3,66	2,91	2,31	2,07	2,69	3,08	3,04	3,29	2,91	1 111

Les valeurs annuelles sont les suivantes:

	ETP calculée par la formule complète	*ETP mesurée*
1968	(779)	(772)
1969	1 134	1 080
1970	1 082	1 087
1971	(740)	(675)

(...) totaux ne portant pas sur toute l'année.

On constate que les mesures sont comprises entre les valeurs calculées sans correction et les valeurs calculées avec le terme correctif. Avec les premières, l'écart moyen est de 6%, avec les secondes il est de — 4%. La correction paraît donc un peu forte, mais néanmoins les résultats sont ici aussi très satisfaisants.

3.5.6.1.2 *Résultats de Bangui* (fig. 41)

La comparaison des valeurs calculées (avec le terme correctif qui, ici également, n'est pas négligeable) avec les valeurs de l'ETP mesurée donne des résultats suivants (mm/jour — moyenne 1969 à 1971):

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
ETP calculée	2,92	3,36	3,81	4,18	3,77	3,43	2,94	3,13	3,36	3,43	3,43	3,05	1 243
ETP mesurée	2,90	3,75	4,12	4,33	3,80	3,26	2,77	2,85	3,19	3,25	3,10	2,97	1 225

Les résultats des totaux annuels sont:

	ETP calculée	*ETP mesurée*
1969	1 209	1 195
1970	1 260	1 237
1971	(667)	(682)

année incomplète

Ici encore, on constate un accord satisfaisant entre la formule et les résultats expérimentaux.

On note que l'écart maximal est enregistré au mois de février, soit à la fin de la saison sèche; à ce moment la formule sous-estime l'ETP. Ce résultat était prévisible, puisque le bac est placé au sein d'une pelouse qu'on maintient dans de bonnes conditions hydriques par l'irrigation. Les hypothèses de départ, c'est-à-dire la représentativité de la zone entourant le bac par rapport à la région environnante, ne sont plus alors respectées. La région, en fin de saison sèche, a une évapotranspiration réduite par rapport à l'ETP, ce qui n'est pas le cas de la pelouse irriguée où est situé le bac. On note à ce moment un écart relativement important entre les évaporations du bac « pelouse » et du bac sol nu.

	Bac pelouse	*Bac sol nu*
Février 1970	4,21	5,20
Février 1971	4,25	5,32

Si l'on prenait comme bac de référence ce dernier, on trouverait comme moyenne de février pour ETP calculée 4,16 mm/jour, soit une valeur par excès. Les conditions d'application de la formule sont en effet que le bac doit se trouver situé au sein d'une zone qui soit un échantillon valable de la « région » c'est-à-dire de l'espace qui influe sur les données sous abri. Ceci est à peu près le cas d'un bac sol nu en saison sèche, et d'un bac pelouse en zone humide, avec cette restriction que celle-ci ne doit pas être arrosée pendant la saison sèche qui est courte à Bangui et à Brazzaville, mais qui a un effet très notable sur l'évapotranspiration. Le fait que ce ne soit pas le cas, puisque le bac se trouve placé dans l'anneau de garde de l'évapotranspiromètre, maintenu constamment dans de bonnes conditions d'humidité du sol, explique les légers écarts constatés, comme celui de février à Bangui. Cependant, même avec cette réserve, les résultats de la comparaison sont très acceptables, puisque l'écart sur le total moyen annuel est inférieur à 1,5%.

3.5.7 *L'expérience du bac couvert*

Une expérience a été montée à Fort-Lamy pour apporter une autre vérification de l'analyse théorique qui précède. Cette expérience a consisté à mesurer pendant un certain temps l'évaporation d'un bac de 1 m² enterré en sol nu au-dessus duquel un écran interceptait le rayonnement global. Cet écran était constitué par une calotte de contre-plaqué peinte en blanc sur sa face extérieure et noir sur sa face interne, d'environ 3 m sur 3 m et située à 1 m de hauteur. Pour un tel bac, la formule se réduit à:

$$E = \frac{2\,\gamma\,E_a}{\Delta_s^a + 2\,\gamma} + \frac{\Delta_s^a}{\Delta_s^a + 2\,\gamma}\,(\sigma\,T_a^4 - \sigma\,T_s^4)$$

Le rayonnement net se réduit en effet à la différence entre le rayonnement thermique de l'écran vers le bac, qu'on peut estimer comme très proche de σT_a^4 (la température de la face intérieure de l'écran devant être très proche de celle de l'air) et le rayonnement thermique de la surface de l'eau.

Avant l'expérience proprement dite le bac devant servir à l'expérience avait été comparé sans l'écran avec le bac de référence, et après deux mois de comparaison, l'écart sur l'évaporation avait été trouvé insignifiant — voir le paragraphe: « précision et fidélité des mesures en bac ».

Les résultats mesurés après la mise en place de l'écran de 3 m sur 3 m, placé à 1 m de hauteur, étaient les suivants:

1966	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Bac couvert								1,62	2,07	3,49	4,52	4,57
Bac de référence								4,89	5,33	6,84	7,24	6,37
Rapport $\frac{\text{E bac couvert}}{\text{E bac réf.}}$								0,33	0,39	0,51	0,62	0,72
1967	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Bac de référence	6,16	7,75	9,00	8,90	9,30	7,90	5,58	4,10	4,73			
Bac couvert	4,26	5,35	6,31	6,24	5,47	4,43	2,27	1,17	1,48			
Rapport $\frac{\text{E bac couvert}}{\text{E bac référence}}$	0,69	0,69	0,70	0,70	0,59	0,56	0,41	0,29	0,31			

Ces chiffres font apparaître avec évidence la part prédominante d'énergie advective en saison sèche, puisque, de décembre à avril, le bac couvert évapore 70% de l'eau perdue par le bac sans écran, alors qu'en saison des pluies ce rapport tombe à 30%.

La comparaison des valeurs calculées par la formule citée et des mesures conduit aux résultats suivants (fig. 42):

1966	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*				
E bac couvert	1,62	2,07	3,49	4,52	4,57				
E calculée	1,53	2,00	3,09	4,17	3,91				
1967	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*
E bac couvert	4,26	5,35	6,31	6,24	5,47	4,93	2,27	1,17	1,48
E calculée	3,94	5,69	6,43	5,92	5,65	4,12	2,18	1,13	1,47

Total août 1966 à juillet 1967

E bac couvert	1 536 mm
E calculée	1 473 mm
Ecart $\frac{\text{E calculée} - \text{E bac couvert}}{\text{E bac couvert}}$ %	— 4,1%

On peut considérer à la vue de ces chiffres que l'expérience est en bon accord avec la théorie.

Il faut noter de plus que l'écran n'intercepte pas la totalité du rayonnement diffus et que la température de sa face interne peut être à une température légèrement supérieure à celle de l'air. La valeur calculée était donc à priori une valeur approchée par défaut. L'écart constaté est cependant petit.

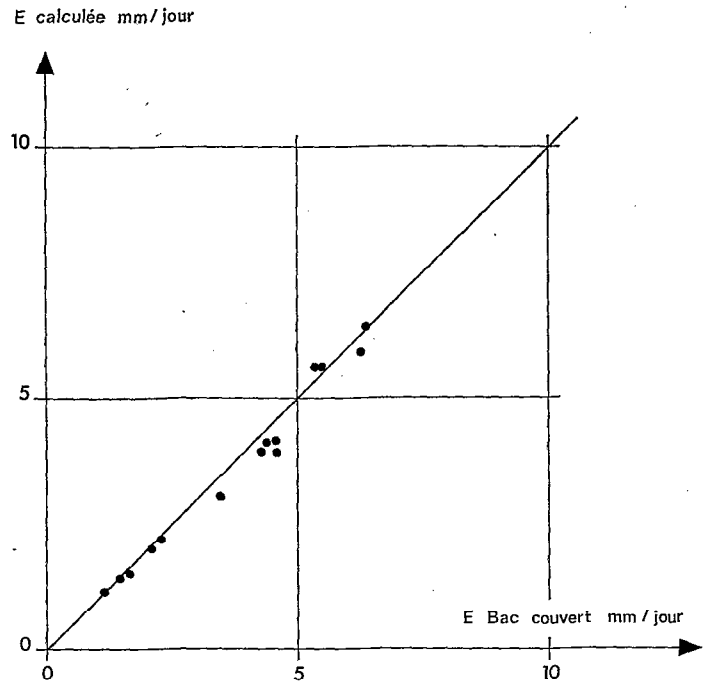


FIGURE 42
Comparaison de l'évaporation du bac couvert et de sa valeur calculée par la formule

$$E = \frac{2\gamma\, Ea}{\Delta + 2\gamma} + \frac{\Delta}{\Delta + 2\gamma}(\sigma\, T_a^4 - \sigma\, T_s^4)$$

On peut noter également que l'évaporation du Piche pouvant se mettre sous la forme approchée:

$$V = \frac{1}{\alpha}\frac{\gamma\, E_a}{\Delta_w^a + \gamma}$$

où α est un terme pratiquement constant, le rapport V/E bac couvert est, au terme correctif dû au rayonnement près:

$$V/E \text{ bac couvert} = \frac{1}{2\alpha}\frac{\Delta_s^a + 2\gamma}{\Delta_w^a + \gamma} \neq \frac{1}{2\alpha}\frac{\Delta_s^a + 2\gamma}{\Delta_s^a + \gamma}$$

Δ_s^a variant ici entre 1,2 et 1,8 environ, ce rapport varie entre $0{,}65/\alpha$ et $0{,}61/\alpha$ et reste donc pratiquement constant. C'est ce qui apparaît bien quand sur un graphique, on porte les valeurs correspondantes de E bac couvert et de V (fig. 43).

3.6. LA MÉTHODE COMBINÉE : BILAN D'ÉNERGIE

Cette méthode permet d'obtenir par la mesure le rapport de la chaleur sensible à la chaleur latente de l'évaporation, soit $C/\mathscr{L}\, E = \beta$.

Connaissant Q et S, chaleur cédée au sol, on en déduit E à partir de l'égalité:

$$\mathscr{L}\, E = (Q - S)/(1 + \beta)$$

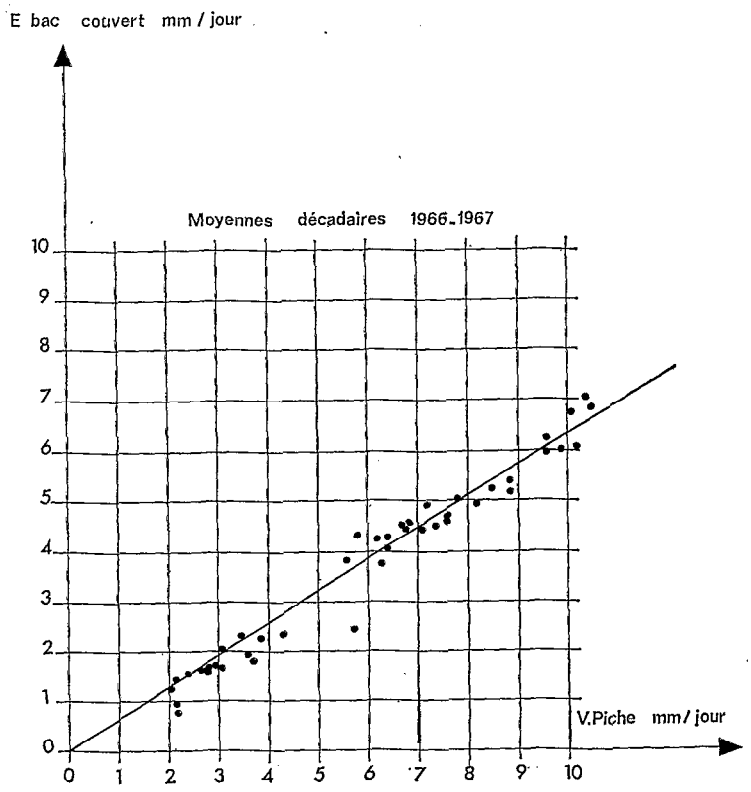


FIGURE 43
Comparaison de l'évaporation du bac couvert et de celle de Piche

La mesure consiste à obtenir, à plusieurs niveaux au-dessus de la surface évaporante, la température et la pression de vapeur d'eau. Si les flux sont conservatifs, on peut écrire entre deux niveaux z_1 et z_2 (voir paragraphe 1.2):

$$E = \delta \frac{e_1 - e_2}{\displaystyle\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{A_h}}$$

$$C = c_p \frac{\theta_1 - \theta_2}{\displaystyle\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{A_\theta}}$$

d'où en tire:

$$\beta = C/\mathscr{L}\, E = \frac{c_p}{\delta\, \mathscr{L}} \frac{\theta_1 - \theta_2}{e_1 - e_2} \left[\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{A_h} \Big/ \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{A_\theta} \right]$$

Une première difficulté consiste à évaluer le terme entre crochets. Dans des conditions d'équilibre de l'atmosphère, on admet que l'on a $A_h = A_\theta$ mais ceci n'est plus valable quand l'atmosphère est très instable. Les spécialistes ne sont cependant pas d'accord sur les valeurs à donner dans ce cas aux coefficients d'échange et il semble que dans de nombreux cas, on puisse admettre dans la pratique $A_h = A_\theta$.

Cette égalité admise, β prend la valeur:

$$\beta = \gamma \frac{\theta_1 - \theta_2}{e_1 - e_2}$$

La mesure porte sur les températures sèches et « mouillées » en général à deux niveaux bien choisis pour lesquels on a, θ_w étant la température du thermomètre « mouillé »:

$$e_1 = e_{w1} - \gamma (\theta_1 - \theta_{w1})$$

$$e_2 = e_{w2} - \gamma (\theta_2 - \theta_{w2})$$

$$e_1 - e_2 = e_{w1} - e_{w2} - \gamma (\theta_1 - \theta_2) + \gamma (\theta_{w1} - \theta_{w2})$$

On pose:

$$\Delta_w = \frac{e_{w1} - e_{w2}}{\theta_{w1} - \theta_{w2}}$$

ce qui donne:

$$e_1 - e_2 = (\Delta_w + \gamma) (\theta_{w1} - \theta_{w2}) - \gamma (\theta_1 - \theta_2)$$

$$1/(1 + \beta) = \frac{1}{1 + \gamma (\theta_1 - \theta_2)/[(\Delta_w + \gamma) (\theta_{w1} - \theta_{w2}) - \gamma (\theta_1 - \theta_2)]}$$

$$1/(1 + \beta) = 1 - \frac{\gamma}{\Delta_w + \gamma} \frac{\theta_1 - \theta_2}{\theta_{w1} - \theta_{w2}}$$

$$\mathscr{L}\, E = (Q - S) \left(1 - \frac{\gamma}{\Delta_w + \gamma} \frac{\theta_1 - \theta_2}{\theta_{w1} - \theta_{w2}} \right)$$

L'appareillage mis au point à Brazzaville avec la collaboration de R. CHARTIER consiste en thermocouples cuivre-constantan (force électromotrice = 38,7 μV par soudure) de différentes sensibilités (c'est-à-dire comportant un nombre plus ou moins grand de soudures) placés dans des tuyères dans lesquelles est maintenue une aspiration d'environ 2 m par seconde. Une telle aspiration ne perturbe la stratification de l'air que très près de l'entrée de la tuyère.

La différence $\theta_1 - \theta_2$ est mesurée directement par deux thermocouples montés en opposition, composés chacun de quatre soudures. Le même dispositif comprenant des soudures de thermocouples humidifiées en permanence permet d'obtenir $\theta_{w1} - \theta_{w2}$.

Deux thermocouples de deux soudures chacun, mesurent à un certain niveau, ici le niveau inférieur z_1, la température sèche et la température mouillée, leur soudure de référence est placée dans le sol à 1 m de profondeur et reste ainsi à la même température pendant une journée de mesures; cette température est obtenue grâce à un géothermomètre.

Enfin, la quantité de chaleur reçue par le sol est obtenue grâce à huit thermocouples dont les soudures de référence sont à 1 m de profondeur dans le sol, et les autres soudures aux profondeurs: 1, 3, 7,5, 15, 22,5, 30, 40 et 50 cm.

Les enregistreurs utilisés ici sont:

— Pour les gradients de température (sensibilité 0-2,5 mV sur une bande enregistreuse de 25 cm), θ_1 et θ_{w1} (même sensibilité) et les températures du sol aux différents niveaux (avec une sensibilité 0-1 mV), un potentiomètre Méci du type universel.

Un contacteur automatique permet de déclencher d'heure en heure la mesure de la température du sol, pendant un temps réduit à 12 minutes, ce qui évite de surcharger les diagrammes d'enregistrement et suffit au calcul de S.

— Pour la mesure du rayonnement net, l'enregistreur est un Méci Minipont relié à un bilanmètre de Middleton.

Les calculs sont effectués de la façon suivante: $\theta_1 - \theta_2$, $\theta_{w1} - \theta_{w2}$, θ_1 et θ_{w1} sont lus directement sur le diagramme d'enregistrement, mais l'abondance des points (chaque mesure a lieu toutes les douze secondes) nécessite de procéder par intégration graphique pour obtenir la moyenne de l'élément mesuré pendant un temps donné. Ce temps est déterminé par la variation de l'élément de manière à ce que la moyenne soit celle de valeurs relativement homogènes; en général, il est d'une heure.

S est calculé en considérant deux profils de température du sol séparée par une même durée que celle qui intervient pour le calcul de la moyenne des autres éléments. La surface comprise entre ces deux profils, multipliée par la chaleur spécifique du sol par unité de volume, conduit alors à une estimation de la quantité de chaleur reçue par le sol pendant le temps considéré. Cette estimation doit évidemment tenir compte de la teneur en eau du sol qui entre en ligne de compte dans le calcul de la chaleur spécifique.

Enfin Δ_w est obtenue à partir de tables donnant la pression de vapeur saturante pour une température donnée, en regard de la température:

$$\theta_{w1} - \frac{\theta_{w1} - \theta_{w2}}{2}$$

L'utilisation de quatre soudures pour les thermocouples permet d'obtenir les gradients de température avec la précision du 1/20e de degré; θ_1 et θ_{w1} sont obtenus au 1/10e près.

L'erreur commise sur le rayonnement net est difficile à évaluer par défaut d'une connaissance précise de la qualité de l'appareil, sur la précision duquel il y a peu de données sérieuses. L'utilisation de l'appareillage au-dessus d'une pelouse irriguée aboutit cependant à une estimation de l'évaporation conforme à celle qu'on obtient par les évapotranspiromètres.

Les difficultés d'application de la méthode sont essentiellement:

(1) *Le choix des niveaux de référence.*

Pour augmenter la précision sur la mesure des gradients, il y a en effet, intérêt à ce que ces gradients soient aussi grands que possible, c'est-à-dire que les niveaux soient nettement différents. Ceci implique, puisque les flux de chaleur et de vapeur d'eau doivent être conservatifs entre les deux niveaux, que la surface dont on veut obtenir l'évaporation soit grande; dans la pratique, il n'est pas toujours facile d'avoir de grandes surfaces *homogénes* vis-à-vis de l'évaporation. Il y a alors un compromis à trouver entre deux exigences contradictoires: avoir des niveaux nettement différents et faire des mesures au-dessus d'une surface homogène. Certains expérimentateurs réalisent des mesures à trois niveaux (ou plus), ce qui permet un choix des niveaux de référence et améliore la précision. Pour permettre une utilisation plus souple de l'appareillage utilisé ici, les tuyères abritant les thermocouples peuvent se déplacer le long d'un bras qui peut pivoter autour d'un axe horizontal; ce montage permet de faire varier aisément les niveaux de référence et même de permuter les thermocouples 1 et 2 de manière à vérifier que la valeur absolue du gradient de température reste la même. La plupart des mesures ont été dans nos essais, effectuées aux niveaux de référence $z_1 = 15$ cm et $z_2 = 60$ cm (voir schéma de l'appareillage).

(2) *La mesure de* θ_w.

Il est évidemment indispensable d'avoir des thermocouples parfaitement humectés en permanence. Ceci ne peut être obtenu qu'avec un certain nombre de précautions. Une de celles-ci a consisté à humidifier l'élément sensible thermoélectrique sur une certaine longueur à partir de la soudure pour éviter l'existence d'un flux de chaleur parasite le long du fil conducteur constituant une source de chaleur non négligeable en l'absence de la précaution signalée.

(3) *La nécessité d'opérer avec une aspiration d'air* au niveau des thermocouples pour obtenir la température d'une masse d'air relativement importante, ce qui minimise les risques d'erreurs dues à une mau-

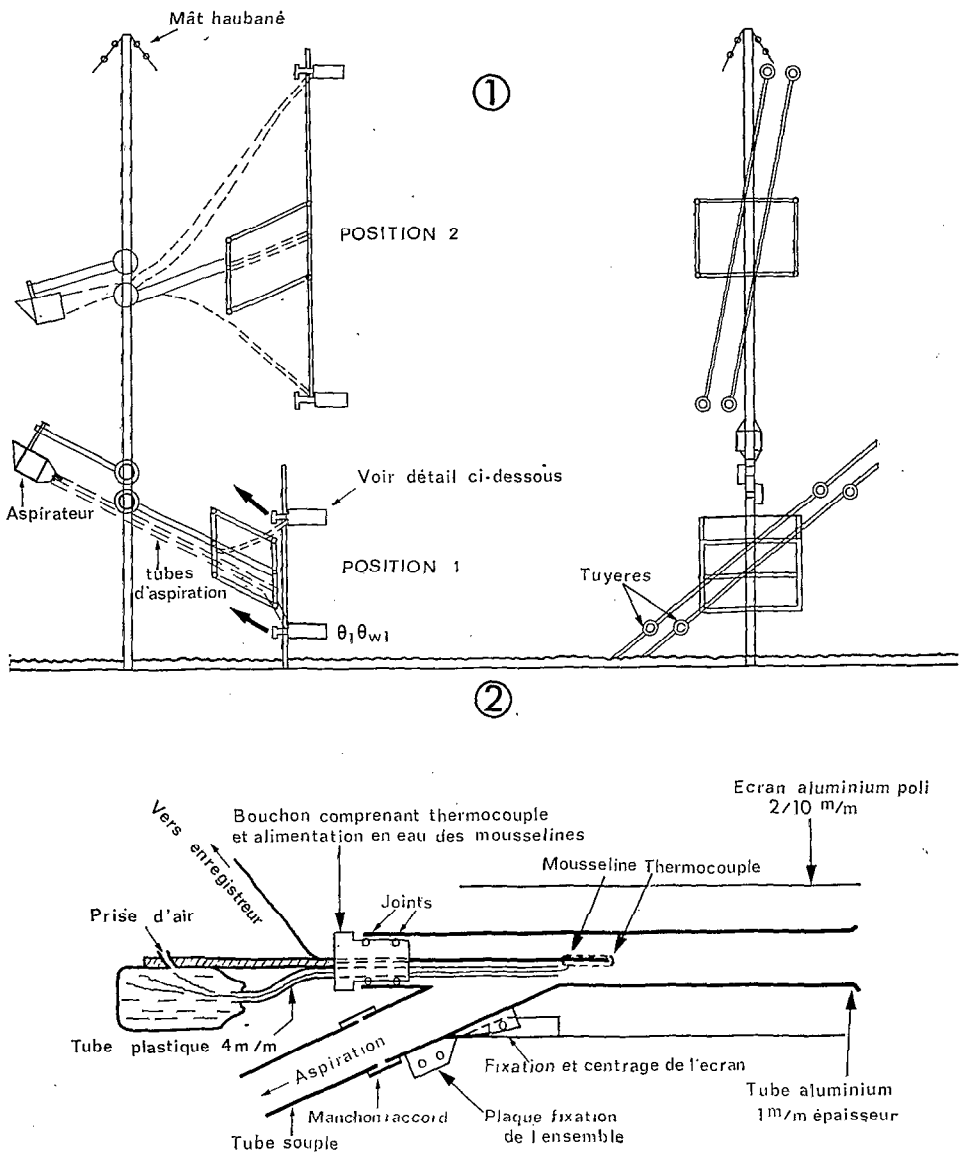


FIGURE 44
Dispositif de mesure des flux de chaleur et de vapeur d'eau

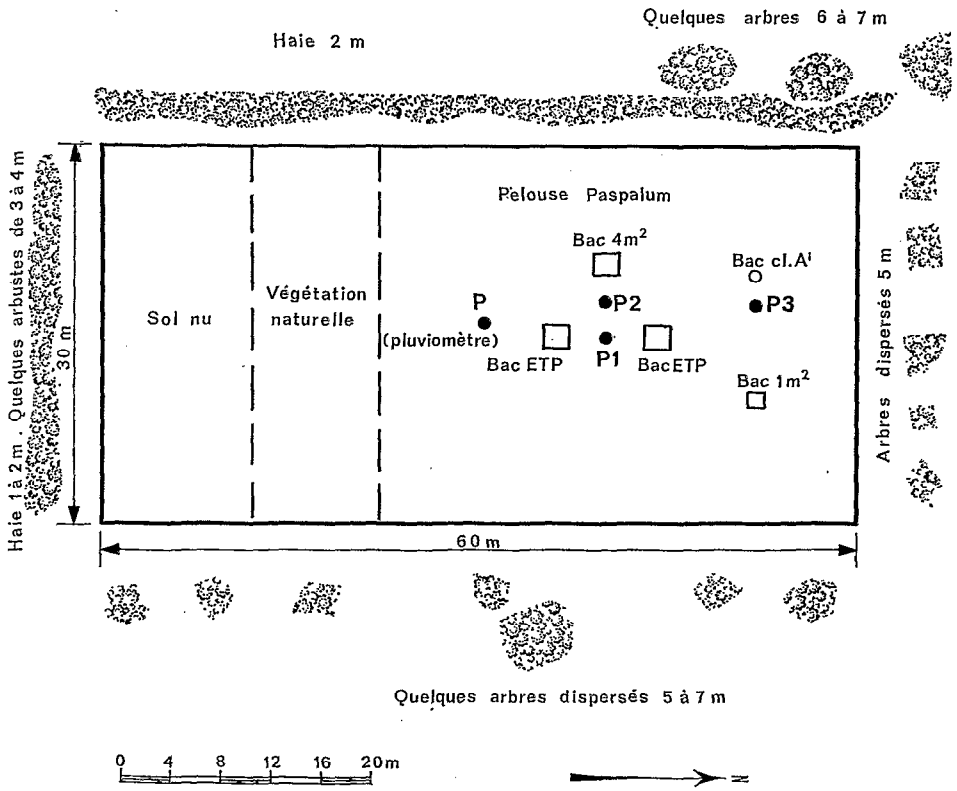


FIGURE 45
Implantation des pluviomètres et schéma du site de la station de Brazzaville

vaise représentativité de la petite masse d'air au sein de laquelle se trouvent placés les éléments sensibles de mesure. Les tuyères abritant les couples thermo-électriques sont notamment à double paroi et à fort albédo sur la face externe pour éviter un effet parasite du rayonnement solaire.

La mise en œuvre de l'aspiration entraîne une difficulté pratique: l'existence de nombreuses poussières dans le système de ventilation et sur le matériau humectant.

(4) *En l'absence de systèmes automatiques de calculs, ceux-ci sont longs et fastidieux.*

Les avantages de cette méthode sont cependant évidents:

— Souplesse d'emploi qui permet de déplacer l'appareillage sans difficulté (ce qui n'est pas le cas d'un lysimètre précis comme le lysimètre à pesée) et notamment en altitude, ce qui permet la mesure au-dessus d'un couvert tel que celui d'une forêt.

— Possibilité d'opérer pendant des intervalles de temps réduits et d'obtenir une analyse fine de l'évapotranspiration.

— Intérêt des mesures intermédiaires comme le rayonnement net ou le flux de chaleur du sol qui présentent un intérêt propre en dehors du calcul de l'évapotranspiration.

— Possibilité de mesures simplifiées, dans le cas de la comparaison entre deux couverts recevant des rayonnements nets sensiblement identiques et dont les évapotranspirations ne diffèrent que par le rapport de BOWEN. La seule connaissance de celui-ci suffit alors à comparer ces deux couverts.

Cette méthode a été appliquée à Brazzaville dans un cas précis: l'évapotranspiration d'une pelouse de paspalum identique à celle qui joue le rôle d'anneau de garde de l'évapotranspiromètre, pendant la saison sèche, c'est-à-dire pendant une période de près de quatre mois sans pluie, intervenant de façon brutale après une longue période où le couvert végétal dispose d'eau en quantité suffisante. L'arrêt total des pluies à un moment où, sans aucun doute, le couvert évapore à l'ETP, permet de suivre de façon nette l'évolution de l'évapotranspiration.

Il serait évidemment souhaitable de multiplier ce type de mesures en opérant sur des couverts variés et dans des conditions différentes. Les résultats expérimentaux qui seront mentionnés dans ce travail n'auront qu'une portée très limitée sur le plan de la connaissance de l'évapotranspiration dans la nature. Dans l'esprit de leur auteur, ils répondaient à une nécessité: la mise au point d'un outil permettant d'aborder de façon sérieuse le problème de l'évapotranspiration réelle. Les premiers résultats semblent par ailleurs suggérer une approche relativement simple du problème qu'il y aurait un intérêt évident à préciser.

3.7. LA PLUIE DANS LE BILAN D'EAU DES BACS

La pluie est un élément qui peut rendre difficiles les mesures d'évaporation. Quand elle dépasse une dizaine de millimètres, elle est en effet supérieure à l'évaporation et peut donc, si l'apport d'eau au bac est mal estimé, être responsable d'une erreur telle que la mesure devienne aberrante. Pendant la saison des pluies, en zone sahélienne, et toute l'année à l'Equateur, il est fréquent d'avoir plus de dix jours de pluie par mois — à Fort-Lamy, il y a en moyenne 30 jours où la pluie est supérieure à 5 mm pendant les mois de juin, juillet, août et septembre. Ecarter systématiquement les mesures effectuées les jours de pluie n'est donc pas une solution satisfaisante, et il est préférable d'évaluer l'eau « conservée » par le bac après une averse. Il vaut mieux parler d'eau conservée par le bac que de pluie reçue, ce qui reste dans le bac étant en fait la résultante de trois phénomènes: pluie reçue, eau entrant dans le bac après rebond à l'extérieur du bac, eau sortant du bac après rebond sur l'eau, ou par débordement, ou emportée par le vent.

Le pluviomètre standard a pour but d'évaluer le premier terme, mais il est placé à 1,50 m de hauteur. Il est donc nécessaire de placer d'autres pluviomètres près du sol, leur bague étant à la même hauteur que le rebord du bac considéré. Un tel pluviomètre risque évidemment de recevoir de l'eau par rebondissement des gouttes à l'extérieur et cela dans une proportion différente du bac. Pour éviter cela, les pluviomètres placés près du sol (0,10 m) pour évaluer ce qui arrive au bac enterré en sol nu sont entourés d'une fosse d'une trentaine de centimètres de profondeur mettant le pluviomètre hors d'atteinte des rebonds. Dans le cas des bacs pelouse, une telle fosse est moins nécessaire, l'herbe autour des bacs jouant le rôle d'amortisseur lors des chocs des gouttes de pluie, ce qui limite les rebonds. Dans ce cas, le pluviomètre est installé directement dans la pelouse.

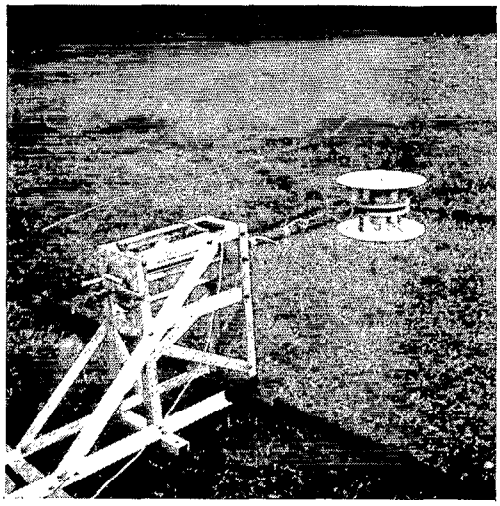
Deux études effectuées à Fort-Lamy et Brazzaville ont permis de préciser les quantités d'eau « effectives » ou qui résultaient d'une averse, dans l'évapotranspiromètre, les bacs enterrés (pelouse et sol nu) et le bac classe A.

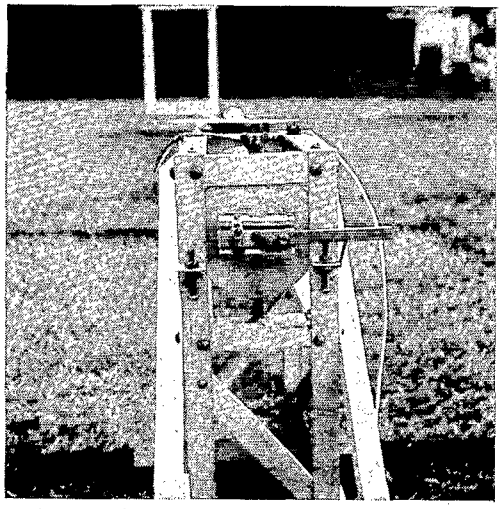
Cette étude comporte en fait deux aspects:

— la comparaison des pluviomètres entre eux.

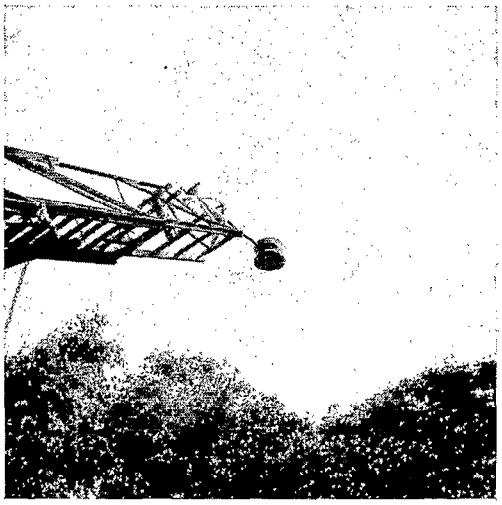
— la comparaison d'un pluviomètre pris comme appareil de référence avec le bac en tant que récepteur de pluie.

Le premier point a été l'objet d'un grand nombre de travaux et il est traditionnel d'affirmer qu'un pluviomètre placé près du sol reçoit plus d'eau que le pluviomètre standard par suite de la moindre turbulence. Ceci n'a, en fait, été vérifié que pour le pluviomètre placé dans la fosse (60 cm de diamètre) au milieu d'une parcelle de sol nu.

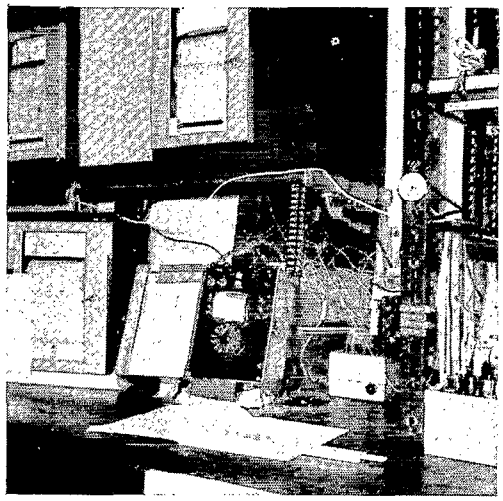




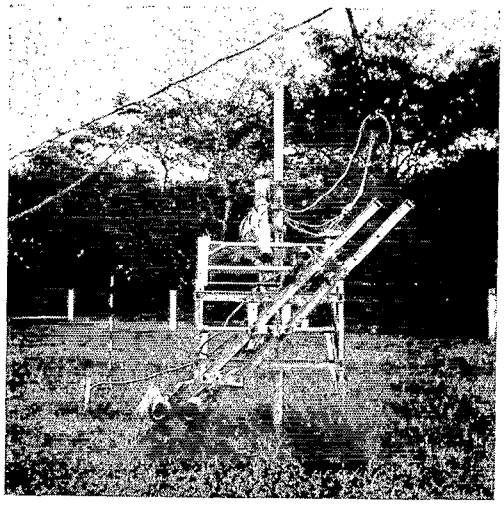
Appareil de mesure de l'albédo

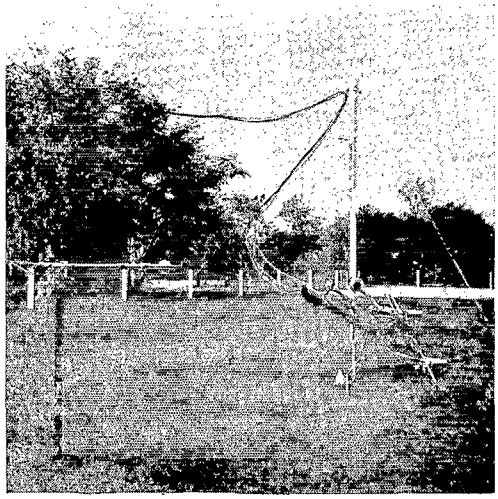


Mesure de l'albédo des arbres



Salle des enregistreurs





Mesure des flux de chaleur et de vapeur d'eau - bilanmètre

On a trouvé à Fort-Lamy pour la période 1966 à 1969:

Pluviomètres				
à 1,50 m	*à 0,10 m au-dessus de la pelouse*	*à 0,40 m niveau du bac classe A*		*à 0,10 m avec fosse dans la parcelle de sol nu*
P	P_1	P_2	P_3	P_4
2 009 mm	1 976 mm	1 973 mm	1 986 mm	2 037 mm

et à Brazzaville (voir figure 45):

	P	*P_1 (0,25 m)*	*P_2 (0,10 m) au-dessus de la pelouse*	*P_3 (0,40 m)*
Mai 1968 à avril 1970	2 701 mm	2 618 mm	2 626 mm	
Janvier 1969 à avril 1970	2 284 mm	2 213 mm	2 219 mm	2 272 mm

Pour les deux stations, les pluviomètres se classent donc, dans l'ordre croissant de pluie mesurée: P_1, P_2 (au sol, pelouse) — P_3 (0,40 m) — P (1,50 m) — P_4 (au sol, sol nu). Les écarts entre P_1 et P_2 sont négligeables. Par rapport au pluviomètre de référence P, on a les écarts suivants:

	Fort-Lamy	*Brazzaville*
P_1, P_2	— 1,7%	— 2,9%
P_3	— 1,2%	— 0,5%
P_4	+ 1,4%	—

Les écarts restent faibles, mais entre les pluviomètres au sol, on note un écart de 3,1% suivant leur installation.

L'étude de la pluie effectivement reçue par les bacs a pu être faite à Brazzaville, en utilisant une corrélation statistique entre l'évaporation des bacs et le rayonnement global. La plupart des averses ont lieu le soir ou la nuit et l'on peut donc considérer que les journées dont on mesure l'évaporation en tenant compte de ces averses sont des journées « normales » auxquelles on peut appliquer la même corrélation.

3.7.1 *L'évapotranspiromètre*

La corrélation entre le rayonnement global G et l'ETP établie sur deux ans, se traduit par l'équation:

$$ETP = 0{,}45\ G$$

en exprimant ETP et G dans la même unité.

Les résultats sont les suivants:

Période de jours pluvieux consécutifs Octobre 1969 à avril 1970	*ETP mesurée **		*ETP calculée* Σ *0,45 G*
	ETP1 Cynodon	*ETP2 Paspalum*	
67 jours Pluie tombée: 1/2 ($P_1 + P_2$) = 880 mm	225 mm	231 mm	226 mm

* La pluie étant évaluée par 1/2 ($P_1 + P_2$)

On voit donc que les pluviomètres « pelouse » expriment de façon satisfaisante la pluie reçue par l'évapotranspiromètre.

3.7.2 *Les bacs « pelouse » et le bac « classe A »*

En ce qui concerne les bacs « pelouse » c'est-à-dire le bac enterré de 1 m² et le bac de 4 m², (les évaporations étant pratiquement identiques) la relation statistique est à Brazzaville E = 0,465 G + 0,1 (à 5% près pour les évaporations mensuelles). On trouve, en prenant là encore comme pluviomètres de référence les deux pluviomètres P_1 et P_2 dont on fait la moyenne:

Nombre de jours considéré	*Pluie*	*Bac 1 m²*	*Bac 4 m²*	*Classe A **	*0,465 G + 0,1*
58	1 572 mm	252 mm	243 mm	321 mm	187 mm

* La pluie étant mesurée par P_3

L'écart entre les évaporations calculées et mesurées est ici de 35% pour le bac de 1m² et de 30% pour le bac de 4 m². Le rapport classe A/bac 1 m² est de 1,27 alors que sa valeur moyenne est de 1,11. Il faut cependant noter, que pour des mesures non continues, les erreurs d'ajustement du niveau des bacs à la pointe, s'ajoutent (alors que pour une série continue l'erreur relative diminue quand la série augmente), que d'autre part les importantes quantités d'eau à enlever des bacs après une averse incitent l'observateur à s'arrêter trop tôt, faisant ainsi une estimation par excès de E. Pour tenir compte de ce facteur, les évaporations des lendemains des jours de pluie ont été totalisées et comparées entre elles ainsi qu'aux valeurs calculées:

Nombre de jours	*Bac 1 m²*	*Bac 4 m²*	*Classe A*	*0,465 G + 0,1*
50	126 mm	136 mm	136 mm	145 mm

Ces résultats confirment la tendance mentionnée plus haut, en particulier pour le bac classe A où l'eau plus agitée rend les mesures difficiles. En corrigeant donc les mesures faites les jours de pluie de l'erreur par défaut commise le lendemain et en prenant pour le rapport classe A/bac 1 m² la valeur moyenne 1,11, on a:

Bac 1 m²	*Bac 4 m²*	*Classe A*	*0,465 + 0,1*
233 mm	234 mm	296 mm	187 mm

On constate donc que malgré la correction apportée l'évaporation apparente est nettement plus forte que prévue par le calcul et que cette augmentation est encore plus nette pour la classe A (classe A/bac 1 m² = 1,27).

BULTOT et DUPRIEZ font état d'une forte évaporation pendant les épisodes pluvieux, mais dans le cas présent ceux-ci ont lieu la nuit ou au coucher du soleil pour la majorité des averses et cette hypothèse ne peut expliquer l'importance des écarts constatés: 25% pour les bacs enterrés.

Il faut admettre que la pluie « effective » dans les bacs est inférieure à celle que mesurent les pluviomètres. Le coefficient réducteur à appliquer à la pluie serait de 0,97 (à partir de $(P_1 + P_2)/2$) pour les bacs enterrés.

3.7.3 *Le bac enterré en sol nu*

A Fort-Lamy, il est possible de comparer les hauteurs d'eau reçues effectivement par les bacs de 1 m² enterrés en pelouse et sol nu. Ces bacs sont situés à peu de distance et le pluviomètre P_2 à 0,40 m situé près du bac enterré en sol nu, donne des résultats qui ne diffèrent que de 0,5% de la pluie mesurée par les pluviomètres « pelouse ». On peut donc admettre que les pluies réelles aux deux points considérés sont les mêmes à une faible hauteur au-dessus du sol, et que les différences proviennent de phénomènes se passant très près du sol: remous causés par le rebord du bac ou rebonds des gouttes vers le bac ou hors de lui.

Les pluies ont été classées en deux catégories suivant qu'elles sont supérieures ou non à 5 mm et les résultats sont les suivants:

		$P \leqslant 5$ mm 1966 à 1970			
Mois	*Nombre de jours*	*$(P_1 + P_2)/2$ pluie au sol pelouse*	*P_4 pluie au sol sol nu*	*eau ajoutée au bac*	
				pelouse	*sol nu*
Juin	19	42,2	40,8	62,9	81,2
Juillet	21	46,8	45,3	47,0	60,8
Août	35	88,0	87,6	51,6	62,3
Septembre	23	45,4	43,8	51,6	61,8
Total	98	222,4	217,5	213,1	266,1

soit, en attribuant à chaque bac la hauteur de pluie qui lui correspond, des évaporations de:

	E pelouse		*E sol nu*	
	total	*mm/jour*	*total*	*mm/jour*
Juin	105	5,53	122	6,42
Juillet	94	4,46	106	5,05
Août	140	4,00	150	4,29
Septembre	97	4,21	106	4,60
Total	436	4,45	484	4,94

Pour ces pluies, on voit que les mesures au sol sont très proches et même que la pluie en P_4 est la plus faible, à l'inverse de ce qui se produit pour les pluies plus importantes. Pour celles-ci, on a, en effet:

Mois	*Nombre de jours*	*P > 5 mm 1966 à 1970* $(P_1 + P_2)/2$ *pluie au sol pelouse*	P_4 *pluie au sol sol nu*	*eau enlevée au bac* *pelouse*	*eau enlevée au bac* *sol nu*
Juin	20	275,8	293,4	162,8	154,7
Juillet	38	727,8	758,7	526,1	536,6
Août	41	932,4	954,0	758,4	777,3
Septembre	21	345,9	352,8	241,6	241,1
Total	120	2 281,9	2 358,9	1 688,9	1 709,7

soit, en attribuant à chaque bac la hauteur de pluie qui lui correspond, des évaporations de:

	E pelouse (1966-70)		*E sol nu (1966-70)*	
	total	*mm/jour*	*total*	*mm/jour*
Juin	119	5,65	139	6,93
Juillet	202	5,30	222	5,82
Août	174	4,25	177	4,32
Septembre	104	4,96	112	5,32
Total	593	4,95	650	5,40

On constate, d'une part que le pluviomètre sol nu reçoit 3,4% de plus que l'autre, d'autre part que le bac sol nu « reçoit » également nettement plus d'eau que le bac pelouse, puisqu'on sait (les mesures faites les jours sans pluie ou avec une pluie > 5 mm le montrent) que E pelouse est inférieure à E sol nu, alors que les quantités d'eau retirées du bac sol nu au moment de la mesure sont les plus grandes.

Si l'on considérait que les deux bacs reçoivent la même quantité d'eau pendant les averses, on constaterait que le bac sol nu évapore moins que le bac pelouse alors que le rapport E sol nu / E pelouse des jours sans pluie pendant cette même période est:

Mois	*Nombre de jours (1966 à 1970)*	*E pelouse* *total*	*E pelouse* *mm/jour*	*E sol nu* *total*	*E sol nu* *mm/jour*	*E sol nu / E pelouse*
Juin	111	672	6,05	834	7,50	1,24
Juillet	95	490	5,15	572	6,02	1,17
Août	79	337	4,27	377	4,77	1,12
Septembre	105	491	4,69	556	5,30	1,13

L'évolution du rapport E sol nu / E pelouse, qui diminue au cours de la saison des pluies, est due à la réduction de l'advection pour le bac sol nu dont la surface environnante tend à se comporter comme un anneau de garde lorsqu'elle est suffisamment humide. Si l'on considérait que ces chiffres sont encore valables les jours où il pleut on trouverait, en prenant pour les deux bacs le même pluviomètre de référence — par exemple, les pluviomètres au sol de la pelouse — des erreurs sur l'évaporation du bac sol nu dont le tableau ci-dessous donne les valeurs:

Juin	— 14%
Juillet	— 19%
Août	— 15%
Septembre	— 11%

Même avec la correction utilisée c'est-à-dire en prenant comme pluviomètre de référence un appareil plus significatif, il est possible qu'il y ait une erreur systématique sur l'évaporation. Les valeurs de l'évaporation apparente ont été rappelées dans le tableau suivant:

Mois	*E pelouse (1966 à 1970)*			*E sol nu (1966 à 1970)*		
	jours sans pluie	*P ⩽ 5 mm*	*P > 5 mm*	*jours sans pluie*	*P ⩽ 5 mm*	*P > 5 mm*
Juin	6,05	5,53	5,65	7,50	6,42	6,93
Juillet	5,15	4,46	5,30	6,02	5,05	5,82
Août	4,27	4,00	4,25	4,77	4,29	4,32
Septembre	4,69	4,21	4,96	5,30	4,60	5,32

Les rapports E sol nu / E pelouse sont:

	Jours sans pluie	*P ⩽ 5 mm*	*P > 5 mm*
Juin	1,24	1,16	1,23
Juillet	1,17	1,13	1,10
Août	1,12	1,07	1,02
Septembre	1,13	1,09	1,07

Si l'averse se produit pendant la journée, le type de temps qui l'accompagne et le fait que le sol autour du bac nu, bien humecté, évapore à l'ETP, peuvent entraîner des modifications de l'énergie advective et donc modifier le rapport E sol nu / E pelouse; mais souvent l'averse se produit alors que la plus grande partie de l'évaporation journalière est déjà réalisée et il est légitime de penser que la modification de ce rapport est due à des erreurs systématiques. Il a été montré à Brazzaville que l'évaporation du bac pelouse était surestimée car il recevait moins d'eau que le pluviomètre placé au sol à côté; il est également possible, comme le suggère le tableau des évaporations que E sol nu soit sous-estimée.

3.7.4 *Conclusions*

Les conclusions qu'on peut tirer de cette courte étude sont donc:

(1) Les pluviomètres au sol donnent des résultats différents suivant leur installation. Celui qui est placé dans la pelouse reçoit moins d'eau (2 à 3%) que le pluviomètre standard, alors que le pluviomètre placé dans une fosse anti-rebond dans la parcelle sol nu en reçoit davantage (1,5%) du moins quand les pluies sont supérieures à 5 mm.

Si l'on prend comme pluviomètre de référence celui qui est placé au sol dans la pelouse, on constate:

(2) Une bonne estimation de la pluie reçue par les évapotranspiromètres.

(3) Une surestimation de l'évaporation des bacs placés dans la pelouse.

(4) Une très nette sous-estimation de l'évaporation du bac enterré sol nu.

(5) Pour ce dernier, un pluviomètre placé à côté, dans une fosse, donne des résultats plus satisfaisants, mais il est possible que l'évaporation soit encore légèrement sous-estimée.

On voit donc la difficulté qu'il y a à évaluer la pluie effective des bacs et le peu de rigueur qu'il faut attendre de comparaisons de données de différents bacs pendant les épisodes pluvieux. Une solution consiste à enregistrer les variations du niveau de l'eau des bacs, mais le coût de l'appareillage est un obstacle à sa diffusion dans un réseau de mesures. Une solution approchée consiste donc à utiliser comme pluviomètre de référence un appareil installé dans des conditions adéquates en corrigeant si c'est nécessaire ses données et en éliminant les mesures d'évaporation aberrantes, qui peuvent se produire pour de fortes averses accompagnées d'un fort vent provoquant des débordements, particulièrement pour le bac classe A, plus sensible au vent et dont le rebord protecteur est moins haut.

Les causes de ces difficultés ont été évoquées au passage et peuvent être attribuées à des effets de turbulence différents suivant la hauteur des pluviomètres ou des bacs et la nature des surfaces autour de ceux-ci, ainsi qu'aux rebonds des gouttes de pluie après leur impact dans le bac ou à l'extérieur de celui-ci, rebonds qui dépendent également des effets de la turbulence et de la nature des surfaces. Pour le bac sol nu, par exemple, il est vraisemblable que le bilan — pluie reçue, rebonds hors du bac, rebonds vers le bac — comporte une valeur plus élevée de ce dernier terme que pour le bac pelouse où le couvert végétal atténue ces rebonds.

Il y a là, à côté d'autres hétérogénéités — advection, rugosité — un effet supplémentaire dû à la nature des surfaces entourant les bacs.

4

LES MÉTHODES INDIRECTES SERVANT A ESTIMER L'ÉVAPORATION

4.1. LA MÉTHODE DU BILAN HYDROLOGIQUE

Elle est rarement utilisée directement pour mesurer l'évapotranspiration. C'est plutôt une application des travaux des hydrologues qui, mesurant pluie et écoulement sur un bassin versant, en déduisent le terme pluie moins écoulement pendant une période donnée; ce terme représente alors la somme des pertes par infiltration profonde, de l'évapotranspiration et de la variation du stock d'eau dans le sol. Ce résultat est précieux car il permet d'obtenir à l'échelle d'un bassin versant (lequel peut avoir des dimensions très différentes) une valeur par excès, quelquefois très proche de l'évapotranspiration réelle. C'est la seule méthode qui permette d'avoir le résultat cherché à une très petite échelle.

Les nombreux travaux des hydrologues de l'ORSTOM peuvent donc trouver ici une application intéressante. Dans les circonstances où on peut considérer que les infiltrations profondes et la variation du stock sont peu importantes devant l'évapotranspiration, le résultat du bilan pluie-écoulement que les hydrologues appellent « déficit d'écoulement » est directement utilisable. Il faut pour cela que les bilans soient établis sur des périodes assez longues, en raison du retard de l'écoulement sur la pluie; c'est le cas notamment du bilan annuel qui permet d'évaluer l'évapotranspiration annuelle, apportant ainsi une vérification directe des autres procédés d'estimation de ce terme du bilan d'eau.

En zone forestière équatoriale, ce terme peut être comparé à l'ETP puisque les arbres se trouvent placés pratiquement toute l'année dans de bonnes conditions d'alimentation en eau. En zone sèche, le bilan du lac Tchad, on l'a vu précédemment, permet une estimation (au terme infiltration près) de l'évaporation d'une très grande nappe d'eau libre pratiquement unique sous cette latitude et à cette altitude.

4.2. L'ESTIMATION DE L'ÉVAPORATION A PARTIR DES ÉLÉMENTS DU CLIMAT

Les chercheurs belges travaillant au Zaïre ont été les promoteurs de l'application à l'évaporation de la méthode du bilan énergétique, et particulièrement de l'utilisation de la formule de PENMAN que nous analysons ci-dessous.

4.2.1 *La formule de Penman*

Seule parmi les multiples formules utilisant les données climatiques usuelles à se présenter sous une forme rationnelle, elle est très utilisée. Son succès justifié est dû à un certain nombre de particularités qui tiennent à son caractère hybride mi-rationnel mi-empirique.

Elle combine en effet deux facteurs: le rayonnement net Q, et un terme qui est l'évaporation fictive d'une nappe d'eau libre qui serait à la température de l'air E_a, sous la forme:

$$E = \frac{\Delta\, Q/\mathscr{L} + \gamma\, E_a}{\Delta + \gamma}$$

Le rayonnement net peut être évidemment mesuré, mais c'est rarement le cas et il est en général estimé par des formules empiriques dont il existe plusieurs types.

Le terme E_a est obtenu par la loi de DALTON, dont la fonction du vent est obtenue localement à partir des mesures en bac.

Enfin le passage de la formule donnant l'évaporation de l'eau au calcul de l'ETP se fait généralement en multipliant la valeur obtenue par un coefficient local lié à la saison considérée. Il y a donc la possibilité d'ajuster ces différents coefficients empiriques pour obtenir localement une estimation valable de l'ETP.

La formule de PENMAN doit donc finalement son succès à deux caractères contradictoires: son aspect rationnel qui rassure et ses coefficients empiriques qui lui donnent sa souplesse d'utilisation.

Un autre aspect, moins évident, peut expliquer aussi son succès. Le calcul de Q suppose que la surface évaporante qu'on étudie est à la température de l'air puisque le rayonnement thermique est assimilé à $\sigma\, T_a^4$. Cela implique, en fait, qu'il n'y a pas de pertes notables de chaleur par convection et l'on devrait donc avoir $E = Q/\mathscr{L} = E_a$. La formule de PENMAN calcule cependant à part Q et E_a et les combine tous deux. Cette façon de faire permet d'étendre le domaine d'application de la formule.

Dans ce qui suit, on analysera successivement les termes E_a et Q en montrant leur importance relative dans les zones étudiées puis on comparera les résultats obtenus par la formule de PENMAN aux mesures d'évaporation et d'ETP.

4.2.1.1 LA FONCTION E_a

On a vu, lors de l'étude de l'évaporimètre de Piche, que la formule de BOUCHET conduisait à une estimation de cette fonction destinée à évaluer l'ETP. En fait, on a montré que ceci n'était guère possible en zone sèche car le coefficient ETP/E_a y varie suivant le mois. A Brazzaville, la relation $ETP = f(E_a)$ n'est guère plus utilisable. La figure 46 montre la relation $ETP = f(E_a)$ pour ces deux stations, les valeurs d'ETP et de E_a étant les moyennes mensuelles interannuelles. E_a est obtenue à partir des approximations:

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

e_{ax} est la pression de vapeur d'eau saturante à la température maximale moyenne θ_x.

e_{an} correspond à la température minimale moyenne θ_n.

e_{d6} et e_{d12} sont les pressions de vapeur d'eau mesurées sous-abri à 6 h T.U. et 12 h T.U.

E_a est alors égale à: $0{,}24\, u_{200}\, (\bar{e}_a - \bar{e}_d)$.

Cette figure montre très nettement l'influence de la sécheresse et le rapport ETP/E_a peut être utilisé comme un indice du degré d'aridité. Vouloir, par contre, établir une relation simple entre ETP et E_a du type $ETP = E_a^n$ tel que certains auteurs l'ont tenté ne paraît guère réaliste. Ceci pourrait, à la rigueur, être fait dans des zones où un climat identique se maintient toute l'année, soit en pays très arides, soit

au contraire dans une zone très arrosée. A Fort-Lamy, on a en saison sèche ETP $\neq E_a^{0,74}$ mais cette relation n'est pas valable pour la saison sèche de Brazzaville. Comme on l'a vu en étudiant le Piche, le déficit de saturation ne traduit pas l'aridité de la région mais la sécheresse de la masse d'air dont on mesure les caractéristiques dans l'abri météorologique et, par suite du mouvement de cette masse d'air, il n'y a pas coïncidence entre l'évapotranspiration réelle de la zone étudiée et les propriétés de cette masse d'air. D'autre part, en zone humide les pertes par convection ne sont pas toujours négligeables et l'on ne peut pas considérer que le couvert est à la température de l'air en permanence; le rapport ETP/E_a traduit alors l'influence des échanges convectifs. Par ailleurs, la réaction du couvert végétal au vent ne peut être exprimée par une fonction aussi simple que la fonction f (u) de la fonction E_a.

Toutes ces considérations expliquent l'impossibilité de relier simplement les deux paramètres E_a et ETP, comme le montre le tableau suivant qui donne leurs valeurs pour les deux stations de Fort-Lamy et Brazzaville.

FORT-LAMY — *moyennes mensuelles 1964-1970 (en mm/jour)*

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
E_a	7,48	10,40	12,75	12,66	10,84	7,79	5,07	2,86	3,57	6,08	7,74	7,06
ETP	4,19	5,14	6,20	6,45	6,40	5,52	4,48	3,83	4,35	5,52	5,29	4,40

BRAZZAVILLE — *moyennes mensuelles 1968-1971 (en mm/jour)*

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
E_a	1,93	2,28	2,21	1,95	1,72	1,48	1,71	2,84	3,46	2,71	1,79	1,50
ETP	2,79	3,29	3,75	3,52	2,80	2,11	2,03	2,67	3,24	3,15	3,06	2,96

4.2.1.2 LE RAYONNEMENT NET

C'est le résultat du bilan radiatif qui s'établit à partir du rayonnement de courte longueur d'onde, ou rayonnement global, et du rayonnement thermique de grande longueur d'onde. Ces deux types de rayonnement sont estimés de façon différente et il est nécessaire de les étudier séparément. On étudiera donc tour à tour le rayonnement global et l'albédo, puis les rayonnements du sol et de l'atmosphère.

4.2.1.2.1 *Le rayonnement global*

On a vu précédemment comment il était mesuré dans les stations principales. Les appareils utilisés sont précis et aux prix d'une surveillance et d'un contrôle fréquent, la mesure ne pose pas de problème particulier. A Brazzaville, le pyranomètre de Bellani a été comparé à la pile de Kipp servant à la mesure systématique et les résultats ont montré que, sous ce type de climat, l'appareil à distillation donnait de bons résultats (fig. 47). M. ELDIN a trouvé également, à Abidjan, un bon accord entre les données de cet appareil et celles de la thermopile [1]. Bien qu'il n'ait pas été utilisé de manière systématique dans le réseau de mesures, le pyranomètre de Bellani peut être appelé à rendre des services, notamment pour des stations secondaires ou pour combler des lacunes lors de pannes de l'appareillage classique.

Le rayonnement diffus n'intervient pas directement dans le calcul de l'évaporation, mais sa connaissance est utile pour comprendre certaines particularités du rayonnement global et notamment ses relations avec la durée d'insolation. Le petit nombre de stations où le rayonnement global est mesuré a en effet pour conséquence la nécessité de calculer celui-ci pour les autres stations, calcul qui s'effectue par des formules empiriques basées sur la durée d'insolation.

La plus simple de ces formules s'écrit:

$$G = G_o (a + b\, s/s_o)$$

[1] Accord mis aussi en évidence par SCHUEPP (W.) au Zaïre.

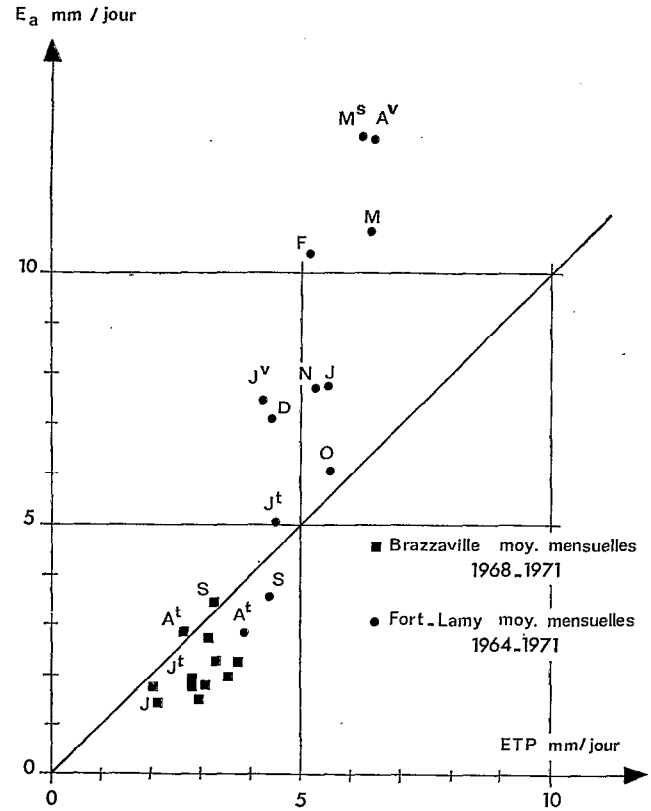


FIGURE 46
ETP et $E_a = f(u)(e_a - e_d)$ à Fort-Lamy et Brazzaville

où a et b sont des constantes, G_o le rayonnement solaire qui serait reçu à l'entrée de l'atmosphère sur une surface horizontale, s la durée d'insolation, s_o la durée du jour. Les constantes ont été données par GLOVER:

$$a = 0{,}29 \cos. \varphi$$

$$b = 0{,}52$$

φ est la latitude.

Pour TURC : $a = 0{,}18$ $b = 0{,}62$

et pour BLACK : $a = 0{,}23$ $b = 0{,}48$

Cette formule ne donne cependant pas de bons résultats dans toutes les stations et il est nécessaire, en général, de déterminer expérimentalement a et b. Pour cela il est évidemment indispensable de disposer de mesures de G; ce qui rend inutile la formule empirique. Cette dernière méthode peut cependant être utile pour des stations proches de la station où les coefficients sont déterminés ou pour des stations qui ont des rayonnements solaires comparables. Cette dernière notion est cependant bien imprécise et, en fait, l'on est jamais très sûr de la validité de coefficients déterminés à l'avance.

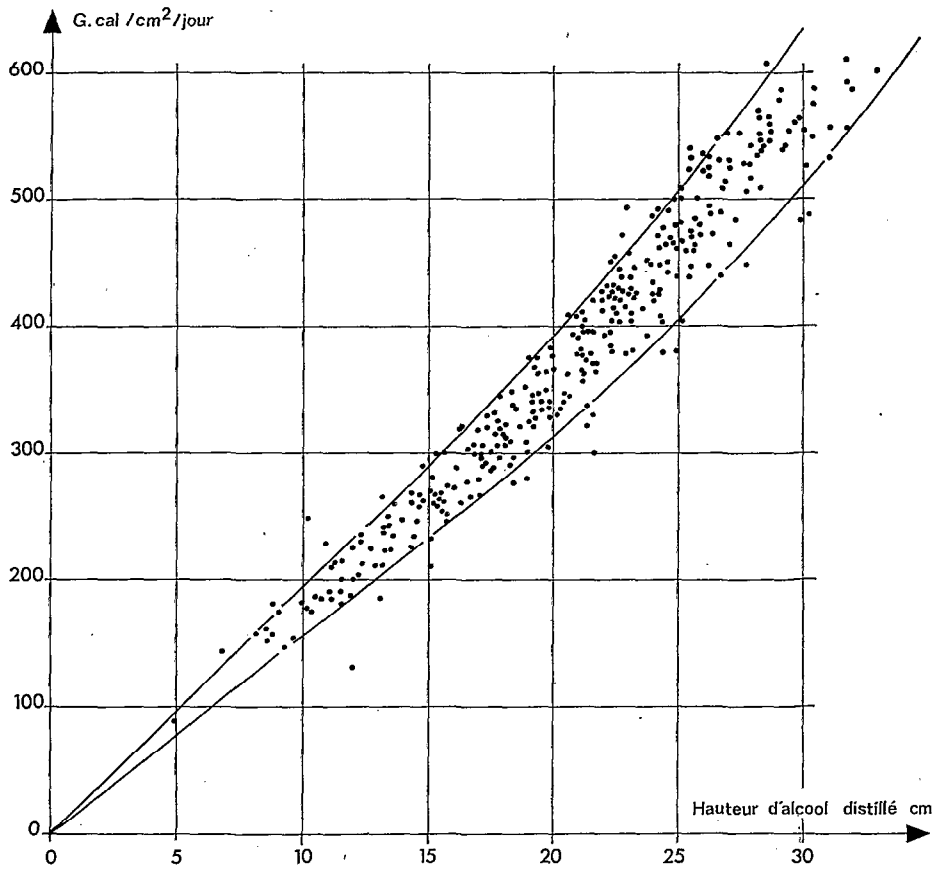


FIGURE 47
Rayonnement solaire global mesuré par une pile de Kipp
et hauteur d'alcool distillé dans le pyranomètre de Bellani (valeurs journalières)

Des formules plus fines ont été proposées, de la forme:

$$G = Gmax\,[a + (1 - a)\,s/s_0]$$

Ces formules supposent que l'on connaisse Gmax ce qui implique également qu'on fasse des mesures de G. On peut penser cependant que la détermination des valeurs de Gmax dans quelques stations et la connaissance dans ces stations des rapports $Gmax/G_0$ qui renseignent sur les anomalies régionales du rayonnement global, doivent permettre une extrapolation plus valable de la formule que l'utilisation étendue de la première formule citée. C'est une formule de ce type que nous avons utilisée pour estimer le rayonnement global de quelques stations du Congo à partir des résultats obtenus à Brazzaville.

A Brazzaville, une formule du premier type conduisait à une grande dispersion des résultats. A partir de cinq années de mesure de G et de s effectuées à Léopoldville (Kinshasa) station toute proche séparée de Brazzaville par le fleuve Congo, il a été possible de sélectionner mois par mois tous les jours où s était supérieur à 9 heures et les valeurs de G correspondantes soit s_1 et G_1. La droite de régression obtenue est alors:

$$G/G_1 = 0{,}34 + 0{,}76\ s/s_1 \qquad r = 0{,}95$$

La relation physiquement idéale serait évidemment telle que l'on ait une somme égale à 1 pour les deux constantes, somme qui est ici égale à 1,1. La sélection des jours à très faible insolation, inférieure à 0,9 heure et la moyenne mois par mois des valeurs de G correspondantes a permis de confirmer la valeur d'une des constantes puisqu'on a trouvé:

$$G \text{ minimum} / G_1 = 0{,}35$$

Les valeurs mensuelles étant comprises entre 0,31 et 0,38.

La formule a été ensuite rendue plus rationnelle en multipliant G_1 par 1,1 et en divisant les coefficients par le même nombre, ce qui conduit à:

$$G/G_2 = 0{,}31 + 0{,}69\ s/s_1$$

La somme des coefficients est alors égale à 1.

Il est enfin possible de ramener toutes les valeurs mensuelles de s_1, qui s'échelonnent entre 9,6 et 10,3, à une même valeur de 10 heures. Pour cela on écrit, en considérant les moyennes mensuelles interannuelles $\bar{s}$:

$$G_3/G_2 = (0{,}31 + 0{,}69\ \bar{s}/s_1)/(0{,}31 + 0{,}69\ \bar{s}/10)$$

et l'on est conduit à la formule définitive:

$$G/G_3 = 0{,}31 + 0{,}69\ s/10$$

Cette formule permet de calculer G à Brazzaville avec une précision supérieure à 5% dans 90% des cas (fig. 48).

Le rapport G_3/G_0 est intéressant car, comme on l'a écrit plus haut, il traduit les particularités du climat solaire; ce rapport est ici:

BRAZZAVILLE

Mois	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
G_3/G_0	0,730	0,720	0,735	0,745	0,740	0,660	0,610	0,650	0,680	0,700	0,750	0,740

Ces résultats sont intéressants car ils montrent:

(1) Un coefficient de transmission du rayonnement global par journée ensoleillée pratiquement constant pendant la saison des pluies et de l'ordre de 0,74, maximum en avril et novembre qui sont les mois les plus arrosés.

(2) En saison sèche, ce coefficient diminue nettement et il diminue légèrement en janvier et février, mois dits de petite saison sèche.

Cette formule a été utilisée à Pointe-Noire, station située à la même latitude que Brazzaville, pour estimer le rayonnement global.

Un même procédé de calcul, appliqué à M'Bandaka station du Zaïre située sur l'Equateur, donne une régression de la forme:

$$G/G_3 = 0{,}46 + 0{,}54\ s/10$$

La somme des premiers coefficients déterminés statistiquement était ici de 1,02 (0,47 et 0,55). Cette formule a été utilisée pour estimer le rayonnement global des stations de Ouesso et d'Impfondo, stations du Congo proches de M'Bandaka.

A Fort-Lamy, c'est une formule du type le plus simple qui a été utilisée car elle donnait des résultats satisfaisants. Compte tenu des derniers résultats dépouillés les coefficients a et b ont pour valeur:

$$a = 0{,}34 \qquad b = 0{,}44 \text{ (fig. 48)}$$

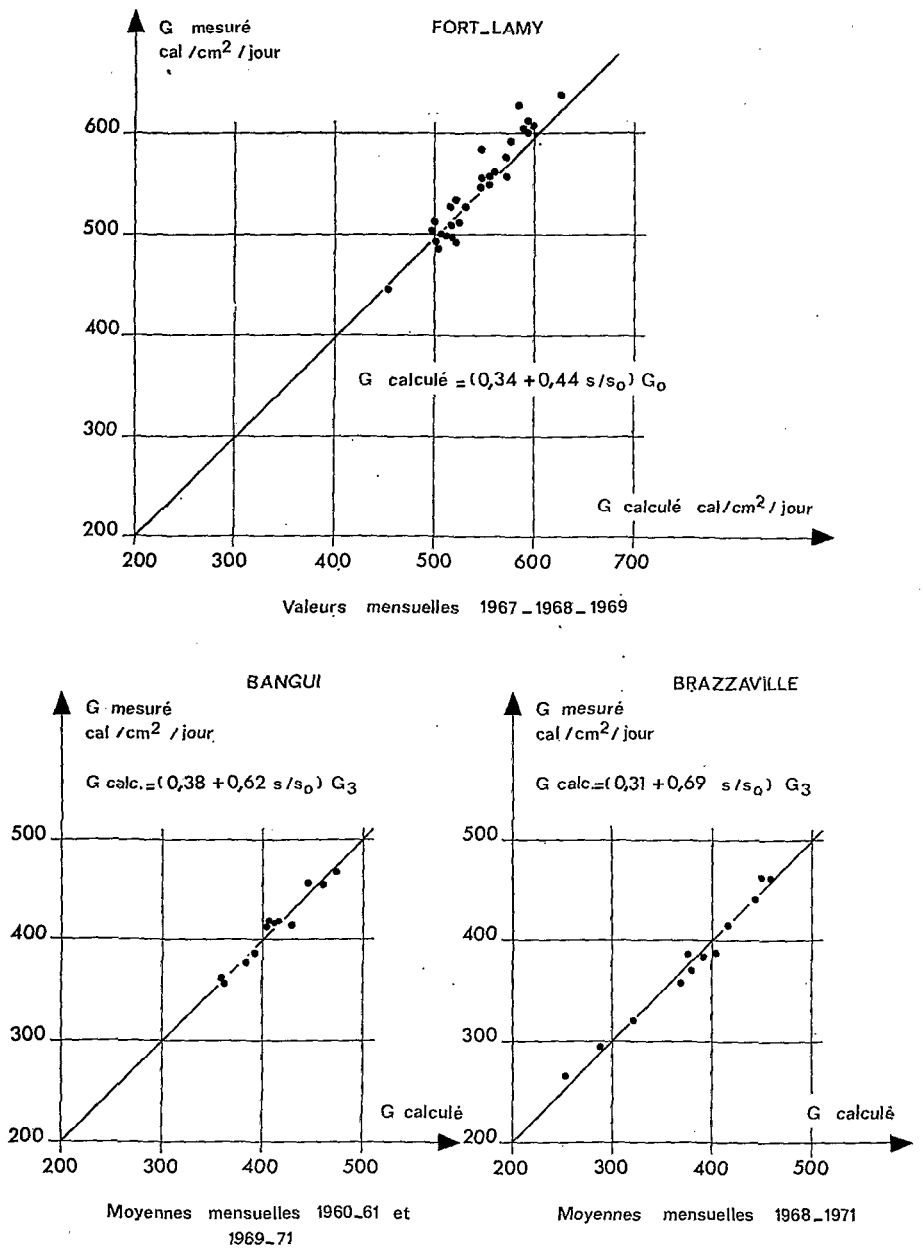


FIGURE 48
Estimation du rayonnement solaire global à partir de la durée d'insolation

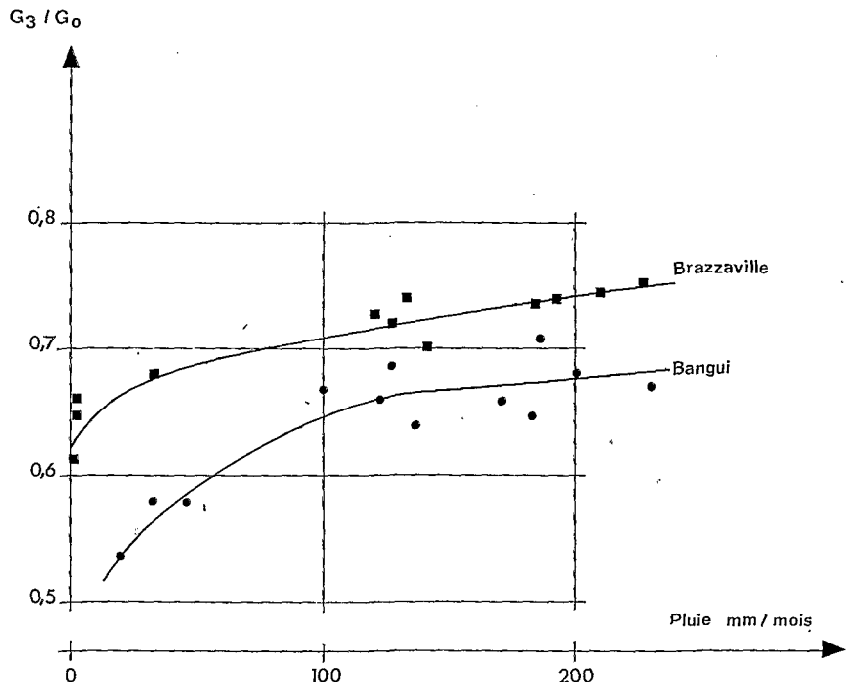


FIGURE 49
Coefficient moyen de transmission du rayonnement solaire par l'atmosphère pour une journée ensoleillée à Bangui et Brazzaville et pluviosité

Il faut noter qu'ici les différentes formules proposées donnent des résultats proches surtout en saison sèche. Voici par exemple les valeurs de G obtenues par trois formules différentes pour les deux mois extrêmes à Fort-Lamy, mars et août, avec des fractions d'insolation respectives de 0,85 et 0,50.

		Mars	*Août*
Glover	: $G/G_0 = 0{,}28 + 0{,}52\ s/s_0$	623	478
Turc	: $G/G_0 = 0{,}18 + 0{,}62\ s/s_0$	615	434
Locale	: $G/G_0 = 0{,}34 + 0{,}44\ s/s_0$	615	495

L'écart est insignifiant en saison sèche, il atteint 12% en saison des pluies pour les deux valeurs extrêmes trouvées.

Les coefficients trouvés à Fort-Lamy peuvent donc être utilisés pour calculer le rayonnement global d'autres stations sahéliennes ou désertiques, sans gros risque d'erreurs.

A Bangui, une formule de ce type conduit, comme à Brazzaville, à une grande dispersion des résultats mensuels, qui en interdisent l'utilisation. Il semble bien que, dans la zone équatoriale, il ne soit pas possible d'utiliser une relation aussi simple entre G et s.

Nous avons donc, à partir des résultats obtenus par la météorologie en 1960 et 1961, et des résultats plus récents du réseau actuel (1969 à 1971), utilisé le même procédé qu'à Brazzaville; cette méthode a conduit à une première formule:

$$G/G_1 = 0{,}39 + 0{,}63\ s/s_1$$

La somme des coefficients est ici égale à 1,02. Cette formule permet de calculer G avec une précision très satisfaisante. Les transformations successives que nous avons évoquées précédemment conduisent à:

$$G/G_3 = 0{,}38 + 0{,}62\ s/10 \qquad \text{(fig. 46)}$$

et les valeurs des rapports G_2/G_0 sont ici:

BANGUI

Mois	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
G_3/G_0	0,55	0,58	0,66	0,69	0,66	0,65	0,65	0,67	0,71	0,68	0,67	0,58

Ces résultats sont très intéressants, car comme pour Brazzaville, ils montrent que ce rapport est minimal en saison sèche et maximal pour les mois les plus arrosés. A titre indicatif, ce rapport a été porté sur un graphique en fonction des valeurs mensuelles normales de la pluviométrie (fig. 49). D'autre part, les coefficients de la formule sont proches de ceux qui ont été déterminés à Brazzaville.

Il apparaît ainsi une possibilité de détermination de G en zone humide à partir d'une formule dont les coefficients seraient déterminés à l'avance et dont les valeurs de G maximum seraient obtenues à partir de G_0 en utilisant des coefficients de « transmission » qui tiendrait compte de la pluviométrie et peut-être de la latitude.

(a) *La mesure de l'albédo pour le rayonnement solaire*

Le dispositif a été décrit dans un chapitre précédent. Les valeurs que nous avons obtenues avec ce dispositif sont proches de celles que signalent les différents auteurs.

— Eau du bac: 3,5 à 7% pour des hauteurs du soleil allant de 70 à 25°, cette variation étant due au phénomène de réflexion de Fresnel.

— Pelouse de *paspalum*: 19,5 à 20,5 suivant l'importance du rayonnement diffus.

— Surface plantée en *cynodon*: 19%.

— Couvert de grandes graminées couvrant mal le sol: 15 à 17%.

— Forêt clairsemée: 15%.

— Sable clair: rayonnement entièrement diffus, sol mouillé: 12%
ciel moyennement couvert, sable humide : 15%
sable sec : 19%
ciel clair, sable sec : 20 à 21%

Les mesures nous ont conduit à faire deux remarques:

(1) La faible influence d'une surface mouillée sur l'albédo pour la pelouse de paspalum, en raison d'une mauvaise « mouillabilité » du gazon et de son assèchement rapide;

(2) Une constance remarquable de l'albédo en saison sèche, alors que le couvert de paspalum ne présente plus le même aspect qu'en saison des pluies: couleur jaunâtre au lieu du vert sombre de saison des pluies, herbe rase, couvrant mal le sol par plaques.

On peut noter ici l'importance quantitative de l'albédo en zone humide où pour une journée ensoleillée le rayonnement réfléchi représente plus de 100 calories/cm² . jour, soit davantage que les pertes de rayonnement de grande longueur d'onde.

(b) *Valeurs du rayonnement global dans la zone étudiée*

A titre indicatif, le tableau suivant donne des moyennes interannuelles de G, pour les trois stations de Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville, obtenues à partir de mesures anciennes dues à la météorologie nationale et des mesures récentes du réseau ORSTOM.

Rayonnement global en calories/cm² . jour

Mois	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
FORT-LAMY — *moyennes établies sur les résultats de 1957 à 1963 et de 1967 à 1969*												
	493	565	608	597	588	556	512	473	525	557	534	507
BANGUI — 1960 à 1961 et 1969 à 1971												
	362	419	457	471	457	411	357	388	417	416	414	382
BRAZZAVILLE — *moyennes 1968 à 1971*												
	388	441	470	464	375	303	273	328	382	388	414	385

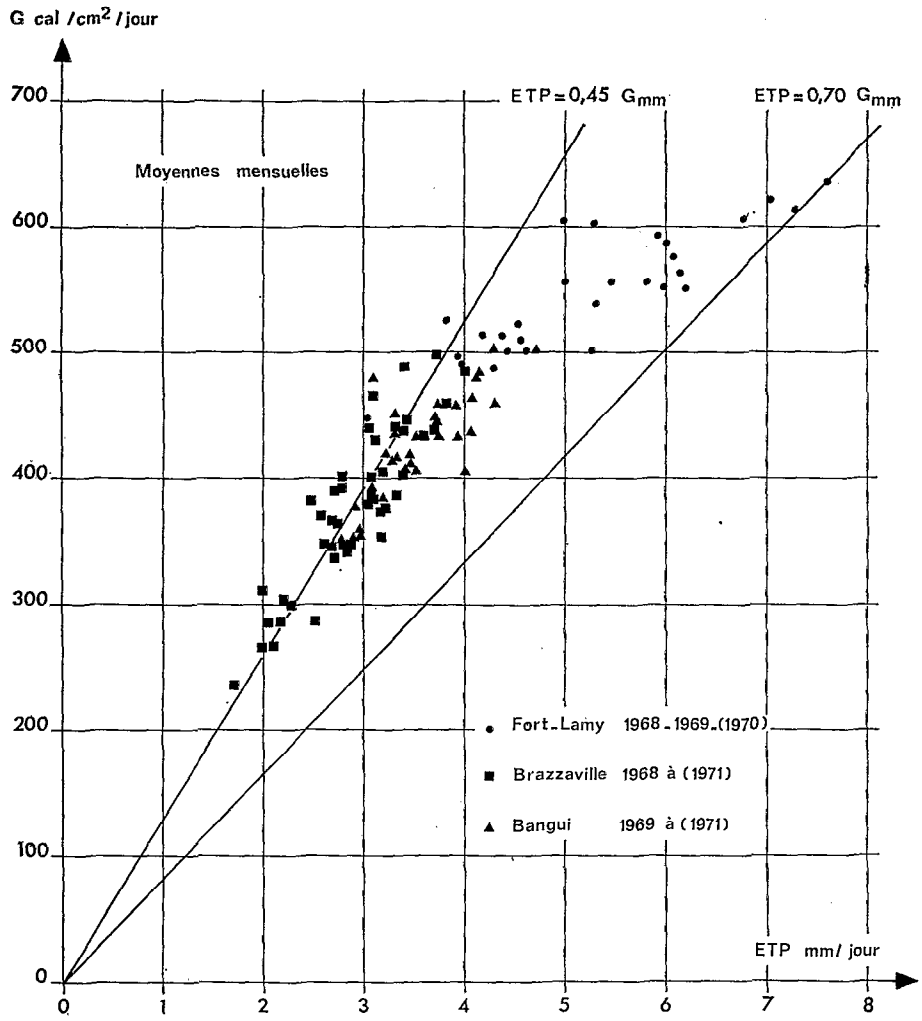


FIGURE 50
Rayonnement solaire global et ETP

(c) *Le rayonnement global et l'ETP*

La figure 50 montre la relation entre G et ETP pour les trois stations de Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville. On voit sur ce graphique:

(1) La relation linéaire qui lie les mois pluvieux à G, soit presque tous les points de Bangui et Brazzaville et quelques points représentatifs de la saison des pluies à Fort-Lamy. A Brazzaville, la relation établie statistiquement a pour équation:

$$ETP = 0{,}00776\ G \qquad \text{avec} \qquad r = 0{,}99 \text{ (fig. 51)}$$

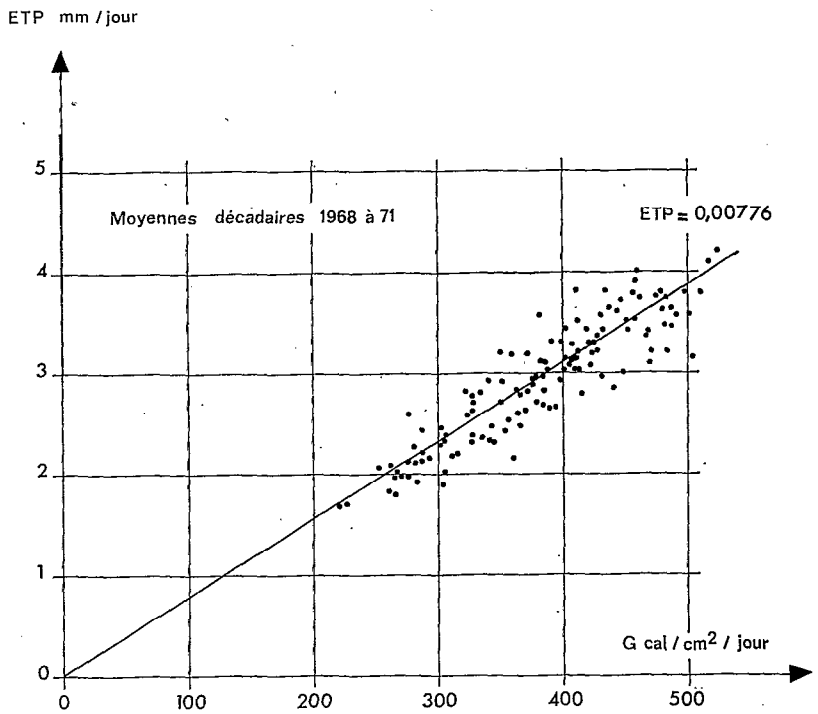


FIGURE 51
ETP et rayonnement global à Brazzaville

Il est plus parlant d'exprimer G en mm d'eau évaporée équivalents, ce qui donne alors:

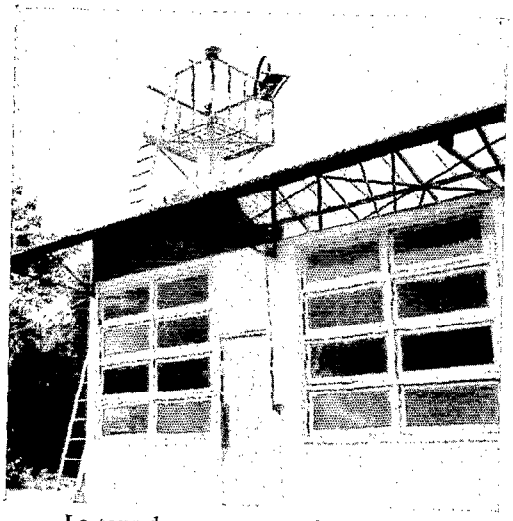
$$ETP = 0{,}45\ G \text{ mm}$$

On a pour les mois les plus secs à Fort-Lamy (mai 1967, avril 1968):

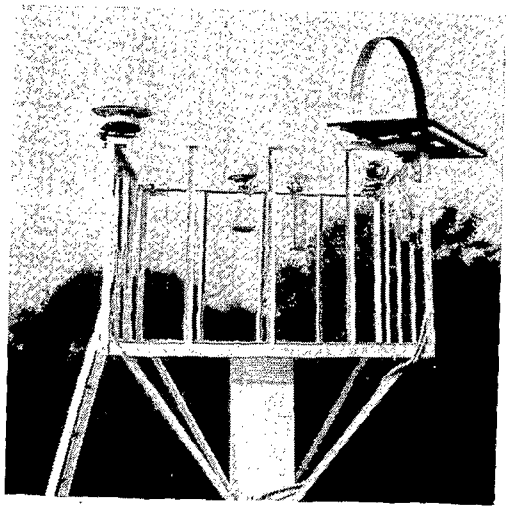
$$ETP = 0{,}70\ G \text{ mm}$$

Il est bien clair que la quantité d'énergie absorbée par l'évaporation est une fraction du rayonnement global d'autant plus forte que le climat est plus sec. BOUCHET a analysé ce phénomène (voir paragraphe 1.3.2) et montré qu'à un terme près (énergie convective de grande échelle), on pouvait écrire:

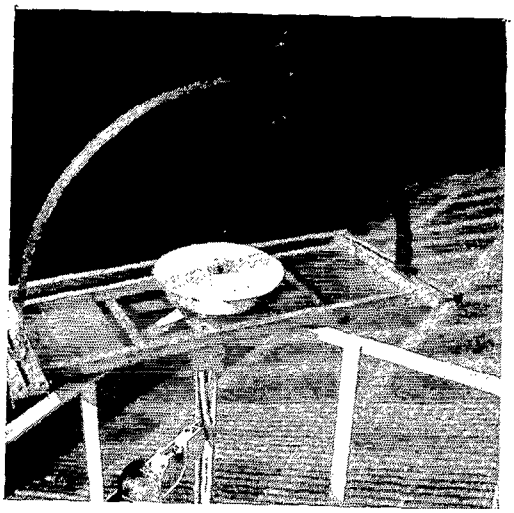
$$0{,}5\ (1 - a)\ G \leqslant ETP \leqslant (1 - a)\ G$$



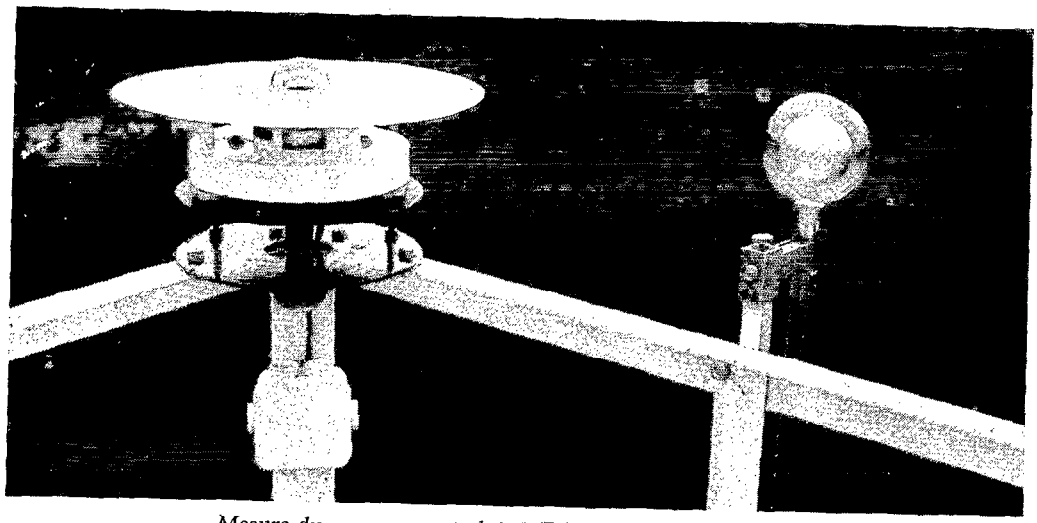
La tour de rayonnement à Brazzaville



La plate-forme de la tour et les appareils



Mesure du rayonnement diffus



Mesure du rayonnement global (Pile de Kipp et « Bellani »)

a est l'albédo. La première égalité peut avoir lieu si ETR = ETP, la seconde si ETR = 0.

Les résultats trouvés ici montrent l'intérêt de cette analyse. Ils montrent également une des voies empiriques utilisées par certains chercheurs dans la recherche de formules simples pour déterminer l'ETP. Citons par exemple les formules de:

$$\text{TURC} - \text{ETP mm/jour} = 0{,}78\ (\theta_a/(\theta_a + 15))\ (G + 0{,}85)\ (1 + (50 - H_r)/70)$$

G étant exprimé en mm équivalents, H_r étant l'humidité relative du mois.

$$\text{WALKER} - \text{ETP} = (1 - a)\ G\ \Delta/(\Delta + \gamma) \qquad \text{(Ghana)}$$

$$\text{MAKKINK} - \text{ETP} = 0{,}61\ G\ \Delta/(\Delta + \gamma) - 0{,}12 \qquad \text{(Pays-Bas)}$$

Dans ces formules, le coefficient dont est affecté G est variable et augmente avec la température, ce qui, à rayonnement net égal, se produit quand le climat devient plus sec.

En zone équatoriale, le haut niveau de corrélation entre ETP et G peut permettre une détermination rapide de l'évaporation à partir du seul rayonnement global, ce qui montre tout l'intérêt de cette dernière mesure dans cette zone. En zone sèche, la variabilité du rapport ETP/G peut justifier des tentatives de recherche de formules empiriques mais celles-ci n'ont souvent qu'un intérêt local.

4.2.1.2.2 *Les rayonnements du sol et de l'atmosphère*

A part la station de Brazzaville où quelques mesures ont été effectuées, les stations ne disposent pas d'appareils pour mesurer ces rayonnements. Ces appareils sont coûteux et leurs résultats discutés. Pour ces raisons, la plupart des auteurs effectuant des estimations à grande échelle utilisent des formules pour estimer le bilan radiatif de grande longueur d'onde.

(a) *Le rayonnement terrestre*

Il peut être évalué sous la forme:

$$L \uparrow = \varepsilon\, \sigma\, T^4$$

où ε est l'émissivité, T la température absolue en °K du corps émettant le rayonnement et σ la constante de STEFAN-BOLTZMANN. L'émissivité de l'eau est fonction de l'épaisseur de la couche d'eau quand celle-ci est très mince; au-dessus d'une épaisseur de 200 μ l'émissivité ne varie plus qu'avec la direction considérée; elle est maximale pour la normale à la surface où elle atteint 0,96.

L'émissivité du sol et des couverts végétaux dépend de son état d'hydratation et du type de couverture. Sa valeur est cependant très voisine de 1 et elle ne doit guère différer de la valeur de 0,96 qui est celle de l'eau. Dans la pratique des calculs on ne tient en général pas compte de cette légère correction et l'on prend pour le rayonnement du sol la valeur donnée par la formule $L \uparrow = \sigma\, T^4$.

La température des surfaces évaporantes n'étant en général pas mesurée, hormis le cas des nappes d'eau, on considère que la température de la surface est égale à celle de l'air mesurée sous abri et l'on écrit:

$$L \uparrow = \sigma\, T_a^4$$

Il faut noter que si cette approximation est admissible en zone humide, elle introduit une erreur systématique en zone sèche puisque les surfaces évaporantes qui s'y trouvent placées sont à une température nettement inférieure à celle de l'air. On verra plus loin l'ordre de grandeur de cette erreur.

(b) *Le rayonnement de l'atmosphère*

Les formules d'approximation sont nombreuses. La vapeur d'eau étant le gaz atmosphérique ayant le plus d'influence sur ce type de rayonnement, ces formules font intervenir la pression de vapeur d'eau.

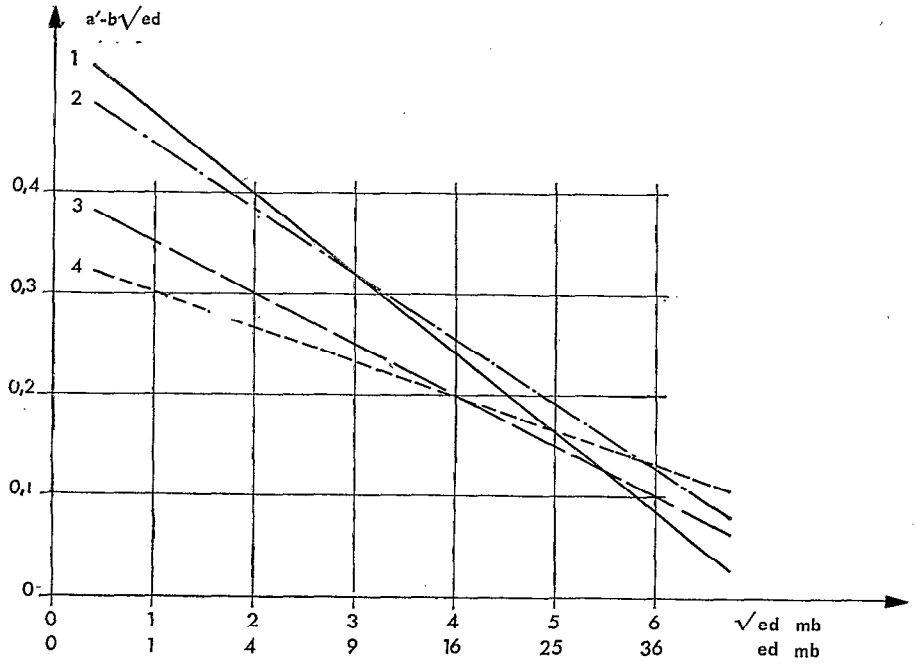


FIGURE 52
Valeurs données par la formule de Brunt (avec $\sigma T^4 = 1$) pour différents coefficients:
1: Brunt: 2: Bultot — 3: a' = 0,40 b = 0,05 — 3: Goss et Brooks

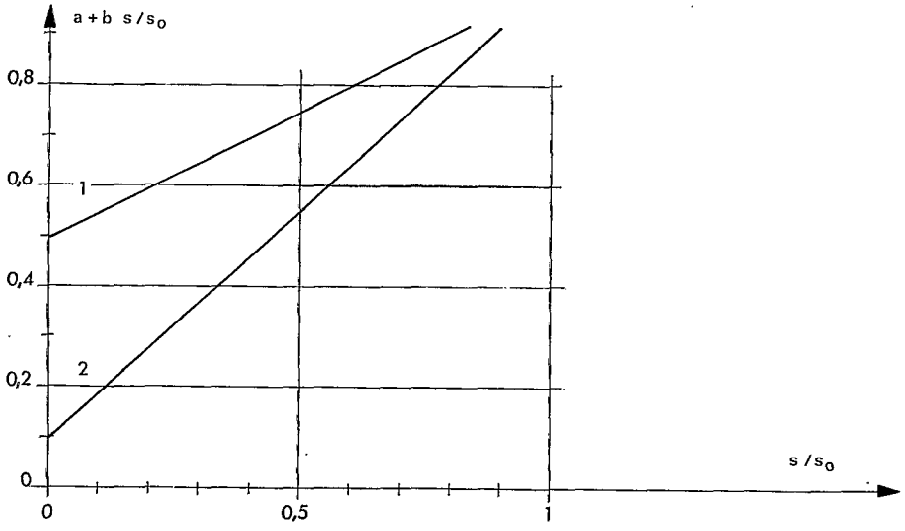


FIGURE 53
Valeurs de la correction due à la nébulosité données par les formules faisant intervenir la durée d'insolation
1: $0,5 + 0,5\ s/s_0$ 2: $0,1 + 0,9\ s/s_0$

Il y a deux grands types de formules:

Celle d'Angström qui s'écrit:

$$L \downarrow = \sigma T^4 (a - b\, 10^{-ced})$$

et *celle de Brunt* de la forme:

$$L \downarrow = \sigma T^4 (a + b \sqrt{e_d})$$

a, b, c, sont des constantes. e_d est la pression de vapeur d'eau mesurée sous abri. Le rayonnement atmosphérique est donc déterminé d'après un élément mesuré près du sol. La relation entre la pression de vapeur d'eau mesurée sous abri et sa distribution dans l'atmosphère n'a donc qu'une valeur statistique et ne peut s'appliquer qu'en moyenne.

La formule de BRUNT n'ayant que deux paramètres et donnant des valeurs très proches de celle d'ANGSTRÖM, lui est souvent préférée.

Les coefficients a et b varient par contre avec les auteurs et l'on relève des valeurs de a allant de 0,34 à 0,71 et des valeurs de b s'échelonnant de 0,023 à 0,110, e_d étant exprimée en millibars.

Les coefficients adoptés dans la formule de PENMAN sont:

$$a = 0{,}44 \qquad \text{et} \qquad b = 0{,}080$$

Les valeurs moyennes déduites des nombreuses évaluations sont, a = 0,605 et b = 0,048. Ces valeurs sont très proches de celles qui ont été proposées récemment par différents auteurs:

BERLYAND M.E. et BERLYAND T.G.:	a = 0,61	b = 0,050	(1952)
GOSS et BROOKS :	a = 0,66	b = 0,035	(1956)
LYUTERSHEIN et CHUDNOVSKII :	a = 0,552	b = 0,056	(1946)

Nous avons adopté la formule:

$$L \uparrow = \sigma T^4 (0{,}60 + 0{,}05 \sqrt{e_d})$$

Ces différentes formules donnent des valeurs voisines pour des valeurs élevées de e_d, mais se différencient parfois nettement pour de faibles pressions de vapeur d'eau. Pour illustrer ceci, on a porté sur le graphique de la figure 52 les valeurs obtenues en faisant le bilan:

$$L = \sigma T^4 (1 - a - b \sqrt{e_d})$$

par quatre formules différentes:

$L = \sigma T^4 (0{,}56 - 0{,}080 \sqrt{e_d})$	(utilisé classiquement dans la formule de PENMAN)
$L = \sigma T^4 (0{,}34 - 0{,}035 \sqrt{e_d})$	(citée plus haut)
$L = \sigma T^4 (0{,}52 - 0{,}066 \sqrt{e_d})$	(formule utilisée par BULTOT)
$L = \sigma T^4 (0{,}40 - 0{,}05 \sqrt{e_d})$	(formule adoptée)

On voit que si ces formules donnent des valeurs très peu différentes pour des valeurs de e_d voisines de 25 mb; il n'en est pas de même quand e_d est de l'ordre de 10 mb (fig. 52).

Récemment (1963) SWINBANK a proposé une formule encore plus simple basée uniquement sur la température de la surface de la forme:

$$L = \varepsilon (0{,}245 - 0{,}214\, \sigma T^4) \qquad \text{cal/cm}^2 \text{ . minute}$$

(c) *Correction due aux nuages*

Dans la formule de PENMAN cette correction est introduite par l'intermédiaire de la durée d'insolation, sous la forme d'un terme qui multiplie L et qui est $0{,}1 + 0{,}9\ s/s_o$.

Cette correction est évidemment très discutable et l'influence des nuages a été précisée par plusieurs auteurs faisant intervenir la fraction de ciel couvert n. La formule la plus simple est:

$$L_n = L\,(1 - cn)$$

où c est une constante empirique dépendant de la latitude.

D'autres ont proposé:

$$L_n = L\,(1 - kn^m)$$

La valeur $(1 - k)$ représente le taux de rayonnement par ciel couvert. Ce taux est fonction du type de nuage et de leur hauteur. BUDYKO (1956) et GEIGER (1959) ont proposé des valeurs de $(1 - k)$ allant de 0,84 pour les cirrus à 0,01 pour le nimbostratus; m est le plus souvent égal à 2. Pour tenir compte des types de nuages, on a aussi proposé:

$$L_n = L\,(1 - [c_e n_e + c_m n_m + c_h n_h)]$$

où n_e, n_m, n_h représentent les fractions de ciel couvert en nuages respectivement bas, moyens et élevés.

La valeur n n'est pas souvent mesurée et dans la pratique ces formules ne sont pas aisées à utiliser. Elles se simplifient cependant près de l'Equateur puisque les auteurs donnent alors à c la valeur 0,5 valable entre les degrés de latitude 0 et 10, et pour c_e et c_m des valeurs de 0,66 et 0,46, valeurs qui restent pratiquement constantes tout au long de l'année; on peut donc considérer qu'un ciel couvert dans cette zone entraîne une réduction de 50% du rayonnement résultant de grande longueur d'onde par rapport à un ciel clair.

On peut alors admettre que pendant la durée d'insolation, on a:

$$L_s = sL_h$$

L_h étant la valeur horaire moyenne du bilan radiatif par ciel clair; quand le ciel est couvert on aurait:

$$L_{s_o - s} = 0{,}5\,(s_o - s)\,L_h$$

et finalement on a:

$$L_{s_o} = L_h\,[s + 0{,}5\,(s_o - s)]$$

$$L_{s_o} = L_h\,(0{,}5\,s + 0{,}5\,s_o)$$

$$L_{s_o} = L_j \left(0{,}5\,\frac{s}{s_o} + 0{,}5\right)$$

L_j étant le bilan radiatif par ciel clair pendant la journée de durée s_o. Ce terme correctif ainsi calculé se trouve en parfait accord avec les mesures faites par DUPRIEZ à Yangambi qui trouvait $0{,}492 + 0{,}506\ s/s_o$.

Si l'on étend cette correction à la journée toute entière, on peut écrire:

$$L = \sigma\,T_a^4\,f\,(e_d)\,(0{,}5 + 0{,}5\,s/s_o)$$

Dans son atlas climatologique du bassin congolais, BULTOT simplifiant les valeurs obtenues par DUPRIEZ, adopte également le terme correctif $0,5 + 0,5\ s/s_o$, mais il ne l'applique qu'à la durée du jour et il adopte pour la nuit le terme correctif $1 - kn$, ce qui lui permet d'écrire:

$$L = s_o\ \sigma\ T_j^4\ f\ (ed_j)\ (0,5 + 0,5\ s/s_o) + \sigma\ T_n^4\ f\ (ed_n)\ (1 - kn)\ (24 - s_o)$$

T_j et T_n étant ici les températures moyennes diurnes et nocturnes. Cette formule est plus rigoureuse mais suppose des observations de la nébulosité nocturne; *en fait le terme (1 — kn) reste, dans la zone étudiée* par BULTOT toujours proche de 0,50; un autre inconvénient de cette formule est l'obligation de calculer T_j, T_n, e_{dj} et e_{dn}.

Dans la pratique, nous avons donc adopté pour le calcul de L, la formule:

$$L = \sigma\ T_j^4\ (0,40 - 0,05\ \sqrt{e_d})\ (0,5 + 0,5\ s/s_o)$$

Le dernier terme donne des valeurs nettement différentes de celles qu'on obtient habituellement dans la formule de PENMAN où l'on adopte $0,1 + 0,9\ s/s_o$; mais cette dernière expressions sous-estime très nettement le rayonnement thermique, notamment en zone équatoriale où la fraction d'insolation est proche de 0,5 (fig. 53). On peut d'ailleurs noter que cette formule empirique a été adoptée en Europe et qu'à ces latitudes la constante c du terme $(1 - cn)$ est de l'ordre de 0,72, ce qui donnerait, à partir d'un raisonnement analogue à celui que nous avons fait plus haut, un terme correctif de la forme $0,28 + 0,72\ s/s_o$ qui se rapproche de la formule usuelle.

(d) *Comparaison des différents procédés de calcul*

Cette comparaison a été faite en se plaçant dans deux cas extrêmes:

(1) Un mois de saison sèche en zone sahélienne qui aurait les caractéristiques *suivantes: température* moyenne 31 °C, pression de vapeur d'eau 8 mb, fraction d'insolation 0,85.

(2) Un mois de saison des pluies en zone humide: température 26 °C, pression de vapeur d'eau 26 mb, fraction d'insolation 0,45.

Formule utilisée	*Cas 1 (calories)*	*Cas 2 (calories)*
— $\sigma\ T^4\ (0,56 - 0,08\ \sqrt{e_d})\ (0,1 + 0,9\ s/s_o)$ (formule de BRUNT usuelle)	289	71
— Formule de BULTOT		
1: $T_j = 34°$ $T_n = 28°$; $1 - kn = 0,55$; $e_{dj} = 6$ mb $e_{dn} = 10$ mb	248	107
2: $T_j = 27.7$ $T_n = 24.3$; $1 - kn = 0,5$; $e_{dj} = 27$ mb $e_{dn} = 25$ mb		
— formule adoptée	242	99

Pour ces mêmes valeurs de la température et de la pression de vapeur, mais pour des journées sans nuage, on aurait:

Formule utilisée	*1*	*2*
— $\sigma T_a^4 (0{,}56 - 0{,}08 \sqrt{e_d})$	332	141
— Bultot	337	173
— $\sigma T_a^4 (0{,}34 - 0{,}035 \sqrt{e_d})$ (Goss et Brooks)	243	153
— formule adoptée	260	137

Cette comparaison fait apparaître quelques points intéressants:

— La formule de BULTOT et celle que nous avons adoptée donnent finalement dans la pratique des résultats identiques, bien que par ciel clair les résultats diffèrent; c'est le contraire qui a lieu avec la formule classique, dont les résultats et ceux qui sont donnés par la formule adoptée sont proches tant qu'on ne fait pas intervenir la correction de nébulosité en zone humide.

— Les derniers coefficients adoptés par les auteurs des travaux les plus récents aboutissent à des résultats très voisins.

— Enfin, la formule classique semble majorer le bilan radiatif de grande longueur d'onde en zone sèche et le sous-estimer en zone humide.

4.2.1.2.3 *Valeurs du rayonnement net*

Le bilan radiatif se met donc sous la forme:

$$Q = (1 - a)\, G - \sigma\, T_a^4 (0{,}40 - 0{,}05 \sqrt{e_d})\, (0{,}5 + 0{,}5\, s/s_0)$$

Quand la surface à laquelle on applique ce bilan n'est pas à la température de l'air, il faudrait ajouter un terme de la forme:

$$\varepsilon\, (\sigma\, T_a^4 - \sigma\, T_s^4) \not\approx 4\, \varepsilon\, \sigma\, \overline{T}^3\, (T_a - T_s)$$

En zone équatoriale, on peut admettre que ce terme est négligeable, mais en zone sèche, la pelouse irriguée étant à une température inférieure à celle de l'air, cette correction peut n'être pas négligeable.

Si l'on considère par exemple l'écart entre la température de l'eau du bac enterré « pelouse » et celle de l'air, il peut atteindre 4 °C en avril et entraîne une correction de 50 calories, soit de près de 0,9 mm d'eau évaporée. L'écart moyen sur l'ensemble de l'année est cependant négligeable et même en avril l'erreur commise sur l'évaporation en ne tenant pas compte de ce terme est inférieure à 10% pour le bac. Il n'est donc pas nécessaire de tenir compte de cette correction dans le calcul de l'ETP. (Correction qui ne pourrait d'ailleurs pas être rigoureuse puisqu'on ne connaît pas la température de la surface du couvert évaporant.)

La formule précédente permettant le calcul du rayonnement net s'est révélée apte à fournir une estimation correcte de l'ETP. Il faut en effet noter que cette formule intervient dans les calculs intermédiaires de la formule de PENMAN et que, davantage qu'à un calcul rigoureux du bilan radiatif, elle doit conduire à une bonne approximation de l'évaporation. Par le jeu des compensations à l'intérieur de la formule de PENMAN, il peut arriver que tels ou tels coefficients empiriques utilisés pour le rayonnement net donnent finalement les meilleurs résultats, bien qu'ils n'améliorent pas le calcul du bilan radiatif. Dans ce sens là aussi, la formule de PENMAN revêt un caractère empirique.

A Brazzaville, l'utilisation d'un bilanmètre de Middleton a permis la confrontation de la formule exprimant le rayonnement net et de sa valeur mesurée, mais celle-ci ne porte que sur des périodes trop courtes. En août 1970 une série complète de mesures conduit pour une pelouse de paspalum en voie de dessèchement à une moyenne mensuelle de Q égale à 147 calories/cm² . jour. Le calcul avec une valeur

de G de 342 calories et un albédo de 22% aboutit à une valeur de Q de 158 calories/cm². jour, soit un écart de 7,5% ce qui est très acceptable.

Des valeurs moyennes calculées du rayonnement net en calories/cm². jour sont indiquées dans le tableau suivant et comparées graphiquement aux mesures d'ETP (fig. 54). Ces valeurs ont été obtenues

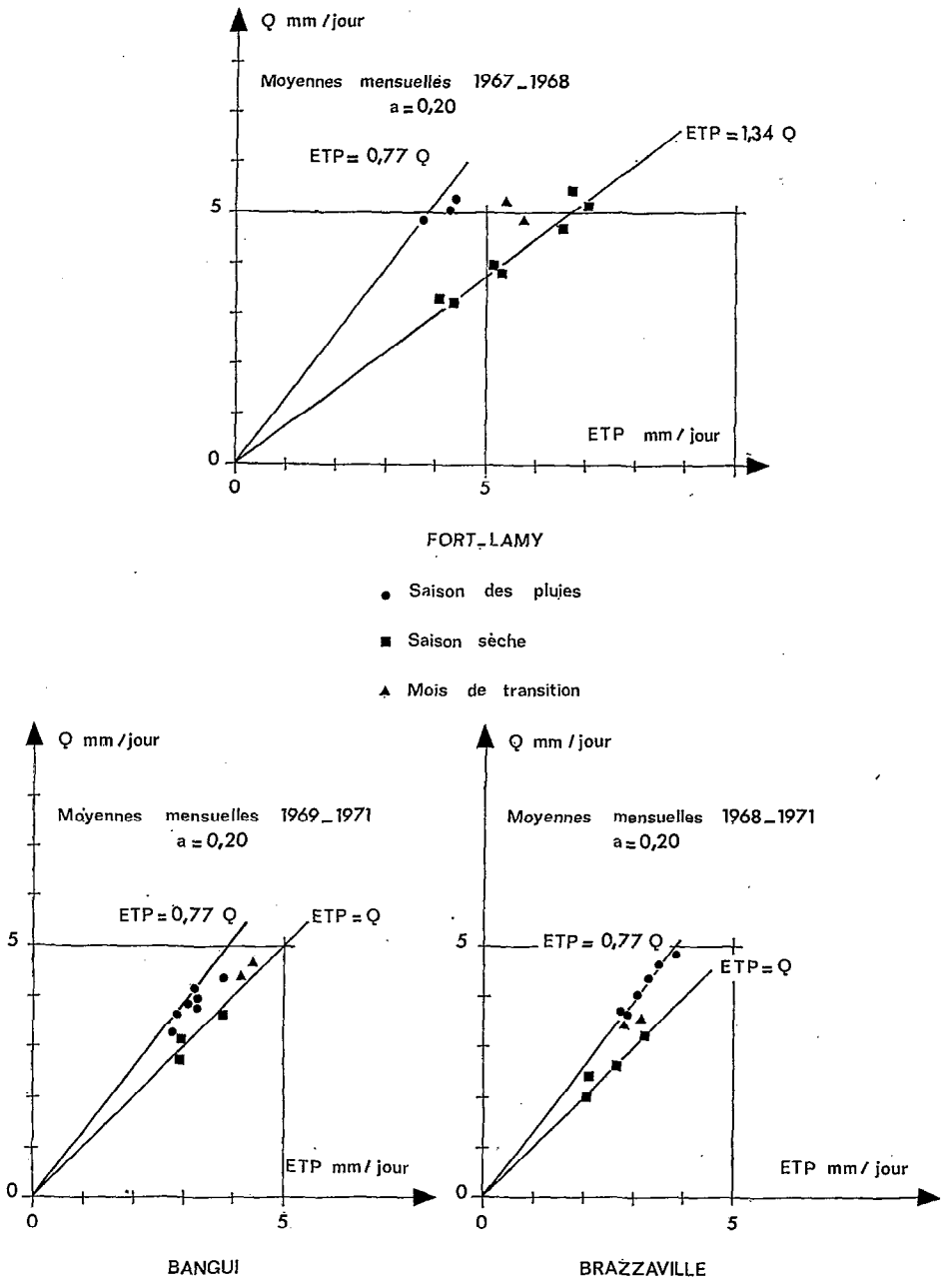


FIGURE 54
Rayonnement net et ETP

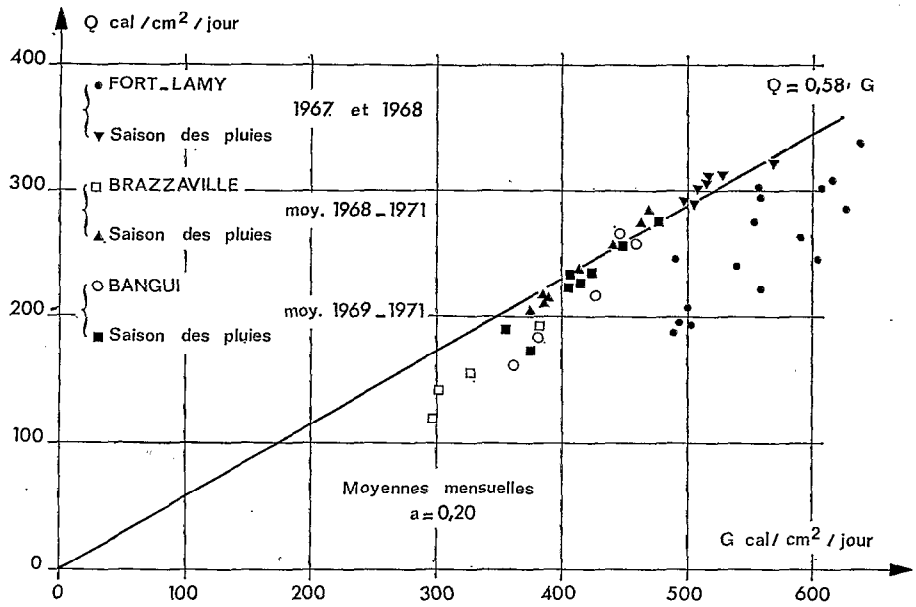


FIGURE 55
Rayonnement net, rayonnement global

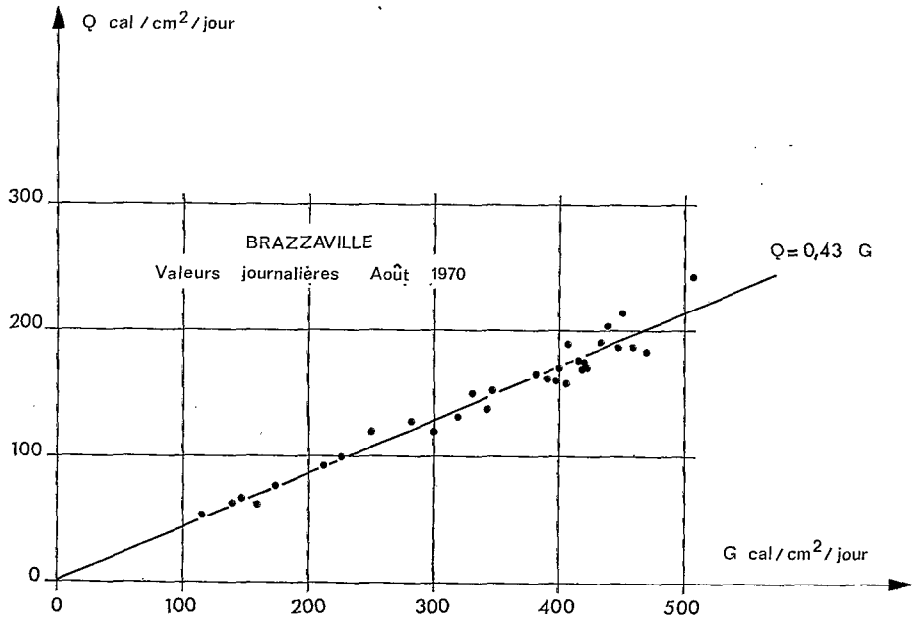


FIGURE 56
Rayonnement net mesuré au-dessus d'une pelouse de *paspalum* et rayonnement global

en prenant comme albédo 20%, ce qui correspond à un gazon de paspalum ou de cynodon bien alimenté en eau.

Rayonnement net en calories/cm² . jour

Mois	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
FORT-LAMY — *moyennes mensuelles 1967-1968*												
	192	234	276	306	322	307	298	286	312	286	224	189
BANGUI — *moyennes mensuelles 1969 à 1971*												
	163	216	258	276	256	223	190	216	246	234	227	184
BRAZZAVILLE — *moyennes mensuelles 1968 à 1971*												
	215	258	285	273	204	143	120	156	193	212	238	217

On voit sur la figure que l'ETP représente, en saison des pluies et pour les trois stations, environ les trois quarts du rayonnement net. Dans les périodes sèches à Bangui et Brazzaville le rayonnement net est utilisé en totalité pour l'évaporation et à Fort-Lamy ceci arrive pour les mois de transition juin et octobre; l'évaporation en saison sèche y est nettement supérieure au rayonnement net, une partie de l'énergie étant alors empruntée à l'air.

4.2.1.2.4 *Rayonnement net et rayonnement global*

La comparaison entre ces deux grandeurs fait apparaître une relation linéaire bien marquée pour les mois de saison des pluies à Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville, de la forme $Q = 0{,}58\ G$; les mois de saison sèche s'écartent par contre nettement de cette droite, le rayonnement net devenant une fraction plus faible du rayonnement global (fig. 55). Cette relation semble d'ailleurs pouvoir être appliquée pour des intervalles de temps de l'ordre de la journée comme le montre la figure 56 où sont portés les résultats des mesures journalières de Q et G en août à Brazzaville.

Cette relation étroite entre G et Q, jointe au fait que la fonction E_a a une faible valeur en zone humide, explique que les formules empiriques du type $ETP = cte\ \Delta/(\Delta + \gamma).\ G + cte$ donnent de bons résultats. Ainsi la formule de MAKKINK est de la forme $ETP = 0{,}61\ G\ (\Delta/\Delta + \gamma) - 0{,}12$ (ETP et G en mm/jour) formule qui se rapproche fort de celle que l'on pourrait faire dériver de la formule de PENMAN en prenant $Q = 0{,}58\ G$ et qui serait:

$$ETP = 0{,}58 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} G + \frac{\gamma\ E_a}{\Delta + \gamma}$$

ce dernier terme étant de l'ordre de 0,40 à Brazzaville.

4.2.1.2.5 *Rayonnement net et température*

L'amplitude journalière de la température est d'autant plus grande que le refroidissement du sol durant la nuit est important, c'est-à-dire que le rayonnement résultant de grande longueur d'onde est grand. Il peut donc être intéressant de chercher à relier ce bilan L à l'amplitude thermique (fig. 57). Pour les trois stations de Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville, il apparaît alors une relation très nette, qui peut s'exprimer sous la forme $L = 48.10^{0{,}0317\ A}$, où A est l'amplitude thermique exprimée en degrés Celsius et L le bilan radiatif de grande longueur d'onde en calories par cm² et par jour. Cette formule donne par exemple à Fort-Lamy, en 1967 et 1968, des valeurs de L dont les écarts par rapport à l'estimation habituelle sont dans tous les cas inférieurs à 10%, dans 15 cas inférieurs à 5% et dans 11 cas inférieurs à 3%.

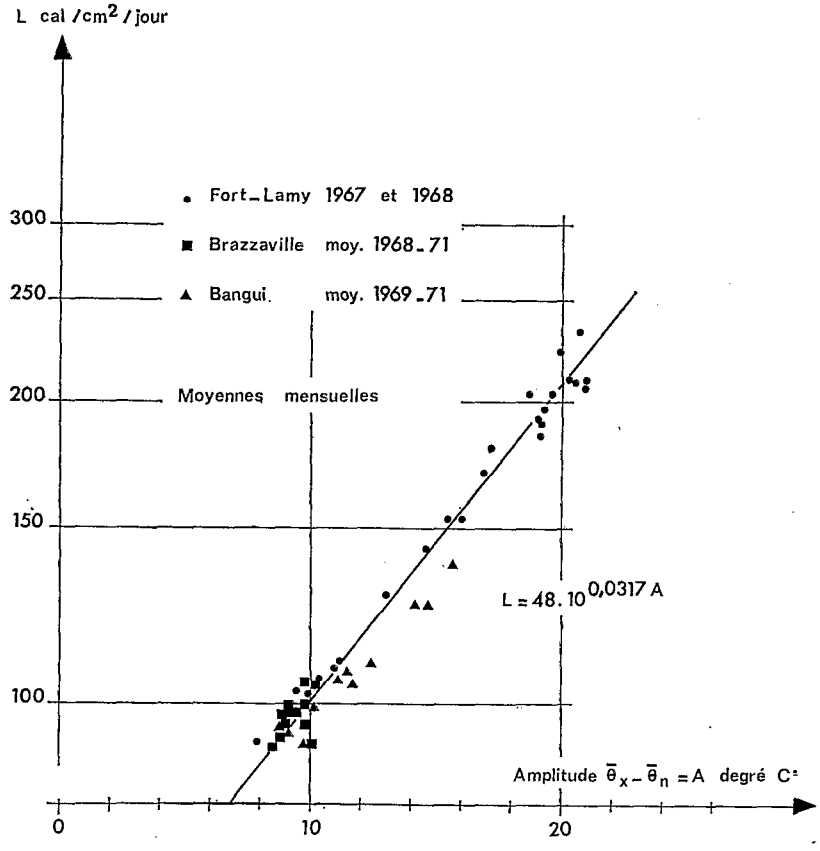


FIGURE 57
Rayonnement résultant de grande longueur d'onde et amplitude thermique sous abri

Ce résultat est très intéressant du point de vue pratique car il permet, dans la zone étudiée, une estimation très acceptable de L même quand on ne dispose pas des éléments permettant le calcul de L par la voie normale.

Le rayonnement net peut donc alors être calculé en calories/cm² . jour par l'expression:

$$Q = (1 - a)\, G - 48.10^{0,0317\, A}$$

4.2.1.3 LA COMBINAISON DE Q ET E_a ET LA FORMULE DE PENMAN

La formule de PENMAN a été proposée pour évaluer l'évaporation d'une nappe d'eau. Le rayonnement net était estimé comme on l'a vu précédemment en prenant la valeur 0,05 comme albédo de l'eau et la fonction E_a était obtenue à partir des mesures d'évaporation d'un bac permettant de calculer les constantes a et b de la formule de DALTON:

$$E = (a + bu)\,(e_s - e_d)$$

La formule était alors:

$$E = \frac{\Delta\, Q + \gamma\, E_a}{\Delta + \gamma}$$

en exprimant Q en mm d'eau évaporée équivalents.

Dans la zone étudiée ici, les deux termes Q et E_a ont des valeurs très différentes suivant qu'on les évalue en zone sèche ou en zone humide; la figure 58 montre l'importance relative de ces termes pour deux stations. Une conséquence pratique en est que l'erreur systématique commise sur un des termes n'aura pas les mêmes conséquences pour toutes les stations étudiées — en zone sèche le terme E_a peut être beaucoup plus important que le terme Q, alors que c'est l'inverse en zone humide.

Sous la forme indiquée ci-dessus, la formule de PENMAN peut être comparée aux résultats des mesures d'évaporation de l'eau libre, mais cette comparaison n'est pas sans poser quelques problèmes. En dehors des cas où il est possible de connaître avec précision l'évaporation de grandes nappes d'eau, cas très peu nombreux, on est réduit à utiliser l'évaporation de réservoirs de dimension modeste; or nous avons vu que cette évaporation est alors dépendante de facteurs dont ne tient pas compte la formule de PENMAN. Un bac de 1 m², par exemple, placé au sein d'un anneau de garde constitué par une pelouse irriguée, est le siège d'échanges thermiques entre cette pelouse et lui-même, qui ne sont en général pas négligeables.

En zone humide, l'eau du bac est à une température nettement plus élevée que celle de l'air, ce qui n'est pas le cas de la pelouse qui l'entoure et la formule que nous avons proposée dans un chapitre précédent permet une bonne évaluation de l'évaporation, que ne permet pas la formule de PENMAN qui surestime nettement cette évaporation. C'est également le cas en saison des pluies en zone sahélienne. En ce qui concerne le bac enterré de 1 m² en pelouse dans cette zone, s'il est en saison des pluies, soumis au même phénomène qu'un bac en zone humide, en saison sèche où la région environnante a une évaporation pratiquement nulle, le bac et la pelouse irriguée qui l'entoure sont tous deux à une température inférieure à celle de l'air; l'importance des échanges chaleur-vapeur d'eau entre le bac et la pelouse est difficile à évaluer; on peut simplement admettre qu'elle est relativement faible devant l'énergie advective reçue par les surfaces évaporantes en question et la quantité de vapeur d'eau émise par ces surfaces.

La comparaison des résultats obtenus par la formule de PENMAN avec l'évaporation d'un bac de 1 m² placé dans une pelouse irriguée, a été faite à plusieurs stations. Pour trois de ces stations, Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville, le rayonnement global était mesuré; pour les autres stations, il était estimé par les méthodes exposées dans le paragraphe précédent. Cette comparaison montre qu'en saison sèche, la formule de PENMAN rend bien compte de l'évaporation du bac, alors qu'elle la surestime d'environ 20% en saison des pluies (fig. 59 et 60).

Cette comparaison et les résultats auxquels elle aboutit constituent une vérification de la formule de PENMAN, mais nous avons vu que l'« effet d'hétérogénéité » que subit le bac rend cette vérification moins convaincante. Une vérification plus rigoureuse consisterait à comparer directement les mesures d'ETP et la formule de PENMAN modifiée pour exprimer cette évapotranspiration d'un couvert végétal bien alimenté en eau.

Le rayonnement net d'un tel couvert végétal peut être évalué sans difficulté en considérant son albédo à la place de l'albédo de l'eau. Par contre, alors que pour le bac il est facile d'évaluer la fonction E_a dérivée de la formule de DALTON, cela est beaucoup plus complexe pour un couvert végétal dont la température de surface n'est pas facile à définir.

Un certain nombre d'auteurs dont MONTEITH ont tenté d'expliciter cette fonction: le modèle proposé consistait à supposer qu'un couvert végétal étendu définissait deux plans horizontaux, un plan situé à un niveau (x) correspondant au niveau zéro du profil du vent et un plan parallèle (y) correspondant à un niveau où la pression de vapeur d'eau est saturante. Ce dernier traduit ce qui se passe au niveau des cavités sous-stomatiques et il est situé sous le niveau (x).

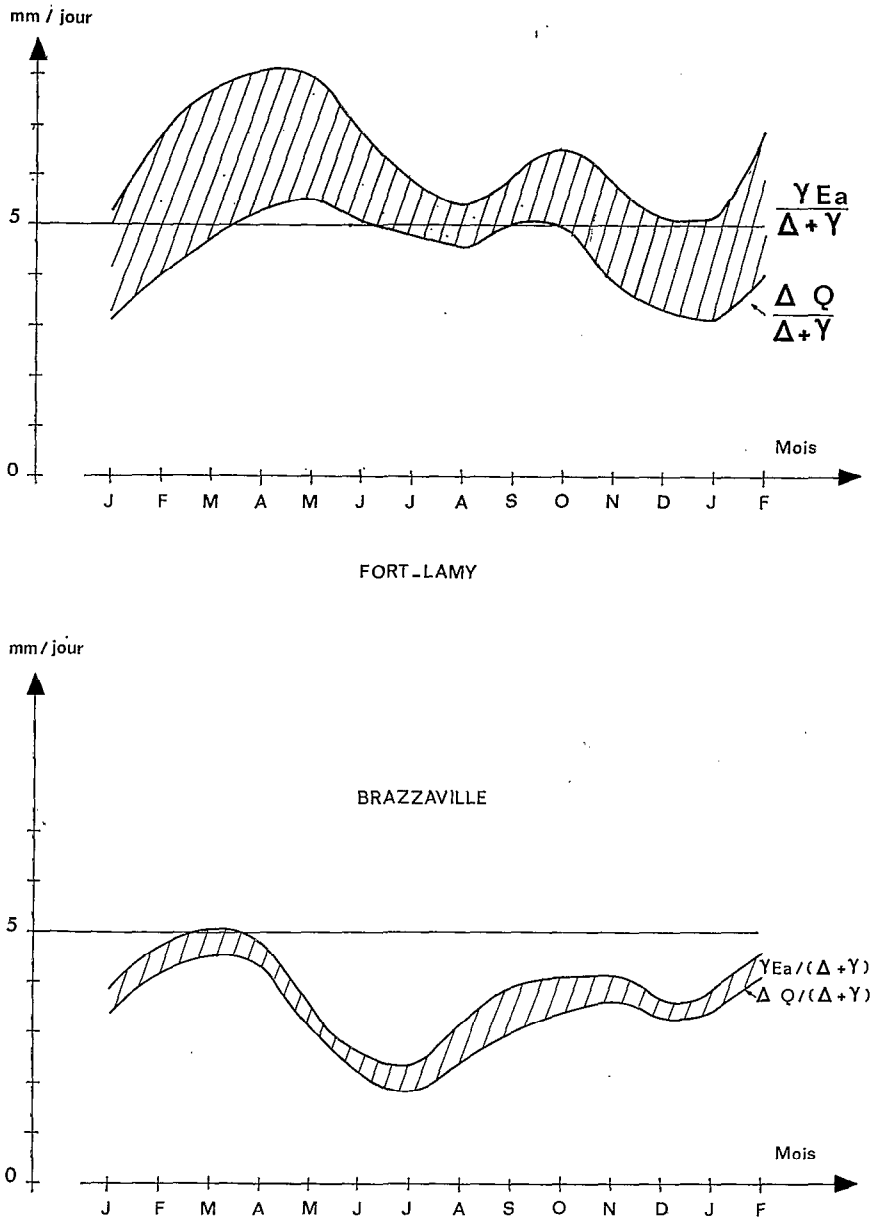


FIGURE 58
Part respective des deux termes de la formule de Penman (a = 0,05)

Au niveau (x) la pression de vapeur non saturante est e'_s et l'on a lors:

$$ETP = f(u)(e'_s - e_d)$$

que l'on peut écrire:

$$ETP = \frac{e'_s - e_d}{R_x}$$

Rx étant la résistance à la diffusion de la vapeur d'eau entre le plan (x) et le niveau de l'abri météorologique. Elle est égale à: 1/f(u). On a enfin, entre les deux plans (x) et (y):

$$ETP = \frac{e_s - e'_s}{R_y}$$

R_y étant la résistance à la diffusion de la vapeur d'eau entre les plans (x) et (y).

De ces égalités, on tire:

$$ETP = \frac{e_s - e_d}{R_x + R_y}$$

qu'on peut écrire:

$$ETP = \frac{f(u)\,(e_s - e_d)}{1 + R_y\, f(u)}$$

En ce qui concerne le flux de chaleur, on admet que les deux plans (x) et (y) sont à une même température θ_s et l'on a alors, avec les notations habituelles:

$$C = \gamma\, \mathscr{L}\, f(u)\,(\theta_s - \theta_a)$$

et un même mode de calcul que celui qui est adopté pour la formule de PENMAN conduit à:

$$ETP = \frac{\Delta\, Q + \gamma\, E_a}{\Delta + \gamma\,[1 + R_y\, f(u)]}$$

où

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

Sur la valeur attribuée à R_y, les auteurs ont des avis différents mais on peut retenir que R_y est très faible quand l'intensité lumineuse est suffisante pour permettre une bonne ouverture des stomates. En ce qui concerne l'influence de la température, elle n'a pu être décelée car les températures faibles correspondent, dans la plupart des régions où des déterminations de R_y ont été faites, à des valeurs minimales de l'intensité lumineuse et les actions relatives de ces deux facteurs n'ont pu être séparées.

Dans la pratique, quand c'est possible, il est plus simple et plus sûr de comparer des mesures d'ETP et les calculs que permet la formule de PENMAN (Ep) et de déterminer expérimentalement le rapport ETP/Ep. Cette méthode ne permet pas une vérification directe de la formule mais il est évident que celle-ci n'a d'intérêt que si ce rapport, qu'on appelle le facteur de réduction f, varie peu et que si sa variation présente un caractère saisonnier tel qu'on puisse en fixer la valeur à l'avance.

D'après ce qui précède il semble que c'est essentiellement la valeur de l'albédo qui différencie les estimations par la formule de PENMAN, modifiée ou non, de l'évaporation de l'eau et de celle d'un couvert végétal. Pour un gazon court dont l'albédo a est de 0,20, et pour des valeurs faibles de E_a et de L (rayonnement de grande longueur d'onde) telles qu'on les trouve en zone humide, le rapport ETP/Ep doit être peu différent de (1 — a), soit de l'ordre de 0,80. C'est effectivement cette valeur que l'on rencontre le plus souvent en Europe, où la variation de f est attribuée à la variation de la durée du jour.

En fait le facteur f intègre toutes les erreurs systématiques commises par la formule et ses approximations et il est bien hasardeux de séparer les facteurs physiologiques qui pourraient influencer l'ETP tels que, par exemple, une ouverture plus ou moins grande des stomates, des erreurs commises sur l'estimation des facteurs physiques.

Il faut donc répéter ici que l'intérêt d'une telle formule est essentiellement de prévoir l'ETP et qu'à ce titre le facteur f doit pouvoir être évalué à l'avance sans difficulté.

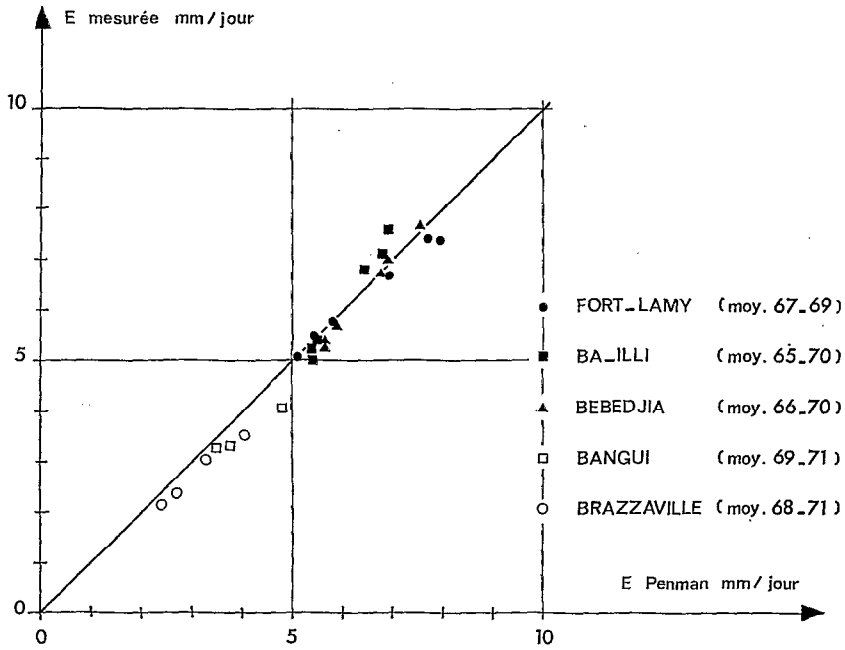


FIGURE 59
Evaporation calculée par la formule de Penman et évaporation du bac enterré « pelouse » en saison sèche

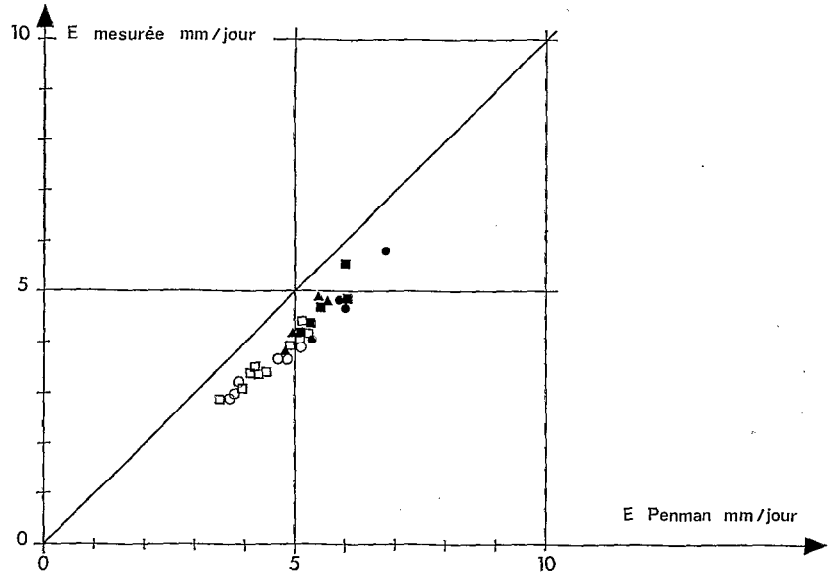


FIGURE 60
Evaporation calculée par la formule de Penman et évaporation du bac enterré « pelouse » en saison des pluies

4.2.1.4 La formule de Penman et les mesures d'ETP

Comparer les résultats de l'évaporation calculée par la formule de Penman et les mesures d'ETP, c'est d'abord se heurter au même problème que pour les bacs; la pelouse qui entoure l'évapotranspiromètre, même si ses dimensions sont importantes, est en général, en zone sèche, insuffisante pour que les flux de chaleur et de vapeur d'eau, entre la surface et le niveau de l'abri météorologique, soient conservatifs. Or le rapport de Bowen utilisé dans la formule de Penman:

$$\beta = \frac{\theta_s - \theta_a}{e_s - e_d}$$

où θ_a et e_d sont mesurés sous abri, n'est valable que pour des flux conservatifs.

L'expression proposée dans le paragraphe 3.5, pour l'évaporation des petites surfaces permet cependant de justifier l'emploi de la formule de Penman.

Pour l'évapotranspiromètre, on peut en effet admettre que les flux soient conservatifs jusqu'à une hauteur z, inférieure à 200 cm (niveau des mesures sous abri), mais suffisamment grande pour que la fonction F(z) et le paramètre λ (qui restent peu différents de 1, même quand z = 20 cm) soient proches de 1. La valeur de β utilisée dans la formule de Penman est alors une bonne valeur approchée de β_{ETP}, vraie valeur du rapport $C/\mathscr{L}$ E.

La comparaison entre les mesures d'ETP et les valeurs de l'évaporation calculée a été effectuée à partir des résultats de six stations, dont deux se trouvaient dans la zone sahélienne, deux dans la zone équatoriale et deux dans la zone intermédiaire. La période commune aux mesures et aux calculs va de deux ans et demi à six ans. Pour les stations où existaient des mesures du rayonnement global, ce sont les résultats de ces mesures qui ont été utilisées, pour les autres stations, G a été calculé à partir de la durée d'insolation. L'évaporation donnée par la formule de Penman Ep concerne une nappe d'eau d'albédo égale à 0,05.

Les résultats sont indiqués dans le tableau suivant, en mm/jour:

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total (mm)*
Matafo *(1965-1970)*													
ETP	4,63	5,05	6,72	7,59	7,34	6,49	5,85	4,77	5,02	6,42	5,97	4,70	2 146
E_p	6,15	7,35	8,25	8,97	8,33	7,90	7,50	6,60	6,70	7,42	7,08	6,23	2 689
Fort-Lamy *(1967-68-69)*													
ETP	3,98	5,09	6,32	6,71	6,54	5,36	4,24	3,71	4,35	5,71	5,28	4,35	1 872
E_p	5,39	6,88	7,73	7,97	7,59	6,80	5,88	5,35	6,00	6,53	5,75	5,13	2 339
Ba-Illi *(1966-1970)*													
ETP	4,09	4,88	5,34	5,61	5,18	4,82	3,86	3,33	3,78	4,03	4,05	4,03	1 612
E_p	5,50	6,39	6,89	6,80	6,53	6,00	5,46	5,06	5,32	5,64	5,40	5,44	2 143

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total (mm)*
BEDEDJIA *(1966-1970)*													
ETP	4,14	4,68	5,60	5,82	4,80	4,36	4,12	3,82	3,90	4,18	3,76	3,90	1 615
E_p	5,85	6,75	7,55	6,84	6,42	5,58	5,04	4,80	5,07	5,50	5,64	5,62	2 147
BANGUI *(1969-1971)*													
ETP	2,90	3,75	4,12	4,33	3,80	3,26	2,84	2,85	3,19	3,25	3,10	2,97	1 227
E_p	3,52	4,80	5,20	5,21	4,76	4,13	3,50	3,94	4,36	4,26	4,22	3,71	1 568
BRAZZAVILLE *(1968-1971)*													
ET	2,79	3,29	3,75	3,52	2,80	2,11	2,03	2,67	3,24	3,15	3,06	2,96	1 071
E_p	3,94	4,68	5,11	4,84	3,76	2,72	2,43	3,30	4,08	4,10	4,11	3,74	1 420

Les coefficients $f = ETP/E_P$ ont été portés dans le tableau suivant:

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
	mois froids										mois froids		
Matafo	0,75	0,69	0,81	0,85	0,88	0,82	0,78	0,72	0,75	0,86	0,84	0,75	0,80
Fort-Lamy	0,74	0,74	0,82	0,84	0,86	0,79	0,72	0,70	0,72	0,87	0,92	0,85	0,80
Ba-Illi	0,74	0,76	0,78	0,82	0,79	0,80	0,71	0,65	0,71	0,72	0,75	0,74	0,75
Bebedjia	0,71	0,69	0,74	0,85	0,75	0,78	0,82	0,79	0,77	0,76	0,67	0,70	0,75
Bangui	0,82	0,78	0,79	0,83	0,80	0,79	0,81	0,73	0,73	0,76	0,74	0,80	0,78
Brazzaville*	0,84	0,81	0,79	0,77	0,75	0,74	0,71	0,70	0,73	0,73	0,74	0,80	0,75
							mois pluvieux						

* Pour cette dernière station on a fait correspondre le mois de juin au mois de décembre de manière à rendre les mois comparables.

La première conclusion qu'on peut tirer de ce tableau est que les coefficients f sont tous voisins de 0,80 puisqu'on trouve la répartition suivante:

f compris entre 0,85 et 0,92:	nombre de mois	5
f compris entre 0,80 et 0,85:	»	15
f compris entre 0,75 et 0,80:	»	26
f compris entre 0,70 et 0,75:	»	23
f compris entre 0,65 et 0,70:	»	3

soit 64 mois sur 72 pour lesquels f est compris entre 0,70 et 0,85 et pour lesquels l'erreur commise en prenant un coefficient moyen constant de 0,77 n'entraînerait qu'une erreur relative maximale de 8%.

Une autre conclusion qui vient préciser celle qui précède est qu'il apparaît de façon nette une variation saisonnière. On voit que les mois de saison des pluies ont des valeurs plus faibles de f et que c'est l'inverse pour les mois chauds et secs. Enfin, les mois les plus froids en zone sahélienne et dans la zone de transition ont des valeurs de f plus faibles que la moyenne et comparables aux valeurs de saison des pluies.

Les valeurs de f qu'on peut alors proposer sont:

Saison des pluies	:	0,75
Mois froids	:	0,75
Saison sèche	:	0,80
Mois chauds en zone sahélienne	:	0,85

Expliquer ces derniers résultats serait bien hasardeux. On peut cependant faire quelques remarques. Une erreur systématique provient du mode de calcul de la formule de PENMAN. En exprimant par exemple l'ETP sous la forme:

$$ETP_p = \frac{\Delta\,(0{,}8\ G - L) + \gamma\ E_a}{\Delta + \gamma}$$

où la fonction E_a est la même pour une nappe d'eau et un couvert végétal.

Le rapport ETP_p/E_p serait alors pour Fort-Lamy:

J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
0,83	0,80	0,84	0,85	0,85	0,84	0,83	0,82	0,82	0,82	0,82	0,81	0,83

On voit effectivement que ce rapport est maximal en avril et mai et qu'il est plus faible en saison des pluies et au mois de février. Les écarts entre les différents rapports sont cependant très faibles et la légère amélioration qu'apporterait ce nouveau mode de calcul ne modifierait pas la tendance indiquée par les résultats précédents, la nouvelle formule surestimant légèrement l'ETP en saison des pluies et en hiver.

Il n'est pas exclus que les températures les plus faibles aient une action dépressive sur l'évapotranspiration du gazon utilisé en zone sahélienne. L'évolution du rapport ETP/E bac enterré pelouse confirme en effet ce que suggère la formule de PENMAN; ce rapport est en saison sèche:

(*moyenne* 1964-1970)

N	*D*	*J*	*F*	*M*	*A*
0,88	0,84	0,77	0,76	0,81	0,87

Enfin, comme il a déjà été dit, la formule de PENMAN a plusieurs termes estimés empiriquement et le coefficient f peut également traduire l'erreur systématique commise sur l'estimation de ces termes, notamment sur l'estimation du rayonnement net en zone sèche, où la température de la surface évaporante est nettement inférieure à celle de l'air. Quoiqu'il en soit, on peut conclure de ces résultats que la formule de PENMAN permet sans aucun doute des estimations satisfaisantes de l'ETP. Un même coefficient annuel de 0,75 peut être adopté au sud de la zone sahélienne et ce coefficient passe à 0,80 dans cette zone. En ce qui concerne le calcul de l'évaporation mensuelle, l'utilisation de ce même coefficient n'entraînerait qu'une erreur relativement faible: inférieure à 10% dans 71 cas sur 72 et à 5% dans 48 de ces cas (fig. 61). Par ailleurs, la liaison entre f et le type de saison, quelqu'en soient les raisons, est très nette et il est possible, en en tenant compte, d'améliorer la précision du calcul et d'obtenir une évaluation de l'ETP avec une erreur qui doit être de l'ordre de 5%.

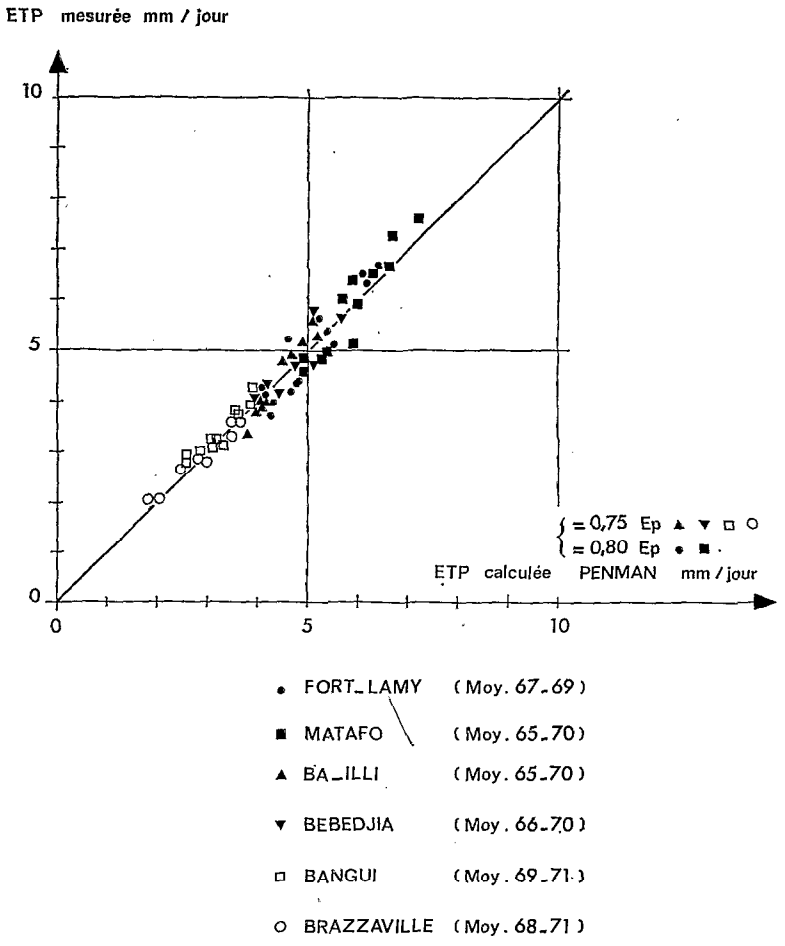


FIGURE 61
ETP mesurée et ETP calculée par la formule de Penman avec un coefficient de réduction constant

4.2.2 *L'ETP et les autres éléments du climat*

Le plus simple de ces éléments est la température mesurée sous abri. A Fort-Lamy, deux types de relations existent entre l'ETP et la température moyenne de l'air; les mois de novembre à mars ont des points représentatifs qui s'alignent sur une droite différente de celle qui relie les points représentatifs des autres mois (fig. 62). Sur cette droite on trouve aussi les points représentatifs de Bangui et Brazzaville (les mois de saison sèche s'écartent un peu de la droite); on a aussi utilisé les mois où la pression de vapeur est supérieure à 12 millibars à Ba-illi et à Bédédjia: les points n'ont pas été portés sur le graphique pour éviter de le surcharger.

Il apparaît ainsi que la relation entre la température moyenne de l'air et l'ETP est différente suivant l'humidité atmosphérique. Il est aisé d'admettre que, pour une température moyenne mensuelle identique, l'ETP est plus élevé si l'air est plus sec. Il est cependant intéressant de constater qu'avec l'arrivée de masses d'air humides apportées par la mousson, s'établit sur l'ensemble de la zone étudiée un climat assez homogène qui permet de relier par une même relation la température et l'ETP.

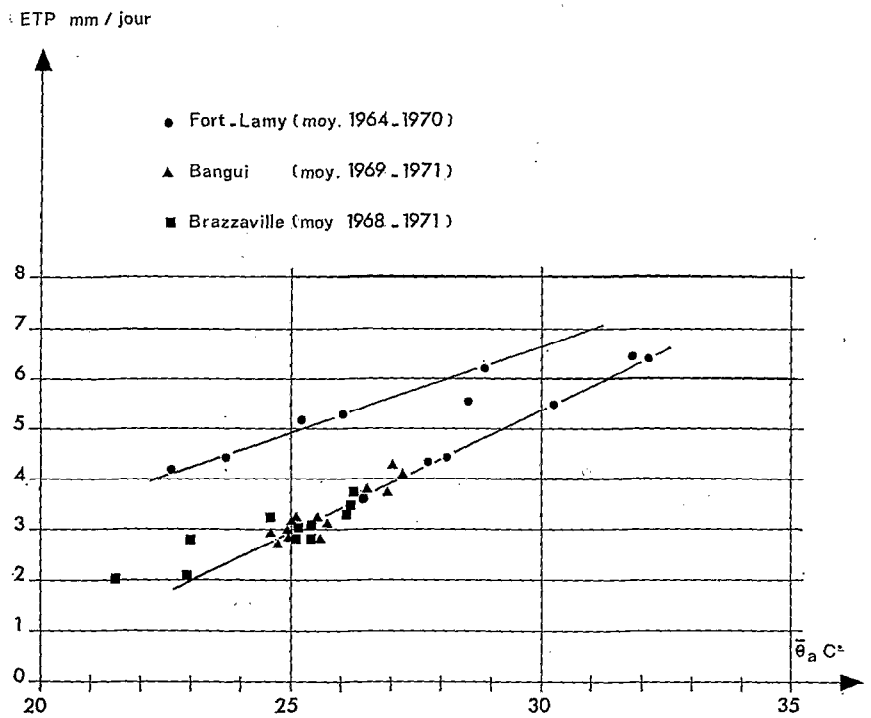


FIGURE 62
ETP et température moyenne sous abri

Ces résultats permettent d'esquisser des abaques donnant une valeur approchée de l'ETP à partir de la température moyenne et de la pression de vapeur d'eau moyenne. Ces abaques, dont il ne faut cependant pas attendre une grande précision, ne sont valables qu'au sud de la zone sahélienne car ils sous-estimeraient l'ETP dans cette zone (fig. 63).

Plus significative que la température moyenne, qui ne traduit pas l'influence de l'humidité de l'air, est la température maximale moyenne qui rend mieux compte du climat diurne et qui est fortement influencée par la pluviosité. On constate, en effet, que tous les points représentatifs des stations étudiées s'alignent approximativement sur des droites parallèles et qu'une même droite correspond aux stations de Ba-illi, Bébédjia, Bangui et Brazzaville, d'équation ETP $= 0{,}30\ \theta_x - 5{,}9$ où ETP est exprimée en moyenne mensuelle et en mm/jour (fig. 64).

A Fort-Lamy on aurait: ETP $= 0{,}30\ \theta_x - 5{,}5$ et à Bol-Matafo: ETP $= 0{,}30\ \theta_x - 4{,}5$.

Dans toute cette zone, une augmentation d'un degré Celsius de la température maximale correspond donc à une augmentation de 0,30 mm par jour de l'ETP.

4.2.3 *L'estimation de l'ETP par les formules empiriques*

Il existe un grand nombre de formules empiriques qui ont déjà été évoquées. Nées de la nécessité d'obtenir des valeurs approchées d'une grandeur qu'il n'était pas possible de mesurer directement dans des délais acceptables, elles se justifient si elles sont basées sur des principes d'interpolation ou d'extra-

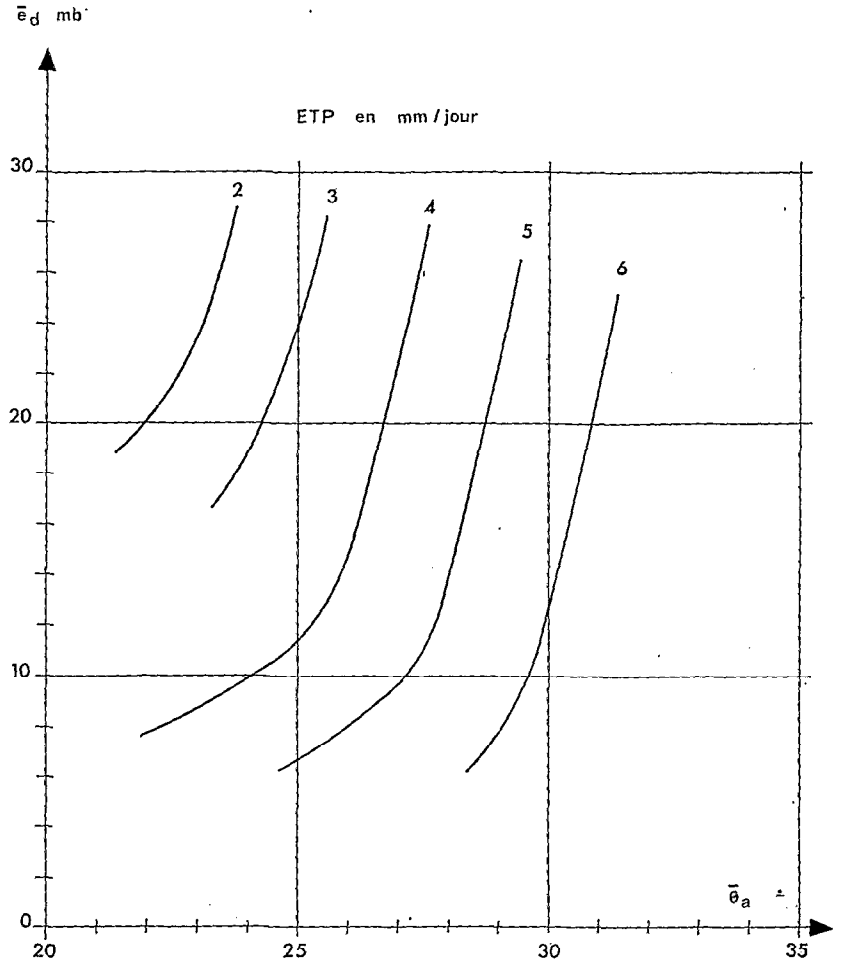


FIGURE 63
Diagramme donnant une valeur approchée de l'ETP en fonction de la température moyenne sous abri et de la pression de vapeur d'eau (valable pour des stations situées à des latitudes inférieures à 10°)

polation. Leurs utilisateurs font cependant, en général, preuve de beaucoup plus d'audace, et appliquent souvent ces formules dans des conditions climatiques très différentes de celles où elles ont été élaborées. Cette généralisation abusive s'accompagne même parfois de la recherche d'une précision tout à fait incompatible avec le procédé utilisé. Si « nécessité fait loi » il ne s'agit ici, en aucune façon, d'une loi scientifique. Certaines de ces formules établies sur un éventail de résultats importants recueillis sous des climats très différents sont beaucoup plus valables car elles garantissent une erreur maximale, mais alors le souci d'obtenir une seule formule et d'une forme simple pour des climats très différents sacrifie la précision en une zone donnée.

Trois de ces formules ont été ici confrontées avec les mesures d'ETP à Fort-Lamy et Brazzaville, qui constituent les deux grands types extrêmes des climats étudiés. L'une de celles-ci est la formule de THORNTHWAITE très utilisée car elle ne nécessite la connaissance que de la température moyenne de l'air; la seconde, la formule de TURC qui est un exemple de ces formules à base statistique évoquées précédemment, la troisième est celle de WALKER, qui est une simplification de la formule de PENMAN. Remarquons

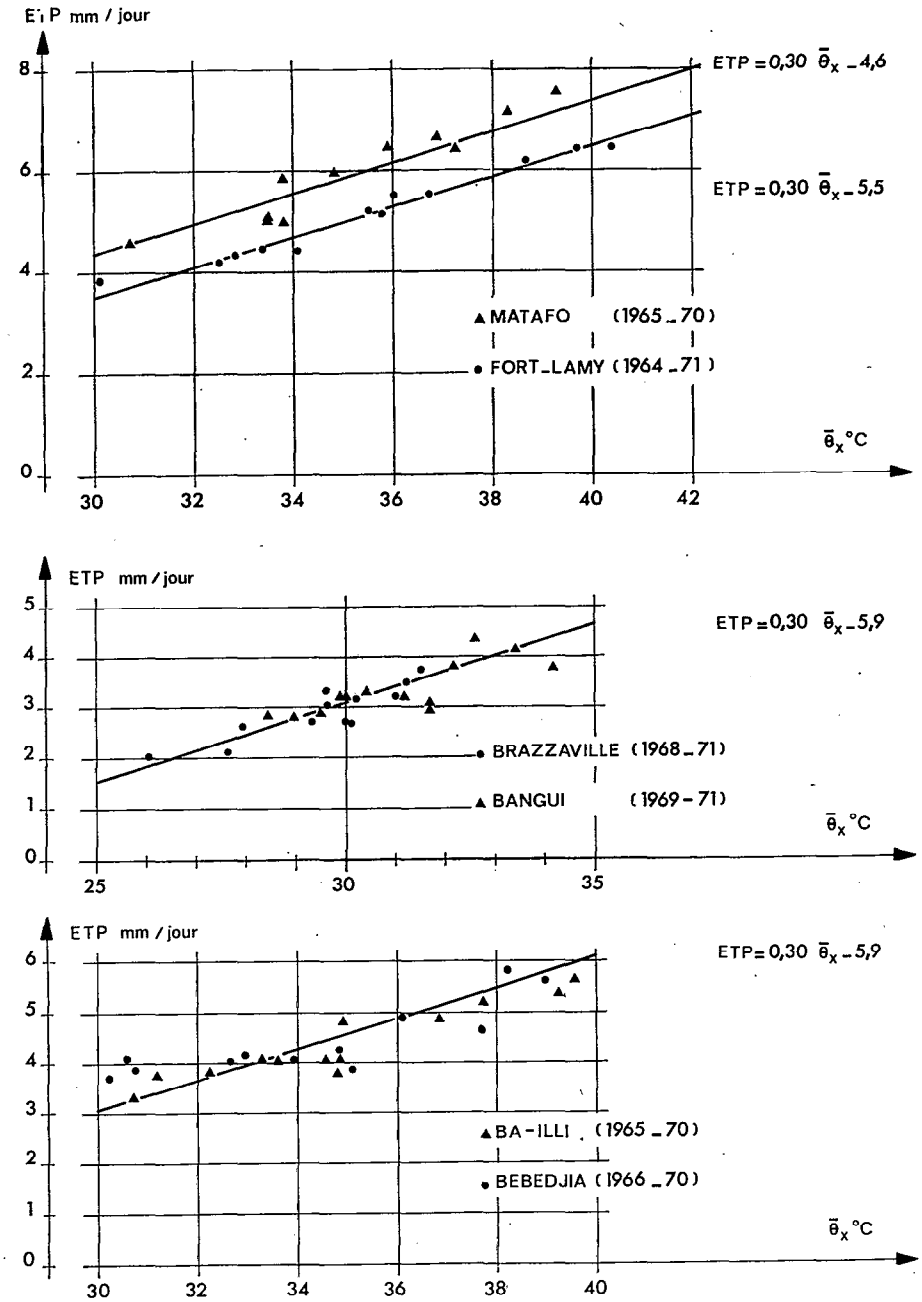


FIGURE 64
ETP et température maximale moyenne (moyennes mensuelles)

que ces deux dernières utilisent le rayonnement global, élément obtenu directement ou le plus souvent à partir de la durée d'insolation et qu'on connaît généralement en même temps que les éléments habituels du climat: température, humidité, qui permettent le calcul de la formule de PENMAN.

Des formules basées sur le déficit de saturation ou le Piche, il a déjà été dit qu'elles étaient impropres à définir l'ETP de manière acceptable.

La formule de THORNTHWAITE définit la valeur de l'ETP d'un mois théorique de 30 jours dont la phase diurne dure douze heures, soit:

$$E_o = 135\ (\theta_a/26{,}5)^a \quad [1]$$

avec θ_a: température moyenne mensuelle de l'air sous abri:

$$a = 0{,}92621(2{,}42325 - \log I)$$

$$I = \sum_{1}^{12} i \qquad \text{et} \qquad i = (\theta_a/5)^{1{,}514}$$

D'après ce mode de calcul, on voit déjà la faiblesse de la formule, puisque l'ETP ne dépend que de θ_a; on a vu précédemment qu'en zone sahélienne la relation entre l'ETP et la température moyenne n'était pas univoque. Une telle formule se justifierait mieux si elle utilisait la température maximale. La formule de WALKER s'écrit:

$$ETP = 0{,}80\ G\ \Delta/(\Delta + \gamma)$$

en exprimant le rayonnement global G dans la même unité que ETP soit en mm d'eau évaporée par jour.

Enfin la formule de TURC est de la forme:

$$ETP = [0{,}40\ \theta_a/(\theta_a + 15)]\ (G + 50)\ [1 + (50 - H_r)/70]$$

ETP étant exprimée en mm par mois, G en calories/cm^2 . jour et H_r, degré hygrométrique, en %. Le terme en H_r n'intervient que si H_r est inférieur à 50.

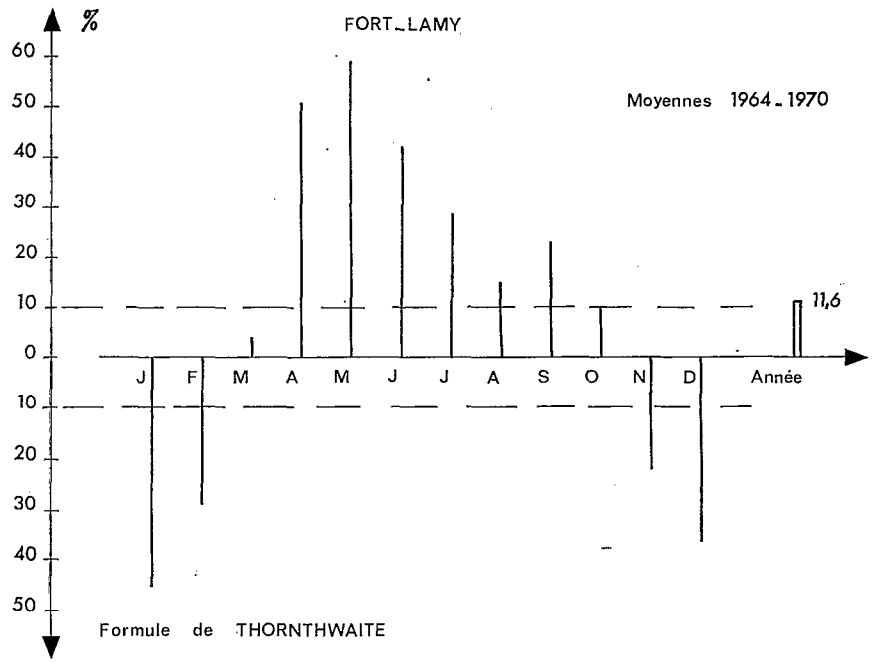
Les résultats de la comparaison (fig. 65) sont tout à fait défavorables à la formule de THORNTHWAITE, qui, si elle ne donne à Fort-Lamy qu'un écart de 11,6% sur le total annuel, donne une répartition mensuelle aberrante, amplifiant l'ETP en saison sèche et chaude, et la sous-estimant en saison fraîche. A Brazzaville également cette formule surestime de 25% l'ETP annuelle, seules les valeurs de l'ETP en saison sèche étant à peu près correctement estimées. THORNTHWAITE avait d'ailleurs limité l'application de sa formule aux températures inférieures à 26,5 °C.

En ce qui concerne les autres formules, elles donnent de meilleurs résultats en zone sèche qu'en zone humide (fig. 66); cela tient au fait qu'elles sont basées sur le rayonnement global affecté d'un coefficient qui, dans le cas de la formule de WALKER, varie de 0,56 à 0,64 à Fort-Lamy et reste pratiquement égal à 0,59 à Brazzaville et qui dans le cas de la formule de TURC, est pratiquement (légèrement inférieur) du même ordre. Or, à Brazzaville le rapport moyen ETP/G est de 0,45 et on a vu précédemment que ce rapport augmentait en zone sèche pour atteindre 0,70 en fin de saison sèche. Il s'en suit que ces formules sont mieux adaptées à la zone sèche, où l'écart avec les mesures n'est notable qu'en saison des pluies et en saison fraîche. Dans le cas de la formule de TURC, c'est d'ailleurs le terme correctif comprenant le degré hygrométrique qui est responsable des surestimations en saison sèche, bien que notre mode de calcul de H_r donne des valeurs légèrement supérieures à celles qu'on obtiendrait en adoptant celui qui est indiqué par TURC; en ce qui nous concerne, nous avons considéré que H_r était la moyenne de l'humidité à 6 h et à 12 h.

En conclusion, si la formule de THORNTHWAITE paraît difficilement utilisable, les deux autres formules, mieux adaptées à la zone sèche qu'au climat équatorial, pourraient toutefois être utilisées sous ce dernier climat à condition d'être affectées d'un léger coefficient de réduction.

---

[1] Calculs simplifiés par ARLERY (R.), GARNIER (M.) et LANGLOIS (R.).



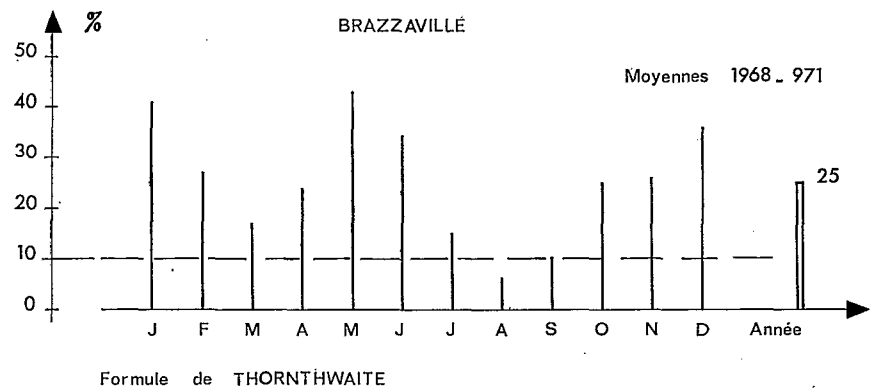


FIGURE 65
Valeurs de (ETP calculée — ETP mesurée)/ETP mesurée en % dans le cas de la formule de Thornthwaite

4.2.3.1 L'UTILISATION DIRECTE DES DONNÉES DU BAC ENTERRÉ DE 1 M²

Nous avons proposé précédemment une méthode pour utiliser les données des bacs dans le but d'estimer l'ETP. Il arrive que les données nécessaires à cette estimation fassent défaut, ce qui est le cas, par exemple, quand on veut utiliser les données d'un bac installé loin d'une station climatologique. Il est alors possible d'estimer l'ETP en multipliant les données du bac par un coefficient variable suivant la saison et le climat. Ce dernier procédé, empirique, est d'ailleurs le plus utilisé.

Dans le tableau suivant, ont été portés les rapports ETP/E bac de 1 m² pour les six stations où existent de longues séries de mesures d'ETP et d'évaporation en bac. Pour les deux stations les plus septentrionales,

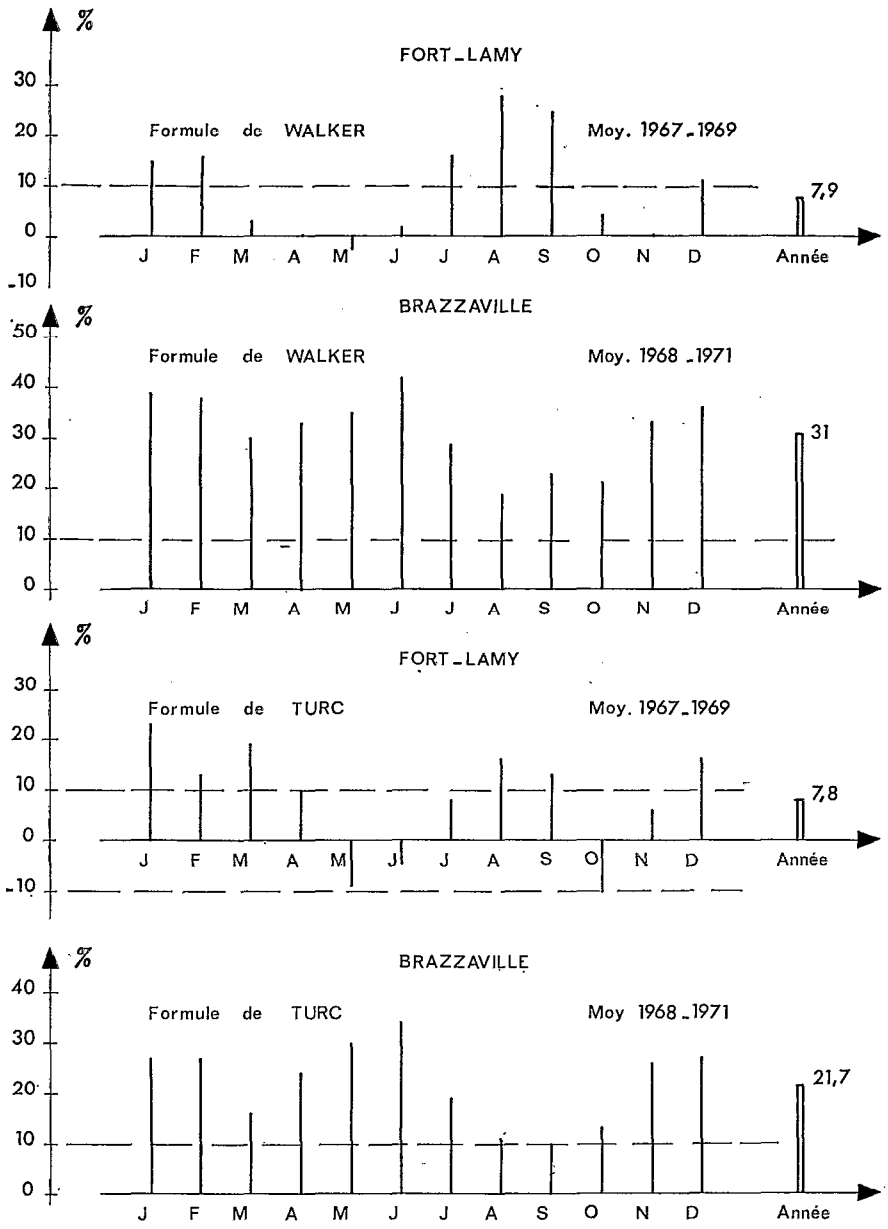


FIGURE 66
Valeurs de (ETP calculée — ETP mesurée)/ETP mesurée en % dans le cas des formules de Walker et de Turc

il s'agit du bac enterré en sol nu, pour les autres d'un bac situé au milieu d'une pelouse. L'analyse que nous avons proposée, et la pratique d'autre part, conduisent toutes deux à préconiser de placer le bac dans un site aussi représentatif que possible de la région environnante. Dans la zone sahélienne, ce site peut être une surface de sol sans végétation du moins pendant la plus grande partie de l'année; au sud de cette zone, le site pourra être une pelouse naturellement alimentée en eau pendant la saison des pluies. Dans

le cas des résultats que nous citons, cette pelouse recevait, quand la saison sèche se prolongeait, une irrigation qui la maintenait dans des conditions d'alimentation hydrique satisfaisante.

On constate comme dans le cas du coefficient réducteur f de la formule de PENMAN, qu'il faut distinguer plusieurs saisons (fig. 67).

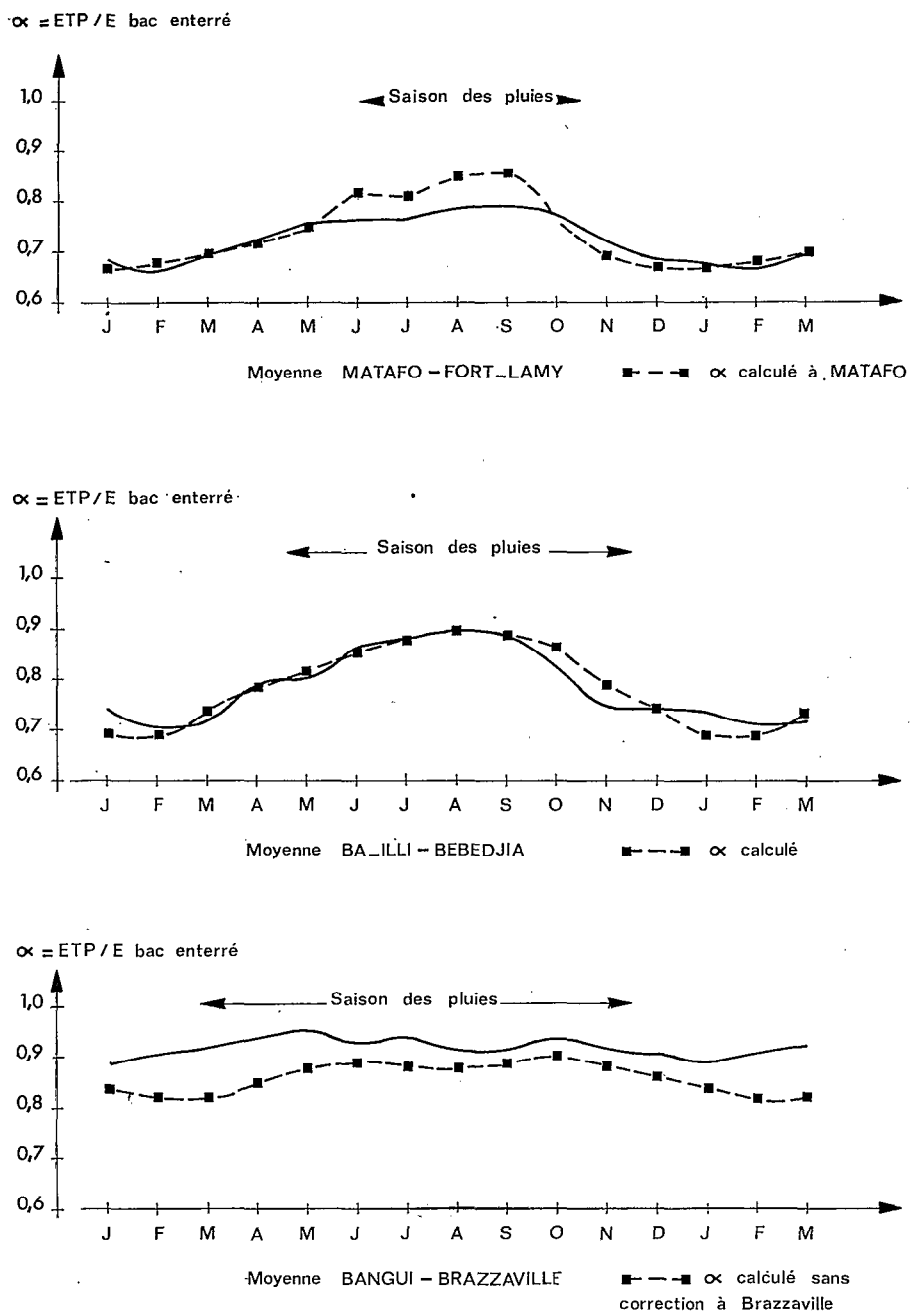


FIGURE 67
Evolution au cours de l'année du rapport ETP/E bac enterré

	Rapports ETP/E bac enterré de 1 m²												
	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
	mois froids										mois froids		
Matafo	0,68	0,64	0,71	0,74	0,80	0,76	0,74	0,71	0,75	0,73	0,68	0,65	0,715
Fort-Lamy	0,68	0,67	0,69	0,70	0,73	0,75	0,78	0,86	0,83	0,83	0,76	0,72	0,740
Ba-Illi	0,76	0,72	0,70	0,79	0,78	0,86	0,84	0,80	0,85	0,81	0,77	0,79	0,785
Bebedjia	0,72	0,69	0,73	0,81	0,83	0,87	0,93	1,01	0,91	0,82	0,70	0,72	0,810
Bangui	0,88	0,92	0,97	0,98	0,96	0,95	0,97	0,92	0,94	0,94	0,88	0,88	0,935
Brazzaville*	0,89	0,91	0,88	0,91	0,96	0,92	0,95	0,88	0,90	0,95	0,96	0,94	0,920
						mois pluvieux							
*	(*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*)	

D'une façon générale, ce rapport diminue pendant la saison sèche en passant par un minimum pendant les mois qui ont la plus basse température et augmente pendant la saison des pluies.

Sous climat sahélien, on peut lui attribuer les valeurs suivantes:

Mois les plus frais : 0,67
Saison des pluies : 0,77
Saison chaude : 0,70 à 0,75

Dans la zone de transition, on aurait:

Mois secs : 0,70 à 0,77
Mois pluvieux : 0,80 à 0,90

Enfin dans la zone équatoriale:

Toute l'année : 0,92

L'application de la formule ETP $= \alpha$ E bac enterré de 1 m² suffit souvent, dans bien des cas, à fournir une estimation suffisamment précise de l'ETP. L'analyse que nous avons proposée, à propos de l'interprétation des données du bac, peut d'ailleurs rendre compte de l'évolution du rapport α.

Ce rapport peut en effet s'écrire, si on ne tient pas compte de la différence de rayonnement net entre le bac de 1 m² et le bac ETP:

$$\alpha = \text{ETP/E bac} = f\,\frac{\Delta_s^a\,Q + \gamma\,E_a}{\Delta_s^a\,Q + 2\,\gamma\,E_a}\,\frac{\Delta_s^a + 2\,\gamma}{\Delta_s^a + \gamma} \quad [1]$$

$f\,(\Delta_s^a + 2\,\gamma)/(\Delta_s^a + \gamma)$ étant pratiquement égal à 1, ce rapport devient:

$$\alpha = 1 - \gamma E_a/(\Delta_s^a\,Q + 2\,\gamma\,E_a)$$

soit finalement:

$$\alpha = 1 - [\gamma/(\Delta_s^a + 2\,\gamma)]\,(E_a/E)$$

Cette formule a déjà été vérifiée dans un chapitre précédent, à Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville (avec pour ces deux dernières, une correction due au rayonnement net). Sur la figure 67, ont été représentées les courbes traduisant la variation de α déduit des mesures, et celles qui ont été obtenues théoriquement par la formule précédente, pour les stations de Matafo, du Ba-illi, de Bébédjia et pour Brazzaville, sans correction portant sur le rayonnement net.

Certains écarts peuvent s'expliquer par le fait que la pelouse autour du bac de 1 m² est irriguée en saison sèche, ce qui diminue la représentativité de ce site.

[1] Q étant exprimé en la même unité que E_a.

4.2.3.2 Autres méthodes empiriques

Nous les avons déjà évoquées lors des paragraphes précédents. Rappelons, pour la zone équatoriale, l'excellente corrélation entre ETP et le rayonnement global: ETP = 0,45 G, et pour toutes les stations étudiées les relations entre ETP et la température moyenne ou la température maximale, ainsi qu'au sud de la zone sahélienne, l'utilisation possible des abaques donnant ETP en fonction de la température moyenne et de la pression de vapeur d'eau, en vue d'une estimation rapide et approximative.

Enfin rappelons que le choix de la méthode d'estimation de l'ETP dépend essentiellement du degré de précision recherchée; le planificateur ou l'auteur de projet désire, en général, un procédé rapide et approximatif, en harmonie avec l'échelle spatiale qui est la sienne, alors que des études très localisées, où l'économie de l'eau doit être connue avec précision, exigent des méthodes plus perfectionnées.

Nous pensons, quant à nous, qu'étant donnés les soins à apporter à la mesure directe de l'ETP, mieux vaut utiliser une bonne formule ou prendre en considération l'évaporation d'un bac plutôt que de mettre sur pied un dispositif de mesure insuffisant.

5

L'ÉVAPORATION ET LES CLIMATS

L'évaporation est à la fois cause et conséquence du climat. Préciser les rapports de l'évaporation et du climat rend cependant nécessaire de procéder en deux étapes: définir d'abord les climats par leurs caractères généraux, pour obtenir le cadre géographique dans lequel les résultats des mesures d'ETP seront placés et tenter ensuite de préciser cette définition en tenant compte de la nouvelle donnée que constitue l'évapotranspiration.

En fait, il ne s'agit pas dans les deux cas de la même évaporation. Dans la première partie de l'exposé, c'est l'ETP qui sera située dans un climat donné, tandis que dans la suite c'est l'évapotranspiration réelle qui interviendra puisque c'est elle qui est « facteur » du climat. Les climats arides ont, par exemple, la plus forte ETP alors que c'est l'absence d'évaporation qui en est le trait dominant.

La définition des climats dans cette partie de l'Afrique a suscité de nombreux travaux donnant lieu à de nombreuses classifications. Il n'est pas question ici d'ajouter une nouvelle classification à celles qui existent déjà et qui mettent en évidence, sous des terminologies différentes, les grands types climatiques. Ces classifications sont en général destinées à différencier les climats du globe. Certaines d'entre elles, surtout en ce qui concerne les classifications spécifiquement africaines, sont le fait de botanistes qui entendent fournir un cadre climatique à leurs descriptions floristiques, les limites étant déjà fournies par l'analyse de la végétation.

Pour ces classifications, le critère adéquat est celui qui permet, à partir des éléments du climat de retrouver ces limites. Il est bien évident qu'une classification des climats qui ne se superposerait pas, à petite échelle, à celle de la végétation, (comme à celle des sols) ne serait guère significative. Prétendre comme le font certains climatologues, qu'il y a autant de climats que de critères de classement et que, suivant le but de la classification, on aboutit à des représentations différentes du climat, n'est pas entièrement satisfaisant. Rappelons qu'il a été dit la même chose à propos du classement des sols avant qu'on dégage certains critères pédogénétiques qui font du sol une entité.

Une caractérisation des climats doit donc se faire, à notre avis, à partir des seuls éléments du climat, sans référence aux aspects du paysage qui lui sont liés.

Pour définir les climats, les éléments habituellement utilisés dans cette partie de l'Afrique sont ceux dont l'intérêt est évident: la température et la pluviosité. La région étudiée présente quelques traits déterminants qui ont déjà été évoqués mais qui peuvent être rappelés ici.

— C'est une région continentale dans laquelle l'influence maritime est négligeable, sauf au Congo dont le Sud est relativement proche de l'Atlantique;

— Hormis quelques massifs dans le nord du Tchad et quelques sommets isolés en RCA, l'altitude y varie assez peu;

— Enfin, le phénomène dynamique dominant est la mousson ou remontée saisonnière d'une masse d'air humide limitée par le front intertropical.

Pour toutes ces raisons, la description des climats s'organise nécessairement autour d'un principe de continuité et, davantage que la détermination de limites plus ou moins arbitraires, c'est l'évolution dans l'espace et le temps des facteurs déterminants qui sera l'objet de cette étude.

Ces facteurs seront ceux qui sont habituellement choisis c'est-à-dire la température et la pluie. Ces facteurs ne sont cependant pas indépendants; en zone aride, la température est directement liée à l'énergie solaire disponible, puis l'intervention de la pluie modifie cette relation et, en fait, le régime thermique est l'image de l'interaction pluie-rayonnement solaire; il peut, en ce sens, traduire à lui seul le climat, alors que les facteurs conditionnels seraient le rayonnement solaire et la pluie.

Ce sont ces quelques idées qui ont guidé la description des climats exposés ici, qui a pour but de situer les mesures d'ETP et en même temps de déterminer l'étendue des extrapolations à partir d'une station donnée.

Une telle étude est en effet indispensable lorsqu'on étudie un élément du climat à partir d'un réseau à grande maille, ce qui est le cas ici. Dans la deuxième partie, on tentera de montrer comment la connaissance de l'évapotranspiration peut contribuer à une meilleure définition du climat. Il s'agira alors d'évapotranspiration réelle mais nous verrons que pour la zone étudiée elle peut pratiquement être déterminée à partir de l'ETP et de quelques hypothèses simples. Il sera alors possible d'esquisser le bilan hydrique d'une telle région.

5.1. LES DONNÉES GÉNÉRALES : LE RAYONNEMENT SOLAIRE

La relation entre la marche du soleil et les climats tropicaux a frappé depuis longtemps les géographes, et le célèbre schéma de DE MARTONNE montrant la concordance entre le passage du soleil au zénith à différentes latitudes et les régimes pluviométriques, est toujours cité dans les travaux des climatologues. Une lecture même rapide des données climatologiques montre clairement que l'énergie solaire reçue au sol et l'évolution de la température sont liées. Il est donc important, au début de cette étude, de rappeler les données de base concernant l'énergie solaire et sa variation dans la zone tropicale.

Le rayonnement reçu sur une surface horizontale à l'entrée de l'atmosphère G_0 est une donnée qu'on peut calculer en fonction de la hauteur et de l'éloignement du soleil. On obtient ainsi le système de distribution de l'énergie à l'extérieur de l'atmosphère. Suivant les caractéristiques de l'atmosphère, une part plus ou moins grande de cette énergie va atteindre le sol, mais G_0 reste néanmoins une donnée de base.

Deux remarques se dégagent de l'étude de G_0 entre le tropique et l'équateur.

— La faible variation de l'énergie annuelle totale (fig. 68):

à 20° de latitude cette énergie est de 806 calories/cm² . jour
à 10° elle est de 839 calories/cm² . jour
à 0° elle est de 858 calories/cm² . jour

— La variation beaucoup plus importante de la répartition mensuelle de G_0 (fig. 69):

à 20° de latitude — décembre 610 calories/cm² . jour
— juin 934 calories/cm² . jour
à 0° de latitude — décembre 842 calories/cm² . jour
— juin 790 calories/cm² . jour

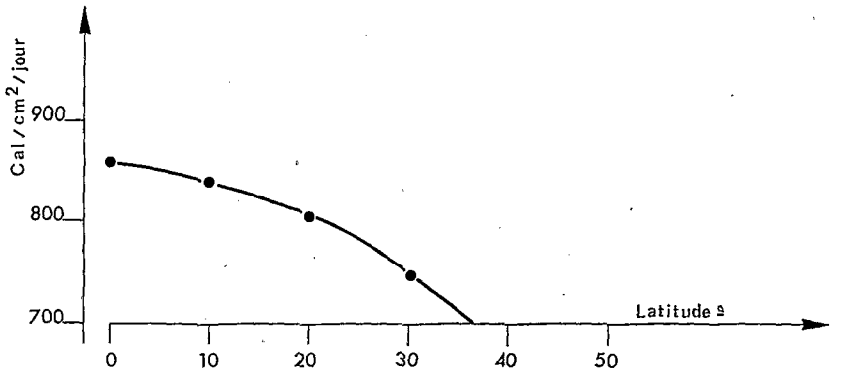


FIGURE 68
Variation du rayonnement solaire moyen annuel reçue par une surface horizontale à l'entrée de l'atmosphère en fonction de la latitude

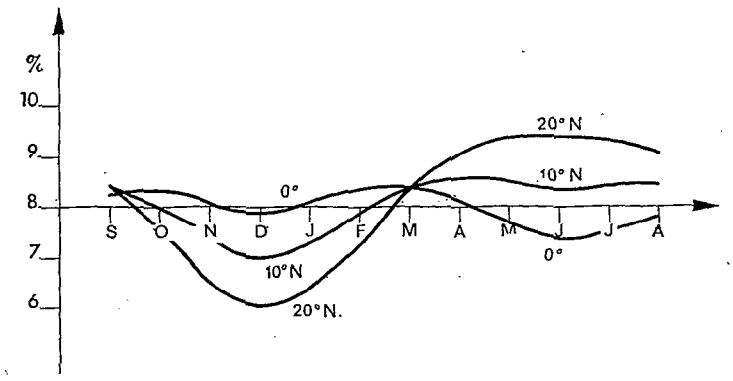


FIGURE 69
Variation relative du rayonnement solaire mensuel à l'entrée de l'atmosphère en % du rayonnement solaire annuel

C'est donc davantage la répartition de l'énergie que sa valeur qui apparaît comme un facteur de différenciation.

Entre le soleil et la terre, s'interpose l'atmosphère qui va modifier la nature et la quantité de cette énergie. La vapeur d'eau en particulier provoque une absorption du rayonnement solaire qui s'ajoute à son affaiblissement par diffusion.

Cependant, dans la zone aride où la pression de vapeur d'eau est faible et peu variable, le rôle de ce facteur reste pratiquement le même tout au long de l'année et l'énergie qui parvient au sol sous la forme du rayonnement global G reflète assez fidèlement ce qui se passe à l'entrée de l'atmosphère. A Tamanrasset par exemple, le rapport G/G_0 évolue comme suit (G mesuré de 1939 à 1951):

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
G/G_0	0,72	0,73	0,72	0,71	0,70	0,67	0,70	0,67	0,62	0,66	0,69	0,69	0,69

En l'absence de longues séries d'observations du rayonnement global dans cette partie de l'Afrique, il est donc intéressant, là où la teneur en vapeur d'eau reste faible, d'utiliser G_0 qui est à quelques pourcent près proportionnel au rayonnement global.

Dans la zone sahélienne, qui présente une saison où la teneur en vapeur d'eau est relativement élevée, on a les valeurs suivantes pour G/G_0:

EL FASHER *(13.27° N.-25.20° E. — Pluie 303 mm) G mesuré de 1957 à 1961*

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
G/G_0	0,62	0,64	0,63	0,60	0,60	0,56	0,57	0,60	0,62	0,62	0,62	0,63	0,61

FORT-LAMY *(635 mm de pluie de juin à septembre)*

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
G/G_0	0,67	0,70	0,70	0,67	0,66	0,63	0,58	0,56	0,61	0,69	0,72	0,72

Dans cette zone, on peut donc voir qu'en dehors de la saison des pluies la répartition du rayonnement global est à l'image de celle de G_0.

Cette constatation sera utilisée ici.

5.1.1 *Température et rayonnement solaire*

La comparaison des normales de la température moyenne mensuelle θ_a et de G_0 a été faite pour trois stations désertiques: Ghadamès, Tamanrasset et Largeau situées à des latitudes et des altitudes différentes:

Ghadamès	: latitude 30.08°	altitude 350 m
Tamanrasset	: latitude 22.48°	altitude 1 376 m
Largeau	: latitude 18°	altitude 234 m

On constate à Largeau, par exemple, qu'apparaît une relation linéaire très nette entre θ_a et G_0 avec un déphasage d'un mois, la température étant en retard sur le rayonnement (fig. 70).

Tous les points représentatifs sont alignés sur une même droite grâce à l'artifice suivant: la droite de Largeau est choisie comme référence et les pointsmoyens annuels: Ghadamès $\overline{\theta}_a = 22.1°$, $\overline{G}_0 = 749$ calories/cm² . jour, Tamanrasset $\overline{\theta}_a = 21.2°$, $\overline{G}_0 = 789$, ont été placés sur la droite de Largeau en conservant les abcisses G_0, ce qui définit les échelles de température adoptées pour ces stations (Largeau $\overline{\theta}_a = 28.3°$, $\overline{G}_0 = 813$). Un même déphasage d'un mois a été évidemment adopté pour ces deux dernières stations.

La corrélation entre G_0 et θ_a est très nette. Les températures moyennes de l'air en zone désertique apparaissent donc comme liées étroitement au seul rayonnement solaire. Le retard d'un mois entre la température et le rayonnement est la conséquence de l'évolution de l'énergie solaire arrivant sur la terre et de celle de l'énergie radiative émise par le sol.

5.1.2 *Influence de la pluie*

Cette dernière constatation nous permet d'avoir pour la température un système de référence, en définissant « la température théorique en l'absence de pluie », d'après G_0. Cette notion va nous permettre d'évaluer quantitativement l'influence de la pluie sur la température, notamment en zone sahélienne. Il

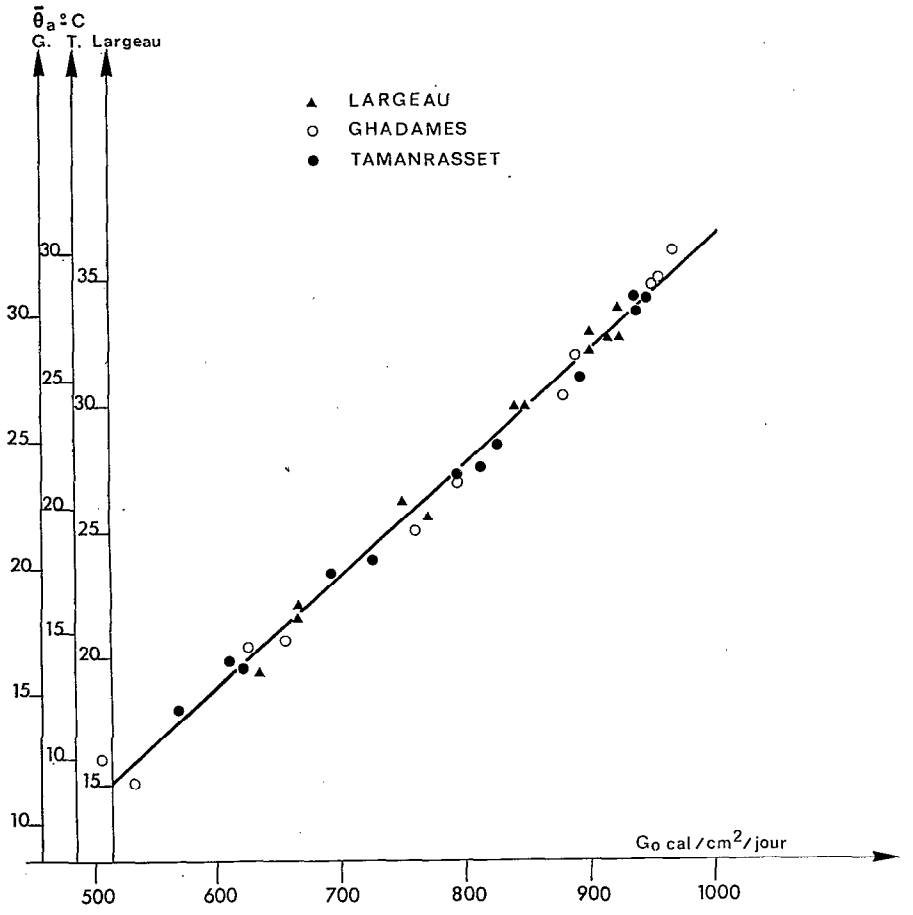


FIGURE 70
Température moyenne mensuelle et rayonnement solaire mensuel à l'entrée de l'atmosphère en zone désertique (déphasage d'un mois)

serait plus juste de parler ici de temps pluvieux plutôt que de pluie; il s'agit en effet de la température de masses d'air humide, apportées par la mousson; pour ces masses d'air, la hauteur de pluie tombée traduit l'importance d'un certain nombre de facteurs intervenant sur la température comme par exemple l'humidité atmosphérique et la nébulosité.

En zone sahélienne, on note entre θ_a et G_o une même correspondance qu'en zone désertique pour les mois secs, avec toutefois une légère différence dans le déphasage qui n'est ici que de 20 jours, ce qui fait correspondre, au mois de rang n, θ_a^n à $(G_o^n + 2\ G_o^{n-1})/3$. C'est ce qui apparaît en particulier pour les stations de Mao, d'Ati, de Fort-Lamy et de Bousso. Pour les deux premières (les plus septentrionales) un décalage d'un degré a été adopté pour l'échelle des températures, afin que tous les points de saison sèche s'alignent sur la même droite. Enfin on a porté sur cette même figure les points représentatifs d'une station plus méridionale, donc plus arrosée: Moundou (fig. 71).

On constate:

— Que les points de saison des pluies s'écartent nettement de la droite qui relie les autres points et d'autant plus que la pluviosité du mois est plus forte;

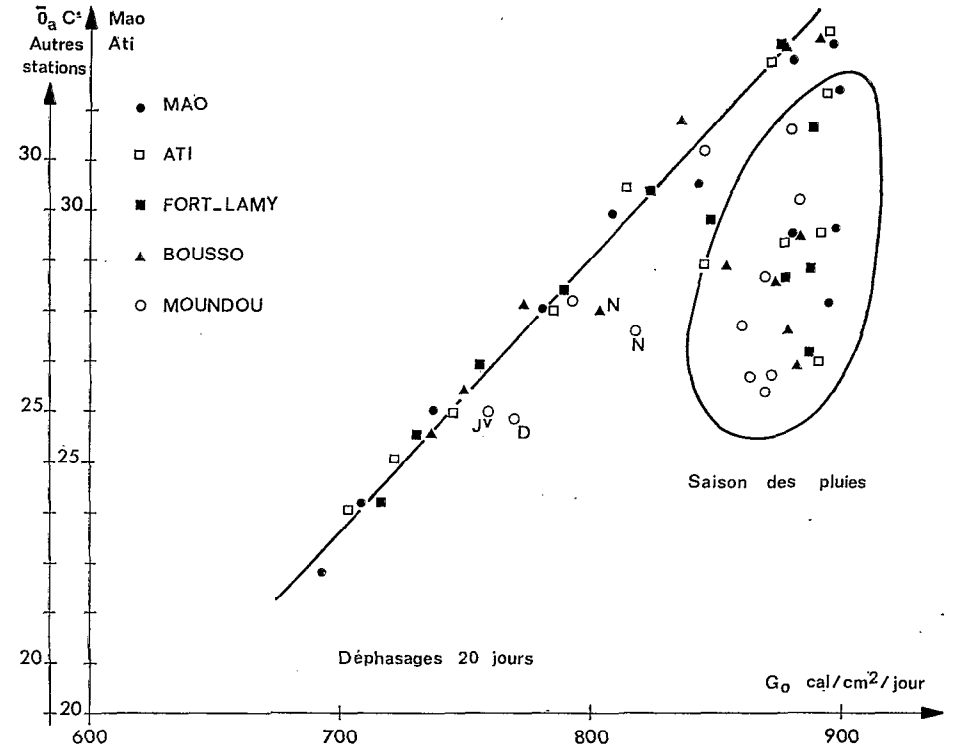


FIGURE 71
Température moyenne du mois et rayonnement solaire à l'entrée de l'atmosphère au sud de la zone désertique

— Qu'au sud de Bousso les mois postérieurs à la saison des pluies restent influencés par la pluie, ce qui est sans doute dû à l'existence d'une certaine quantité d'eau présente dans le sol et dont l'évaporation absorbe une fraction de l'énergie disponible;

— Qu'au sud de Bousso, ni la température moyenne du mois le plus chaud, ni celle du mois le plus froid, ne dépendent uniquement de l'énergie solaire disponible.

5.1.3 *Variation de l'amplitude des températures moyennes mensuelles*

Ces remarques permettent de mieux situer l'amplitude des températures moyennes mensuelles au cours de l'année, en la comparant à l'amplitude annuelle des valeurs mensuelles de G_0.

On prend en fait en considération les valeurs de G_0 maximum mensuel et G_0 minimum mensuel et on compare à leur différence les valeurs de l'amplitude thermique des mois correspondants; il arrive en effet que la température minimale soit celle d'un autre mois que celui qui est considéré, l'abaissement de température étant alors dû à la pluviosité.

On remarque que jusqu'à la latitude de Bousso il y a une relation linéaire entre les deux amplitudes, ensuite l'amplitude thermique varie plus vite que celle du rayonnement et continue à diminuer vers l'équateur alors que l'amplitude du rayonnement reste stationnaire (fig. 72).

Ainsi apparaissent les grandes lignes des climats de cette partie du continent africain: la température suivant fidèlement les variations du rayonnement solaire en zone sèche, puis diminuant sous l'influence de

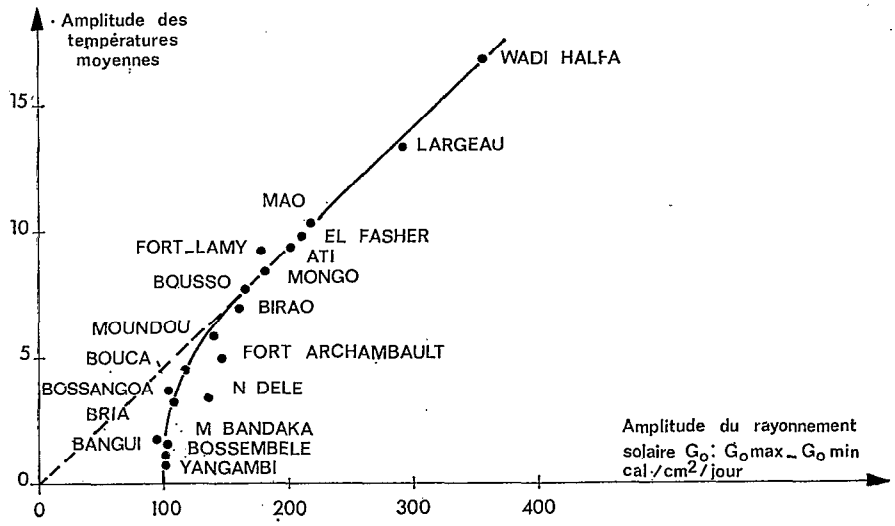


FIGURE 72
Amplitude annuelle des valeurs mensuelles de G_o
et amplitude des températures moyennes mensuelles correspondantes

la pluviosité. En même temps, une limite se dégage de ces quelques considérations, celle qui correspond à la latitude de Bousso soit vers 10°; au sud de celle-ci les extrêmes de température sont soumis à l'influence de la pluie et, à partir de cette frontière, on peut donc dire que c'est la pluviosité qui devient l'élément marquant du climat. Cette limite a été mise en évidence par la plupart des climatologues; elle marque le début du climat que, suivant les auteurs, on a appelé tropical humide ou semi-humide.

On peut essayer d'expliciter la relation trouvée en zone aride entre θ_a et G_o. On a en effet une expression du bilan d'énergie qui est:

$$(1 - a)\, r\, G_o = - L \downarrow + \sigma T_a^4 + S + C \qquad \text{(l'évaporation étant nulle)}$$

où a est l'albédo, r le rapport G/G_o, S la chaleur stockée par le sol et C la chaleur perdue par convection. Entre 20° et 30°, on a une valeur approchée satisfaisante de σT_a^4 par la formule $\sigma T_a^4 = 620 + 12{,}5\ \theta_a$ (en cal/cm² . jour).

En admettant une valeur de 0,20 de l'albédo et un coefficient r moyen de 0,70, ce qui est le cas de Tamanrasset et de Fort-Lamy en saison sèche, on a:

$$0{,}56\ G_o^n = 12{,}5\ \theta_a^n - L \downarrow + (S + C) + 620$$

On peut rapprocher cette formule de celle qui a été déduite de la relation rencontrée précédemment, et qui peut se mettre sous la forme:

$$0{,}56\ G_o^{n-1} = 12{,}5\ \theta_a^n + 103$$

et finalement:

$$L \downarrow = 517 + C + S + 0{,}56\ (G_o^{n-1} - G_o^n)$$

S est du même signe que $G_o^n - G_o^{n-1}$ le sol recevant de la chaleur quand le rayonnement augmente, et les deux derniers termes sont relativement petits, ce qui tend à montrer que L — C doit varier assez peu, en restant voisin de 517 calories.

5.2. LA PLUVIOSITÉ

La figure 73 donne une image de la répartition de la pluie dans le temps et dans l'espace, suivant la latitude; les isohyètes sont en effet approximativement parallèles à l'équateur.

Cette répartition suggère un certain nombre de remarques.

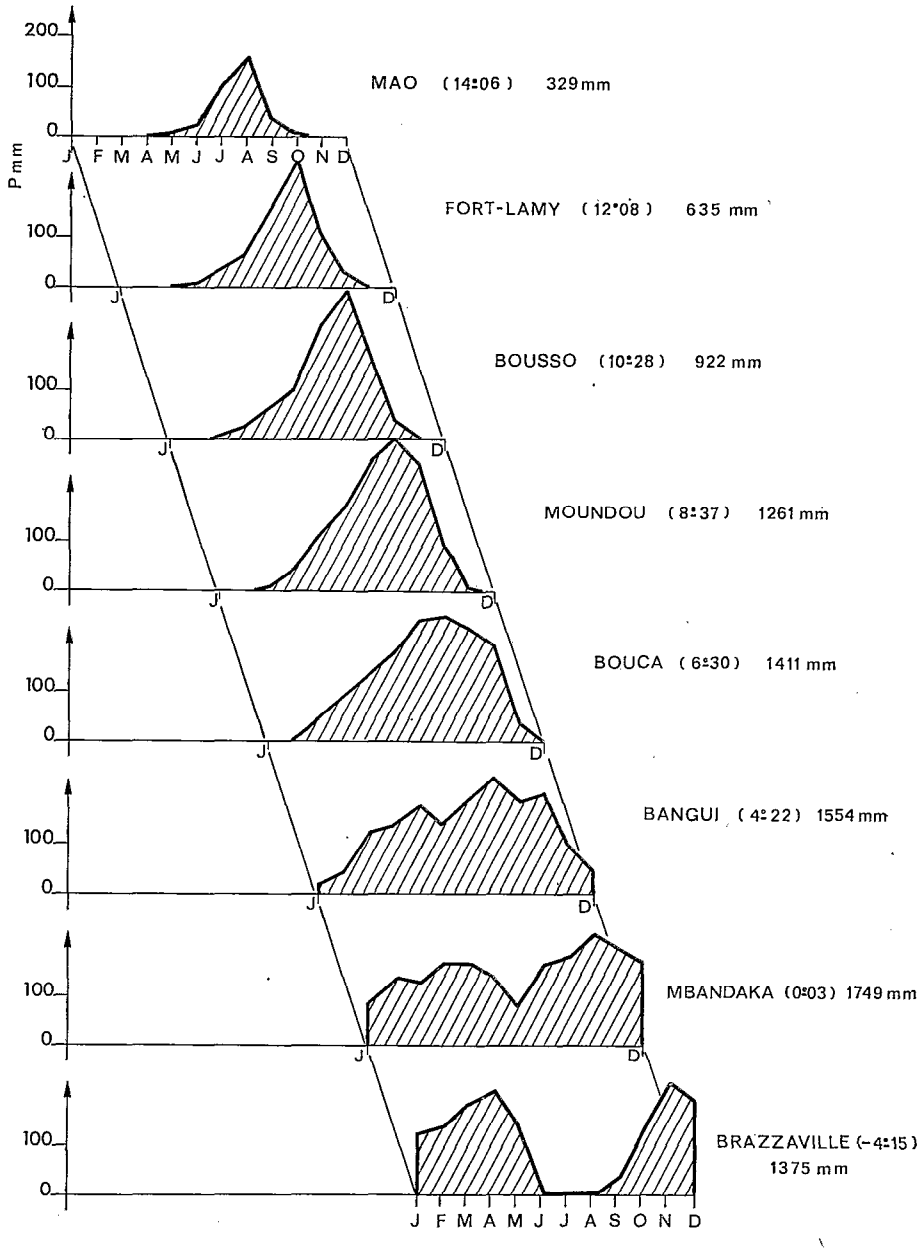
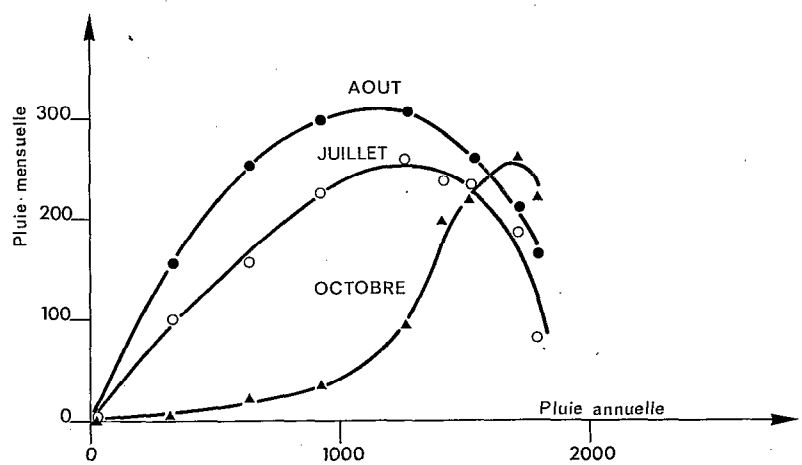


FIGURE 73
Répartition de la pluie mensuelle suivant la latitude

— La distribution mois par mois peut être représentée par un triangle dont la base serait la durée de la saison des pluies et la hauteur la pluie du mois le plus arrosé, soit août jusqu'à 5° de latitude. Ce triangle devient de plus en plus important, sa base et sa hauteur augmentant simultanément jusque vers 8° de latitude; ensuite, si sa base continue à augmenter, sa hauteur diminue et la forme triangulaire s'estompe, la répartition de la pluie tendant à être plus régulière. Une forme en dent de scie, avec des creux en juin et septembre, apparaît pour donner à l'équateur un creux unique de juin à septembre. Plus au sud, la saison sèche réapparaît pendant cette même période tandis que les mois de janvier et décembre ont un minimum de pluviosité.

Il est frappant de constater la similitude d'une telle distribution et de celle du rayonnement solaire. Celui-ci est en effet le « moteur » unique de la circulation générale et la pluviosité n'est elle-même qu'une



Pluie de quelques mois en fonction de la pluie annuelle

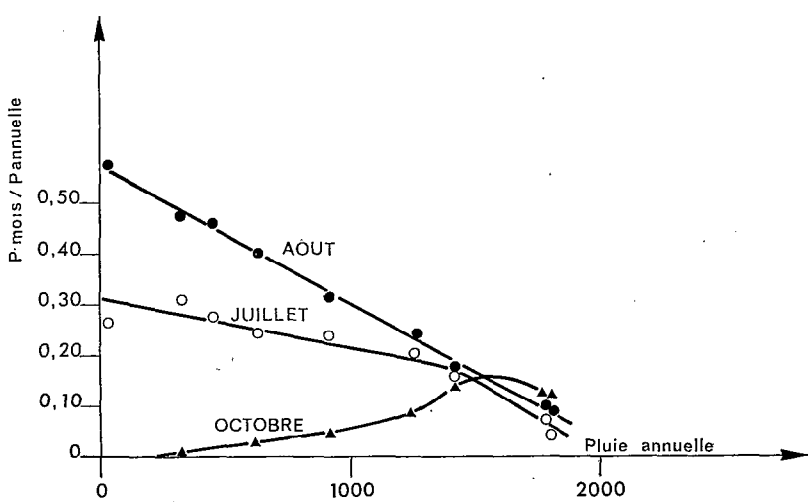


FIGURE 74
Rapport pluie mensuelle/pluie annuelle en fonction de la pluie annuelle

conséquence de la distribution de l'énergie, les zones où le rayonnement solaire est le plus élevé constituant des centres de basse pression. Il est cependant plus commode, à l'échelle de notre étude, de considérer pluie et rayonnement séparément et d'étudier leurs actions sur la température.

— On note également la dissymétrie de la répartition de la pluie; sa diminution dans le temps en fin de saison est plus rapide que son augmentation au début de la saison des pluies; elle reste par ailleurs centrée sur la même période, fin juillet-début août.

— Comme le montre la figure 74, c'est vers l'isohyète annuelle 1 200 mm, que se produit un changement assez net dans la répartition mois par mois, avec une diminution de la pluie des mois les plus arrosés jusqu'à là, juillet et août, et au contraire une augmentation assez nette de la pluie en octobre qui va devenir le mois le plus arrosé à l'équateur.

— Enfin, à partir de l'isohyète annuelle 1 400 mm soit vers 5°, 6° de latitude N., se manifeste la tendance à une répartition régulière de la pluie.

Si au Tchad et dans le nord de la R.C.A. la répartition de la pluie est à peu près zonale, plus au sud les isohyètes ont une forme moins simple. On peut noter dans ce cas que la répartition mois par mois restant liée à la latitude et non à la pluviosité annuelle, des stations qui reçoivent annuellement une même quantité d'eau peuvent parfois montrer des distributions mensuelles différentes.

C'est le cas par exemple, en R.C.A., des stations de Bria (6.32°) et Bossangoa (6.26°) d'une part, qui reçoivent respectivement 1 559 et 1 560 mm de pluie, et d'autre part des stations de Bangui (4.23°) et Berbérati (4.15°) qui reçoivent la même quantité d'eau 1 554 et 1 571 mm.

	Pluie mensuelle en mm											
	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*
Bria	9,1	11,2	100,8	117,1	148,6	189,8	221,8	273,1	234,0	190,1	55,3	7,9
Bossangoa	0,0	2,8	50,9	104,1	163,9	183,8	230,0	313,8	256,0	221,9	32,0	1,7
Bangui	20,7	45,1	122,1	127,0	171,4	135,9	183,5	230,3	186,5	199,9	99,2	32,4
Berberati	18,6	51,6	89,6	145,0	157,4	155,7	138,4	189,0	223,0	282,7	99,1	19,8

On voit que ces stations sont différentes notamment pour ce qui concerne la pluie de novembre à février; celle-ci représente 83 et 36 mm pour Bria et Bossangoa et 197 et 189 mm pour Bangui et Berbérati. Un bilan des gains (pluie) et des pertes (évaporation) d'eau mettra en évidence la distinction à faire entre ces stations identiques dans leur pluviosité globale.

Sans préciser davantage ici la notion de mois sec, on peut néanmoins donner une image de l'étendue de la saison des pluies en considérant les mois où la pluie est supérieure à 100 mm. La figure 75 montre la position de l'isohyète 100 mm dans le temps et l'espace pour la région considérée ici. Il s'agit d'une représentation schématique, mais qui fait apparaître approximativement l'importance respective des saisons sèches et pluvieuses.

5.2.1 *Pluie et température*

La relation $\theta_a = f(G_o)$ mise en évidence précédemment faisait apparaître les mois pluvieux; les points représentatifs étaient alors décalés par rapport à la droite qui reliait les points représentants des mois secs. Il est alors possible de relier l'écart de la température par rapport à la droite de référence, à la pluviosité du mois.

En fait, pour une bonne partie des stations du Tchad, les mois pluvieux correspondent à des valeurs proches de G_o, celui-ci restant voisin de 890 calories/cm² . jour. On a donc comparé la température moyenne mensuelle et la pluie pour des stations s'étageant en latitude, et pour les mois de mai à août pour lesquels

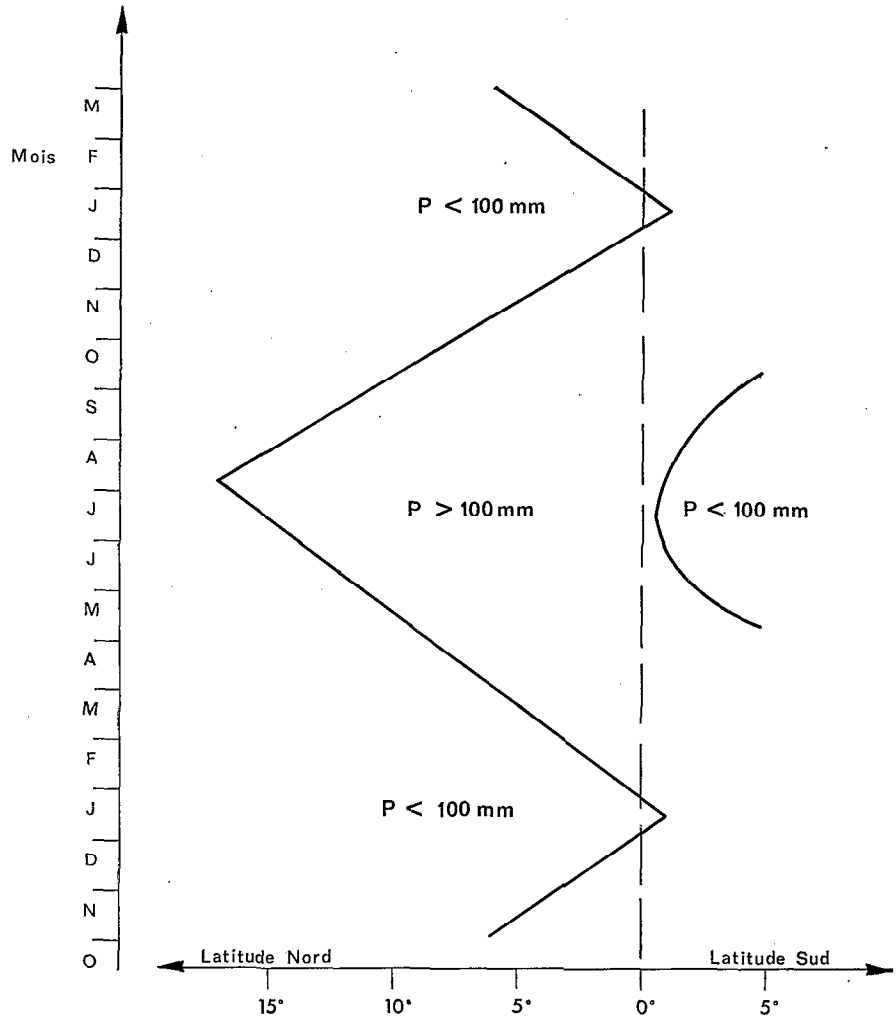


FIGURE 75
Position dans le temps et l'espace de l'isohyète 100 mm

G_0 est stationnaire. On constate que jusqu'à 180 mm de pluie la température diminue linéairement quand la pluie du mois augmente. Cette diminution est de 3,3° environ pour 1 000 mm de pluie.

La pluie n'a pas le même effet sur la température maximale moyenne du mois et sur sa température minimale moyenne. La température maximale moyenne est beaucoup plus sensible à une augmentation de la pluie que la température minimale, qui ne diminue que lentement quand la pluie du mois augmente (4 °C par mois pour 200 mm de pluie) (fig. 76). Rappelons ici encore qu'il faut voir en la hauteur de pluie une variable qui traduit l'état de la masse d'air humide.

Ceci s'exprime évidemment au niveau de la température moyenne annuelle qui diminue régulièrement quand la pluviosité annuelle augmente (fig. 76).

Les résultats sont d'ailleurs cohérents puisqu'une augmentation de la pluie annuelle de 1 000 mm se traduit par une diminution de 2,6 °C environ de la température moyenne, alors qu'une même pluviosité répartie sur douze mois entraînerait un abaissement mensuel de (1 000/12) (3,3 °C/100), soit 2,7 °C environ.

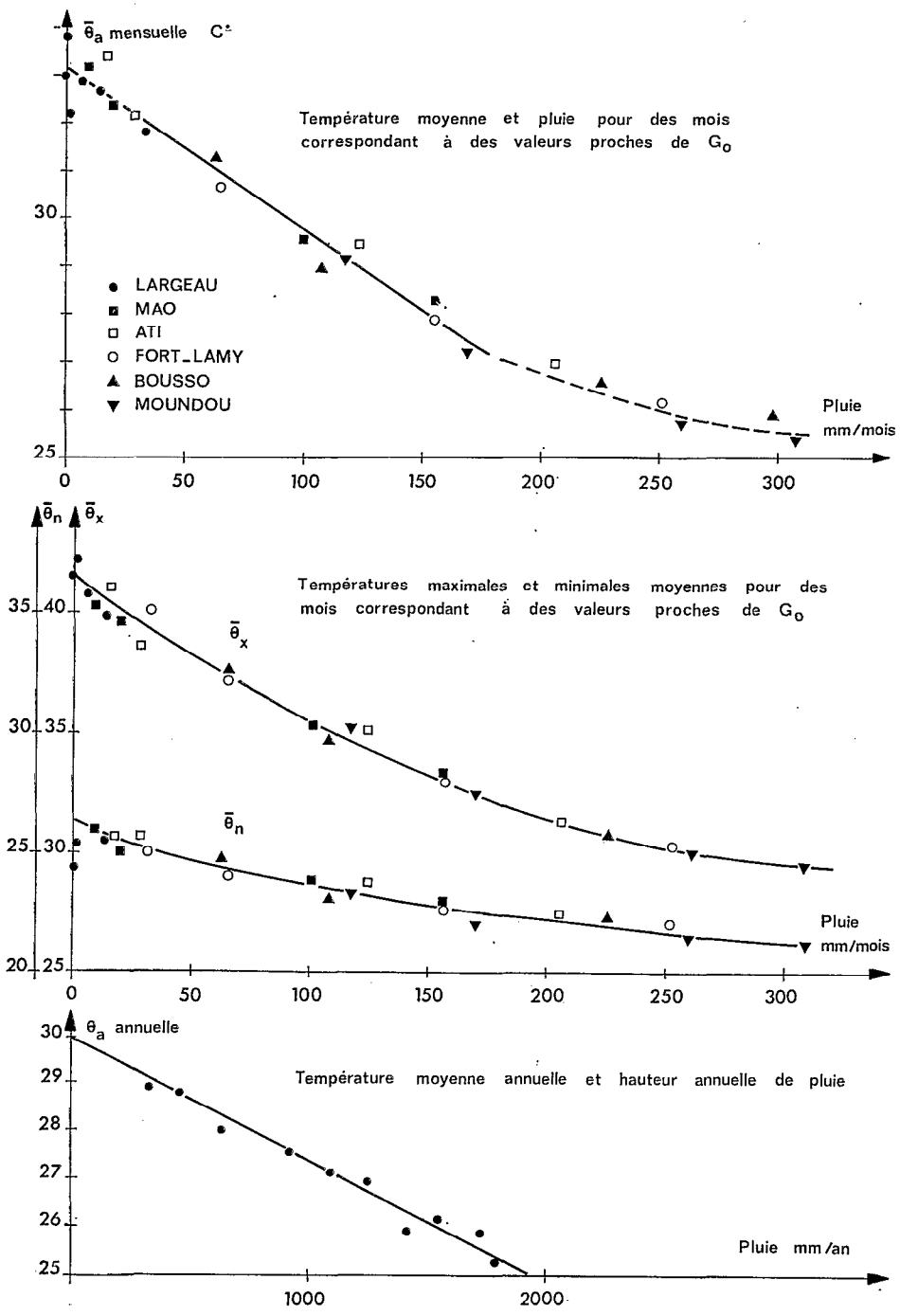


FIGURE 76
Température et pluviosité

5.2.1.1 L'ÉQUATEUR THERMIQUE

Ces relations nous permettent d'interpréter simplement l'existence de l'équateur thermique. C'est ce que montre le schéma ci-dessous: la température, en l'absence de pluie, augmente d'abord avec G_o; avec l'apparition de la pluie, la température commence à diminuer, ce qui a pour conséquence l'existence d'un maximum pour la température moyenne annuelle.

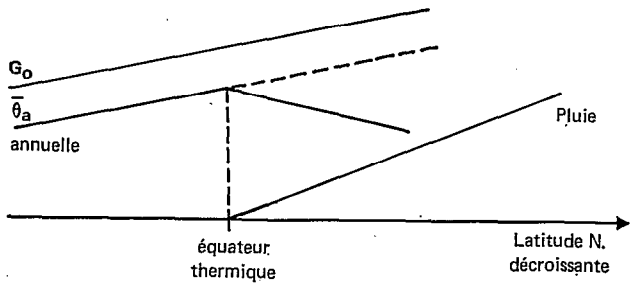


FIGURE 77

L'équateur thermique doit donc se situer à peu près au niveau de la zone où apparaît une véritable saison des pluies, soit, d'après la figure 73, vers 15° de latitude N. Il est difficile au Tchad, faute de données assez nombreuses dans la zone désertique, de la préciser. La figure 78 en donne cependant une position approximative.

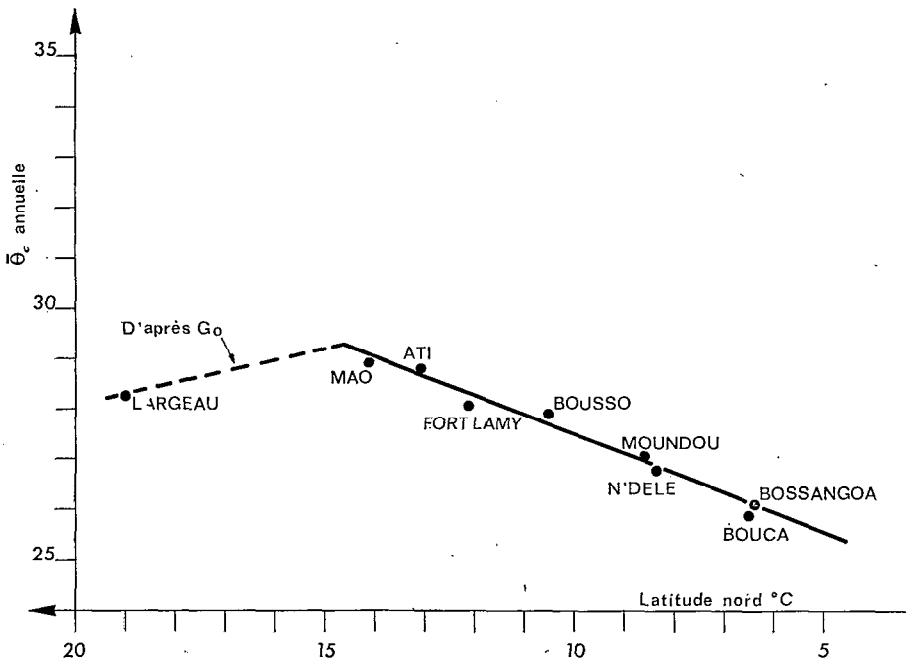


FIGURE 78
Variation de la température moyenne annuelle en latitude

5.2.1.2 TEMPÉRATURE MINIMALE EN SAISON DES PLUIES ET RAYONNEMENT ATMOSPHÉRIQUE

La température minimale moyenne du mois le plus arrosé est à peu près la même dans toute la zone que nous étudions. On trouve, en effet: Ati: 22.5°; Fort-Lamy: 22.1°; Bousso: 22°; Moundou: 21.2°; Bria: 19.5°; Bouca: 20.2°; Bossangoa: 20.4°; Bambari: 20.3°; Berbérati: 19°; Bangui: 20.3°. A l'équateur, le minimum annuel moyen varie de 18,7 à 20,4 °C.

Cette valeur de la température correspond à une très forte humidité qui atteint la saturation. La température baisse rapidement après le coucher du soleil, puis tend à se stabiliser et le refroidissement nocturne est alors très lent.

Le bilan d'énergie nocturne se met sous la forme:

$$\varepsilon L \downarrow - \varepsilon \sigma T^4 = S + C - \Gamma$$

où Γ représente la condensation de la vapeur d'eau.

S et C sont les quantités de chaleur reçues par le sol et cédées à l'atmosphère.

L'émissivité des sols varierait, d'après différents auteurs, de 0,89 pour un sable à 0,96 pour une forêt. La rosée, difficile à évaluer, ne doit guère, d'après les estimations qui ont été faites, dépasser le 1/10e de mm par jour. Enfin, la petitesse des gradients de température au-dessus du sol et l'absence de vent nocturne en zone humide indiquent que le terme C ne doit pas être très important.

Aux alentours du minimum, la température du sol est stable et le refroidissement du sol est pratiquement nul. On peut alors, sans beaucoup d'erreur, écrire:

$$\varepsilon L \downarrow = \varepsilon \sigma T_n^4$$

T_n étant la température absolue minimale; avec une température minimale de 19°, on aurait pour $L\downarrow$ une valeur approximative de 425 calories/cm^2 . 12 h.

Cette valeur que prend $L \downarrow$ au moment du minimum de température doit constituer une bonne valeur approchée du rayonnement atmosphérique moyen pendant 24 h, bien que le rayonnement atmosphérique diurne soit plus élevé. La pression de vapeur d'eau reste en effet pratiquement constante pendant les périodes diurnes et nocturnes en zone humide, et l'amplitude thermique étant faible, les valeurs σT_n^4 et σT_a^4 ne sont guère différentes de plus de 8%.

On peut rapprocher ce résultat d'une valeur mise en évidence en zone aride:

$$L \downarrow - C = 517 \text{ calories/cm}^2 \text{ . jour}$$

On aurait donc pour la zone envisagée:

$$517 + C < L \downarrow < 850 \text{ calories/cm}^2 \text{ . jour}$$

Cette valeur de 850 calories/cm^2 . jour est proche d'ailleurs de celle que l'on pourrait déduire des formules empiriques qui permettent d'exprimer le rayonnement résultant de grande longueur d'onde; pour une température moyenne de 26°, une valeur de 25 mb pour la pression de vapeur d'eau et une nébulosité moyenne, on aurait $L\downarrow \# 830$ cal/cm^2 . jour.

On remarque alors qu'aux extrémités de la zone qui est l'objet de cette étude on a:

— Zone aride: rayonnement solaire global moyen 580 calories/cm^2 . jour, albédo moyen 0,20:

$$(C + 517) + 464 = \sigma T_a^4 + C$$

$$(981 + C) = \sigma T_a^4 + C$$

— Vers l'équateur: rayonnement solaire global 400 calories/cm² . jour, albédo moyen 0,15:

$$340 + 830 = \sigma T_a^4 + C + ETR$$

$$1\,170 \quad = \sigma T_a^4 + C + ETR$$

$$1\,170 - C = ETR + \sigma T_a^4$$

En zone sèche C est positif et n'est sans doute pas négligeable. On constate finalement que les énergies totales reçues par le sol, directement du soleil et de l'atmosphère, sont finalement voisines vers le tropique et vers l'équateur. A Bangui et à Brazzaville, les bilans d'énergie effectués en prenant comme surfaces de référence l'évapotranspiromètre, donnent des valeurs de C respectivement de 26 et 37 calories/cm² . jour.

5.2.2 *La durée de la saison des pluies*

A côté du chiffre de la hauteur de pluie annuelle, il est utile de préciser la durée de la saison des pluies. On a vu en effet que des stations ayant la même pluviosité annuelle peuvent avoir des répartitions mois par mois de la pluie assez différentes pour qu'on ne puisse pas considérer que ces stations soient également arrosées.

Les auteurs qui se sont attachées à caractériser les climats ont donc fait intervenir la notion de « seuil » de pluviosité, considérant qu'un mois était humide s'il recevait une quantité d'eau supérieure à ce seuil, et qu'il était sec dans le cas contraire. Cette notion de seuil est artificielle car les phénomènes naturels n'évoluent pas de façon discontinue, mais c'est une nécessité des classifications.

C'est ainsi que DE MARTONNE a créé un indice d'aridité annuel et mensuel de la forme $P/(\bar{\theta}_a + 10)$ où P est exprimé en mm par an ou par mois et θ_a est la température moyenne annuelle ou mensuelle; le seuil est de 20 pour le coefficient annuel. Pour AUBRÉVILLE, un mois est « écologiquement » sec au-dessous de 30 mm, sous un climat africain. Pour GAUSSEN, c'est la comparaison de P et de 2 θ_a qui détermine le seuil; par la suite le même auteur adopte les catégories suivantes:

$20 < \bar{\theta}_a < 30^o$ mois sec si $P < 50$ mm

$\theta_a > 30^o$ mois sec si $P < 75$ mm

BIROT considère une fonction de la température et lui compare la pluie. Il y a bien d'autres indices, mais ce qui est significatif c'est le souci pour tous les auteurs de rapporter la pluie à une autre grandeur généralement établie à partir de la température moyenne et augmentant avec celle-ci.

La création par THORNTHWAITE de la notion d'ETP a permis de définir plus précisément quelle était cette grandeur de référence. Il est alors fondé d'écrire que, si la pluie est supérieure ou égale à l'évapotranspiration potentielle, le mois est « humide ». En fait cette condition est trop rigoureuse, la végétation, puisque c'est elle qui constitue le phénomène naturel de référence, s'établit peu à peu lors de l'apparition des premières pluies. Dans cette première phase, elle couvre peu à peu le sol en même temps qu'elle se développe biologiquement, et ses besoins en eau ne deviennent ceux d'une végétation « couvrant bien le sol et active », c'est-à-dire ne se rapprochent de l'ETP qu'au bout d'un temps plus ou moins long. Les seuils définis plus haut par les auteurs cités, sont donc en général inférieurs à l'ETP. Pour le mois de juin à Fort-Lamy, qui est un mois limite ayant une pluie moyenne de 65 mm et une température moyenne de 30,6° C, on trouverait, selon les auteurs, les différents seuils suivants:

DE MARTONNE	51 mm: mois humide
GAUSSEN, formule 1	61 mm: mois humide
formule 2	75 mm: mois sec

Ces seuils sont ici bien inférieurs à l'ETP qui est de 166 mm en moyenne. Se fondant sur la valeur de l'ETP, les auteurs de classification ont précisé que le seuil de pluviosité séparant les mois secs des mois humides devait être choisi comme la moitié de l'ETP (ce qui donne 83 mm pour le mois de juin à Fort-Lamy).

Une telle valeur paraît mieux fondée puisqu'elle se rattache à une grandeur qui a une signification physique et climatique précise, mais le choix d'un coefficient de réduction de 0,5 reste purement arbitraire. On peut justifier ce choix en précisant que si la pluie est totalisée sur l'ensemble du mois (mois qui marque le début véritable de la saison des pluies), elle est cependant plus abondante vers la fin de ce mois. En admettant que la pluie tombe en fait dans la deuxième moitié du mois, le bilan hydrique porterait sur P et ETP/2. Ceci n'est pas rigoureusement exact, mais à Fort-Lamy par exemple, pour le mois de juin, pris comme mois type précédemment, on aurait en moyenne (1964 à 1970):

1re décade:	P = 12 mm	— ETP = 58 mm
2e décade:	P = 26 mm	— ETP = 53 mm
3e décade:	P = 35 mm	— ETP = 55 mm
Mois :	P = 73 mm	— ETP = 166 mm

Les rapports P/ETP sont respectivement, pour les trois décades: 0,21, 0,48, 0,64, alors que ce même rapport est de 0,44 pour le mois.

D'autre part, comme il a été dit plus haut, les besoins en eau sont inférieurs à l'ETP, la végétation étant tout d'abord peu développée et n'assurant pas une couverture totale du sol. Enfin, sans faire preuve de finalisme, on peut cependant noter que la végétation naturelle qui se développe sous un climat donné est celle qui est la mieux adaptée à l'ensemble sol-climat et particulièrement qui tire le meilleur parti des premières pluies, même si celles-ci ne compensent pas l'ETP.

On est donc pour ce problème un peu artificiel de recherche d'un seuil de pluviosité, ramené à une confrontation entre P et ETP. Cet aspect du problème sera largement traité par la suite, lors de l'étude du bilan hydrique; on peut cependant dès à présent faire quelques remarques.

5.2.3 *L'ETP fonction de la pluviosité*

La pluie, on l'a vu, entraîne une baisse de la température. La saison des pluies s'accompagne d'autre part d'une augmentation de la pression de vapeur d'eau et de la nébulosité, qui ont pour effet de réduire le rayonnement solaire global. Ces modifications entraînent une réduction de l'ETP et l'on peut dans une certaine mesure considérer que celle-ci est une fonction de la pluviosité. Le fait que l'énergie à la limite de l'atmosphère G_0 est à peu près la même pendant les mois pluvieux dans toute la partie nord de la zone étudiée vient renforcer cette hypothèse.

Une figure illustrant la relation entre P et ETP pour les stations de Bol-Matafo, Fort-Lamy, Ba-illi et Bédébjia et pour les premiers mois de saison des pluies, montre en effet que l'ETP diminue quand la pluviosité du mois augmente; cette diminution est d'abord assez rapide et tend ensuite à ralentir, l'ETP se rapprochant lentement d'une valeur limite qui est de l'ordre de 100 mm par mois. Sur la même figure, on voit que la droite P = ETP coupe la courbe reliant les points figuratifs en un point qui correspond à peu près à P = 135 mm, et la droite P = ETP/2 au point P = 80 mm. Cette valeur de 80 mm peut donc être choisie comme seuil séparant les mois secs des mois humides dans la zone considérée (fig. 79).

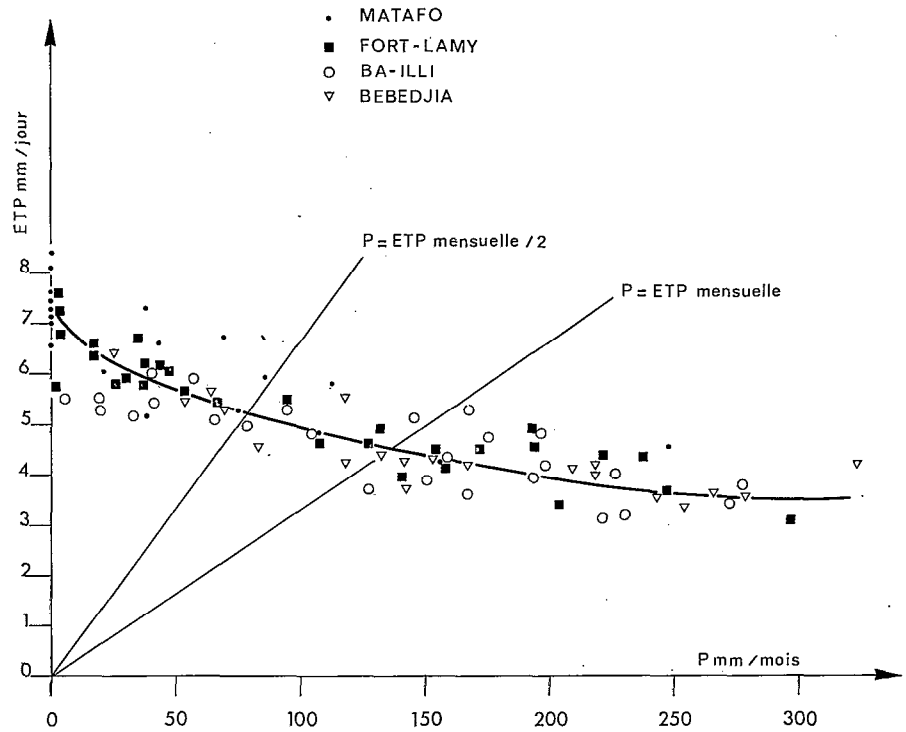


FIGURE 79
Pluie et évapotranspiration potentielle

Ceci n'a une signification que si l'on considère les premiers mois pluvieux; à la fin de la saison des pluies, une pluviosité inférieure à cette valeur ne signifie pas que le mois est sec. D'une part, l'existence dans les sols de réserves en eau dues à l'excès de la pluie sur l'ETP, d'autre part l'effet réducteur sur l'ETP du maintien d'une évapotranspiration après la chute des dernières pluies, qui continue à alimenter la basse atmosphère en vapeur d'eau, font que ce seuil n'a plus de sens.

L'isohyète 80 mm est cependant un critère commode pour représenter la limite de la saison des pluies.

5.2.4 *Saison des pluies et pression de vapeur d'eau*

L'arrivée de masses d'air humides précède la saison des pluies. En mai, par exemple à Fort-Lamy, la pression moyenne de vapeur d'eau est bien supérieure à celle des autres mois secs, bien que la pluie ne représente que 33 mm.

Cette augmentation de pression de vapeur d'eau n'entraîne pas cependant une baisse de l'ETP, car l'augmentation du rayonnement net, dû à une émissivité plus grande de l'atmosphère, compense la diminution du terme E_a dans la formule de PENMAN. Il n'y a donc pas coïncidence entre une représentation du climat basé sur les caractéristiques des masses d'air, et celle que nous esquissons ici. Nous avons vu précédemment que ce fait a pour conséquence la non-validité de certaines estimations de l'ETP à partir du déficit de saturation (celle de BOUCHET par exemple). La région étudiée est caractérisée par l'existence de grands mouvements convectifs qui se superposent aux éléments d'origine locale.

5.2.5 *Les valeurs « normales » de la pluviosité en zone sèche*

Au fur et à mesure que la pluie annuelle diminue, sa variabilité augmente. L'utilisation des valeurs « normales » risque alors de masquer l'effet réel de la pluie. C'est ainsi que l'étude du bilan hydrique à partir des valeurs moyennes de P et ETP peut établir l'impossibilité du drainage en profondeur au nord d'une certaine limite. Il arrive cependant qu'une année exceptionnellement arrosée peut permettre ce drainage et l'alimentation des nappes d'eau profondes.

A cette hétérogénéité dans le temps peut d'ailleurs s'ajouter, dans l'exemple cité, une hétérogénéité dans l'espace, c'est-à-dire l'existence de zones où l'infiltration peut être exceptionnelle, telles que des roches fissurées. Cet exemple indique les limites de la signification des moyennes, particulièrement en ce qui concerne la pluie en zone sèche. Toute représentation des climats a pour but de mieux définir le milieu et plus spécialement le milieu des êtres vivants. Dans la zone désertique où le milieu général est

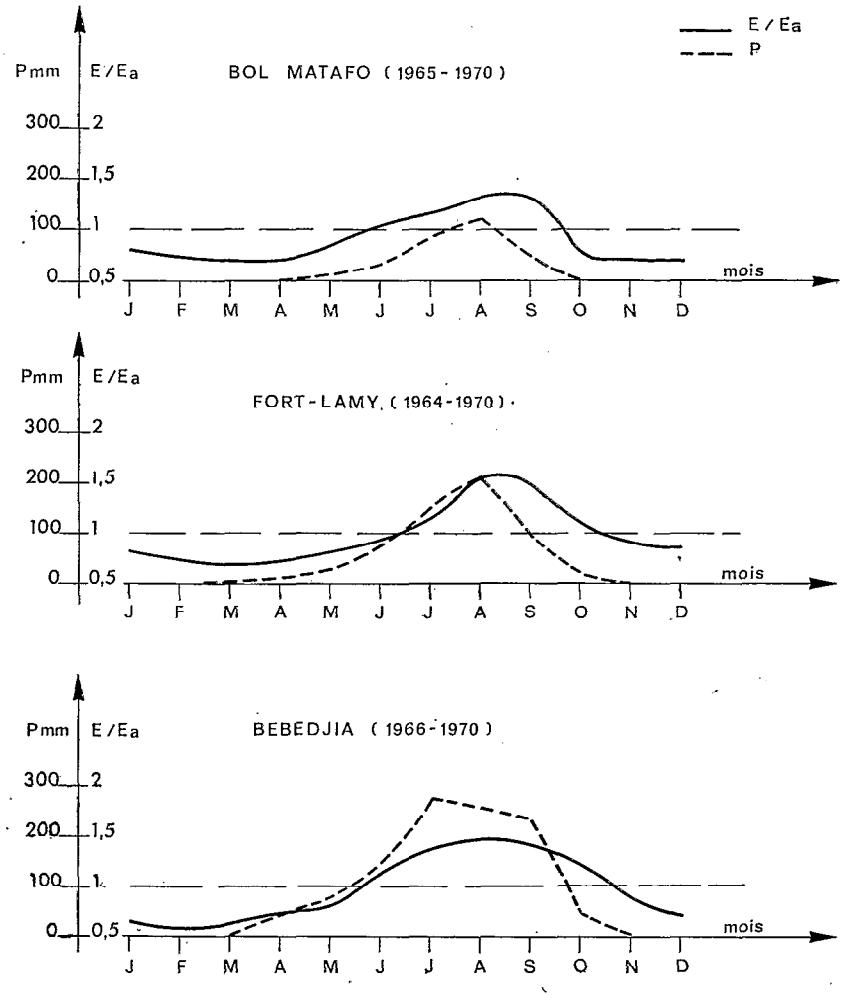


FIGURE 80
Evolution de l'indice E/E_a et de la pluviosité au cours de l'année

hostile à la vie, celle-ci ne se maintient qu'en utilisant certaines particularités de ce milieu: microclimat favorable, pluies exceptionnelles... Les valeurs moyennes ne rendent alors plus compte de ces manifestations vitales.

En zone équatoriale où une certaine uniformité des principaux éléments du climat est le trait dominant, il n'est pas exclu que de petites variations de ces éléments entraînent des effets relativement beaucoup plus importants sur les êtres vivants.

Ces remarques ne font que souligner une évidence: une classification des climats, oomme une carte, est conçue en fonction d'une certaine échelle et doit être utilisée à cette échelle. Nous aurons l'occasion, dans le chapitre suivant, de revenir sur cet aspect.

5.2.6 *E/Ea comme indice d'humidité*

Au cours des chapitres précédents, il a été dit plusieurs fois que les termes ETP/évaporation piche « corrigée » ou ETP/E_a pouvaient constituer des indices d'humidité. Le terme E/E_a [1], plus significatif, car il est identique à $(e_a - e_d)/(e_s - e_d)$ peut également être utilisé dans ce sens. Un tel indice exprime d'ailleurs davantage les variations du taux d'humidité de l'atmosphère que celles de l'ETR. Il peut cependant prendre une valeur remarquable quand $e_s = e_a$ (c'est-à-dire quand $\theta_s = \theta_a$), E/E_a étant alors égal à 1. Dans ce cas, la surface évaporante ne cède ni ne reçoit de chaleur de l'atmosphère environnante. L'absence d'advection peut alors être considérée comme le signe d'une profonde modification du climat.

La figure 80 représente les variations de E/E_a pour trois stations du Tchad et, simultanément, la hauteur de pluie. On y voit que la valeur $E/E_a = 1$ définit à peu près le début et la fin de la saison des pluies.

5.3. INTERACTIONS DE LA PLUIE ET DU RAYONNEMENT SOLAIRE SUR LA TEMPÉRATURE

Les remarques précédentes précisent peu à peu quels sont les facteurs qui influencent la température moyenne. Pour illustrer ceci, nous avons représenté la variation mensuelle des facteurs G_o, $\bar{\theta}_a$ et P pour quelques stations étagées en latitude. Le choix des échelles a tenu compte des résultats acquis: une variation de 5° pour la température correspond à une variation de 100 calories/cm² . jour pour G_o et de 167 mm pour la pluie (3 °C pour 100 mm). Il a été évidemment tenu compte du déphasage entre G_o et $\bar{\theta}_a$ (fig. 81).

Cette représentation synthétise ce qui a été dit plus haut en montrant la relation étroite entre le rayonnement solaire et la température en dehors des périodes pluvieuses. On y note que le décalage est plus accentué entre G_o et θ_a en fin de saison des pluies qu'au début, ce qui peut traduire entre autres raisons la permanence d'une certaine évaporation due au stock d'eau du sol. On y retrouve un résultat déjà signalé: à partir de Bousso, quand on se rapproche de l'équateur, le premier maximum de G_o, celui qui est responsable de la plus forte température, se trouve inclus dans la saison des pluies, ce qui entraîne une chute relative de la température du mois le plus chaud. On constate en même temps que la température du mois le plus frais à tendance à se décaler de la courbe du rayonnement, ce qui peut traduire la persistance d'une influence de l'humidité du sol.

---

1. E : évaporation d'un bac.
   E_a: évaporation du même bac, si l'eau était à la température mesurée sous abri.

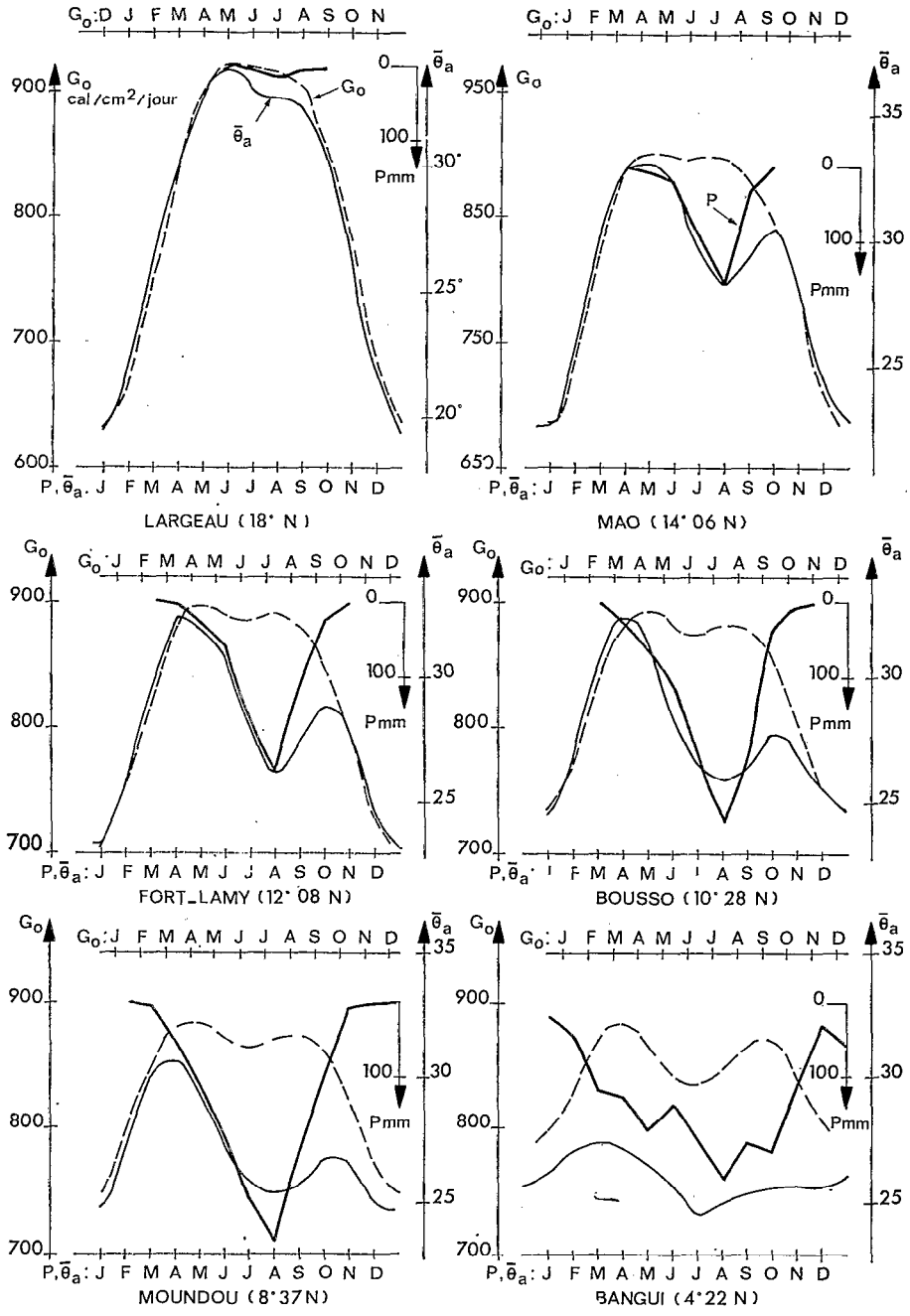


FIGURE 81
Variation mensuelle du rayonnement solaire G_o, de la température moyenne et de la pluie

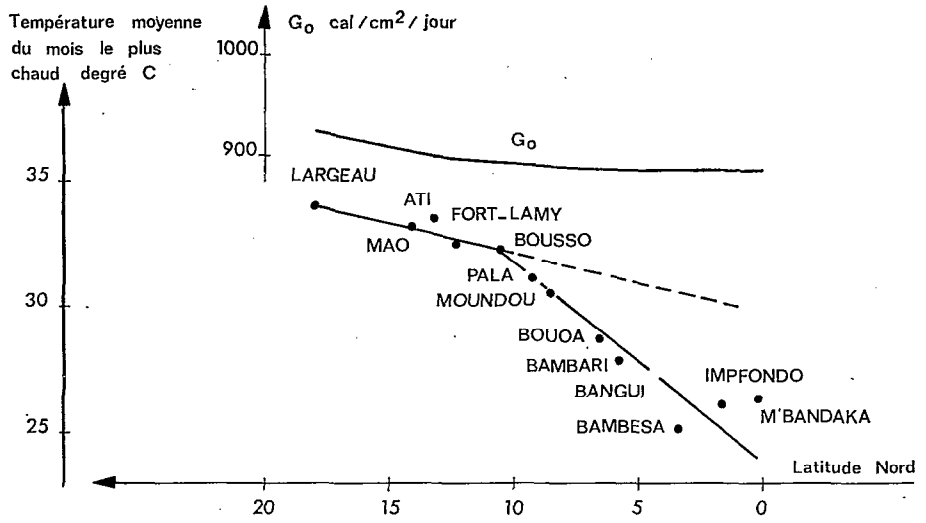


FIGURE 82
Variation de la température du mois le plus chaud avec la latitude

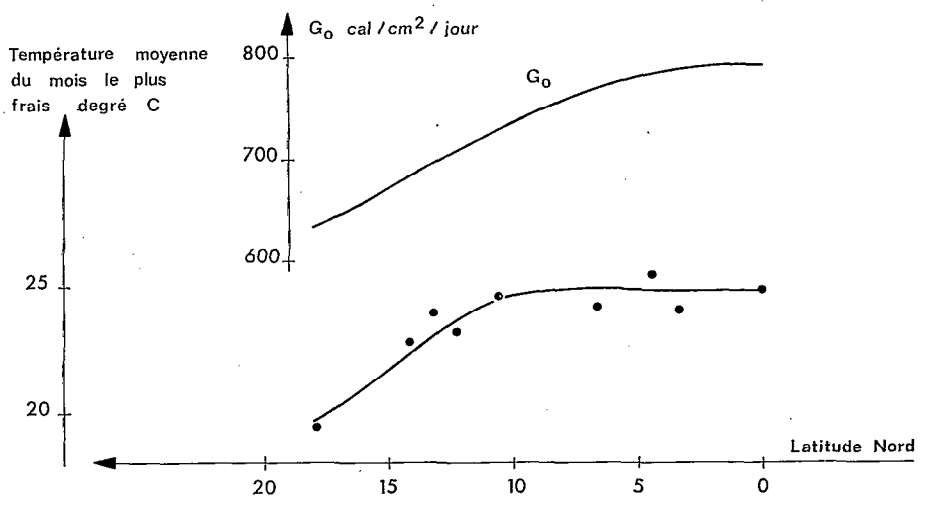


FIGURE 83
Variation de la température du mois le plus frais avec la latitude
(mêmes stations que la figure 82)

La variation de la température du mois le plus chaud et celle du mois le plus frais [1] avec la latitude, met encore plus nettement en évidence ce décalage et l'existence vers 10° de latitude d'une limite climatique traditionnellement reconnue (fig. 82 et 83).

1. Plus exactement le mois qui correspond à la plus faible valeur de G_o, d'abord janvier, puis juillet à l'équateur.

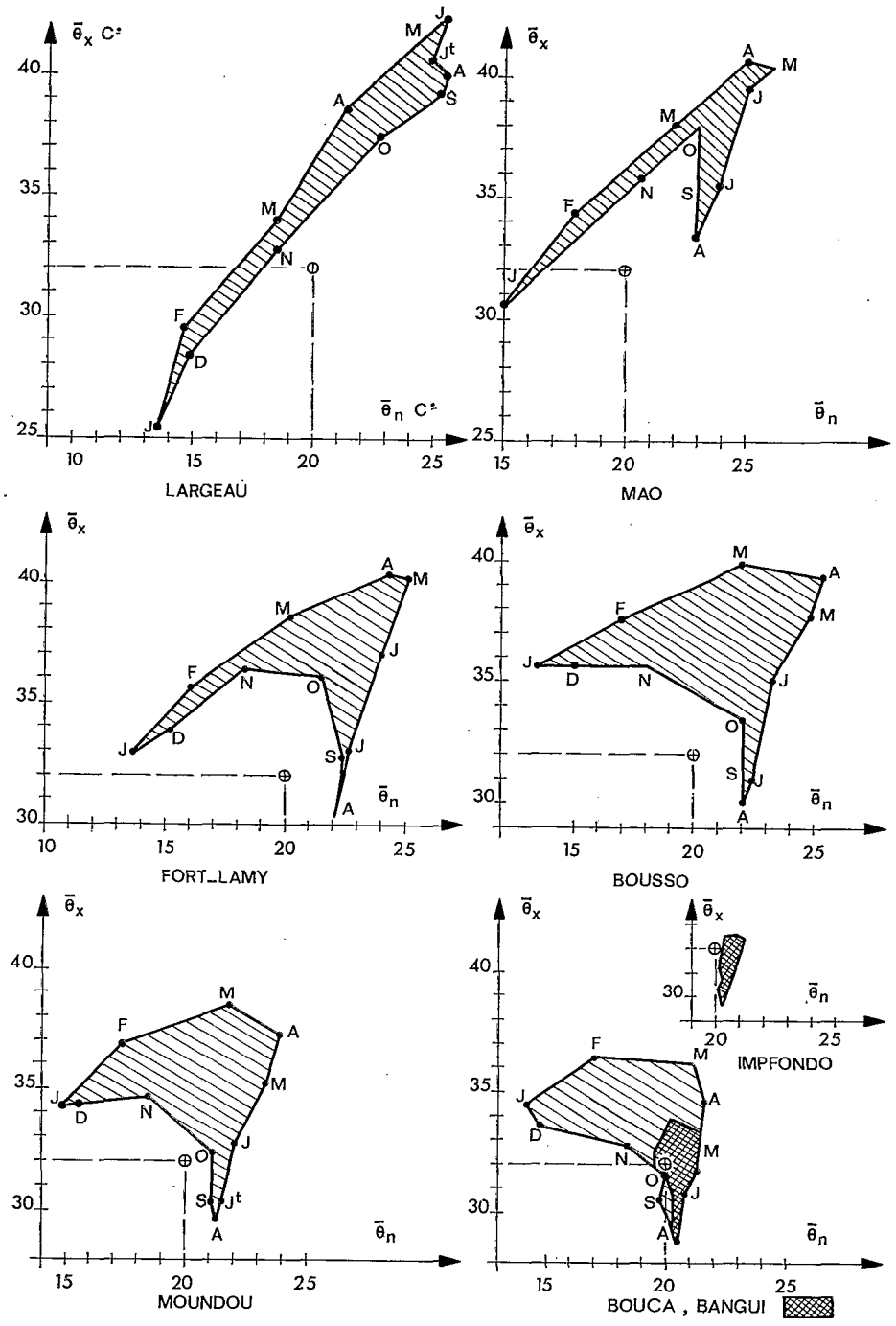


FIGURE 84
Climogrammes de quelques stations
(températures moyennes des maximums et des minimums)

On peut conclure, pour la zone étudiée, que la température est le facteur qui intègre les influences déterminantes du rayonnement solaire et de la pluviosité. C'est donc en s'appuyant sur les données de la température que sera esquissée une représentation des climats qui intéressent les zones étudiées, sous la orme de climogrammes puis d'une représentation synthétique dans le temps et dans l'espace.

5.4. REPRÉSENTATION DES CARACTÉRISTIQUES DES CLIMATS

5.4.1 *Climogrammes des températures*

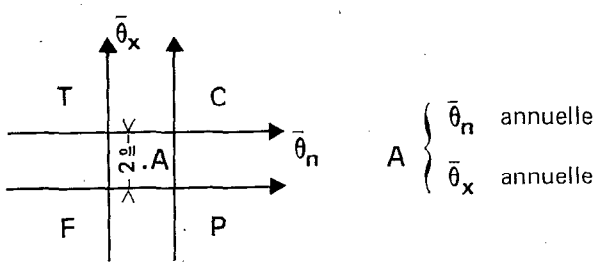
La température reflétant l'influence des facteurs principaux du climat, elle suffit à caractériser celui-ci. La représentation le plus expressive consiste à porter sur un diagramme les températures moyennes des maximums (θ_x) et des minimums (θ_n) en joignant les points dans l'ordre des mois. Les « images » qu'on obtient ainsi permettent de retrouver toutes les observations qui ont été faites précédemment (fig. 84).

Le climat désertique (Largeau) se caractérise par un diagramme allongé et presque rectiligne qui ne fait que traduire, en l'absence de pluie, la symétrie du rayonnement solaire autour du mois où le soleil passe à son zénith. Ce schéma est modifié par l'intervention de la pluie qui provoque un abaissement de la température illustrée par la présence d'une pointe verticale. Cette pointe prend de plus en plus d'ampleur, tandis qu'à partir de la latitude de Bousso on note que la pointe correspondant à la période la plus fraîche bascule vers le bas et que la pointe des mois les plus chauds disparaît sous l'influence d'une pluviosité plus abondante et de plus longue durée. Le diagramme tend alors à se concentrer vers le point $\bar{\theta}_x = 32^o$, $\bar{\theta}_n = 20^o$ qu'on a matérialisé sur tous les diagrammes. A Bangui, le diagramme est très réduit et n'évoluera guère vers l'équateur.

On distingue donc nettement les différentes saisons: saison chaude, saison fraîche, saison des pluies, dont le diagramme de Fort-Lamy donne l'image la plus nette.

5.4.2 *Définition des différentes saisons*

On peut encore simplifier cette représentation en groupant les mois qui ont des caractères communs. Pour cela, on peut adopter des critères simples qui permettent de mettre en évidence les saisons qu'on discerne sur la représentation graphique. Les plus commodes consistent à caractériser la position de chaque point représentatif d'un mois en prenant comme référence les moyennes annuelles des températures maximales et minimales. On définit alors une grille, centrée sur le point annuel, ainsi qu'on peut le voir ci-dessous.



Pour que les différentes saisons soient séparées plus nettement, on ne considère que les écarts supérieurs ou inférieurs d'un degré par rapport aux moyennes annuelles. On appellera saison chaude, le groupe de mois pour lesquels on a:

$$\bar{\theta}_x > \bar{\theta}_x \text{ annuelle} + 1^o \,,\, \bar{\theta}_n > \bar{\theta}_n \text{ annuelle} + 1^o$$

et saison fraîche, celle qui groupe des mois pour lesquels on a:

$$\bar{\theta}_x < \bar{\theta}_x \text{ annuelle} - 1^o, \bar{\theta}_n < \bar{\theta}_n \text{ annuelle} - 1^o$$

La saison $\bar{\theta}_x < \bar{\theta}_x$ annuelle $- 1^o$, $\bar{\theta}_n > \bar{\theta}_n$ annuelle $+ 1^o$ se confond pratiquement avec la saison des pluies déjà définie et dont l'isohyète mensuelle 80 mm constitue le critère.

Enfin la saison ($\bar{\theta}_x > \bar{\theta}_x$ annuelle $+ 1^o$, $\bar{\theta}_n < \bar{\theta}_n$ annuelle $- 1^o$) qui n'apparaît que vers 10° de latitude constitue une saison de transition.

On peut encore nuancer ces critères en donnant des noms aux bandes intermédiaires. MC: modérément chaud; MF modérément frais; M moyen. La grille complète est alors:

T	MC	C
MF	M	MC
F	MF	P

Chaque mois se trouve ainsi défini par un terme collectif qui s'applique à tous les mois présentant des caractères communs. Cette définition des saisons en permet alors une représentation graphique à la fois dans le temps et dans l'espace, en portant les mois dans leur ordre chronologique en abcisse et la latitude en ordonnée. Une coupe par une verticale à la latitude donnée permet de déterminer, pour la station stiuée à cette latitude, la durée et la situation dans le temps des différentes saisons (fig. 85).

On distingue aisément, sur cette figure, le climat désertique qui ne comporte que deux saisons, une saison chaude et une saison fraîche, et qui peut être limité à 15° de latitude nord. Commence alors un climat à trois saisons bien tranchées, saison chaude, saison fraîche, saison des pluies; c'est le climat sahélien. Plus au sud, vers 11° de latitude, la saison fraîche disparaît et il n'y a pratiquement plus que deux saisons nettes, une saison des pluies, de plus en plus importante, et une saison chaude qui est réduite à deux mois; à côté de ces deux saisons apparaît une saison de transition qui sépare la saison modérément fraîche de la saison chaude. C'est ici le climat tropical humide ou semi-humide, appelé aussi « à hiver sec » dans la classification de KOPPEN. Aux caractères déjà définis s'ajoute ici une nouvelle précision: la limite de ce climat et du climat sahélien correspond à la fin d'une véritable saison fraîche. Enfin, vers 4° de latitude nord, il n'y a plus qu'une saison bien marquée, c'est la saison des pluies; en dehors de cette saison, les autres mois soumis à l'influence de l'humidité dominante ont des températures proches de la moyenne annuelle. On peut considérer qu'on est alors dans la zone équatoriale. Cette limite de 4° correspond d'ailleurs, à peu près, à celle de la forêt.

On pourrait encore introduire des nuances dans ces définitions et raffiner la classification des climats, mais ce serait peu constructif, l'important n'étant pas de multiplier les classes mais de dégager les traits dominants et de suivre leur évolution.

A partir de ce schéma et des climogrammes, il est maintenant possible de situer une station donnée en indiquant à quelle zone climatique elle appartient et éventuellement de déceler les anomalies de son climat particulier par rapport à la station-type.

Ainsi, les stations du réseau de mesure de l'évaporation peuvent être maintenant définies de façon plus précise (fig. 86).

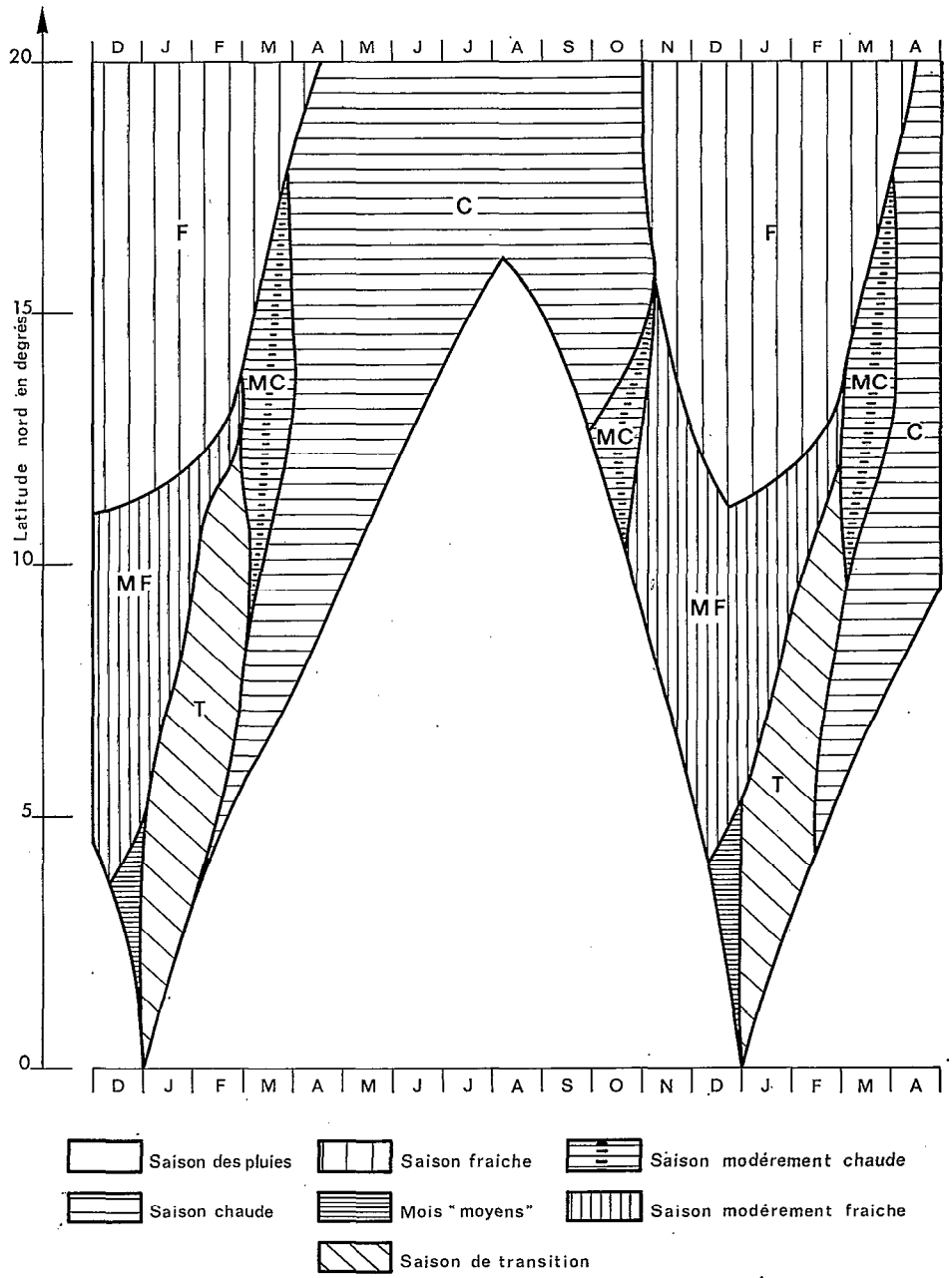


FIGURE 85
Les climats de la zone tropicale nord (Tchad, RCA, Congo, Brazzaville)

La station de Largeau est typiquement désertique. Celle de Bol-Matafo présente quelques particularités: la saison des pluies y est normale, mais les autres mois présentent des températures minimales assez faibles qui décalent le diagramme vers la gauche et lui donnent sa forme un peu particulière. Ces

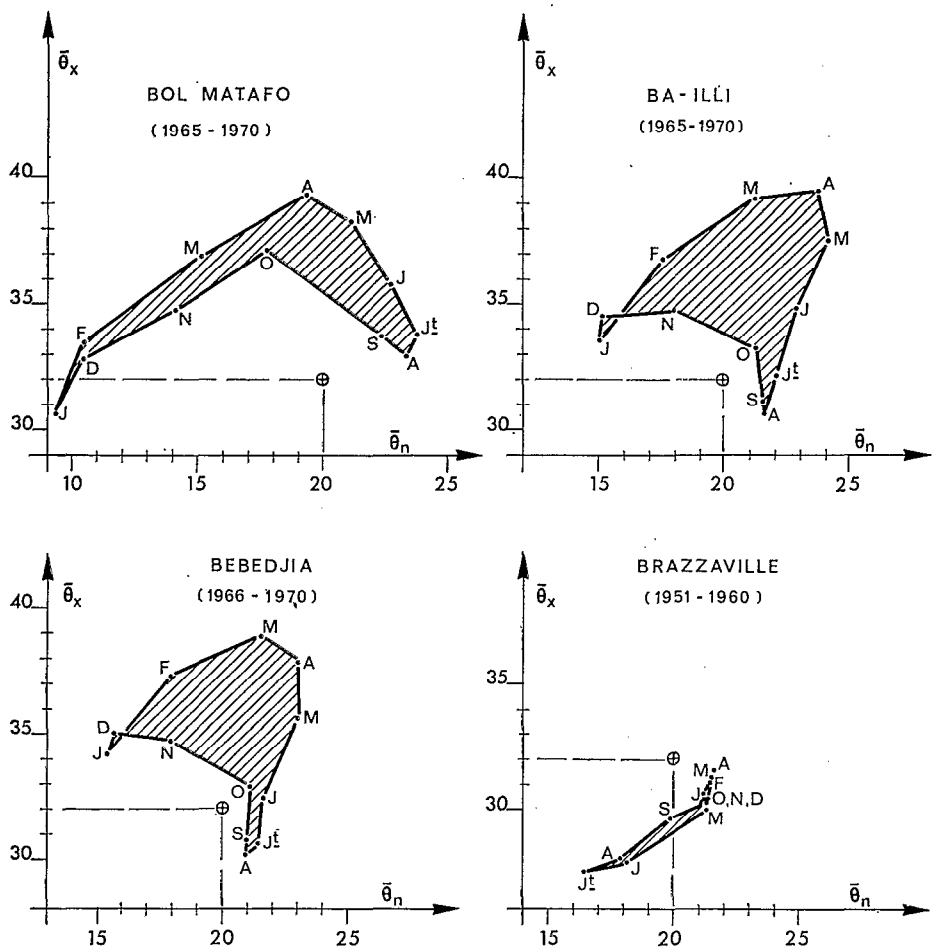


FIGURE 86
Climogrammes des stations de mesure de l'évaporation

valeurs relativement faibles des minimums peuvent être dues à la situation de cette station au milieu d'une zone de « polders » et de mares, frange du lac Tchad où l'eau ne manque pas, bien que la pluie y soit peu abondante. En dehors de cette particularité, la répartition des mois: 2C, 2MC, 3P, 1MF, 3F, 1T place la station dans le climat sahélien plus proche de Mao que de Fort-Lamy (on voit que la pointe de saison fraîche descend plus bas que celle de saison des pluies).

Le diagramme de Ba-illi est beaucoup plus proche de celui de Moundou que de celui de Bousso; la répartition des mois 2C, 1MC, 4P, 3MF, 1F, 1T, le rattacherait à un diagramme type de climat tropical humide, mais on y trouve un mois de janvier classé comme « frais ». En fait ce diagramme se superpose à celui de Moundou, sauf pour les mois de mars et avril qui sont un peu plus chauds ici et qui, par contraste, font classer le mois de janvier comme frais. Bien que situé à proximité de Bousso, cette station est beaucoup plus influencée que cette dernière par la proximité du Chari et des grandes zones d'inondation du Logone qui en font une station plus humide que ne le laisse supposer la latitude. On comprend alors pourquoi l'ETP y est très proche de celle qu'on mesure plus au sud, à Bédédjia. Cette dernière est par contre tout à fait typique du climat tropical humide.

On a enfin représenté le diagramme de Brazzaville que sa faible surface rattache au climat équatorial mais qui présente une forme particulière due au fait que, dans l'hémisphère sud où la station est située, la saison sèche a lieu en hiver (juin à septembre); le climat y est donc relativement frais et c'est l'existence de cette saison fraîche et sèche qui en est le trait le plus marquant (8P, 1M, 2F).

Le cadre dans lequel se situent les points de mesure étant ainsi précisé et chaque station du réseau y ayant une place définie, il est maintenant possible de mettre l'accent sur les données d'évaporation qui y ont été obtenues et d'étudier comment elles varient d'une station à l'autre.

5.5. VARIATIONS DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE DE L'ETP

Dans ce chapitre, nous exposerons successivement quelles sont les variations de l'ETP dans le temps à un certain nombre de stations, pour lesquelles les mesures portent sur plusieurs années, puis nous montrerons quelle en est la répartition dans la zone étudiée, en faisant appel à d'autres stations pour lesquelles l'ETP n'est pas mesurée, mais calculée par des procédés qui ont été exposés précédemment et en général pour des périodes assez courtes; ceci afin de donner une vue plus complète, même si les données ne sont pas homogènes, de l'ETP régionale.

5.5.1 *Variations saisonnières de l'ETP*

La figure 87 montre cette variation par décade pour six stations réparties dans les trois grands types de climats étudiés. En zone sahélienne, l'ETP présente deux maximums et deux minimums bien marqués: maximums en avril et octobre, minimums en décembre et août.

Plus au sud, le deuxième maximum disparaît et il n'y a pratiquement plus qu'une pointe bien marquée en saison chaude (mars-avril); le reste de l'année est assez homogène, la saison des pluies et la saison la plus fraîche ayant des valeurs assez proches.

Enfin en zone équatoriale, réapparaissent deux maximums et deux minimums: mars-avril et octobre-novembre à Bangui pour les maximums (mars-avril et septembre à Brazzaville) août et janvier pour les minimums (juillet et décembre-janvier à Brazzaville).

L'ETP suit assez fidèlement les variations du rayonnement global, comme on le voit sur la figure 88 à Fort-Lamy et Brazzaville. Sous le climat sahélien les minimums correspondent à la saison fraîche et à la saison des pluies. On retrouve d'ailleurs ici ce qui avait été constaté pour la température: dans le nord de la zone sahélienne, le minimum le plus bas est dû à la saison fraîche, alors que plus au sud, il est lié à la saison des pluies. La saison fraîche correspond aux plus faibles valeurs de G_0: c'est le moment où le soleil est le plus bas sur l'horizon. La saison des pluies s'accompagne d'une diminution du rayonnement global due à la présence des nuages, et d'une plus grande absorption par l'atmosphère.

Dans la zone tropicale humide, la saison des pluies s'étend sur le mois d'octobre et supprime ainsi la pointe d'ETP qui lui correspondait. En même temps, les réserves en eau du sol se prolongent après la fin des pluies et ajoutent leur rôle modérateur sur l'ETP.

En zone équatoriale enfin, la pluie s'étend sur toute l'année (à Bangui et à Brazzaville existent encore une courte saison sèche qui correspond à la période où le soleil est le plus bas sur l'horizon); son action s'exerce alors uniformément sur le rayonnement solaire et le rayonnement global qui parvient au sol varie comme le rayonnement à l'entrée de l'atmosphère G_0. On retrouve alors deux maximums et deux minimums.

On note évidemment une diminution générale de l'ETP, quand on descend vers le sud accompagnant l'augmentation de la pluie et de l'humidité atmosphérique.

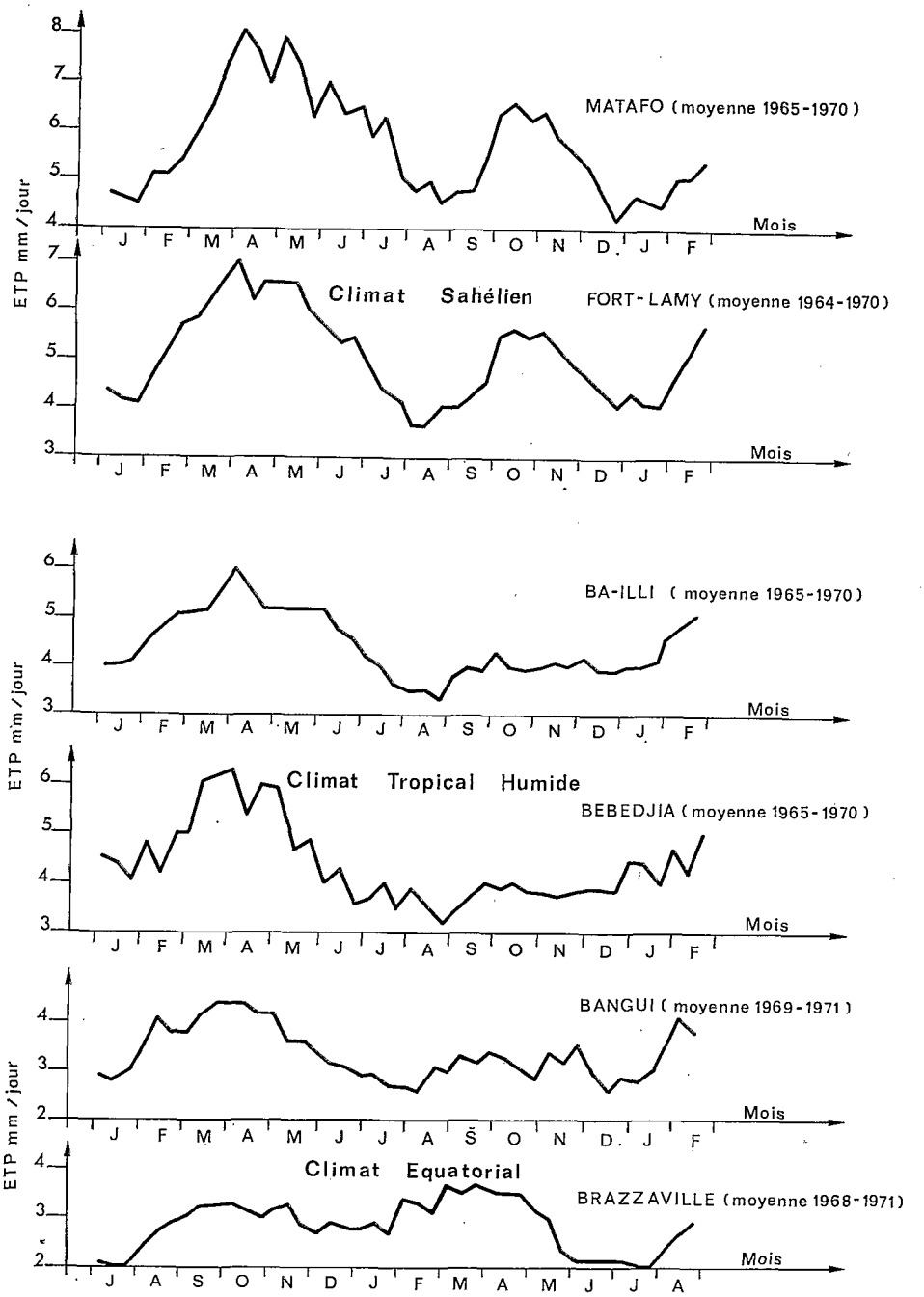


FIGURE 87
Variation décadaire de l'ETP

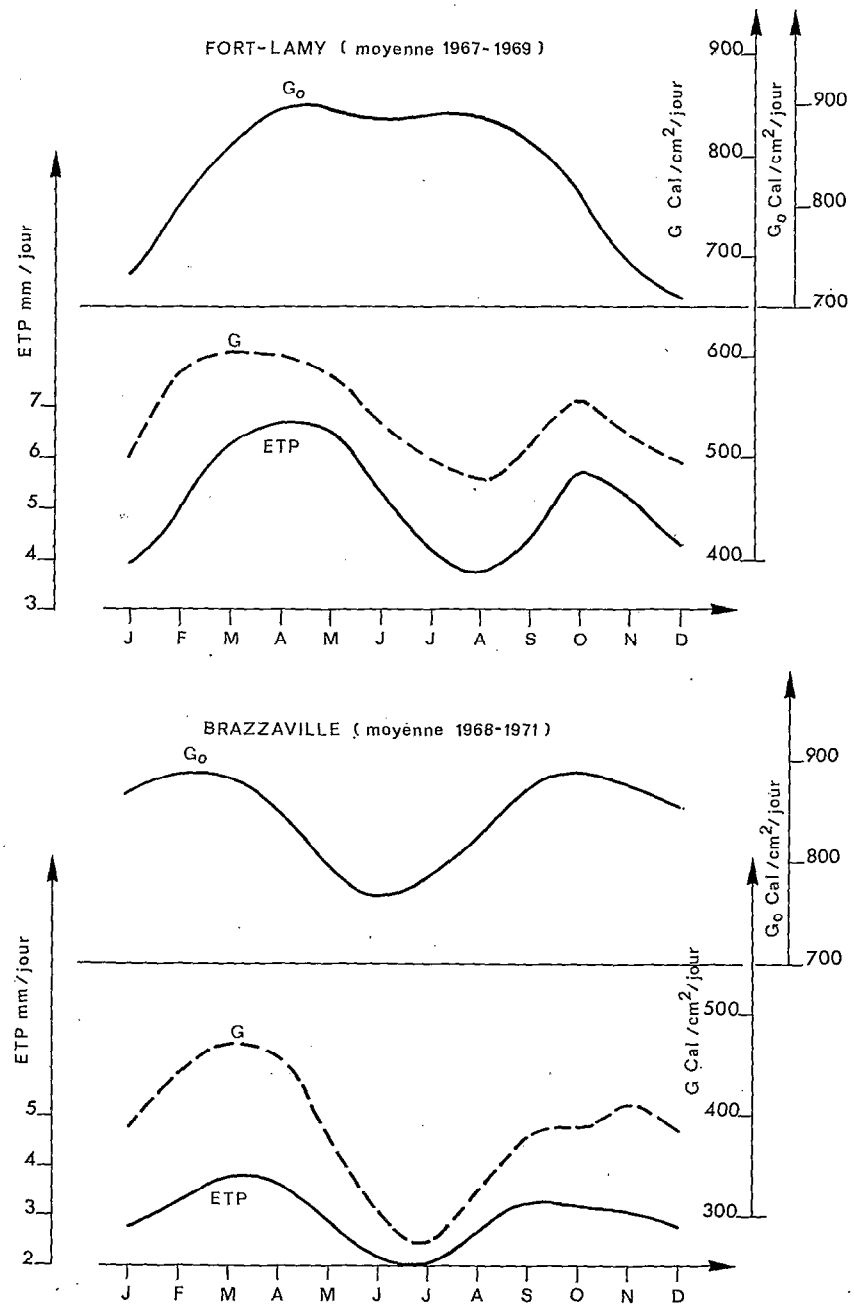


FIGURE 88
Variations comparées du rayonnement solaire global et de l'ETP au cours de l'année

5.5.2 *Variation de l'ETP dans l'espace*

5.5.2.1 Zone désertique

Les mesures d'ETP à Largeau sont inutilisables à la suite de difficultés techniques et de l'ensablement fréquent de l'évapotranspiromètre. Il est cependant possible d'utiliser les mesures en bac, ce qui a été fait de deux façons: d'abord en appliquant aux données du bac enterré en sol nu la formule que nous avons proposée dans un chapitre précédent, puis en utilisant des coefficients mensuels empiriques dérivés du tableau donnant les rapports ETP/E pour les stations où ces deux termes sont mesurés. Ces coefficients ont été de 0,60 pour les mois les plus frais (décembre, janvier, février), de 0,65 pour les mois les plus chauds (avril à octobre) et de 0,62 pour les mois de transition mars et novembre. Enfin, la formule de Penman a été utilisée puisque nous disposions de tous les éléments nécessaires avec les valeurs suivantes de f (le facteur de réduction ETP/E_p): décembre à février 0,75, mars et novembre 0,80, avril à octobre 0,85, valeurs qui sont déduites des résultats obtenus dans les autres stations.

La figure 89 montre les variations mensuelles de l'ETP calculée par les trois méthodes; il n'y a que 4% d'écart entre les deux totaux annuels extrêmes:

Formule de Penman	: 2 579 mm
ETP dérivée du bac à partir de la théorie	: 2 599 mm
ETP déduite du bac par un coefficient empirique	: 2 686 mm

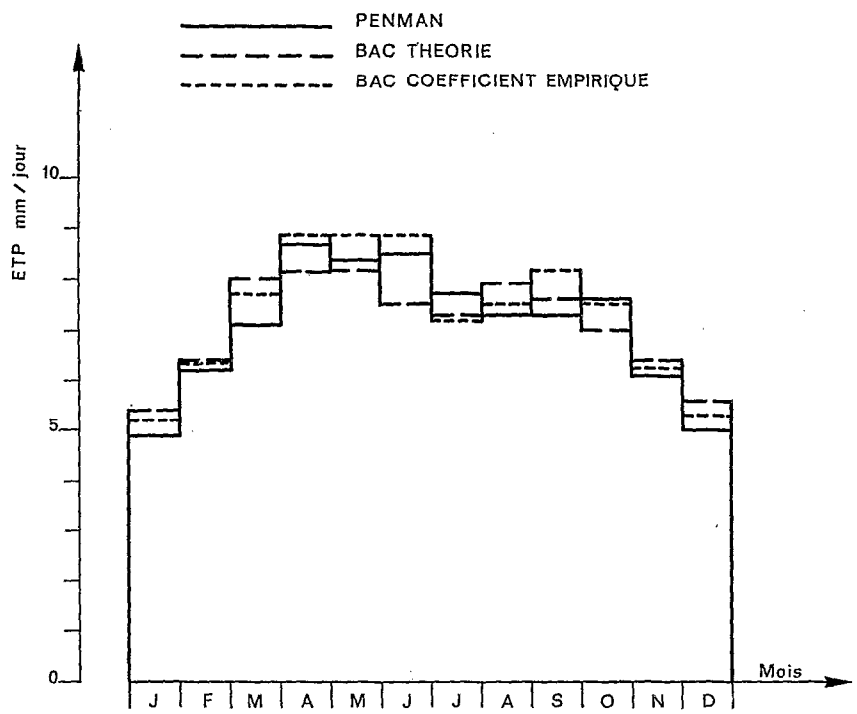


Figure 89
ETP à Largeau obtenue par trois méthodes (septembre 1969 à décembre 1970)

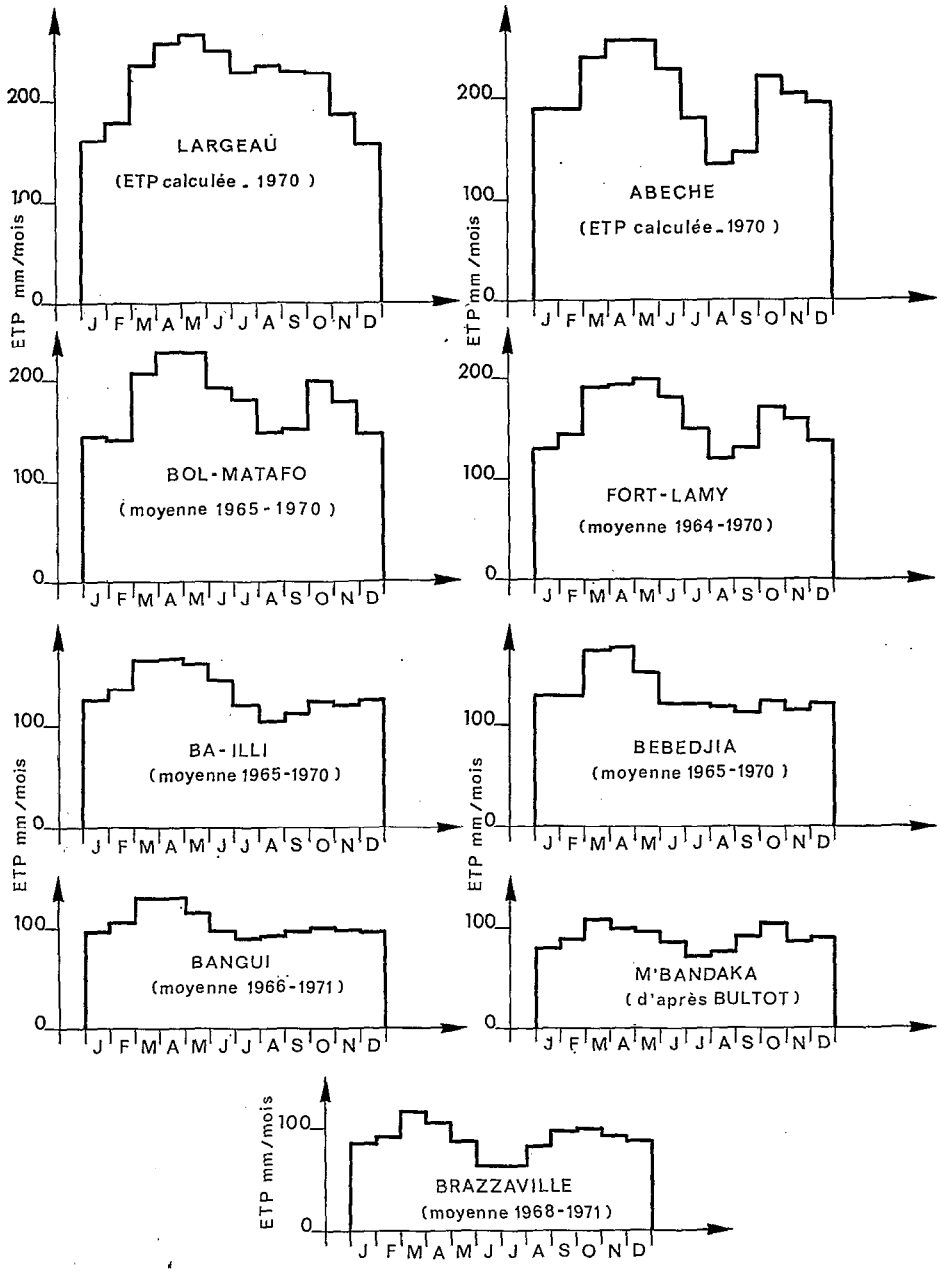


FIGURE 90
Variation mensuelle de l'ETP

Ces valeurs se rapportent à la période qui va de septembre 1969 à décembre 1970. Or l'année 1970 est une année à forte ETP à Matafo et à Fort-Lamy (8% et 5% de plus que la moyenne); la moyenne des trois totaux annuels obtenus à Largeau diminuée de 8% conduirait à une estimation moyenne annuelle de 2 400 mm.

5.5.2.2 ZONE SAHÉLIENNE

Il existe pour cette zone deux stations qui possèdent de longues séries de mesure : Bol-Matafo et Fort-Lamy.

Les données nécessaires pour obtenir l'ETP par la formule de PENMAN à Abeche étaient disponibles pour l'année 1970, ce qui a conduit à un total annuel de 2 446 mm. Une même réduction de 8% pour tenir compte du caractère particulier de l'année 1970 aboutit à une estimation moyenne de 2 250 mm.

A Bol-Matafo, nous obtenons 2 146 mm (moyenne 1965-1970) et à Fort-Lamy 1 876 mm (moyenne 1964-1970).

5.5.2.3 ZONE TROPICALE HUMIDE

Deux stations, celle de Ba-illi et celle de Bébédjia, permettent, à partir de longues séries de mesures, d'avoir une bonne estimation de l'ETP:

Ba-illi : 1 613 mm (moyenne 1965-1970)
Bébédjia: 1 590 mm (moyenne 1965-1970)

Il existe d'autre part une série de mesures sur bac de 1 m² enterré en sol nu à la station de Laï, situé sur le bord du Logone, à mi-chemin entre les stations précédentes. A ces mesures, on peut appliquer des coefficients empiriques déduits des résultats obtenus dans les autres stations. En saison sèche, l'absence d'une pelouse irriguée autour du bac a pour conséquence d'entraîner une énergie advective plus forte ici que pour les bacs de Ba-illi et Bébédjia.

Avec un coefficient annuel de 0,75, on obtient, pour Laï, une valeur annuelle de l'ETP (moyenne 1954-1959) de 1 800 mm.

Entre 8° et 10° de latitude nord, pour la bande verticale considérée, on peut donc adopter une valeur de l'ETP comprise entre 1 600 mm et 1 800 mm.

La station de Bossangoa, un peu plus au sud, est encore trop récente pour fournir des résultats significatifs. Comme cela se produit parfois, la pelouse de l'anneau de garde de l'évapotranspiromètre met un certain temps à se développer, ce qui fausse les résultats d'ETP, surtout en saison sèche. Les valeurs d'ETP, directement mesurée ou déduites de l'évaporation du bac d'eau, qu'on peut prendre en considération pendant les années 1970 et 1971, sont donc incomplètes; elles indiquent un total annuel d'un peu plus de 1 500 mm, valeur sans doute un peu excessive.

5.5.2.4 ZONE ÉQUATORIALE

Les valeurs annuelles de Bangui et Brazzaville sont ici respectivement de 1 239 mm (moyenne 1966 (incomplet) à octobre 1971) et de 1 071 mm (moyenne avril 1968 à septembre 1971).

	ETP mensuelle et annuelle (mm par mois)												
	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
Bol-Matafo (1965-1970)	144	142	208	228	227	193	181	148	151	199	179	146	2 146
Fort-Lamy (1964-1970)	130	144	192	193	198	166	139	119	130	171	158	136	1 876
Ba-Illi (1965-1970)	127	136	166	168	161	145	121	105	113	125	121	125	1 613
Bebedjia (1965-1970)	129	130	174	176	151	121	121	117	112	124	114	121	1 590
Bangui (1966-1971)	95	105	129	129	114	97	89	91	96	100	98	96	1 239
Brazzaville (1968-1971)	86	92	117	106	87	63	63	83	96	98	93	87	1 071

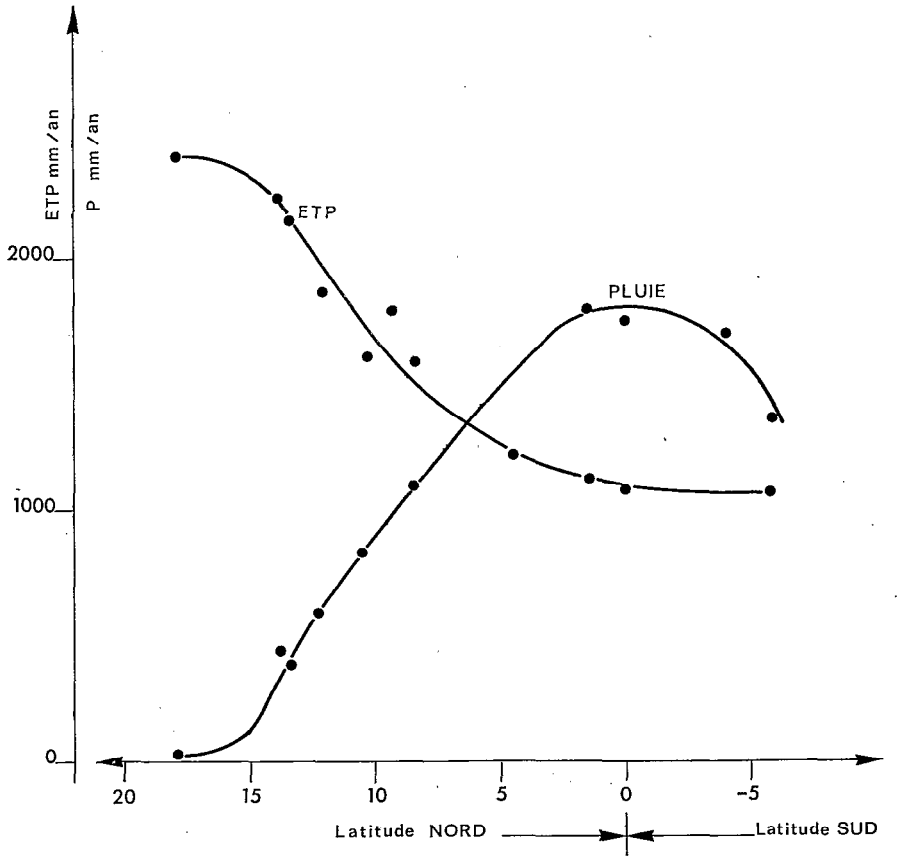


FIGURE 91
Variation comparée de l'ETP et de la pluie annuelle selon la latitude
(entre 15° et 22° de longitude environ)

A M'Bandaka, sur l'équateur, F. BULTOT obtient un total annuel de 1 081 mm. A Imfondo, un peu au-dessus de l'équateur, nous avons calculé l'ETP par la formule de PENMAN (facteur de réduction f unique de 0,75) et trouvé 1 134 mm. Le même calcul appliqué à la station d'Ouesso a donné 1 088 mm.

Autour de l'équateur, dans la région considérée, la valeur de l'ETP ne s'écarte pas beaucoup de 1 100 mm et on retrouve cette valeur jusqu'à 4° de latitude sud, le Congo-Brazzaville ayant donc une ETP très homogène du moins dans sa partie la plus continentale.

La figure 90 et le tableau qui lui est associé montrent les variations mois par mois de l'ETP pour quelques stations et la figure 91 la variation dans l'espace de sa valeur annuelle approximative ainsi que celles de la hauteur annuelle de la pluie. Sur ce dernier schéma, on voit que les deux courbes, celle de la pluie et celle de l'ETP, se coupent vers 6° de latitude et pour une valeur de l'ETP et de la pluie égale à 1 350 mm environ. Ceci ne signifie pas d'ailleurs que ce point correspond à la satisfaction permanente des besoins en eau de la végétation, car il faut, entre autres considérations, compter avec la répartition de la pluviosité. Seule l'étude détaillée du bilan de l'eau permettra de préciser ce dernier point.

5.5.3 *Variabilité de l'ETP*

La variabilité interannuelle de l'ETP est très faible. Le tableau suivant en donne les totaux annuels et les écarts par rapport à la moyenne.

	ETP annuelle (mm)	*(ETP annuelle — ETP)/ETP*
MATAFO		
1965	2 181	+ 2%
1966	2 081	— 3%
1967	2 058	— 4%
1968	2 067	— 4%
1969	2 173	+ 1%
1970	2 316	+ 8%
FORT-LAMY		
1965	1 895	+ 1%
1966	1 819	— 3%
1967	1 896	+ 1%
1968	1 910	+ 2%
1969	1 813	— 3%
1970	1 962	+ 5%
BA-ILLI		
1966	1 623	+ 1%
1967	1 676	+ 4%
1968	1 662	+ 3%
1969	1 523	— 5%
1970	1 565	— 3%
BEBEDJIA		
1966	1 647	+ 3%
1967	1 575	— 1%
1968	1 538	— 3%
1969	1 627	+ 2%
1970	1 568	— 1%
BANGUI		
1967	1 322	+ 7%
1968	1 214	+ 2%
1969	1 195	— 4%
1970	1 237	0%
BRAZZAVILLE		
1969	1 080	— 1%
1970	1 087	— 1%

Les écarts les plus importants ne dépassent pas + 8% et — 5% et sur les 28 totaux annuels, on en trouve 26 qui ne s'écartent pas de + 5% de la moyenne annuelle, ce qui constitue une variabilité remarquablement faible.

5.5.3.1 CAS DES VALEURS MENSUELLES

Les valeurs mensuelles obtenues au cours des années ont été portées sur la figure 92 pour les trois stations de Fort-Lamy, Ba-illi et Bangui. Il n'y a évidemment pas assez de données pour pouvoir faire une étude statistique satisfaisante, mais les renseignements ainsi obtenus sont cependant intéressants. A Fort-Lamy, l'écart maximal par rapport à la moyenne a lieu en mai et juin + 20% et — 17%), l'écart

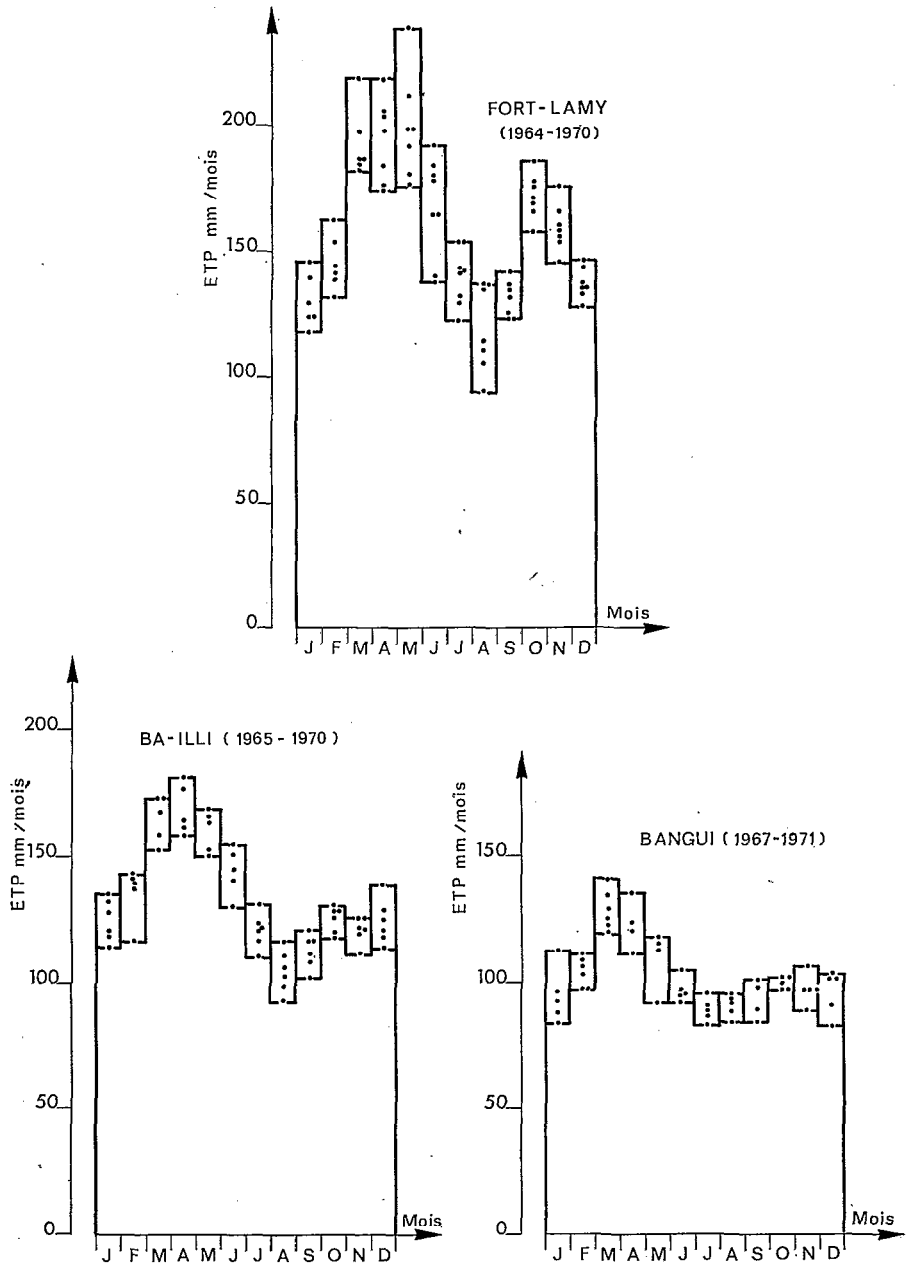


FIGURE 92
Amplitude de variation de l'ETP mensuelle

minimal en septembre et octobre (+ 8%) soit au début et à la fin de la saison des pluies. A Ba-illi l'écart minimal a lieu également en fin de saison des pluies (± 5% en octobre et novembre) et à Bangui en octobre avec ± 2%.

C'est en effet, l'apparition plus ou moins précoce de la saison des pluies qui est responsable de la variabilité de l'ETP pour le premier mois où elle apparaît. La figure 79 montrait que l'ETP mensuelle

était sensible à la pluviosité tout d'abord très nettement, puis de moins en moins au fur et à mesure que la pluviosité augmentait. Ceci explique d'ailleurs que la variation de la pluie annuelle est sans effet sur l'ETP annuelle, du moins en zone sahélienne et même en zone tropicale humide: d'une part, l'ETP en saison des pluies ne représente qu'une partie de sa valeur annuelle, d'autre part, passé un seuil, la pluie est sans grand effet sur l'ETP.

En fin de saison des pluies, l'existence d'une réserve d'eau dans le sol constitue un « volant » qui permet le maintien de l'évapotranspiration dans la nature et joue ainsi un rôle modérateur sur l'ETP. Le mois d'octobre semble, par ailleurs, un mois très stable, en regard de l'ETP, dans la zone considérée.

On note que la variabilité mensuelle de l'ETP semble diminuer au fur et à mesure que la pluie est plus abondante. A Matafo, les écarts maximaux moyens positifs et négatifs, autrement dit les moyennes:

$$1/12 \sum_{1}^{12} (\mathrm{ETP_m} - \overline{\mathrm{ETP}})/\overline{\mathrm{ETP}}$$

où $\mathrm{ETP_m}$ représente la valeur la plus forte ou la plus faible du mois, sont de $\pm$ 12,5% avec un maximum en juin — 25% et un minimum en novembre $\pm$ 8%). A Fort-Lamy, ces écarts sont de + 12,5, — 9,5%; à Ba-illi, on trouve + 7, — 8,5%; à Bangui $\pm$ 9% et à Brazzaville + 7%, — 7,5% minimum en octobre $\pm$ 2%).

Ces résultats portent sur six années pour la plupart des stations considérées. On peut donc admettre, de façon approximative qu'un écart de $\pm$ 10% par rapport à la moyenne mensuelle peut se répéter assez fréquemment (au moins une fois tous les cinq ans).

5.5.3.2 Valeurs extrêmes de l'ETP pour des périodes décadaires

La décade permet une estimation assez précise de l'ETP du moins en saison sèche, car il arrive en saison des pluies que le drainage étant en cours à la fin de la décade, il ne soit pas possible d'en faire le bilan. D'autre part, elle correspond à un intervalle normal entre deux irrigations. Nous n'avons d'ailleurs considéré que des périodes définies à priori (du 1er au 9 etc.). Les valeurs les plus fortes sont à Bol-Matafo de 8,60 mm/jour (pendant dix jours) en avril, 8,40 en mai, 7,50 en juin, 7 en juillet, 5,80 en août, 6,30 et 7,60 pour les mois suivants. A Fort-Lamy, on trouve 8,20 mm/jour en avril, 8,50 en mai et pour les mois suivants 7,50, 5,70, 4,80, 5,10 et 6,10 en octobre.

Plus au sud, on trouve à Ba-illi des pointes de 6,70 mm/jour en avril et de 5,90 en mai, alors qu'en saison des pluies l'ETP atteint 5,70 mm/jour pour certaines décades en juin et octobre et ne dépassent guère 4,50 mm pendant les autres mois. On trouve à peu près les mêmes valeurs à Bébédjia: 6,70 mm/jour en avril, 6,50 en mai, les autres mois pluvieux ayant des décades présentant un total inférieur à 45 mm.

Enfin vers l'équateur, à Bangui les plus fortes valeurs mesurées sont de 5,10 mm/jour en mars et 4,90 mm en avril et à Brazzaville de 4,20 mm/jour en mars et avril.

Rappelons enfin, comme on l'a vu dans le paragraphe traitant des plus fortes valeurs de l'ETP à Fort-Lamy, qu'on a mesuré une valeur de 8,70 mm/jour pendant six jours en mars.

On peut noter également ici, une constatation qui avait déjà été signalée précédemment (paragraphe 3.2.3): la possibilité qu'a la végétation des bacs d'évapotranspiration de fournir de la vapeur d'eau pratiquement sans limite d'origine physiologique, ce qu'on ne peut dire de la totalité des plantes et notamment des plantes cultivées; il est alors possible que des valeurs de l'ETP telles que celles qui viennent d'être données constituent pour ces dernières, des exigences excessives s'accompagnant de phénomènes

de flétrissement plus ou moins graves. C'est alors la tâche de l'agronome d'éviter ces accidents en réduisant l'ETP (brise-vent, grands périmètres irrigués, variétés résistantes...).

Toutes ces données sont, en effet, relatives à un couvert végétal bien adapté au climat, de dimensions restreintes et constitué par une herbe courte. Ce souci de normalisation permet la comparaison entre elles des différentes valeurs de l'ETP ainsi mesurées. Il reste évidemment à examiner l'intérêt de telles mesures pour évaluer l'évaporation dans la nature, désignée sous le vocable d'*évapotranspiration réelle* ETR. Ce sera l'objet du paragraphe suivant.

5.6. L'ÉVAPOTRANSPIRATION DANS LA NATURE

La mesure de l'ETP porte sur un couvert végétal bien défini. Il s'agit d'un gazon dont la hauteur est limitée par une cote supérieure et une cote inférieure, se développant sur un sol, en général artificiel, permettant une croissance optimale de la végétation, bien drainé et surtout régulièrement alimenté en eau. Dans ces conditions, on obtient une valeur de référence permettant la comparaison entre elles de mesures faites en différents points, et c'est uniquement à cette valeur de référence que pour être plus clair, nous donnerons le nom d'ETP. L'étude des climats présentée dans un chapitre précédent précisait les contours des grandes zones climatiques, c'est-à-dire les limites d'application des résultats d'une station située dans un climat donné.

L'évapotranspiration dans la nature appelée aussi « évapotranspiration réelle » ou ETR, est un phénomène différent de l'ETP, mais, en fait, le seul qui soit d'un réel intérêt. Ce qu'il y a de commun entre les deux phénomènes c'est qu'ils sont tous deux soumis aux mêmes facteurs du climat; ce qui les différencie, c'est qu'il ne s'agit dans les deux cas, ni du même sol, ni de la même végétation. En particulier, une des différences les plus importantes tient au fait que dans la nature, le sol ne dispose pas en permanence d'une réserve d'eau importante.

Considérons d'abord le problème du sol. Dans toutes les zones étudiées, la pluie apparaît à une période assez bien définie et augmente rapidement puis disparait à une période également bien définie. Les premiers mois où la pluie apparaît en zone sèche, le sol est complètement desséché, la végétation est inexistante et la première averse tombant sur un sol nu est rapidement évaporée. La saison des pluies se développant, la végétation apparaît, couvre peu à peu le sol et pendant un certain temps le sol bien couvert par une végétation en pleine activité reçoit plus d'eau que la végétation n'en consomme: la pluie diminuant, puis disparaissant, cette végétation se maintient un temps plus ou moins long, suivant les réserves en eau du sol, puis celles-ci s'épuisant, disparaît. Si la période d'interruption des pluies est courte, comme cela se passe quand on se rapproche de l'équateur, la végétation supporte sans difficulté la saison sèche et une végétation permanente est alors possible.

On peut d'après ces remarques distinguer trois phases:

(1) Début de la saison des pluies — végétation absente ou en voie de développement, couvrant encore mal le sol: pluie inférieure à l'ETP.

(2) Végétation bien établie; pluie abondante supérieure à l'ETP. Si toute la région intéressée était alors couverte d'une herbe identique à celle de l'évapotranspiromètre et soumise aux mêmes conditions climatiques que celui-ci on pourrait écrire ETR = ETP. En fait, la végétation n'étant pas la même, l'ETR peut être inférieure ou supérieure à l'ETP, tout en étant limitée par les conditions climatiques et non par des réserves en eau du sol insuffisantes ou des réactions de la plante à la sécheresse. Il s'agit alors d'évapotranspiration maximale ou ETRmax.

(3) Végétation bien établie puis se dégradant plus ou moins, pluie disparaissant: ETP supérieure à la pluie. La végétation survit alors grâce aux réserves en eau du sol qu'elle épuise peu à peu; l'ETR devient inférieure à l'ETP et peut tomber à zéro.

Un schéma illustre ces trois phases.

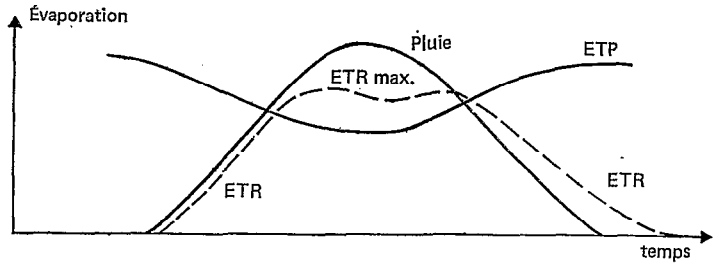


FIGURE 93

Dans la première phase, l'hypothèse la plus simple consiste à supposer que toute la pluie est utilisée par l'évapotranspiration. C'est en effet la pluie qui est ici le facteur limitant et l'on peut admettre que la végétation qui se développe est celle qui tire le meilleur parti du climat et qui utilise au mieux, c'est-à-dire complètement, les précipitations.

Dans la deuxième phase, c'est l'énergie fournie par le climat qui est le facteur limitant, énergie nécessaire à la transformation de l'eau liquide transitant à travers la végétation en vapeur d'eau. La différence entre l'ETR max et l'ETP est due à certaines caractéristiques particulières des couverts végétaux: rugosité, albédo, hauteur au-dessus du sol...

Enfin, dans la troisième phase, c'est la réserve en eau du sol qui est le facteur limitant et l'ETR est la résultante de facteurs liés au sol, à la végétation et au climat. Le problème est ici plus complexe, un grand nombre de paramètres intervenant dont certains difficiles à définir.

Nous avons étudié cette phase dans le cas d'une pelouse en saison sèche à Brazzaville, cette pelouse étant constituée par la même plante que celle du bac de l'évapotranspiromètre (*paspalum*).

La méthode de mesure était celle du bilan d'énergie utilisant la mesure des flux de chaleur et de vapeur d'eau, décrite dans un chapitre précédent (paragraphe 3.6). La saison sèche commence à Brazzaville à la fin du mois de mai et il n'y a pas de pluie jusqu'à la fin du mois de septembre. Pendant à peu près trois mois et demi la végétation survit grâce à la réserve en eau du sol qui est ici un sable légèrement humique mais à faible possibilité de stockage d'eau, l'humidité à la capacité de rétention étant à peu près de 10% de la masse de sol sec. Ce sol est d'ailleurs pratiquement celui qui se trouve dans les bacs des évapotranspiromètres.

On constate qu'en saison sèche, le paspalum se dégrade peu à peu; il prend au bout d'un certain temps, une couleur jaunâtre (bien que l'albédo ne varie pratiquement pas) et couvre de moins en moins le sol. On constate également qu'il reprend remarquablement vite son aspect initial dès que les premières pluies réapparaissent, ce qui témoigne de son aptitude à supporter la saison sèche.

L'appareil de mesures décrit au paragraphe 3.6 placé sur la pelouse avant le début de la saison sèche, donnait des valeurs identiques à celles fournies par les évapotranspiromètres, ce qui en garantissait le bon fonctionnement.

Par la suite, le dépouillement d'heure en heure des diagrammes était effectué certains jours, en général consécutifs, correspondant à des périodes séparées par une quinzaine de jours.

La corrélation entre le rayonnement global et l'ETP est, rappelons-le, très bonne et la relation entre ces deux termes est de la forme ETP = 0,45 G (en exprimant G en mm d'eau évaporée équivalents). Le rapport ETR/G nous a donc permis d'exprimer l'influence du dessèchement sur l'évapotranspiration.

Le tableau suivant résume les résultats obtenus. Dans ce tableau ETR est exprimée en mm/jour ainsi que G.

Date	*ETR mm/jour*	*G mm/jour*	*ETR/G*
3 juin	1,01	2,56	0,40
4 juin	1,45	4,00	0,36
5 juin	2 40	6,05	0,40
6 juin	2,92	7,55	0,39
18 juin	1,56	4,45	0,35
19 juin	1,96	5,90	0,33
20 juin	1,19	3,06	0,39
3 juillet	0,83	2,30	0,36
5 juillet	1,75	7,35	0,24
6 juillet	1,55	5,75	0,27
7 juillet	1,07	4,10	0,26
8 juillet	1,16	3,60	0,32
9 juillet	1,66	5,10	0,33
23 juillet	1,31	6,10	0,21
26 juillet	1,34	5,10	0,26
27 juillet	1,26	6,10	0,21
28 juillet	1,37	5,30	0,26
29 juillet	0,82	3,40	0,24
30 juillet	0,93	4,35	0,21
31 juillet	0,72	3,10	0,23
4 août	1,66	8,60	0,19
5 août	1,28	6,60	0,19
24 août	0,88	5,06	0,17
25 août	1,07	7,80	0,14
29 août	0,78	7,00	0,11
30 août	0,96	7,40	0,13
31 août	0,60	3,60	0,17

Ce tableau est illustré par la figure 94 et l'on remarque que jusqu'à une certaine valeur de G, la relation entre G et ETR est linéaire, la pente de la droite ETR = f (G) diminuant quand la sécheresse s'aggrave. Cette valeur de G est d'ailleurs, semble-t-il, d'autant plus faible que la saison sèche se prolonge; elle est en moyenne ici de 5 mm, soit environ 300 calories/cm^2 . jour. Jusqu'à cette valeur, on peut étudier la manière dont la pente ETR/G varie. Le diagramme permet, par interpolation en effet, d'évaluer l'ETR journalière quelque soit le jour considéré, c'est-à-dire d'évaluer la diminution Δ W des réserves en eau du sol. En cherchant une relation entre le rapport ETR/G et Δ W, on constate qu'on peut écrire avec une bonne approximation:

$$ETR/0{,}45\ G = 1 - 0{,}0046\ \Delta W$$

Δ W étant exprimé en mm soit:

$$ETR/ETP = 1 - 0{,}0046\ \Delta W$$

Le rapport ETR/ETP diminue donc au fur et à mesure que la réserve en eau diminue.

De cette relation, on tire:

$$d\ (ETR/ETP) = -\ 0{,}0046\ d\ (\Delta W)$$

et en remarquant que ETR = d (Δ W)/dt et que pour t = 0, on a ETR = ETP

$$ETR/ETP = \exp. (- 0{,}0046 \int ETP\, dt)$$

Cette formule est à rapprocher de l'expression obtenue au paragraphe 1.3.3, à partir de considérations théoriques.

BUDAGOVSKII (cité par KONSTANTINOV) a obtenu d'autre part à partir de résultats expérimentaux, une formule du même type:

$$ETR = ETP \exp. [(- b/H) \int ETP\, dt]$$

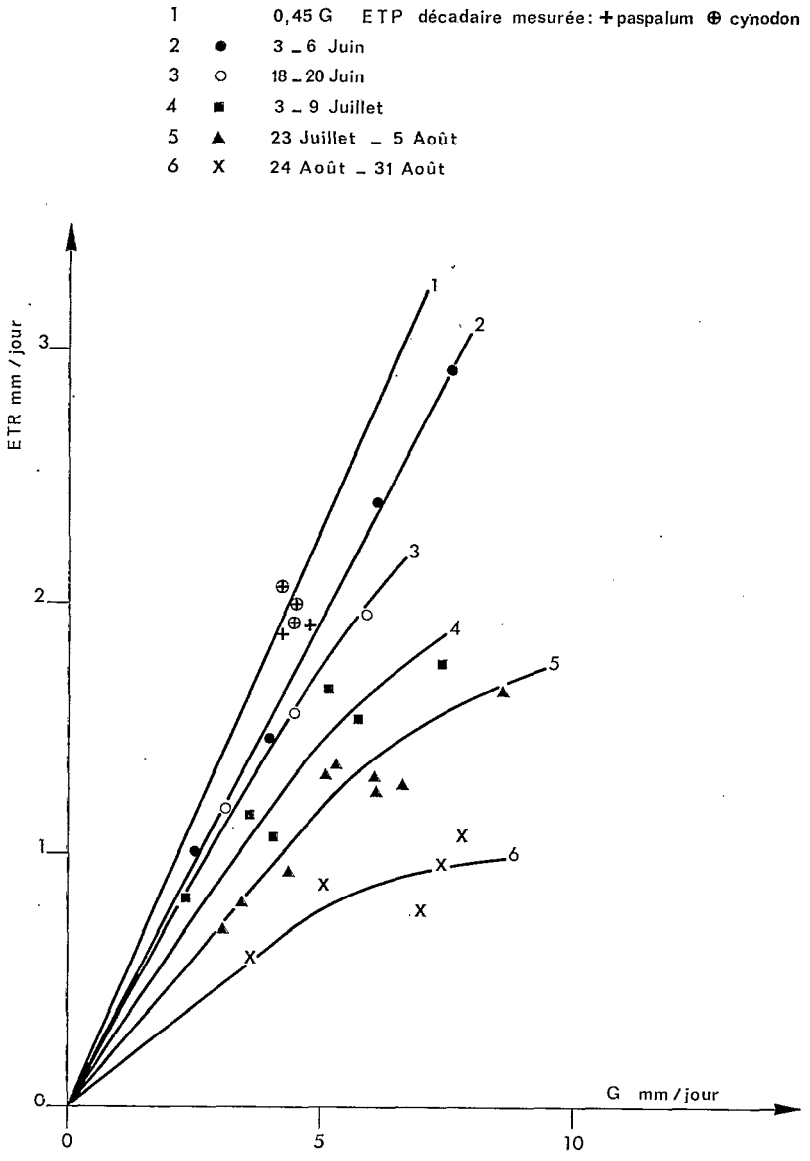


FIGURE 94
Evapotranspiration d'une pelouse en saison sèche à Brazzaville

où b était la tangente à la courbe traduisant la variation de ETR/ETP en fonction de l'humidité volumique du sol et H la hauteur de sol humide.

D'autres auteurs ont considéré qu'on pouvait caractériser l'humidité volumique du sol par deux valeurs q_k et q_m telles qu'on avait:

$$ETR = ETP \text{ si } q \geqslant q_k$$

q étant l'humidité du sol à un instant donné et:

$$ETR = a\,(q - q_m) \qquad \text{quand} \qquad q \leqslant q_k \qquad \text{avec} \qquad a = ETP/(q_k - q_m)$$

Cette hypothèse est, en fait, issue des mêmes constatations que celles que nous avons faites, puisque si l'on considère qu'une hauteur H de sol est utilisée et qu'on part d'une réserve en eau W_k, les résultats que nous avons obtenus peuvent se mettre sous la forme:

$$ETR/ETP = 1 - b\,(W_k - W)$$

ou

$$ETR/ETP = 1 - bH\,(q_k - q)$$

(W étant la réserve en eau correspondant à la valeur de l'ETR) avec à la limite, la condition ETR = 0 quand $q = q_m$, soit:

$$ETR/ETP = 0 = 1 - bH\,(q_k - q_m)$$

et finalement:

$$ETR = [ETP/(q_k - q_m)]\,(q - q_m)$$

La constante trouvée 0,0046 a donc ici la signification de l'inverse du stock d'eau utilisable à partir du moment où ETR devient inférieur à ETP, soit 217 mm.

Par des profils hydriques, dans la pelouse étudiée, il a été possible d'obtenir directement, avec l'imprécision inhérente à cette méthode, mais réduite ici par l'absence de cailloux et l'homogénéité du sol, d'une part la quantité d'eau perdue à la fin de la saison sèche, d'autre part la réserve d'eau totale approximative. Ces chiffres qui ne sont qu'indicatifs sont du même ordre que les valeurs obtenues par la méthode précédente: la réserve totale du sol est de 250 mm environ sur laquelle la végétation pourrait prélever 180 mm. A la mi-septembre, le sol avait perdu à peu près 150 mm.

Il faut cependant émettre un certain nombre de réserves sur ces résultats. Tout d'abord rappelons que la formule reliant ETR/ETP à la diminution du stock d'eau dans le sol n'est valable que si ETP reste inférieure à une certaine valeur; au-dessus de celle-ci, la formule surestime l'ETR.

Les chercheurs sont d'autre part en désaccord sur la valeur de q_k, valeur de l'humidité du sol qui correspond au moment où ETR/ETP devient inférieur à 1. Pour VEIHMEYER, par exemple, cette valeur est proche de q_m, alors que pour RICHARDS, q_k est au contraire proche de la capacité de rétention du sol c'est-à-dire que l'ETR diminue dès que la réserve en eau du sol diminue.

HALLAIRE a proposé une explication de cette apparente contradiction et montré que la chute de l'ETR était liée à la vitesse de dessèchement du sol: une ETP intense et une faible réserve en eau du sol accélèrent la réduction de l'ETR, alors qu'une faible ETP et une grande masse de terre explorée par les racines permettent à l'ETR de se maintenir longtemps à un niveau proche de l'ETP.

Dans le cas qui nous intéresse ici, la réduction de l'ETR est apparue rapidement (elle est notable au bout d'une dizaine de jours) bien que l'ETP soit faible en saison sèche (2 à 3 mm par jour); la raison en est sans doute, le type de sol, à faible réserve volumique d'eau, qui se dessèche donc rapidement même par faible évapotranspiration. Quoiqu'il en soit, cette expérience bien que limitée à une seule association sol-végétation, est intéressante, car elle aboutit à une expression de l'ETR relativement simple; c'est en

fait l'équivalent de l'équation de tarissement d'un bassin versant utilisée par les hydrologues, expression générale qui traduit que le débit d'une quantité, prélevée sur un stock limité au départ, reste proportionnel à la valeur actuelle du stock. En dehors de l'ETP une seule constante permettrait alors de définir l'ETR, la réserve d'eau utilisable à partir du moment où l'ETR deviendrait inférieure à l'ETP.

Faute d'autres données sur l'évolution de l'ETR, c'est cette formule que nous utiliserons pour établir le bilan hydrique.

Reste à définir ETRmax, c'est-à-dire la valeur de l'évapotranspiration dans la deuxième phase, dans le cas où seule l'énergie est le facteur limitant de l'évapotranspiration, et préciser en quoi elle peut différer de l'ETP telle qu'on la mesure.

5.6.1 *ETP et ETR maximale*

L'ETR maximale ne diffère, on l'a vu, de l'ETP que par les caractéristiques physiques des couverts végétaux: hauteur au-dessus du sol, albédo, rugosité... Une région donnée n'a pas une végétation homogène mais est constituée par la juxtaposition d'un certain nombre de couverts végétaux différents qui peuvent d'ailleurs être séparés par des zones sans végétation. Cependant à une certaine échelle, cette hétérogénéité s'estompe et il est possible d'estimer une valeur moyenne de l'ETRmax. Ce problème d'échelle est commun à toutes les représentations des phénomènes naturels, mais est souvent, dans le cas de l'évapotranspiration, à l'origine de nombreux malentendus. Il est donc nécessaire pour mieux poser le problème qui nous intéresse ici, de préciser un certain nombre de points.

L'ETP est d'abord l'évapotranspiration d'un bac de 4 m² et c'est là la première échelle spatiale à prendre en considération.

Ce bac étant situé dans une station qui peut présenter par rapport à l'espace environnant certaines différences: présence d'arbres, de haies, végétation particulière..., une deuxième échelle, celle de la station, intervient.

Les éléments du climat sont pour la plupart mesurés dans l'abri météorologique définissant un climat dont l'échelle peut être comprise entre quelques dizaines d'hectares et quelques dizaines de km² et qu'on peut appeler le « mésoclimat ». Enfin, les zones climatiques que nous avons tenté de préciser présentent une certaine homogénéité des éléments du climat telle qu'on peut y définir un climat « général ».

Les facteurs qui interviennent dans l'évapotranspiration sont définis et mesurés à des échelles différentes. Le tableau qui suit récapitule ces échelles et donne pour chacune d'elles, les éléments du climat qui y correspondent.

Echelles de mesure des facteurs intervenant dans l'évapotranspiration

Echelle	*Eléments du climat*	*Facteurs liés au couvert*	*Facteurs liés au sol*
1. *Bac* 2. *Station*	température de la surface, vent à 2 m, rayonnement du sol	hauteur du couvert, rugosité, albédo	réserve en eau diffusivités hydrauliques et thermiques
3. *Mésoclimat* (quelques dizaines d'hectares à quelques dizaines de km²)	température de l'air, pression de vapeur d'eau, rayonnement atmosphérique		
4. *Climat général* (quelques milliers de km²)	rayonnement solaire global (à défaut: durée d'insolation)		

A cette échelle spatiale, il faudrait ajouter une échelle de temps, mais les périodes de temps qui sont prises en considération et qui sont le mois ou la décade sont suffisamment grandes pour qu'une même échelle de temps puisse être appliquée à l'ensemble des échelles d'espace.

La station est, en général, implantée dans un site aussi représentatif que possible de la zone environnante, mais le vent qui y est mesuré à 2 m peut être influencé par des obstacles à proximité.

Dans le premier chapitre, l'ETP était définie comme celle d'une zone correspondant à l'échelle du mésoclimat. L'analyse de l'évaporation des petites surfaces et son expression à partir des éléments mesurés sous abri ont conduit à montrer que l'ETP mesurée pouvait être étendue effectivement à l'échelle du mésoclimat, étant supposé que la station soit alors parfaitement représentative de la zone correspondant à cette échelle.

On a d'ailleurs un moyen d'avoir l'ordre de grandeur de la diminution que subirait l'ETP si elle passait de l'échelle du mésoclimat à celle du climat général, c'est-à-dire si un couvert végétal bien alimenté en eau couvrait en zone sèche une surface de plusieurs dizaines de milliers de km².

L'évaporation du lac Tchad est en effet connue, aux pertes par infiltration près, grâce à la méthode du bilan hydrologique. La relation entre l'évaporation annuelle d'une nappe d'eau libre E_N et celle d'un couvert végétal bien irrigué de même superficie peut, à cette latitude, s'énoncer: ETP $= 0{,}80\ E_N$, ce coefficient de 0,80 peut être déduit de la comparaison du bac enterré dans la pelouse et de l'ETP à Fort-Lamy et on le retrouve dans le facteur de réduction de la formule de PENMAN.

En se plaçant dans le cas (sans doute défavorable) d'une évaporation annuelle de 2 150 mm par an pour le lac Tchad, on trouve une valeur de l'ETP correspondante de 1 720 mm, soit 20% de moins que l'ETP mesurée à Bol-Matafo, ce qui est relativement peu en regard du changement d'échelle et correspond par exemple à la réduction de l'ETP qu'on obtiendrait dans cette même station par une diminution de 50% environ de la vitesse du vent à 2 m (toutes choses restant égales par ailleurs). Ce résultat montre aussi que le gain obtenu par réduction de l'ETP en irriguant de très grandes surfaces en zone sèche, serait modeste devant l'ampleur des moyens mis en jeu; une diminution du vent à l'aide de brise-vent peu coûteux serait évidemment d'une meilleure rentabilité.

A la lumière des considérations qui précèdent, on peut examiner le cas des principales stations étudiées. Bol-Matafo est représentative d'un mésoclimat particulier en zone sahélienne, la station étant implantée dans un « polder » lui-même situé sur le bord du lac Tchad. Il en est de même pour la station de Ba-illi qui semble soumise à l'influence des zones d'inondation du Logone et du Chari. Fort-Lamy est bien caractéristique du climat sahélien, mais un certain nombre d'obstacles au vent: arbres et bâtiments aux alentours de la station, entraînent sans doute une légère sous-estimation de l'ETP. Les stations de Bébédjia, Bangui et Brazzaville sont par contre soumises à des mésoclimats représentatifs du climat général.

En ce qui concerne l'estimation de l'ETR maximale, elle peut être définie comme dans le cas de l'ETP, lorsqu'il s'agit d'un couvert homogène s'étendant sur une zone mésoclimatique; cette évapotranspiration ne diffère alors de l'ETP que par quelques caractéristiques propres au couvert: hauteur, albédo, rugosité. L'albédo est relativement facile à obtenir, et il est également aisé de l'introduire dans les formules donnant l'ETP. La hauteur de la végétation joue un rôle important quand il s'agit de petites parcelles isolées; la modification de la turbulence qu'elles introduisent et son effet sur l'advection peuvent augmenter de façon notable l'ETRmax. Sur un couvert de grande dimension cet effet s'estompe à une certaine distance du bord d'attaque du vent où le profil du vent se stabilise, mais persiste un effet sur la rugosité. Ce facteur est en effet plus complexe que l'albédo; il intervient dans les formules donnant l'évaporation sous la forme $(\mathrm{Log}\ 200/z_0)^2$, d'autre part les couverts élevés entraînent un soulèvement du niveau où le vent s'annule appelé « hauteur de déplacement » z_d et dans la formule intervient alors au dénominateur le terme:

$$[\mathrm{Log}\ (200 - z_d)/z_0]^2$$

La rugosité des couverts élevés est plus forte que celle d'un gazon ras; SUTTON donne par exemple les valeurs suivantes pour un vent de 5 m/seconde:

— herbe de 10 cm de haut: $z_0 = 2{,}3$ cm
— herbe de 50 cm de haut: $z_0 = 9$ cm

De tels écarts dans les valeurs de la rugosité semblent entraîner des différences notables dans l'évaporation. W.J. LOUW et J.P. KRUGER calculant l'ETP en Afrique du Sud par la formule de PENMAN modifiée par MONTEITH, pour des cultures hautes et des cultures basses, trouvent 25% d'écart; E.A. BERNARD note un écart de 10% seulement entre les évaporations de deux gazons de *paspalum notatum*, l'un étant trois fois plus haut que l'autre (les couverts les moins élevés ayant l'évaporation la plus faible). F. BULTOT, dans son atlas climatologique du Bassin congolais, ne fait varier que l'albédo dans ses estimations de l'ETR. Il y a encore trop peu de données expérimentales pour conclure, mais on peut remarquer avec F. BULTOT que les résultats globaux de l'ETR obtenus sur de grands bassins versants en zone équatoriale à partir du bilan hydrologique sont souvent proches de l'ETP calculée avec une fonction du vent qui est celle d'un gazon. Nous avons trouvé, par exemple, au Congo-Brazzaville, des valeurs annuelles de l'ETP relativement homogènes et de 1 134 mm à Impfondo, 1 088 mm à Ouesso, 1 071 mm à Brazzaville et 1 108 mm à Pointe-Noire. Les résultats du déficit d'écoulement obtenus sur grand bassin versant sont du même ordre: 1 025 mm pour le bassin du Niari à Loudima ; 1 090 mm pour le bassin de la Bouenza à Moukoukoulou, bassin en grande partie couvert de forêt.

D'autre part P. AUDRY, au Tchad, a mesuré la quantité d'eau évaporée par une savane arborée claire avec une strate arbustive et une strate herbacée, à Dilbini, station située à la latitude de Fort-Lamy à 200 km environ à l'est. Ses mesures ont été effectuées à l'aide de profils hydriques nombreux et soigneusement réalisés. Le climat de Dilbini est tout à fait comparable à celui de Fort-Lamy. P. AUDRY a trouvé en saison des pluies les valeurs suivantes de l'évapotranspiration:

1964 — 90 jours ETR = 450 mm soit 5 mm/jour
1965 — 78 jours ETR = 330 mm soit 4,2 mm/jour

En 1965 la mauvaise répartition de la pluie (longues périodes sèches à l'intérieur de la saison des pluies) est peut-être responsable d'une légère réduction de l'ETR par rapport à ETRmax; ce n'est pas le cas de l'année qui précède où la pluie était abondante et bien répartie.

Les valeurs de l'ETP sont pour les mêmes périodes à Fort-Lamy:

1964 — 90 jours ETP = 403 mm soit 4,5 mm/jour
1965 — 78 jours ETP = 358 mm soit 4,6 mm/jour

Les valeurs totalisées sont très proches (780 mm d'ETR pour 761 mm d'ETP).

Près de l'équateur, la pluie est abondante et bien répartie et la végétation est forestière; l'évapotranspiration est pendant toute l'année l'ETR maximale. L'albédo de la forêt est d'après F. BULTOT de 0,13; même si la fonction du vent est la même que pour un gazon court, l'albédo plus faible entraîne, par rapport à l'évapotranspiration d'un gazon, une augmentation de la consommation d'eau qu'on peut évaluer en écrivant:

$$\text{ETRmax} = \text{ETP} + f\,\Delta\,\frac{(a - a')\,G}{\Delta + \gamma}$$

où a' est l'albédo de la forêt et a celui du gazon.

L'augmentation qui en découle peut être estimée en donnant à Δ la valeur moyenne 1,50 et à f la valeur 0,75, soit 0,04 G. L'ETP étant dans la zone équatoriale voisine de 0,45 G; ETRmax représente donc une augmentation de 9% par rapport à l'ETP, soit environ 1 200 mm par an.

Ces résultats semblent indiquer un bon accord entre les mesures d'ETP et l'ETR maximal. Les valeurs de l'ETR qui seront proposées ici, concernent donc un gazon court d'albédo 0,20, mais sont peu différentes des valeurs de l'ETR des surfaces naturelles.

Le bref tableau des différentes échelles nous indique aussi dans quelle mesure des résultats d'évapotranspiration sont utilisables à d'autres échelles que celle de la station: si celle-ci est, par exemple, au sein d'une zone de cultures hautes, ou entourée par de nombreux obstacles jouant le rôle de brise-vent, les données qu'elle fournit ne pourront guère être représentatives d'un mésoclimat; il en est de même pour un bac de mesure sur lequel se trouve un couvert dont les caractéristiques: rugosité, hauteur, albédo, varient fortement pendant la période de mesures, ce qui se produit avec des plantes annuelles en cours de développement. De telles données, d'un grand intérêt pour l'agronome, ne peuvent jouer le rôle de caractéristiques du climat.

Ces remarques nous permettent de mieux préciser la validité et les limites des bilans hydriques établis à partir des données d'ETP.

5.6.2 *Le bilan hydrique*

Les données prises ici en considération seront donc les mesures d'ETP effectuées dans les principales stations. La méthode suivie est issue des considérations qui précèdent:

— 1re phase $P < ETP$, $ETR = P$ (P: hauteur des précipitations pendant la période considérée)

— 2e phase $P > ETP$, $ETRmax = ETP$

— 3e phase $P < ETP$, ETR obéissant à la loi $ETR/ETP = \exp[(-1/W_u) \int ETP\, dt]$

où W_u représente la réserve d'eau du sol utilisable, au moment où l'ETR devient inférieure à l'ETP.

Dans ce bilan, interviennent donc trois facteurs: l'ETP, la pluie et la réserve en eau du sol. Le paragraphe qui précède a précisé les limites d'application des mesures d'ETP; en ce qui concerne la pluie, sa distribution dans l'espace est telle que les mesures en un point ne peuvent être généralisées sans précautions.

A l'échelle d'une averse, la mesure ponctuelle de la pluie a une signification restreinte; à l'échelle du mois qui est l'unité de temps considérée ici, la dispersion est beaucoup plus faible et dans un bilan hydrique établi à partir de moyennes, on peut admettre que l'ETP moyenne et la pluviosité moyenne ponctuelles peuvent être utilisées à la même échelle. Il faut rappeler ici ce qui a été dit de la signification des moyennes de pluviosité en zone sèche; pour mieux traduire la réalité, plusieurs bilans hydriques seront établis correspondant à des pluviosités moyennes fortes ou faibles.

Le troisième facteur intervenant dans l'étude du bilan hydrique est la réserve en eau du sol. On peut évidemment considérer qu'à l'échelle du climat général, on distingue de grands groupes de sols ayant des propriétés voisines, disposés de façon approximativement zonales. Pour rester plus près de l'échelle envisagée ici, il est plus réaliste d'admettre plusieurs possibilités et de considérer trois valeurs de la réserve en eau: une valeur moyenne de 225 mm, une valeur forte de 300 mm et une valeur faible de 150 mm. Nous n'avons pas considéré le cas où une nappe peu profonde contribue à l'alimentation en eau de la végétation, ce qui a lieu à Bol-Matafo, et parfois en zone désertique. Le bilan hydrique sera donc calculé à partir de quelques hypothèses simples en appliquant ce qui a été dit précédemment et qu'on peut rappeler brièvement.

(1) Quand l'ETP est supérieure à la pluie, on admet l'égalité $ETR = P$.

(2) Quand la pluie devient supérieure à l'ETP, on suppose que l'ETRmax est égale à l'ETP.

(3) Quand la pluie redevient inférieure à l'ETP, on admet que l'ETR demeure pendant dix jours à son niveau maximum, c'est-à-dire à l'ETP. Si le mois reçoit une certaine quantité d'eau, on prolonge la période de dix jours du nombre de jours d'ETP qui est nécessaire pour évaporer la pluie; ceci revient à supposer que la pluie est reçue au début du mois.

Après cette période de dix jours ou plus, on admet que l'ETR devient inférieure à l'ETP en obéissant à la loi exponentielle:

$$ETR/ETP = \exp.\left(-\sum_{o}^{t} ETP\,\Delta\,t/W_u\right)$$

où W_u représente la réserve en eau disponible au moment où ETR devient inférieure à l'ETP; cette réserve est obtenue en déduisant de l'excédent de la pluie sur l'ETP, la quantité d'eau évaporée pendant la période de dix jours qui précède la réduction de l'ETR. Si cet excédent est supérieur à l'hypothèse qui a été faite sur la réserve en eau du sol, c'est de cette dernière qu'on déduit dix jours d'ETP. Le calcul de l'ETR du mois se fait en intégrant la formule ci-dessus, ce qui donne:

$$\sum_{o}^{t} ETR\,\Delta\,t = W_u\left[1 - \exp.\left(-\sum_{o}^{t} ETP\,\Delta\,t/W_u\right)\right]$$

Cette loi suppose qu'il faut un temps infini pour épuiser la réserve en eau du sol, ce qui ne correspond pas au phénomène naturel, la végétation disparaissant quand l'ETR tombe au-dessous d'une certaine valeur; nous avons fixé arbitrairement cette valeur au 1/10e de l'ETP.

Le calcul du bilan hydrique ne tient pas compte de la répartition de la pluie dans le mois, mais l'introduction de ce paramètre, qui serait d'ailleurs malaisée, compliquerait les calculs sans grand profit.

Sur ces bases, l'estimation de l'ETR mensuelle conduit aux valeurs suivantes, en mm/mois:

BOL-MATAFO

Moyenne 1965-1970	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
P = 294 mm	—	—	—	—	13	29	82	120	49	1	—	—	294
1967 (P = 449 mm)	—	—	—	—	—	—	122	148	128	51	—	—	449

FORT-LAMY

Moyenne 1964-1970	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
P = 596 mm	—	—	1	19	28	74	139	119	130	81	—	—	591
1967 (P = 659 mm) dont 296 mm en août;													
— Réserve en eau moyenne	—	—	—	35	0	44	141	94	125	122	47	14	622
— Réserve en eau = 150 mm	—	—	—	35	0	44	141	94	125	101	14	—	554
1969 (P = 477 mm)	—	—	—	46	39	49	92	109	90	51	1	—	477

BA-ILLI

Moyenne 1965-1970	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
P = 831 mm													
— Réserve en eau moyenne	19	0	3	33	67	140	121	105	113	119	63	30	813
— Réserve en eau = 150 mm	—	—	3	33	67	140	121	105	113	115	51	13	761
1966 (P = 1 112 mm)													
— Réserve = 225 mm	24	0	0	6	166	130	131	117	108	127	84	42	935
— Réserve = 150 mm	—	—	—	6	166	130	131	117	108	127	64	20	869
— Réserve = 300 mm	37	25	5	6	166	130	131	117	108	127	84	42	1 005
1969 (P = 700 mm)													
— Réserve = 225 mm	—	—	21	33	20	105	110	99	117	86	40	14	645
— Réserve — 150 mm	—	—	21	33	20	105	110	99	117	77	34	6	622

BEBEDJIA

Moyenne 1966-1970	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
P = 1 090 mm													
— Réserve moyenne	22	2	4	44	81	121	121	117	112	121	68	38	851
— Réserve = 150 mm	—	—	4	44	81	121	121	117	112	119	48	17	784
— Réserve = 300 mm	35	22	12	44	81	121	121	117	112	122	78	54	919

BANGUI

ETP moyenne 1966-1970	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
P = 1 554 mm (moy. 1931-61)													
— Réserve = 225 mm	71	70	122	127	114	97	89	91	96	100	98	92	1 167
— Réserve = 150 mm	61	59	122	127	114	97	89	91	96	100	98	90	1 144
— Réserve = 300 mm	76	76	129	127	114	97	89	91	96	100	98	84	1 187

BRAZZAVILLE

ETP moyenne 1968-1971	*J*	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Année*
P = 1 375 mm (moy. 1951-60)													
— Réserve = 225 mm	86	92	117	106	87	58	45	43	53	98	93	87	965
— Réserve = 150 mm	86	92	117	106	87	57	37	28	45	98	93	87	933
— Réserve = 300 mm	86	92	117	106	87	59	51	50	59	98	93	87	985

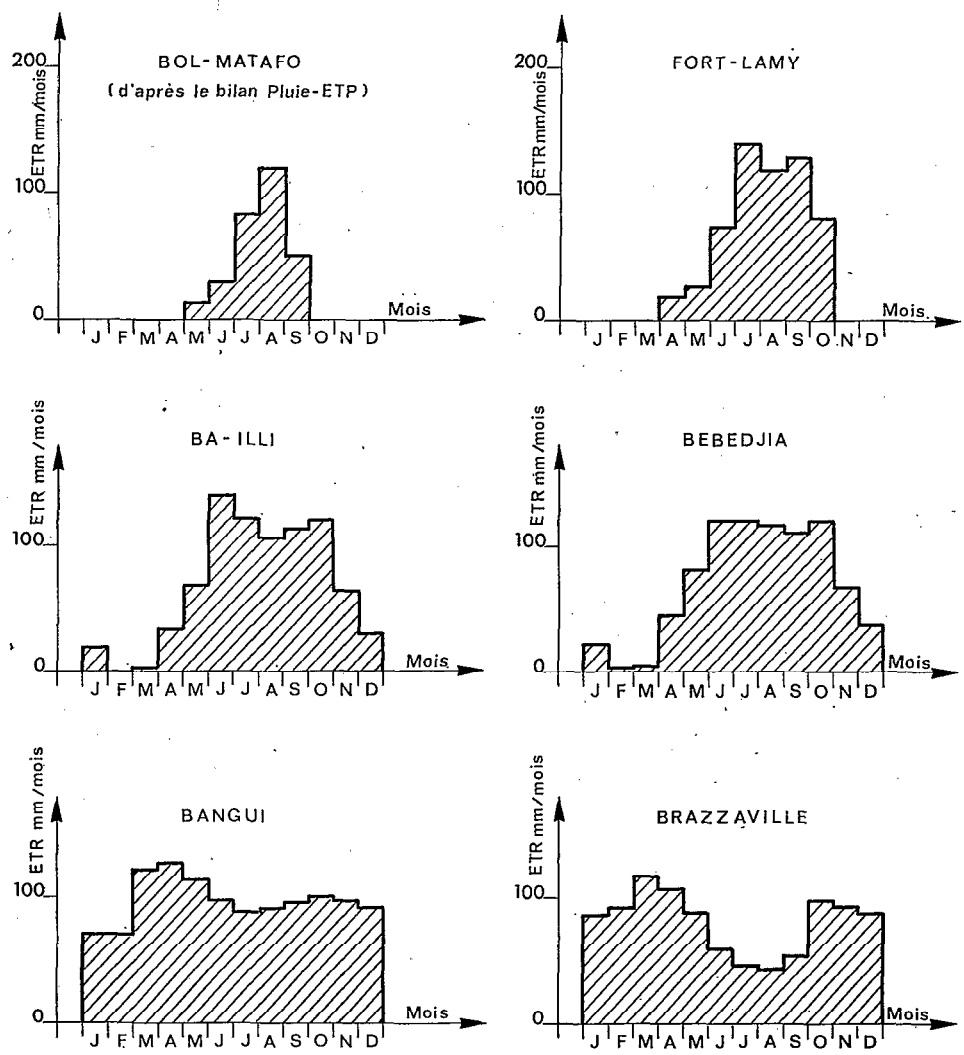


FIGURE 95
Variation mensuelle moyenne de l'ETR pour quelques stations
(la réserve en eau utilisable ne pouvant dépasser 225 mm)

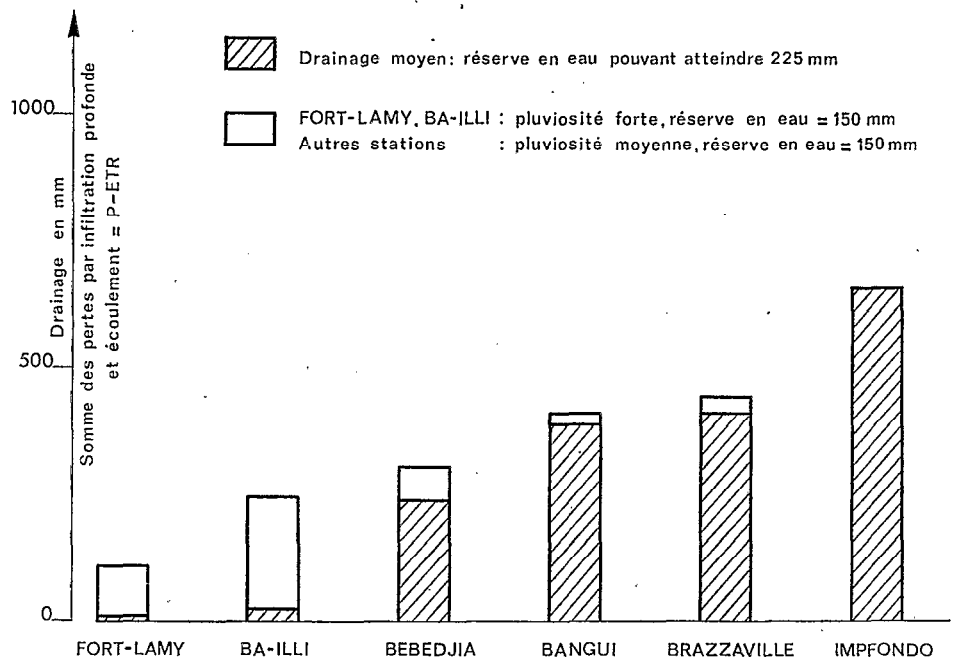


FIGURE 96
Valeurs de P-ETR pour quelques stations

Les figures 95 et 96 illustrent ces résultats en montrant les variations mensuelles moyennes de l'ETR et l'évolution de la différence P — ETR qui représente la quantité d'eau échappant à l'évapotranspiration et qui peut soit alimenter les couches profondes du sol soit sortir du bassin versant par l'exutoire sous forme d'écoulement et que nous avons désignée sous le terme général de drainage. Dans le cas de Bol-Matafo, le bilan n'a pas fait intervenir la présence d'une nappe d'eau peu profonde et qui contribue, en plus de la pluie, à l'alimentation en eau des plantes; sa valeur est ainsi plus représentative de la zone sahélienne.

Ces résultats suggèrent un certain nombre de remarques.

On voit tout d'abord qu'en zone sahélienne, toute la pluie est pratiquement utilisée par l'évaporation; il n'y a possibilité de drainage que dans le cas d'une pluviosité forte et surtout concentrée sur une courte période tombant sur un sol à réserve d'eau réduite, ou dans le cas où l'eau de pluie se concentre en un point, par ruissellement. Dans l'exemple cité, l'année 1967, le drainage atteint dans ces conditions 105 mm. Plus généralement, le drainage ne devient systématique qu'à partir de Ba-illi, c'est là une caractéristique supplémentaire de la zone tropicale humide. Ce n'est d'ailleurs que dans cette zone que commencent à prendre naissance des cours d'eau permanents.

Ces résultats sont confirmés par les travaux de P. AUDRY, au Tchad, qui par la méthode des profils hydriques a montré qu'en 1964 et 1965, à Dilbini, à la même latitude que Fort-Lamy, la végétation naturelle (une savane arborée claire) épuisait la totalité de la hauteur de pluie tombée.

Les valeurs obtenues pour l'ETR sont en accord avec les déficits d'écoulement annuels donnés par J. RODIER dans son étude des régimes hydrologiques de l'Afrique Noire et rappelés ici:

— *Le régime sahélien* que J. RODIER définit comme étant caractéristique de la zone comprise entre les isohyètes annuelles 300 et 750 mm a un coefficient d'écoulement (rapport de la hauteur d'eau écoulée à la hauteur de pluie tombée) inférieur à 2%.

— *Le régime tropical pur* qui correspond ici à la zone comprise entre Ba-illi et Bébédjia a un déficit d'écoulement compris entre 700 et 1 000 mm.

— *Le régime tropical de transition* qui correspond à peu près à la zone comprise entre Bébédjia et Bangui, a un déficit d'écoulement de 1 100 mm à 1 200 mm pour la partie nord et 1 200 à 1 300 mm pour la partie sud.

— *Le régime équatorial* au sud de Bangui a un déficit d'écoulement de 1 120 à 1 280 mm; sur l'équateur ce déficit varie de 900 à 1 100 mm et plus au sud il est de l'ordre de 1 000 mm.

Dans la zone sahélienne, l'ETR a donc une variabilité beaucoup plus forte que celle de l'ETP puisqu'elle correspond à celle de la pluie.

Plus au sud, l'ETR devient inférieure à la pluie et un drainage de plus en plus important se produit. Quand on se rapproche de l'équateur l'ETR devient proche de l'ETP et ne varie plus beaucoup en fonction de l'hypothèse faite sur l'importance de la réserve en eau du sol. La répartition de la pluie est en effet telle que la végétation n'a pas besoin pour survivre d'un grand stockage d'eau dans le sol. Ce résultat apporté par l'étude du bilan hydrique est confirmé dans la nature par l'existence d'un faible enracinement de la plupart des arbres de la forêt équatoriale. L'ETR tend alors à être peu variable et c'est le drainage qui tend à varier comme la pluviosité.

La figure 97 montre la variation comparée de l'ETP et de l'ETR pour la zone étudiée.

A partir de ces résultats, il est maintenant possible de préciser la notion de mois humide en classant les mois en trois catégories:

$$\mathrm{ETR} < \mathrm{ETP}/2, \qquad \mathrm{ETP}/2 \leqslant \mathrm{ETR} < \mathrm{ETP} \qquad \text{et} \qquad \mathrm{ETR} = \mathrm{ETP}$$

Ce classement est illustré par la figure 98. On voit que la zone tropicale humide est celle pour laquelle il n'y a pas plus de six mois secs par an. Ce critère relativement simple a d'ailleurs été intuitivement adopté par un grand nombre de climatologues qui ne faisaient pas intervenir l'évaporation. Selon B. GARNIER, par exemple, la zone tropicale humide était celle où la pression de vapeur d'eau et l'humidité relative moyenne dépassaient respectivement 20 mb et 65% pendant au moins six mois, tandis que la pluviosité mensuelle dépassait 75 mm pendant également six mois; la température moyenne mensuelle devait être enfin supérieure ou égale à 20° pendant au moins huit mois. F. BULTOT soulignant l'inadéquation de cette définition à quelques régions du monde propose un critère d'humidité basé sur l'ETR calculée suivant la méthode de THORTHWAITE (qui admet que l'ETR = l'ETP pendant l'épuisement de la réserve en eau du sol) avec une réserve en eau des sols supposée être égale à 300 mm: le climat est tropical humide quand le déficit d'eau mensuel est inférieur à 25 mm pendant au moins six mois (le critère de température restant celui de GARNIER).

Le critère utilisé par F. BULTOT est pratiquement équivalent à celui qui considère que le mois est humide si l'ETR, telle qu'elle est définie ici, est supérieure à ETP/2. Ce qu'on peut en conclure, c'est que la zone tropicale humide commence quand la sécheresse n'est plus dominante au cours de l'année.

On a vu successivement que l'extension de la saison des pluies commençait par réduire la température du mois le plus chaud et en même temps à maintenir constante la température du mois le plus frais qui avait tendance à augmenter vers l'équateur. On a constaté aussi que cela coïncidait avec la disparition d'une saison fraîche bien marquée au cours de l'année. L'étude du bilan hydrique permet maintenant de préciser quantitativement la durée de la sécheresse qui correspond à l'apparition de la zone tropicale humide, soit la moitié de l'année. Un autre critère simple apparaît également: la zone équatoriale correspond à la présence de douze mois humides: on voit que Bangui et Brazzaville sont incluses dans cette

zone. La zone ainsi définie correspond d'ailleurs à l'extension de la forêt équatoriale de même que la limite précédente correspond à la frontière du domaine des plantes présentant des caractères de xéromorphisme dominants. On remarque également que ces deux frontières correspondent à des valeurs annuelles de l'ETR qui représentent respectivement la moitié et la presque totalité de l'ETP annuelle.

5.6.3 *Le bilan d'énergie*

Il est maintenant possible de préciser les valeurs du bilan d'énergie puisque l'estimation de l'ETR permet d'en connaître un terme supplémentaire. Le bilan s'établit comme suit:

$$(1 - a)\, G + L \downarrow - L \uparrow = ETR + C$$

où le rayonnement du sol $L \uparrow$ peut être estimé à partir de la température moyenne absolue, car il est proche de $\sigma\, T_a^4$.

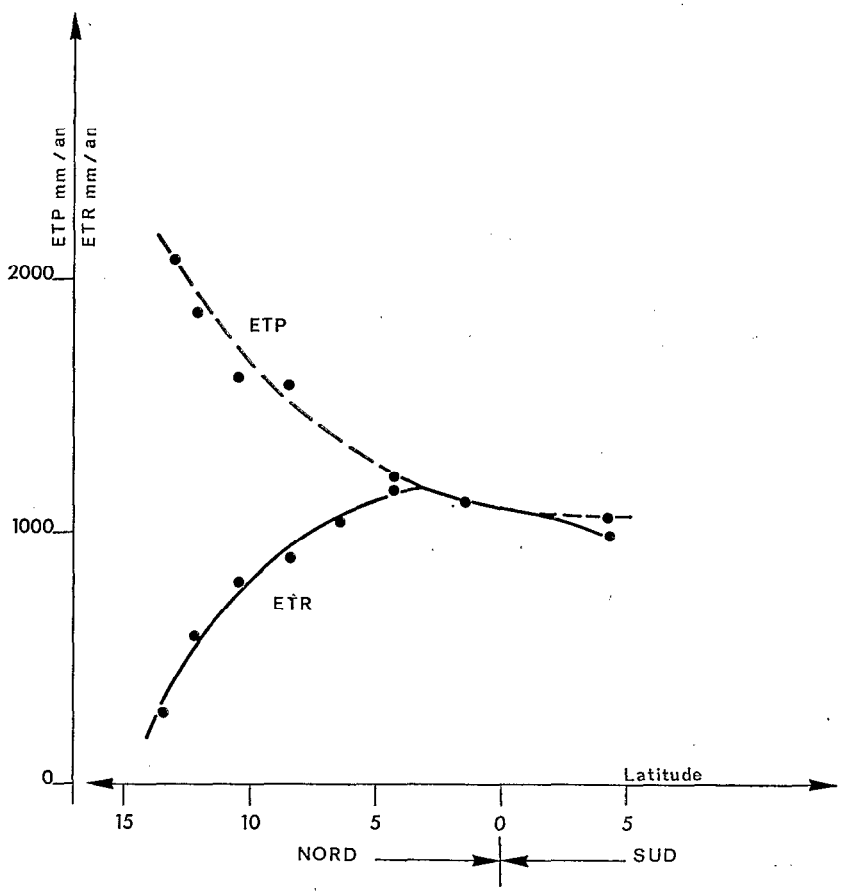


FIGURE 97
Variation de l'ETP et de l'ETR annuelles en fonction de la latitude
(entre 15° et 22° de longitude)

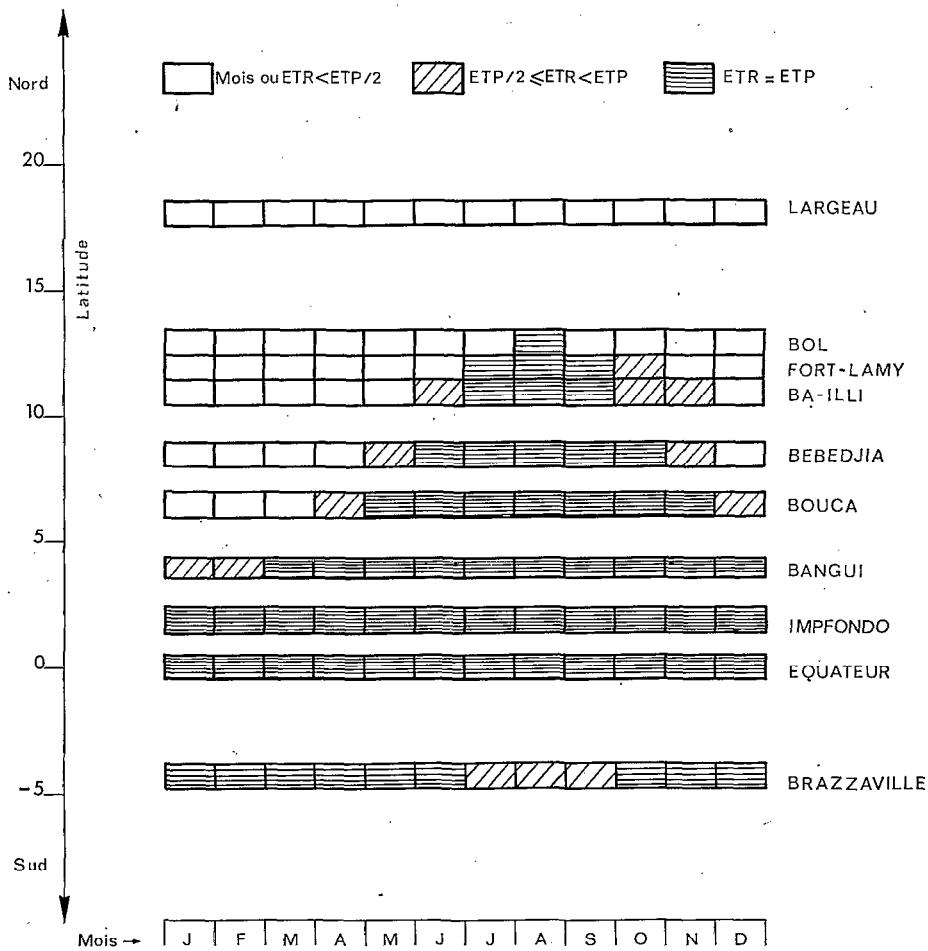


FIGURE 98
Répartition des mois « humides » en fonction de la latitude
(entre 15° et 22° de longitude)

Les autres éléments sont connus à l'exception de C, la chaleur cédée par le sol à l'atmosphère sous forme d'énergie convective, et de L ↓ qui est estimée dans les formules donnant l'évaporation mais dont la mesure est rarement effectuée. La figure 99 donne l'évolution en fonction de la latitude des principaux termes du bilan d'énergie à l'échelle de l'année. Sur cette figure les deux termes L ↓ et C sont groupés sous la forme L ↓ — C; la valeur ainsi obtenue est proche de L ↓ en zone humide, le terme C étant petit devant L ↓.

La zone équatoriale est évidemment caractérisée par une grande homogénéité des différents facteurs qui deviennent stables à partir de 4° environ de latitude nord. Les termes (1 — a) G et L ↓ — C varient en sens inverse et la somme des deux c'est-à-dire l'énergie reçue au sol ne se modifie que faiblement en augmentant légèrement quand on se rapproche de l'équateur. En partant d'une évaporation nulle, on voit sur cette figure qu'une augmentation de l'ETR de 1 000 mm par an entraîne une diminution de 80 calories du rayonnement solaire global effectivement reçu au sol, un refroidissement de la température qui correspond à une diminution de 40 calories de l'énergie émise par le sol et une augmentation du rayonnement de l'atmosphère qui est, au terme C près, de 200 calories environ. Ce sont ces deux derniers termes

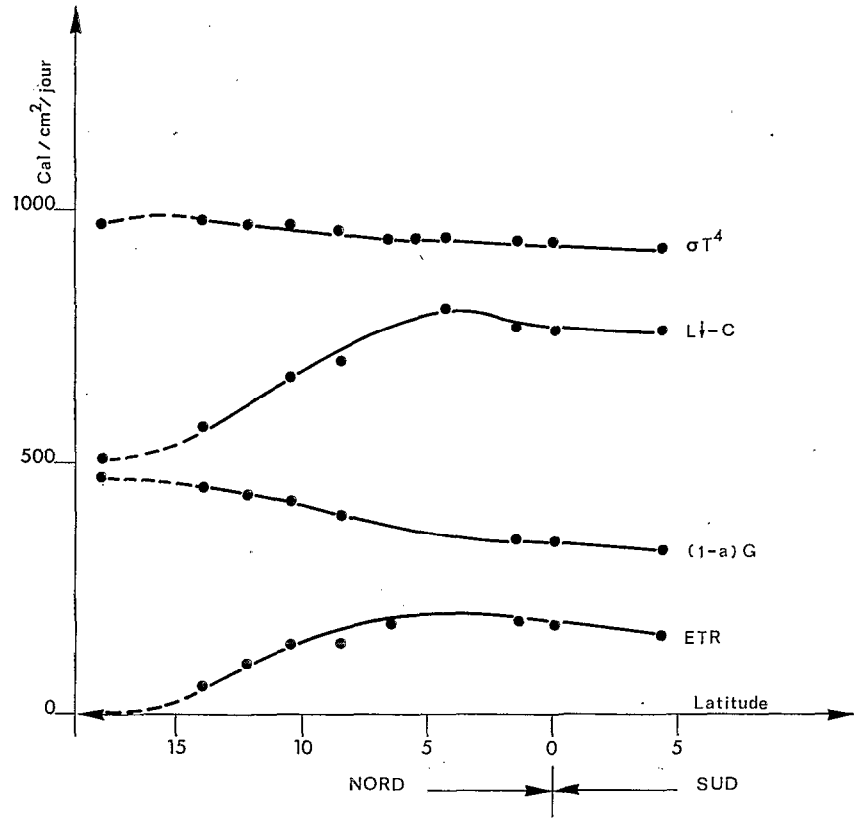


FIGURE 99
Variation des éléments moyens annuels du bilan d'énergie en fonction de la latitude (entre 15° et 22° de longitude)

dont la variation est prépondérante. L'estimation à grande échelle de l'ETR devrait donc faire intervenir en premier lieu l'étude du rayonnement de l'atmosphère, et celle des échanges convectifs (surtout en zone sèche).

Il ne faut pas attendre de ces bilans et en particulier des valeurs du bilan hydrique une très grande précision. Nous avons longuement exposé les hypothèses faites et les limites de telles estimations. Elles rendent cependant bien compte, à petite échelle, des modifications climatiques qu'apporte l'augmentation de la pluviosité. Il ne saurait, par contre, être question d'appliquer ces résultats sans précaution à l'échelle d'un petit périmètre, cultivé ou non. Un seul exemple illustrera l'erreur qu'il y aurait à transposer brutalement ces résultats: un secteur très érodé ou très peu perméable et à forte pente peut ne recevoir qu'une fraction relativement faible de la pluie, le reste étant entraîné par un fort ruissellement; un tel secteur peut présenter des caractères d'aridité malgré une pluviosité relativement abondante. L'analyse pédologique est dans le cas de l'établissement d'un bilan hydrique, d'un grand intérêt, car elle permet, de préciser les possibilités de stockage de l'eau. Elle est indispensable pour l'établissement de bilans hydriques à grande échelle.

CONCLUSION

Afin d'évaluer l'évaporation en Afrique Centrale nous avons utilisé un certain nombre de procédés longuement commentés dans la première partie de cet ouvrage. La mesure directe est un de ces procédés, mais une mesure n'a d'intérêt que si elle contribue à préciser un phénomène naturel. Comprendre ce qu'on mesurait pour pouvoir mieux utiliser l'expérimentation, tel a été notre souci qui nous a conduit à proposer un modèle pour interpréter l'évaporation de surfaces réduites en zone sèche. L'application de ces procédés s'est accompagnée d'une étude générale des climats dont l'évaporation est à la fois un des éléments constitutifs et une conséquence.

L'évaporation naturelle est un phénomène complexe puisqu'elle fait intervenir le climat, le sol et la végétation. Le concept d'évapotranspiration potentielle que nous avons largement utilisé a permis d'en simplifier l'étude et d'en faire une grandeur climatique.

L'essentiel de la méthode mise en œuvre ici consiste à implanter un certain nombre de stations convenablement réparties; dans quelques-unes d'entre elles un équipement aussi complet que possible (notamment pour la mesure des rayonnements) permet d'aborder le mécanisme de l'évaporation. Les résultats élaborés peuvent alors être étendus à l'ensemble du réseau de mesures.

En zone équatoriale, la mesure directe de l'ETP n'a guère posé de problèmes, mais en zone sèche cette mesure consiste à créer une surface évaporante, pelouse bien irriguée de quelques centaines de m^2; la valeur de l'évapotranspiration qu'on obtient est alors fonction non seulement du climat mais aussi de l'importance de cette surface. On est conduit ainsi à faire intervenir dans l'étude la notion d'échelle spatiale et à préciser à quelle échelle on désire situer ces résultats. Nous nous sommes attachés ici à définir et à évaluer l'évapotranspiration d'un couvert végétal bien alimenté en eau, de quelques hectares à quelques km^2, ce qui correspond à peu près à la zone déterminant les données climatiques obtenues dans l'abri météorologique. Nous nous sommes d'ailleurs limités dans l'étude de ces « mésoclimats », à ceux qu'on rencontre le plus fréquemment.

Les surfaces évaporantes utilisées dans les mesures ont toutes des dimensions bien inférieures à l'échelle mésoclimatique, ces dimensions allant des quelques centimètres carrés de la pastille de l'évaporimètre de Piche, aux quelques centaines de mètres carrés de la pelouse de l'évapotranspiromètre, en passant par les superficies des bacs d'eau libre: 1 à quelques mètres carrés. L'utilisation de telles mesures s'accompagne donc d'un problème de transfert d'échelles. Nous avons tenté de traiter ce problème, en particulier dans le cas du bac d'eau libre. Pour cela nous avons admis que le microclimat du bac pouvait être défini par des mesures effectuées très près de sa surface à un niveau z. Entre ce niveau et la surface du bac, nous avons

évalué les flux de chaleur et de vapeur d'eau par les formules usuelles. Ceci nous a permis de proposer une expression de l'évaporation des bacs où interviennent les données du mésoclimat et quelques paramètres liés à la superficie des bacs. Cette expression comparée aux mesures s'est révélée satisfaisante.

En dehors de ses faibles dimensions d'autres défauts peuvent être reprochés au bac d'eau libre: un flux de chaleur parasite venant du sol, et l'existence d'un rebord surmontant le sol et jouant le rôle de brise-vent. L'étude expérimentale de ces deux facteurs a permis de conclure à la faible importance de ces défauts.

Nous avons proposé pour l'ensemble des effets affectant le bac ou toute « petite » surface évaporante le terme d'effet d'hétérogénéité, résultante d'interactions entre une surface donnée et la discontinuité très localisée créée par l'introduction de cette petite surface.

Un tel effet affecte également l'évapotranspiromètre, malgré son anneau de garde, mais à un degré moindre et dès que l'anneau de garde atteint les dimensions que nous avons adoptées, cet effet peut être négligé. Cela n'empêche pas que l'évapotranspiromètre est un appareil délicat, qui demande des soins attentifs.

Nos conclusions concernant l'évaporimètre de Piche sont pessimistes et à son propos le problème du transfert d'échelle n'a pu être résolu de manière satisfaisante.

Il ne faudrait pas omettre ici, dans la gamme des surfaces évaporantes faisant l'objet de mesure, le bassin versant de dimensions variées, qui ne fournit généralement qu'une valeur approchée de l'évaporation par excès et obtenue globalement sur une longue période, mais qui permet ainsi une précieuse vérification des autres mesures.

A côté de la mesure directe, une large part est faite à la méthode du bilan énergétique qui peut s'appliquer à des échelles différentes, soit à partir de mesures localisées, soit par le calcul de la formule de PENMAN qui trouve ici une application intéressante, au prix de quelques modifications de ses coefficients empiriques.

Enfin, il faut mentionner l'impressionnant cortège des formules empiriques. Leur validité est en général limitée à un climat donné; seule la formule de TURC résiste à une application généralisée si l'on n'exige pas une très grande précision.

L'inexactitude de ces formules tient essentiellement à leur contenu rudimentaire; elles se fondent sur un ou deux facteurs du climat alors que l'évaporation est plus ou moins sensible, à un ou plusieurs d'entre eux, suivant la zone considérée. En zone humide par exemple, apparaît une très bonne corrélation entre le rayonnement global et l'ETP car toute l'énergie nécessaire à l'évaporation est fournie par des rayonnements, en zone sèche au contraire, l'énergie radiative joue un rôle moins grand que l'énergie calorifique fournie par l'atmosphère.

Les valeurs de l'ETP déterminées par ces différents procédés pour l'Afrique Centrale vont de 2 400 mm environ en zone désertique à 1 100 mm à l'équateur. Des valeurs mensuelles de 230 mm et journalières de 8,6 mm sont possibles en zone sèche; ces chiffres moins impressionnants que ceux qui avaient été avancés le sont encore suffisamment pour rappeler les difficultés que rencontrerait en zone sèche une agriculture qui ne voudrait pas se limiter à la saison des pluies. De telles valeurs expliquent aussi l'absence de végétation permanente au-delà d'une certaine limite de pluviosité. Ce n'est d'ailleurs que près de l'équateur qu'il y a un équilibre quasi permanent entre les besoins en eau de la végétation et la pluie; dans la zone tropicale humide, à saison sèche plus ou moins longue, il y a toujours un emprunt aux réserves en eau du sol.

En ce qui concerne l'évapotranspiration naturelle (ou réelle suivant la terminologie courante), la répartition des pluies concentrées sur une saison plus ou moins courte, nous a conduit à utiliser le schéma de THORNTHWAITE et à distinguer trois phases: *dans la première* la pluie est inférieure à l'ETP et on peut admettre qu'elle est totalement évaporée, *dans la seconde* l'ETP est inférieure à la pluie et la végétation consomme une quantité d'eau qui malgré les caractéristiques différentes des couverts végétaux, reste proche de l'ETP mesurée en station; enfin *dans la troisième phase* l'ETP redevient supérieure à la pluie et ce n'est ni la pluie, ni l'ETP qui jouent le rôle de facteur limitant mais les possibilités de stockage du sol vis-à-vis de l'eau. Cette troisième phase est la plus complexe et nous basant sur quelques résultats expérimentaux,

nous avons proposé une formule « d'épuisement » de l'eau du sol. Cette analyse permet de déterminer l'évapotranspiration moyenne pour quelques stations représentatives. Il est évident ici que le nombre de paramètres qui interviennent est tel qu'une grande variabilité dans l'espace est possible et que l'ETR et l'ETP ne peuvent être représentées à la même échelle. Quelques résultats tels que la limite géographique où un drainage annuel est possible, et une répartition dans l'espace de l'évaporation moyenne pour l'Afrique Centrale, confirmés par les données obtenues sur les bassins versants, se dégagent de telles analyses. Il faut y ajouter la contribution de ces données à la délimitation des grandes zones climatiques puisque la notion assez floue d'aridité se trouve ainsi mieux établie par la comparaison de l'évaporation potentielle et l'évaporation réelle.

Tout au long de cet exposé, les principales difficultés rencontrées se sont dégagées naturellement. Les résultats théoriques déjà simplifiés dans leur présentation ont été utilisés avec de nouvelles approximations; pour traiter le problème, nous avons fait appel au concept d'ETP, commode et par là même un peu suspect. Enfin dans la tentative de détermination de l'évapotranspiration naturelle, c'est un schéma simplificateur, pour ne pas dire simpliste, que nous avons adopté.

Au début de cet exposé, nous nous sommes accordés des circonstances atténuantes. Il est indispensable actuellement, devant les besoins qui se manifestent dans de nombreux domaines, de disposer de valeurs approchées de l'évaporation et donc de tirer parti au mieux des méthodes mises à notre disposition. Il ne faut certes pas cacher les libertés prises avec la rigueur scientifique mais il ne faut pas non plus, par excès d'humilité, renoncer à toute tentative.

En fait, c'est le problème lui-même que nous avons simplifié, puisque le but de cette étude est l'évaporation décadaire ou mensuelle d'une surface naturelle d'une certaine dimension. Le choix de telles échelles de temps et d'espace permet d'utiliser avec succès des formules qui ne seraient sans doute pas valables à d'autres échelles. La vérification globale que permettent les résultats obtenus sur de grands bassins versants indique que la méthode utilisée est digne d'intérêt.

Les réactions de nos lecteurs ont mis en évidence la difficulté d'une telle tentative; trop « savante » pour ceux qui s'attachent surtout à l'étude de la biosphère, dont l'évaporation n'est qu'un élément, trop simpliste au contraire pour ceux qui approfondissent le mécanisme physique de la diffusion de la vapeur d'eau. Cette position ambiguë et inconfortable nous l'avons pourtant voulue, désireux d'aller plus loin que la simple application, dans un cadre géographique donné, d'une formule plus ou moins adaptée, mais soucieux également de ne pas nous égarer, en route, dans des difficultés théoriques inextricables.

Cette démarche nous a conduit à examiner de près les appareils les plus simples et les plus répandus, ceux que les non-spécialistes de l'évaporation ont couramment à leur disposition. Les conclusions de cet examen sont dans l'ensemble optimistes. Nous avons longuement insisté sur le problème de l'échelle de mesure, car elle nous parait essentielle. Sa méconnaissance est la source d'erreurs fréquentes et de nombreux malentendus entre agronomes, géographes, climatologues et autres spécialistes. Le concept même d'ETP, si fécond ailleurs, a parfois aggravé ce malentendu. Les tentatives de synthèse des données sur l'évaporation conduisent parfois à mélanger des mesures en bac faites dans un réseau synoptique, des mesures d'ETP effectuées dans des stations climatologiques, sur des couverts végétaux, « standard » et des consommations d'eau fournies par des bacs de végétation pendant la durée de la culture, quand ne s'y ajoutent pas les données brutes de l'évaporimètre de Piche. L'usage de trop nombreuses formules ne simplifie pas le problème que pose la comparaison de ces données.

Chaque valeur proposée pour l'évaporation devrait en fait s'accompagner de renseignements concernant les conditions dans lesquelles elle a été obtenue et son degré de précision. Dans le cas de cet exposé, par exemple, les données concernent les zones mésoclimatiques « moyennes » du Tchad, de la République Centrafricaine et du Congo; si le site est exceptionnel, si une influence très localisée se fait sentir, notamment sur le vent, si le relief ou le sol ou l'homme modifient un élément du bilan hydrique, ces données ne peuvent plus être directement utilisées. Les caractéristiques de la région étudiée — absence d'influence maritime et zonalité bien marquée, altitude assez uniforme, régularité des moussons — ont d'ailleurs grandement facilité ici l'étude des climats et le rôle qu'y joue l'évaporation.

Un assez grand nombre de procédés pour obtenir l'évaporation a été évoqué; l'utilisateur éventuel peut ainsi choisir parmi eux suivant ses possibilités et ses exigences.

En ce qui concerne les formules, celle de PENMAN nous paraît la meilleure; elle offre d'ailleurs un bon exemple de compromis entre la rigueur de l'analyse physique et l'application pratique. C'est une démarche du même ordre qui nous a conduit à tenter d'analyser « l'effet d'hétérogénéité ».

Nous avons accordé une grande importance au concept d'évapotranspiration potentielle « faux témoin », (j'emprunte ce terme au professeur A. VERNET de l'Institut National Agronomique), en fait, puisque l'ETP augmente quand l'évaporation naturelle diminue. La faiblesse de ce concept nous paraît tenir à ce qu'il n'est pas fondé sur la physiologie des plantes; sans doute ce concept n'est-il valable que globalement dans l'espace et le temps et peut-être son application n'est-elle pas aussi générale que beaucoup le pensent. Il est un fait qu'ici, ce concept nous a été fort utile et que les résultats expérimentaux ne l'ont pas infirmé; nous n'avons donc pas eu de motif pour le remettre en cause aux échelles qui étaient les nôtres. Le concept de climat lui-même n'est d'ailleurs qu'une notion très approximative, plus intuitive que scientifique; c'est ce que montre de manière éloquente la difficulté qu'il y a en écologie à relier les caractéristiques d'un ensemble vivant (ou d'un sol) à celles d'un « climat ».

Concepts plus ou moins intuitifs, procédés approximatifs, mélange d'empirisme et de rigueur, tels sont donc les moyens dont nous disposons. Ils incitent à la modestie, mais ne devraient pas conduire au découragement. L'imperfection de ces outils n'empêche pas que des résultats, que l'expérimentation vérifie, soient élaborés tandis qu'à l'usage les méthodes se perfectionnent.

C'est l'Afrique Centrale qui nous a servi de champ d'essai. Avec ses contrastes, dans l'espace, entre le désert et la forêt équatoriale, dans le temps, entre la longue saison sèche de la zone sahélienne et l'excès d'eau des mois d'été, c'est un domaine de choix pour des études sur l'évaporation, facilitées en outre par la régularité des phénomènes climatiques.

Les résultats que nous proposons, nous souhaitons qu'ils soient utiles à tous ceux qui contribuent à mieux faire connaître le milieu africain ainsi qu'à ceux qui en tirent parti pour la nourriture des hommes.

La contribution présente et à venir d'autres spécialistes précisera ces résultats, les étendra à d'autres échelles, les reliera aux autres éléments de la biosphère, rejettera sans doute telle ou telle proposition; ce sera bien ainsi. Notre ambition était de faire un bilan de ce qu'il est pratiquement possible de faire actuellement pour obtenir l'évaporation; nul doute que ce travail soit rapidement dépassé.

BIBLIOGRAPHIE

ARLERY (R.), GARNIER (M.), LANGLOIS (R.) – 1955 – Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. Notice d'instructions techniques. Direction de la Météorologie Nationale.

ASECNA – 1964 – Aperçu sur le climat du Congo.

AUDRY (P.) – 1967 – Observations sur le régime hydrique comparé d'un sol ferrugineux tropical faiblement lessivé sous savane et sous culture. Colloque sur la fertilité des sols tropicaux, Tananarive.

BOUCHARDEAU (A.) – 1957 – Etudes d'évaporation dans les régions sahélo-soudaniennes. AIHS. Assemblée générale de Toronto.

BERNARD (E. A.) – 1945 – Le climat écologique de la Cuvette centrale congolaise. INEAC.

BERNARD (E. A.) – 1953 – L'évapotranspiration annuelle de la forêt équatoriale congolaise et l'influence de celle-ci sur la pluviosité. *Bulletin de l'Institut Royal colonial belge*, XX-IV.

BERNARD (E. A.) – 1956 – Le déterminisme de l'évaporation dans la nature. INEAC.

BILLON (B.), CALLEDE (J.), SABATIER (J.) – 1963 – Etude hydroclimatologique des polders de la région de Bol. ORSTOM.

BOUCHET (R. J.), RIOU (Ch.) – 1960 – Essai d'interprétation de la variable de la constante psychrométrique. *C.R. Acad. Sci.* 250.

BOUCHET (R. J.) – 1963 – Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. L'eau et la production végétale INRA.

BULTOT (F.) – 1964 – Sur la délimitation de la zone tropicale humide. Institut Royal météorologique de Belgique, n° 95.

BULTOT (F.) – 1971 – Atlas climatologique du Bassin congolais. INEAC.

BULTOT (F.), DUPRIEZ (G. L.) – 1968 – Le bac évaporatoire en usage dans le réseau hydrométéorologique belge. AIHS, n° 2.

CHABRA (A.) – 1962 – Aperçu sur le climat centrafricain. ASECNA.

DEACON (E. L.), PRIESTLEY (C. H. B.), SWINBANK (W. C.) – 1958 – Evaporation et bilan hydrique. Climatologie. Compte rendu de recherches UNESCO.

DHONNEUR (G.) – 1971 – Circulation générale et types de temps sur l'Afrique occidentale et centrale. Conférence d'Agroclimatologie de Dakar.

DUBIEF (J.) – 1963 – Le climat du Sahara. Institut de Recherches sahariennes.

DUPRIEZ (G. L.) – 1964 – L'évaporation et les besoins en eau des différentes cultures dans la région de M'Vuazi.

DE FELICE (P.) – 1971 – Cours de climatologie. 3e cycle.

FRISCHEN (L. J.), VAN BAVEL (C. H. M.) – 1963 – Experimental evaluation of models of latent and sensible heat transport over irrigated surfaces. AIHS. Assemblée générale de Berkeley.

GEIGER (R.) – 1966 – The climat near the Ground. Harvard University Press.

GLANGEAUD (L.) – 1962 – Les transferts d'échelle en géologie et en géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péri-pacifiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* Paris t. IV.

GRISOLLET (H.), GUILMET (B.), ARLERY (R.) – 1969 – Climatologie. Méthodes et Pratiques. Gauthier-Villars.

HALLAIRE (M.) – 1963 – Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en période de dessèchement.

HALLAIRE (M.), BALDY (Ch.) – 1963 – Potentiel matriciel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau. L'eau et la production végétale. INRA.

HIEZ (G.), BILLON (B.), TOUCHEBEUF (P.), CHAPERON (P.) – 1965 – Quinze ans de travaux et de recherches dans les pays du Niari. ORSTOM

HOUNAM (C. E.) – 1971 – Comparison between pan and lake evaporation. *Contribution de l'OMM à la décennie hydrologique internationale*, n° 13.

KONDRAT'YEV (K. Ya.) – 1965 – Radiative heat exchange in the atmosphere. Pergamon press.

KONSTANTINOV (A. R.) – 1966 – Evaporation in nature. Israel programm of scientific translations.

LOUW (W. J.), KRUGER (J. P.) – 1968 – Potential evapotranspiration in South Africa. Weather Bureau Pretoria.

MARTONNE (E., de) – 1948 – Traité de Géographie physique.

ORSTOM – 1969 – Monographie du lac Tchad. Orstom.

PARCEVAUX (S., de) – 1963 – Transpiration végétale et production de matière sèche. Essai d'interprétation en fonction des facteurs du milieu. L'eau et la production végétale INRA.

PEDELABORDE (P.) – 1958 – Les moussons. Armand Colin.

PENMAN (H. L.) – 1948 – Natural evaporation from open water, bare soils, and grass. *Proc. roy. Soc. London.* A 193.

PERLAT (A.), PETIT (M.) – 1961 – Mesures en météorologie. Gauthier-Villars.

PERRIN DE BRICHAMBAUT (Ch.) – 1963 – Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels. Gauthier-Villars.

PERRIN DE BRICHAMBAUT (Ch.), LAMBOLEY (G.) – 1968 – Le rayonnement solaire au sol et ses mesures. AFEDES, cahier I.

PONTIER (L.), DECHAMBENOY (C.) – 1966 – Détermination des constantes optiques de l'eau liquide entre 1 et 40 μ. Application au calcul de son pouvoir réflecteur et de son émissivité. *Annales de Géophysique*, t. 22, n° 4.

QUENEY (P.) – 1959 – Cours de mécanique de l'atmosphère. 3e cycle.

RIJTEMA (P. E.) – 1965 – An analysis of actual evapotranspiration. Wageningen.

RINGOET (A.), MOLLE (A. L.), MYTTENAERE (C. O.) – 1961 – L'évapotranspiration et la croissance des végétaux dans le cadre du bilan énergétique. INEAC.

RIOU (Ch., DUBOIS (G. L.) – 1966 – L'utilisation des bacs d'évaporation sous climat sahélien. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, n° 5,

RIOU (Ch.), DUBOIS (G. L. – 1967 – Premières mesures d'évapotranspiration potentielle en république du Tchad. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, n° 2.

RIOU (Ch.), DUBOIS (G. L.), CHARTIER (R.) – 1968 – Etude du bilan énergétique à Brazzaville. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, n° 4.

RIOU (Ch.) – 1970 – L'utilisation du pyramomètre « Bellani » à Brazzaville. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, n° 1.

RIOU (Ch.) – 1971 – Evaporation en bac et évapotranspiration potentielle. *Bulletin de l'AIHS XVI*, 2, 6.

RIOU (Ch.) – 1972 – Quelques exemples d'application des mesures de rayonnement à la détermination de l'évapotranspiration en climat tropical. *Bulletin of I.A.H.S.*, XVII, 1, 7.

RIQUIER (J.) – 1963 – Formules d'évapotranspiration. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, n° 4.

ROCHE (M.) – 1963 – Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, *ORSTOM.*

RODIER (J.) – 1964 – Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'ouest du Congo. *ORSTOM.*

ROULLEAU (J.), TROCHON (R.) – 1958 – Météorologie générale. Gauthier-Villars.

SCHOCH (P. G.) – 1966 – Influence sur l'évaporation potentielle d'une strate arborée au Sénégal et conséquences agronomiques. 1er Congrès International sur les méthodes en agrométéorologie, Reading UNESCO.

SCHÜEPP (W.) – 1960 – La conversion du rayonnement sphérique en rayonnement global. Archiv fur Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, vol. 10.

SEGUIN (B.) – 1971 – Etude théorique de l'interaction entre le transfert radiatif et les échanges turbulents dans les basses couches de l'atmosphère. Thèse Faculté des Sciences de Marseille.

SELLERS (W. D.) – 1965 – Physical Climatology. The University of Chicago Press.

SLATYER (R. O.), ILROY (I. C., MC) – 1961 – Practical microclimatology. UNESCO.

STANHILL (G.), HOFSTEDE (G. J.), KALMA (J. D.) – 1966 – Radiation balance of natural and agricultural vegetation. *Quaterly Journ. of the Royal Meteor. Society*, vol. 92, January.

SUTTON (O. G.) – 1953 – Micrometeorology. Mc Graw Hill.

TANNER (C. B.) – 1960 – Energy balance approach to evapotranspiration from crops. *Soil. sci. Soc. of Americ. Proceedings.* Vol. 24, No 1.

TREWARTHA (G. T.) – 1954 – An introduction to climate. Mc Graw Hill.

TURC (L.) – 1961 – Evaluation des besoins en eau d'irrigation, Evapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques*, vol. 12, n° 1.

VERNET (A.) – 1958 – Climat et végétation. Climatologie, compte rendu de recherches UNESCO.

VRIES (D. A., de), VENEMA (H. J.) – 1954 – Some considerations on the behaviour of the Piche evaporimeter. *Vegetatio Acta Geobotanica*, vol. V-VI.

WALKER (H. O.) – 1956 – Evaporation. *J. West Afr. Sci. Ass.*, 2.

ANNEXES

ANNEXE 1

MODES DE CALCUL.

θ_a	$\theta_a = (\theta_x + \theta_n)/2$
$\theta_a - \theta_w$	Moyenne des différences $(\theta_a - \theta_w)$ à 6 h T.U. et 12 h T.U.
Δ_w^a	$\theta_w^a = (\theta a + \theta_w)/2$
	$\theta_a = (\theta_x + \theta_n)/2$
	$\theta_w = (\theta_w^6 + \theta_w^{12})/2$
	θ_w^6 et θ_w^{12}, valeurs à 6 h T.U. et 12 h T.U. de la température du thermomètre mouillé.
Δ_s^a	$\theta_s^a = (\theta_a + \theta_s)/2$
	$\theta_a = (\theta_x + \theta_n)/2$
	$\theta_s = (\theta_s^6 + \theta_s^{12})/2$
	θ_s^6 et θ_s^{12}, valeurs à 6 h T.U. et 12 h T.U. de la température de la surface évaporante.
	$\Delta_s^a = de/d\theta$, pour $\theta = \theta_s^a$
e_a	$e_a = (e_a^n + e_a^x)/2$
	e_a^x et e_a^n, valeurs de la pression de vapeur d'eau saturante pour les températures θ_x et θ_n
e_s	$e_s = (e_s^6 + e_s^{12})/2$
	e_s^6 et e_s^{12}, valeurs de la pression de vapeur saturante pour les températures θ_s^6 et θ_s^{12}.
e_d	$e_d = (e_d^6 + e_d^{12})/2$
	e_d^6 et e_d^{12}, valeurs de la pression de vapeur d'eau mesurée sous abri à 6 h T.U. et 12 h T.U.
E_a	$E_a = 0{,}24\, U_{200}\, (e_a - e_d)$
	U_{200} en mètres/secondes
	e_a, e_d en millibars.
	ou
	$E_a = U_{200}\, (e_a - e_d)\, E/(e_s - e_d)$

FORMULE DE PENMAN

$$E\rho = \frac{\Delta Q/\varrho + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

$$Q = (1 - a)\, G + L \downarrow - \sigma T_a^4$$

$$L \downarrow - \sigma T_a^4 = \sigma T_a^4 (0{,}40 - 0{,}05 \sqrt{e_d})\, (0{,}5 + 0{,}5\, s/so)$$

ANNEXE II

Valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle
(mm/jour)

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total ann.*
BOL-MATAFO.													
1965	(4,90[1])	4,55	7,74	8,10	(8,05)	(7,22)	(6,64)	4,23	4,57	5,68	5,70	4,13	2 181
1966	4,94	4,43	6,97	7,17	6,74	(4,82)	(5,67)	5,29	4,87	6,71	6,03	4,64	2 081
1967	3,81	4,61	6,00	7,30	7,87	6,53	6,06	4,55	4,77	6,06	5,53	4,52	2 058
1968	4,19	4,76	5,68	7,17	7,06	5,93	4,84	5,16	5,67	6,58	5,83	5,06	2 067
1969	4,87	5,82	6,48	7,40	6,65	6,67	6,03	4,78	5,23	6,26	6,27	5,03	2 173
1970	5,06	6,18	7,42	8,43	7,65	7,43	5,81	4,61	5,00	7,23	6,47	4,84	2 316
FORT-LAMY.													
1964				6,58	6,38	5,48	4,24	3,40	4,38	5,71	5,11	4,36	
1965	4,48	5,15	6,01	5,84	6,80	5,46	4,93	4,35	4,70	5,32	5,17	4,02	1 895
1966	4,00	4,66	5,84	5,80	5,64	4,63	4,94	4,40	4,50	5,48	5,50	4,38	1 819
1967	3,99	5,00	6,00	6,77	7,61	6,13	4,55	3,03	4,17	5,45	5,30	4,29	1 896
1968	4,16	5,28	7,03	7,27	5,80	4,60	3,94	4,39	4,53	5,97	5,27	4,42	1 910
1969	3,79	4,98	5,94	6,09	6,20	6,38	4,16	3,55	4,10	5,06	4,83	4,61	1 813
1970	4,71	5,79	6,35	6,80	6,39	5,97	4,58	3,67	4,10	5,68	5,83	4,71	1 962
BA-ILLI.													
1965							3,78	3,32	3,90	3,81	4,20	4,48	
1966	4,39	5,00	4,94	5,47	5,35	4,32	4,23	3,78	(3,60)	4,09	4,07	(4,16)	1 623
1967	(4,30)	(5,13)	(5,60)	5,90	5,45	5,17	3,89	3,42	4,03	4,13	4,07	4,06	1 676
1968	4,16	5,14	5,61	6,03	5,34	4,87	4,00	3,58	3,73	4,20	4,20	3,90	1 662
1969	3,87	4,18	5,13	5,27	4,87	4,73	3,55	3,20	3,90	3,84	3,73	3,84	1 523
1970	3,71	(4,92)	5,42	5,40	4,90	5,03	3,94	(3,00)	(3,40)	4,13	4,00	3,68	1 565

1 (...) Données mensuelles incomplètes — valeurs manquantes calculées à partir des données d'évaporation du bac enterré d'un m².

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total ann.*
BEBEDJIA.													
1965				6,10	5,20	3,30	3,90						
1966	(4,22)	(4,98)	(5,60)	(5,86)	(4,39)	(4,76)	4,20	4,30	3,60	4,40	3,90	4,00	1 647
1967	(3,90)	5,14	5,70	6,36	4,60	3,80	3,80	3,60	3,25	3,87	3,93	(3,90)	1 57Ce
1968	(4,00)	(4,20)	(5,40)	(5,70)	(4,30)	3,73	3,70	3,40	4,00	3,90	4,10	4,20	1 538
1969	4,45	4,61	6,07	5,70	5,56	4,31	(4,00)	(4,00)	(4,15)	3,97	3,33	3,40	1 627
1970	4,29	4,25	5,40	5,47	5,20	4,30	3,80	3,65	3,60	3,80	3,80	4,00	1 568
BANGUI.													
		3,90	3,87									3,32	
1967	3,65	3,84	4,18	5,05	(4,22)	(3,20)	2,88	2,88	(3,50)	3,26	3,60	3,26	1 322
1968	3,00	3,41	4,04	4,10	3,70	3,23	3,10	3,10	2,80	(3,16)	(3,23)	(2,92)	1 214
1969	2,72	3,51	3,95	3,74	3,80	3,50	2,86	2,99	3,37	3,30	2,96	2,64	1 195
1970	2,84	4,02	4,35	4,53	3,70	3,20	2,68	2,71	3,00	3,20	3,23	3,29	1 237
1971	3,14	3,72	4,73	3,91	3,07	2,97	2,90	3,13	3,20	3,27			
BRAZZAVILLE.													
1968				3,56	2,67	2,00	2,23	2,70	3,33	3,19	2,78	2,77	
1969	2,58	3,40	4,00	3,70	2,69	2,27	1,74	2,51	3,18	3,16	3,33	3,05	1 080
1970	3,08	3,42	3,83	3,73	2,71	2,00	2,10	2,84	3,20	3,10	3,20	2,58	1 087
1971	2,71	3,04	3,48	3,10	3,13	2,17	2,06	2,62	3,03				

ANNEXE III

Valeurs mensuelles de l'évaporation d'un bac enterré d'un m^2
(mm/jour)

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total ann.*
BOL DUNE. (Sol nu)													
1965	9,2	9,5	12,0	12,3	11,9	8,4	8,2	5,6	6,6	8,5	9,8	7,8	3 337
1966	8,7	10,5	11,1	10,5	9,8	8,2	8,4	7,3	6,4	10,0	9,5	8,4	3 306
1967	8,6	10,9	12,2	10,7	11,4	9,2	7,9	6,7	6,9	(9,3)	9,2	7,6	3 357
1968	8,1	9,3	11,2	11,0	9,0	7,7	6,2	6,3	6,8	10,5	9,7	8,3	3 169
1969	8,3	9,9	10,9	11,6	9,6	8,1	7,5	6,5	6,8	7,8	10,1	8,2	3 198
1970	8,3	10,3	11,9	12,2	9,9	10,0	7,9	6,3	6,4	10,3	9,9	9,0	3 419
BOL MATAFO. (Sol nu)													
1965	7,2	7,1	10,0	11,8	10,8	10,2	9,5	6,6	7,9	9,4	9,2	7,6	3 307
1966	6,7	7,5	8,5	7,1	5,9	6,3	7,7	7,5	6,3	8,1	8,5	7,4	2 647
1967	6,9	8,8	10,5	10,7	10,2	8,6	7,6	—	—	8,0	7,7	6,1	—
1968	5,8	7,4	—	10,0	8,9	7,4	5,8	7,3	6,6	8,7	9,0	7,3	—
1969	7,0	8,0	8,8	10,1	8,8	8,4	8,7	6,6	6,9	7,9	8,7	7,3	2 940
1970	7,2	9,0	10,8	11,9	10,5	10,4	8,3	5,7	6,2	10,8	9,8	7,8	3 254

Bac situé dans la pelouse

	J	*F*	*M*	*A*	*M*	*J*	*Jt*	*A*	*S*	*O*	*N*	*D*	*Total ann.*
FORT-LAMY.													
1965	5,6	6,7	7,8	7,1	8,0	5,9	5,5	4,4	5,1	5,7	6,0	4,8	2 205
1966	5,3	7,0	7,7	7,3	6,4	5,3	5,7	4,5	4,7	6,1	6,4	5,8	2 193
1967	5,6	7,0	8,0	7,5	7,5	6,5	4,9	3,7	4,4	5,4	5,9	4,8	2 159
1968	5,3	6,8	7,5	7,2	6,5	5,1	4,7	4,4	5,0	6,2	5,8	5,4	2 125
1969	5,5	6,2	6,8	7,3	6,6	6,2	5,0	4,3	4,7	5,0	6,1	5,2	2 089
1970	5,2	6,6	8,0	7,9	6,9	6,8	5,0	4,0	4,4	5,9	6,3	5,2	2 191
						Bac situé dans la parcelle de sol nu							
1965	6,6	7,7	9,1	9,1	9,8	7,2	6,4	5,1	5,7	6,8	6,9	5,7	2 611
1966	6,1	7,8	8,8	8,7	7,6	6,1	6,4	4,9	5,3	6,8	7,3	6,4	2 496
1967	6,2	7,8	9,0	8,9	9,3	7,9	5,6	4,1	4,7	6,5	7,1	5,9	2 515
1968	6,0	7,5	9,0	9,5	8,4	6,0	5,3	4,7	5,7	7,1	6,9	6,3	2 508
1969	6,3	7,5	8,6	9,2	8,4	7,8	5,8	4,9	5,4	6,0	7,1	6,2	2 526
1970	6,1	7,3	9,1	9,7	9,0	8,5	5,9	4,3	4,8	7,0	7,0	5,7	2 555
BA. ILLI.													
1966	5,7	7,2	8,0	7,0	5,8	4,8	4,8	4,1	4,2	4,6	5,3	5,3	2 026
1967	5,7	7,1	7,9	7,8	7,5	6,1	4,8	4,5	4,5	5,2	5,3	4,8	2 157
1968	5,5	6,8	7,6	7,4	6,4	4,9	4,5	4,5	4,7	5,4	5,0	4,9	2 057
1969	5,2	5,9	6,7	6,7	6,8	5,9	4,4	4,2	4,6	4,7	5,2	5,0	1 983
1970	5,0	6,8	7,7	6,8	6,8	6,3	4,7	3,7	4,0	5,2	5,5	4,8	2 040
BEBEDJIA.													
1966	5,9	7,2	7,7	7,3	5,3	5,5	5,0	3,8	4,1	4,9	5,1	5,2	2 029
1967	5,5	6,5	7,7	7,2	6,3	4,6	4,1	3,3	4,0	4,8	5,3	5,5	1 966
1968	5,6	6,1	7,1	7,1	5,2	4,0	4,0	4,0	4,3	4,8	4,9	5,7	1 906
1969	6,4	6,7	7,4	7,0	5,9	4,7	4,3	4,1	4,1	4,8	5,6	5,2	2 007
1970	5,5	7,4	8,5	7,2	6,4	5,2	3,7	3,9	4,1	5,1	6,1	5,5	2 085
BANGUI.													
1967	3,7	4,3	5,3	6,0	5,1	3,4	3,3	3,6	3,7	4,1	4,4	3,7	1 527
1968	4,1	4,5	4,8	4,7	4,8	3,4	3,3	3,4	3,4	3,4	3,5	3,2	1 408
1969	3,3	3,8	3,8	4,2	3,7	3,3	2,9	3,2	3,4	3,4	3,2	3,0	1 246
1970	3,2	4,2	4,5	4,5	3,8	3,6	2,9	3,1	3,4	3,5	3,8	3,7	1 337
1971	3,5	4,3	4,5	4,5	4,4	3,5	3,0	3,7	3,6	3,5	3,7		
BRAZZAVILLE.													
1968				3,8	2,8	2,4	2,3	2,9	3,4	3,3	3,1	3,2	
1969	3,1	3,9	4,1	3,7	3,0	2,4	2,0	2,8	3,6	3,4	3,6	3,0	1 169
1970	3,4	3,7	4,0	3,8	2,9	2,2	2,3	3,4	3,6	3,1	2,6	2,5	1 138
1971	3,0	3,5	3,8	3,4	3,2	2,5	2,3	3,1	3,6				

ANNEXE IV

LE CHOIX DE LA MÉTHODE POUR ESTIMER L'ÉVAPORATION

Lorsqu'il s'agit de procéder à une évaluation de l'évaporation, l'ingénieur ne dispose pas, dans la majorité des cas, de longues séries d'observations concernant la zone qui l'intéresse et il doit souvent utiliser les données climatologiques d'une station éloignée.

La première tâche consiste à *rassembler* les données pouvant présenter de l'intérêt. Malgré le soin et le sérieux des organismes responsables de ces données, des erreurs sont possibles. Il est en général difficile à l'utilisateur, faute de temps, de *contrôler* les chiffres proposés, sauf dans le cas d'erreurs évidentes. Quand des moyennes effectuées sur plusieurs années sont fournies, ce travail critique a déjà été tout au moins réalisé en principe.

Avant de choisir une méthode d'estimation de l'évaporation, il nous paraît indispensable de faire *une brève analyse du climat* concerné à partir des valeurs de la température, de la pluie et, éventuellement, de la pression de vapeur d'eau. Sans être un spécialiste en climatologie, il est aisé en s'aidant de quelques diagrammes comme le climogramme des températures (décrit dans cet ouvrage) ou le diagramme ombro-thermique de Gaussen, de distinguer les grands traits du climat; cette analyse fournit deux renseignements:

(1) Elle peut faire apparaître une analogie entre le climat concerné et un climat pour lequel des données d'évaporation sont disponibles.

(2) Elle permet de distinguer des saisons différentes, et notamment les périodes sèches des périodes humides.

Ces constatations élémentaires permettent d'*éliminer* un certain nombre de formules empiriques mal adaptées à la zone climatique étudiée, d'avoir déjà en tête un *ordre de grandeur de l'évaporation* et de localiser dans le temps les périodes où une *forte évaporation naturelle est possible*.

Tout ceci concerne le climat régional; l'utilisateur doit alors définir à quelles échelles de temps et d'espace il désire obtenir l'évaporation, sur une surface de quelques hectares ou sur 500 km², à l'échelle de la journée ou de l'année. Ceci n'est pas toujours facile, car le rôle de l'évaporation comme facteur écologique est loin d'être connu avec précision; le problème se pose donc en général, en d'autres termes: compte tenu des exigences de l'utilisateur et des possibilités d'évaluation, que peut-on attendre des procédés possibles ?

Ce souci peut entraîner, si un travail à une grande échelle est envisagé, un *supplément d'information* qui porte sur l'hétérogénéité de la petite région étudiée: les formes du relief et la nature du sol peuvent être à l'origine de variations importantes du vent et du stockage de l'eau, deux facteurs qui influent fortement sur l'évaporation. Même si ces informations ne s'expriment que sous une forme qualitative elles sont nécessaires. Une conclusion s'imposera alors tout naturellement: la nécessité de proposer des valeurs de l'évaporation sous forme de « fourchettes », sachant qu'une précision de 10% est tout a fait satisfaisante. Il est, à ce propos, tout à fait recommandé de mettre en œuvre différents procédés possibles pour évaluer l'évaporation; la divergence des résultats sera certes déplaisante, mais elle fournira une bonne indication de la précision qu'on peut attendre.

En ce qui concerne les *formules d'évaporation*, que trouve-t-on ?

Rappelons d'abord qu'elles concernent presque toutes l'évapotranspiration potentielle et qu'elles ont, en général, été établies par comparaison avec la consommation d'un gazon court, sous un climat donné; leur origine géographique est donc révélatrice.

Avec très peu de données climatologiques quelques formules sont cependant calculables. Il est bien clair qu'au faible contenu d'informations de telles formules correspond un faible niveau d'information sur l'évaporation. La formule de Thornthwaite, par exemple, modèle du genre, est d'un faible secours en Afrique, aussi bien pour la zone méditerranéenne que pour l'Afrique tropicale. D'autres types de relations avec la température moyenne ou maximale peuvent être utilisés, nous en avons proposé quelques-uns.

La formule de Bouchet

Défauts: cette formule n'est valable en fait que si les parts d'énergie radiative et d'énergie convective dans l'évaporation se maintiennent dans un même rapport, ce qui n'est pas le cas de l'Afrique Centrale. L'évaporation sous-abri est d'autre part très sensible à la ventilation de l'abri, ce qui impose l'emploi d'un abri rigoureusement normalisé.

Avantages: données relativement faciles à obtenir, avec la réserve concernant l'abri indiqué plus haut.

La formule de Turc

$$\text{ETP mm/mois} = 0{,}40 \quad \theta_a \left(\frac{G + 50}{\theta_a + 15}\right) [1 + (50 - Hr)/70]$$

Elle a été établie à partir de données de bassins versants répartis dans des climats fort différents, ce qui est un argument en sa faveur.

Défauts: l'estimation du rayonnement global à partir de la durée d'insolation est effectuée par une formule « passe-partout ». Ceci n'est pas très grave puisqu'en fait on peut la considérer comme une formule empirique où n'interviennent que la durée d'insolation et la température. *Le coefficient de correction* pour les faibles humidités de l'air n'est pas très

précis, bien qu'il puisse entraîner d'assez fortes majorations. *Le vent* n'y apparaît pas et pour des études très localisées, où le vent est fort, la formule risque d'entraîner de fortes sous-estimations.

Avantages: les calculs sont rapides, les données nécessaires assez répandues.

Précision: meilleure en zone sèche (± 10%) qu'en zone humide (surestimations de plus de 20%.)

La formule de Penman

$$ETP = f \frac{\Delta Q/\mathscr{L} + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

Défauts: le grand nombre de données nécessaires, ce qui n'est pas un véritable défaut puisque c'est là un facteur de précision. Il n'y a d'ailleurs que la connaissance de la vitesse du vent comme donnée de base supplémentaire, si on la compare à celle de Turc.

Il est possible, en l'absence d'anémomètres, d'obtenir le terme $E_a = bu\ (e_a - e_d)$. (On peut alors remarquer qu'en beaucoup de stations la vitesse moyenne mensuelle du vent évolue entre 1 m/s et 2 m/s. Le choix à priori de ces deux valeurs permet donc le calcul d'une « fourchette » intéressante pour l'évaporation.)

(1) A partir de l'évaporimètre de Piche. Dans l'abri anglais, l'évaporation sous abri peut s'exprimer par la formule:

$$V = 0{,}59\ (\theta_a - \theta_w)\ U_{200}^{0{,}78}$$
mm/jour

ce qui permet d'évaluer u_{200}.

Citons également la méthode préconisée par le Service Climatologique français (BROCHET), pour évaluer E_a à partir des données « corrigées » du Piche (Méthode Bouchet — INRA).

(2) A partir des bacs d'évaporation enterrés. Le coefficient b peut alors être évalué par:

$$b = E\ bac / (e_s - e_d)$$

d'où:

$$E_a = E_{bac}\ (e_a - e_d) / (e_s - e_d)$$

Pour les autres termes — rayonnement global, rayonnement de grande longueur d'onde — nous avons proposé pour l'Afrique Centrale quelques légères modifications par rapport à la formule d'origine.

C'est le facteur de réduction f qui est sans doute le chaînon le plus faible de la chaîne de calculs. Cependant, même sous les climats africains, une valeur de f = 0,80 permet une bonne approximation de l'ETP.

Avantages: formule solide qui n'entraînera pas d'erreurs grossières. Sensibilité à des facteurs locaux comme le vent.

Précision: calculée avec de bonnes données, une précision de ± 10% peut être espérée.

Autres procédés

Il est parfois possible de disposer de mesures directes ou d'un délai suffisant pour envisager de telles mesures.

Les mesures en bac

Défauts: grand nombre de types de bacs qui n'ont pas tous été comparés de façon satisfaisante. Libertés souvent prises avec la normalisation des bacs, ce qui rend les données difficilement utilisables. Imprécision des mesures lors des fortes pluies (> 10 mm). Mesures non directement utilisables. Données fournies traditionnellement de façon incomplète, sans mentionner la nature de la parcelle où est implanté le bac.

Avantages: appareil facile à installer, peu coûteux, demandant peu de soins, si ce n'est une lutte contre la corrosion et éventuellement une surveillance excluant les animaux qui peuvent boire dans le bac (précaution qui n'est pas superflue), grande précision de la mesure volumétrique dès que l'on totalise l'évaporation sur plus de 5 jours.

Précision: le fait que les résultats ne peuvent être transposés directement, pour évaluer l'ETP, est un facteur d'imprécision. Deux méthodes sont possibles: la méthode usuelle consiste à appliquer au bac un coefficient connu, variable suivant le lieu et la saison (pouvant varier de 0,6 en région sèche à 1 en zone humide). L'autre méthode proposée ici est d'utiliser les données climatologiques usuelles et de calculer:

$$ETP \not\approx E_{bac} - \gamma\ E_a / (\Delta + 2\ \gamma)$$

Formule qui peut fournir une valeur approchée satisfaisante de l'ETP.

Quand la pluie est abondante, il est recommandé de ne pas évaluer directement la quantité d'eau reçue dans le bac d'après le pluviomètre de référence, mais d'utiliser des pluviomètres au sol et de corriger leurs données (voir paragraphe 3.7). Toute correction est impossible pour des pluies supérieures à 30 mm.

Avec ces précautions, nous avons obtenu dans les conditions climatiques qui étaient les nôtres, une précision de ± 10%

Il faut noter ici l'importance de l'implantation du bac qui doit être effectuée dans un site représentatif de la zone étudiée: par exemple, en zone sèche une parcelle de sol nu, sur laquelle on peut laisser s'installer une courte végétation naturelle en saison des pluies, et en zone humide une pelouse qu'on peut laisser sans irrigation en saison sèche. Enfin, il y a un grand intérêt à mesurer la température de l'eau en surface deux fois par jour, le matin à 6 h T.U. et à 12 h T.U., ce qui permet en l'absence d'anémomètre de calculer E_a par :

$$E_a = E_{bac} \ (e_a - e_d) / (e_s - e_d)$$

et de contrôler l'observateur.

L'évapotranspiromètre

Défauts: installation parfois coûteuse, grosse consommation d'eau en zone sèche pour l'irrigation de l'anneau de garde qu'on a intérêt à choisir aussi grand que possible (au moins 200 m²) ainsi d'ailleurs que le bac lui-même (4 m² est un minimum). Soins constants: coupe régulière de l'herbe, contrôle du drainage, maintien de la continuité entre le bac et l'anneau de garde et de l'homogénéité des gazons du bac et de la pelouse, réservoirs assez importants pour stocker le drainage à la suite de fortes pluies, tout en permettant une bonne estimation (au litre près). Un sol drainant bien est nettement préférable, car il raccourcit la période d'influence des fortes pluies.

Avantages: mesures significatives, si les précautions nécessaires ont été prises.

Précision: elle peut être excellente à l'échelle de la décade. Il est souvent utile d'implanter dans la pelouse de l'anneau de garde, un bac enterré, dont la comparaison avec l'évapotranspiromètre est pleine d'enseignement.

L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE

C'est un tout autre problème, car la nature du sol et le type de végétation interviennent alors au même titre que le climat.

Détermination théorique

Le modèle reste la méthode de Thornthwaite qui consiste à distinguer plusieurs phases dans l'évaporation en comparant la pluie et l'ETP.

Une autre méthode pourrait être le calcul où la mesure du rayonnement net à rapprocher de l'évaporation; on ignore hélas souvent la part exacte de cette énergie utilisée dans l'évaporation, bien qu'on sache qu'elle est parfois très grande.

Mesures

Trois méthodes:

1) Le lysimètre « pesable » ou non

Défauts: appareil coûteux donc en petit nombre, ce qui limite l'extension dans l'espace de leurs données. Remplissage délicat puisque le sol naturel doit être reconstitué; nécessité de limiter la profondeur en ignorant si celle qu'on adopte est suffisante. Défauts déjà évoqués des évapotranspiromètres.

Avantages: peuvent transmettre une analyse très fine dans le temps de l'évaporation.

Précision: elle peut être très grande si l'on considère l'appareil lui-même; elle est mal connue, si le lysimètre est utilisé comme « échantillon » d'une surface naturelle.

2) La méthode des profils hydriques

Elle peut être utilisée à partir de prélèvements d'échantillons du sol à différentes profondeurs ou en laissant en place des sondes sensibles à l'humidité du sol. La voie suivie consiste à établir des profils de l'humidité du sol à différents moments, ce qui permet d'obtenir l'évaporation entre deux profils successifs.

Défauts: la méthode de prélèvements d'échantillons nécessite un certain nombre de répétitions; les autres sont parfois coûteuses (sonde à neutrons) et font appel à des appareils délicats. Un profil étant établi sur une colonne de sol de faible section, le problème de l'hétérogénéité du sol se pose (cas des racines ou des pierres). La densité du sol, donnée qu'il n'est pas aisé d'obtenir, est nécessaire et, en plus, peuvent se poser des problèmes d'étalonnage.

Avantages: ces méthodes permettent de traiter des surfaces naturelles très variées. Elles fournissent des données sur l'évolution de l'eau dans le sol en même temps que sur l'évaporation; elles permettent notamment de suivre l'humectation du sol au moment des pluies, la vitesse du drainage, le comportement des différents « horizons » du sol vis-à-vis de l'eau.

Précision: elle est surtout celle de l'échantillonnage sur lequel les renseignements manquent souvent. En profondeur, où de petites variations d'humidité du sol peuvent entraîner de forts déplacements d'eau, la méthode est peu précise.

3) La méthode combinée: bilan énergétique - méthode aérodynamique

Signalons d'abord qu'il existe des méthodes purement aérodynamiques. Nous n'en avons guère parlé dans cet exposé sur les méthodes pratiques, car elles sont le fait de spécialistes de la diffusion de la vapeur d'eau et ne sont pas à la portée, tant par l'usage d'appareils coûteux et longs à mettre au point que par les connaissances très spécialisées qu'elles supposent de l'utilisateur moyen (sauf quand il s'agit de l'évaporation des nappes d'eau libre, ou des méthodes simplifiées sont possibles).

La méthode combinée est d'une utilisation plus simple.

Défauts: coût assez élevé et mise au point délicate. Difficulté dans le choix des niveaux de référence pour les mesures et domaine spatial d'application des résultats mal délimité. Bases théoriques critiquables. Calculs fastidieux qu'il est très avantageux d'automatiser.

Avantages: possibilité d'étudier des couverts végétaux très variés; dans le cas de l'étude détaillée de l'évapotranspiration des arbres, elle est pratiquement irremplaçable. Appareils rapidement mis en place et donc assez faciles à déplacer. Analyse possible de l'évaporation pendant des périodes assez courtes (1 h ou moins). Méthode qui fournit les différents termes du bilan énergétique et renseigne donc sur les rôles respectifs du sol, des plantes et de l'atmosphère dans l'évolution de cette énergie. Malgré le coût assez élevé, le fait que les appareils ont d'autres utilisations permet un « amortissement » assez rapide des investissements.

Précision: difficile à évaluer étant donné le nombre important de mesures intermédiaires.

Comme on le voit dans cette revue sommaire des différents procédés d'évaluation de l'évaporation, c'est finalement un compromis entre les exigences et les possibilités de l'utilisateur qui arbitrera. Ce qui n'empêche pas de mettre tous les « atouts » de son côté et de se servir de tous les moyens à sa disposition. Ces moyens évoluent d'ailleurs assez vite; des méthodes modernes apparaissent qui permettent des évaluations à petite échelle par l'usage d'avions ou de satellites; là encore, le choix de l'échelle sera déterminant.

Ce qui nous a guidé dans l'exposé qui précède, c'est surtout de permettre à l'ingénieur d'exercer son esprit critique dans un domaine qui ne lui est pas nécessairement familier.

TABLE DES FIGURES

Figure 1. — Réseau de mesures 32
— 2. — Evaporation sous abri et $\theta_a - \theta_w$ 47
— 3. — Evaporation sous abri et vitesse du vent (valeurs mensuelles) 48
— 4. — Evaporation sous abri et vitesse du vent à Fort-Lamy (valeurs décadaires 1966 à 1970) 48
— 5. — Comparaison des évaporations de deux évaporimètres de Piche soumis à des ventilations différentes 49
— 6. — Influence de la vitesse du vent dans le cas d'évaporimètres différemment ventilés 50
— 7. — ETP et évaporation sous abri 53
— 8. — ETP et « Piche corrigé » 54
— 9. — Evaporation sous abri et évaporation d'un bac enterré en zone désertique 56
— 10. — Effet d'une pelouse irriguée de 400 m² sur l'évaporation d'un bac enterré 58
— 11. — Comparaison des deux bacs enterrés(Pelouse, sol nu) 60
— 12. — Comparaison entre l'ETP et l'évaporation du bac pelouse 60
— 13. — Influence de la coupe de l'herbe du bac sur l'évapotranspiration à Brazzaville 63
— 14. — Variation de l'écart entre les données de deux bacs identiques en fonction du nombre de jours de mesure 65
— 15. — Comparaison du bac « classe A » et du bac enterré de 1 m² 66
— 16. — Comparaison du bac « classe A » et du bac enterré de 1 m² 66
— 17. — Comparaison d'un bac de 1 m² et d'un bac de 4 m² situés dans la pelouse de Brazzaville 68
— 18. — Comparaison d'un bac de 1 m² et d'un bac de 0,25 m² situés dans une pelouse à Brazzaville . 68
— 19. — Comparaison d'un bac de 1 m² et d'un bac de 0,25 m² situés dans une parcelle du sol nu à Brazzaville 69
— 20. — Température de l'eau des bacs à différentes époques de l'année à Fort-Lamy 70
— 21. — Evolution annuelle de l'écart entre la température de l'air mesurée sous abri et la température de la surface de l'eau du bac enterré en sol nu 71
— 22. — Evolution annuelle de l'écart entre la température de l'air sous abri et la température de la surface de l'eau du bac enterré à 12 H TU 73
— 23. — Influence de la surface S du bac d'évaporation sur l'évaporation E (*d'après* A. R. KONSTANTINOV) 75
— 24. — Profils du vent au voisinage du bac « classe A » (*d'après* A. R. KONSTANTINOV) 75
— 25. — Répartition des températures de la surface de l'eau du bac enterré à Fort-Lamy 76
— 26. — Variation du coefficient de Dalton en fonction de la surface du réservoir (*d'après* HARBECK) 80
— 27. — Relation entre $e_s - e_{200}$ et $e_0 - e_{200}$ pour une surface d'eau (*d'après* A. R. KONSTANTINOV) 82
— 28. — Fonction obtenue par SUTTON. Evaporation par unité de surface d'une surface de longueur infinie, perpendiculaire au vent, placée au sein d'une zone sèche, en fonction de sa largeur (Unités arbitraires) 84
— 29. — Schéma illustrant les hypothèses du texte 84
— 30. — Comparaison du coefficient $E/(e_s - e_d)$ et de la vitesse du vent pour les bacs enterrés 88
— 31. — Loi de Dalton à Bol-Dune et Fort-Lamy. Bac enterré sol nu 89
— 32. — Loi de Dalton à Bol-Matafo. Bac enterré au sein d'une zone cultivée à ETR et rugosité variable.. 89
— 33. — Loi de Dalton à Bangui. Bac enterré pelouse. Anémomètre à 1 m 91
— 34. — Loi de Dalton à Brazzaville. Bac enterré pelouse 91
— 35. — Loi de Dalton à Fort-Lamy. Bac enterré pelouse 92
— 36. — Evolution du rapport des coefficients de Dalton des bacs enterrés pelouse et sol nu à Fort-Lamy... 92
— 37. — Evolution annuelle du coefficient de Dalton à Fort-Lamy 93
— 38. — Coefficient de Dalton du bac enterré pelouse et vitesse du vent à Fort-Lamy 93

— 39. — Coefficient b (coefficient de Dalton) et vitesse du vent pour les bacs enterrés « sol nu » 94
— 40. — Coefficient b et vitesse du vent pour les bacs enterrés « pelouse » 94
— 41. — Comparaison de l'ETP mesurée et de l'ETP calculée à partir des données du bac enterré de 1 m² 105
— 42. — Comparaison de l'évaporation du bac couvert et de sa valeur calculée par la formule

$$E = \frac{2\gamma\ Ea}{\Delta + 2\gamma} + \frac{\Delta}{\Delta + 2\gamma}\ (\sigma\ T_a^4 - \sigma\ T_s^4)$$ 109

— 43. — Comparaison de l'évaporation du bac couvert et de celle de Piche 110
— 44. — Dispositif de mesure des flux de chaleur et de vapeur d'eau 113
— 45. — Implantation des pluviomètres et schéma du site de la station de Brazzaville 114
— 46. — ETP et $E_a = f(u)\ (e_a - e_d)$ à Fort-Lamy et Brazzaville 126
— 47. — Rayonnement solaire global mesuré par une pile de Kipp et hauteur d'alcool distillé dans le pyranomètre de Bellani 127
— 48. — Estimation du rayonnement solaire global à partir de la durée d'insolation 129
— 49. — Coefficient moyen de transmission du rayonnement solaire par l'atmosphère pour une journée ensoleillée à Bangui et Brazzaville et pluviosité 130
— 50. — Rayonnement solaire global et ETP 132
— 51. — ETP et rayonnement global à Brazzaville 133
— 52. — Valeurs données par la formule de Brunt (avec $\sigma\ T^4 = 1$) pour différents coefficients : 1: Brunt; 2: Bultot; 3: a = 0,40, b = 0,05; 4: Goss et Brooks 136
— 53. — Valeurs de la correction due à la nébulosité données par les formules faisant intervenir la durée d'insolation : 1: $0,5 + 0,5\ s/s_0$; 2: $0,1 + 0,9\ s/s_0$ 136
— 54. — Rayonnement net et ETP 141
— 55. — Rayonnement net et rayonnement global 142
— 56. — Rayonnement net mesuré au-dessus d'une pelouse de *paspalum* et rayonnement global 142
— 57. — Rayonnement résultant de grande longueur d'onde et amplitude thermique sous abri 144
— 58. — Part respective des deux termes de la formule de Penman 146
— 59. — Evaporation calculée par la formule de Penman et évaporation du bac enterré « pelouse » en saison sèche 148
— 60. — Evaporation calculée par la formule de Penman et évaporation du bac enterré « pelouse » en saison des pluies 148
— 61. — ETP mesurée et ETP calculée par la formule de Penman avec un coefficient de réduction constant 152
— 62. — ETP et température moyenne sous abri 153
— 63. — Diagramme donnant une valeur approchée de l'ETP en fonction de la température moyenne sous abri et de la pression de vapeur d'eau (valable pour des stations situées à des latitudes inférieures à 10°) 154
— 64. — ETP et température maximale moyenne (moyennes mensuelles) 155
— 65. — Valeurs de (ETP calculée—ETP mesurée)/ETP mesurée en % dans le cas de la formule de Thornthwaite 157
— 66. — Valeurs de (ETP calculée—ETP mesurée)/ETP mesurée en % dans le cas des formules de Walker et de Turc 158
— 67. — Evolution au cours de l'année du rapport ETP/E bac enterré 159
— 68. — Variation du rayonnement solaire moyen annuel reçu par une surface horizontale à l'entrée de l'atmosphère en fonction de la latitude 165
— 69. — Variation relative du rayonnement solaire mensuel à l'entrée de l'atmosphère en % du rayonnement solaire annuel 165
— 70. — Température moyenne mensuelle et rayonnement solaire mensuel à l'entrée de l'atmosphère en zone désertique (déphasage d'un mois) 167
— 71. — Température moyenne du mois et rayonnement solaire à l'entrée de l'atmosphère au sud de la zone désertique 168
— 72. — Amplitude annuelle des valeurs mensuelles de G_0 et amplitude des températures moyennes mensuelles correspondantes 169
— 73. — Répartition de la pluie mensuelle suivant la latitude 170
— 74. — Rapport pluie mensuelle/pluie annuelle en fonction de la pluie annuelle 171
— 75. — Position dans le temps et l'espace de l'isohyète 100 mm 173
— 76. — Température et pluviosité 174
— 77. — 175
— 78. — Variation de la température moyenne annuelle en latitude 175
— 79. — Pluie et évapotranspiration potentielle 179
— 80. — Evolution de l'indice E/E_a et de la pluviosité au cours de l'année 180
— 81. — Variation mensuelle du rayonnement solaire G_0, de la température moyenne et de la pluie 182
— 82. — Variation de la température du mois le plus chaud avec la latitude 183
— 83. — Variation de la température du mois le plus frais avec la latitude (même stations que la figure 82) 183
— 84. — Climogrammes de quelques stations 184
— 85. — Les climats de la zone tropicale nord 187
— 86. — Climogrammes des stations de mesure de l'évaporation 188
— 87. — Variation décadaire de l'ETP 190
— 88. — Variation comparées du rayonnement solaire global et de l'ETP au cours de l'année 191
— 89. — ETP à Largeau obtenue par trois méthodes (septembre 1969 à décembre 1970) 192
— 90. — Variation mensuelle de l'ETP 193
— 91. — Variation comparée de l'ETP et de la pluie annuelles selon la latitude (entre 15° et 22° de longitude environ) 195
— 92. — Amplitude de variation de l'ETP mensuelle 197

— 93. — 200
— 94. — Evapotranspiration d'une pelouse en saison sèche à Brazzaville 202
— 95. — Variation mensuelle moyenne de l'ETR pour quelques stations (la réserve en eau utilisable ne pouvant dépasser 225 mm) 209
— 96. — Valeurs de P-ETR pour quelques stations 210
— 97. — Variation de l'ETP et de l'ETR annuelles en fonction de la latitude (entre 15° et 22° de longitude) 212
— 98. — Répartition des mois « humides» en fonction de la latitude (entre 15° et 22° de longitude)..... 213
— 99. — Variation des éléments moyens annuels du bilan d'énergie en fonction de la latitude (entre 15° et 22° de longitude)..... 214

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE 9

AVANT-PROPOS 11

LISTE DES SYMBOLES UTILISÉS 13

INTRODUCTION 15

CHAPITRE 1. — GÉNÉRALITÉS 17

1.1. *L'évaporation, phénomène de diffusion* 17

1.1.1. Influence de l'instabilité sur la turbulence 20

1.1.1.1. Influence de la stabilité sur la turbulence du vent 20

1.2. *L'évaporation, phénomène énergétique* 22

1.2.1. Expression simplifiée: le rapport de Bowen. 23

1.2.2. La formule de Penman 24

1.2.3. Formules empiriques 25

1.3. *L'évaporation, phénomène climatique* 25

1.3.1. Le concept d'évaporation potentielle 25

1.3.2. Modèle de Bouchet 26

1.3.3. L'évapotranspiration réelle. 27

CHAPITRE 2. — LE RÉSEAU DE MESURES 31

2.1. *Description du réseau* 31

2.2. *La mesure des rayonnements global et diffus* 34

2.3. *Description sommaire d'une station type* 35

2.3.1. L'abri météorologique 37

2.4. *Représentativité des stations* 38

2.5. *Les bacs d'évaporation* 39

2.6. *L'évapotranspiromètre* 41

2.7. *La mesure du vent* 42
2.8. *La température du sol* 43
2.9. *La durée d'insolation* 43
2.10. *Mesures particulières* 43
2.10.1. Mesure de l'albédo 43
2.10.2. Mesure du bilan de rayonnement 44
2.10.3. Mesure des gradients de température et de pression de vapeur d'eau au-dessus du sol 44
2.10.4. Mesure du flux de chaleur dans le sol 44
2.11. *Exploitation des résultats* 44

CHAPITRE 3. — LES APPAREILS DE MESURE 45
3.1. *L'évaporimètre de Piche* 45
3.1.1. Théorie du Piche 45
3.1.2. Vérification expérimentale 46
3.1.3 Signification des mesures d'évaporation sous abri 51
3.2. *L'évapotranspiromètre* 57
3.2.1. Comparaison de deux évapotranspiromètres à couverts différents 58
3.2.2. Influence du mode d'irrigation 60
3.2.3. Cas des journées à forte évaporation 60
3.2.4. Influence d'un couvert végétal insuffisant sur l'évapotranspiration 61
3.3. *Le bac d'évaporation* 64
3.3.1. Fidélité et précision des mesures en bac 64
3.3.2. Comparaison des différents types de bac 65
3.3.2.1. Bac enterré de 1 m² et bac classe A 65
3.3.2.2. Autres types de bacs 67
3.3.3. Evolution de la température de l'eau des bacs 69
3.3.4. Influence des caractéristiques du bac 72
3.3.4.1. Influence de la surface 72
3.3.4.2. Influence de la profondeur 74
3.3.4.3. Influence du rebord 75
3.3.4.4. Installation des bacs. Echanges thermiques « latéraux » 77
3.4. *L'évaporation des nappes d'eau libre* 79
3.4.1. La méthode du bilan hydrologique 79
3.4.2. Les méthodes du bilan d'énergie et du transfert de vapeur d'eau 79
3.4.3. Méthode simplifiée: formule de Dalton 79
3.4.3.1. Variation du coefficient de Dalton 80
3.4.3.2. Bases théoriques de la loi de Dalton 81
3.4.4. Solution de Sutton pour les petites surfaces évaporantes 83
3.4.5. Application de la formule de Dalton aux petits réservoirs 86
3.4.6. Etude expérimentale de la formule de Dalton pour le bac enterré 87
3.4.6.1. Mode de calcul de la formule de Dalton 87
3.4.6.2. Résultats de la comparaison de $E/(e_s - e_d)$ et du vent 88
3.4.6.3. Application de $E = bu_{200} (e_s - e_d)$ à quelques stations 90
3.4.6.4. Relation entre le coefficient de Dalton b et le vent 93
3.4.6.4.1. Variation de b dans le cas du bac enterré « pelouse » 95
3.4.6.5. Interprétation des résultats 95
3.5. *Une expression de l'évaporation des petites surfaces* 97
3.5.1. Le flux de vapeur d'eau au-dessus d'une petite surface — Rappels 97
3.5.2. Le flux de chaleur au-dessus de la petite surface 98

3.5.3. Le rapport $C_s/\mathscr{L}.E_s$, pour la petite surface 99
3.5.4. Cas limite: effet de bord maximal 100
3.5.4.1. Vérification expérimentale 102
3.5.5. L'évaporation d'un grand réservoir estimée à partir des données d'un bac 102
3.5.6. Evaporation en bac et ETP 103
3.5.6.1. Application de la formule à Bangui et Brazzaville 105
3.5.6.1.1. Résultats de Brazzaville 106
3.5.6.1.2. Résultats de Bangui 106
3.5.7. L'expérience du bac couvert 107
3.6. *La méthode combinée: bilan d'énergie et transfert turbulent* 109
3.7. *La pluie dans le bilan d'eau des bacs* 115
3.7.1. L'évapotranspiromètre 117
3.7.2. Les bacs « pelouse » et le bac « classe A » 118
3.7.3. Le bac enterré en sol nu 119
3.7.4. Conclusions 121

CHAPITRE 4. — LES MÉTHODES INDIRECTES SERVANT A ESTIMER L'ÉVAPORATION 123
4.1. *La méthode du bilan hydrologique* 123
4.2. *L'estimation de l'évaporation à partir des éléments du climat* 123
4.2.1. La formule de Penman 124
4.2.1.1. La fonction E_a 124
4.2.1.2. Le rayonnement net 125
4.2.1.2.1. Le rayonnement global 125
(a) L'albédo pour le rayonnement solaire 131
(b) Valeurs du rayonnement global dans la zone étudiée 131
(c) Le rayonnement global et l'ETP 133
4.2.1.2.2. Les rayonnements du sol et de l'atmosphère 135
(a) Le rayonnement terrestre 135
(b) Le rayonnement de l'atmosphère 135
(c) Correction due aux nuages 138
(d) Comparaison des différents procédés de calcul 139
4.2.1.2.3. Valeurs du rayonnement net 140
4.2.1.2.4. Rayonnement net et rayonnement global 143
4.2.1.2.5. Rayonnement net et température 143
4.2.1.3. La combinaison de E_a et Q et la formule de Penman 144
4.2.1.4. La formule de Penman et les mesures d'ETP 149
4.2.2. L'ETP et les autres éléments du climat 152
4.2.3. L'estimation de l'ETP par les formules empiriques 153
4.2.3.1. L'utilisation directe des données du bac enterré de 1 m² 157
4.2.3.2. Autres méthodes empiriques 161

CHAPITRE 5. — L'ÉVAPORATION ET LES CLIMATS 163
5.1. *Les données générales: le rayonnement solaire* 164
5.1.1. Température et rayonnement solaire 166
5.1.2. Influence de la pluie 166
5.1.3. Variation de l'amplitude des températures moyennes mensuelles 168
5.2. *La pluviosité* 170
5.2.1. Pluie et température 172
5.2.1.1. L'équateur thermique 175
5.2.1.2. Température minimale en saison des pluies et rayonnement atmosphérique 176
5.2.2. La durée de la saison des pluies 177
5.2.3. L'ETP fonction de la pluviosité 178
5.2.4. Saison des pluies et pression de vapeur d'eau 179

5.2.5. Les valeurs normales de la pluviosité en zone sèche 180
5.2.6. E/E_a comme indice d'humidité 181
5.3. *Interactions de la pluie et du rayonnement solaire sur la température* 181
5.4. *Représentation des caractéristiques des climats* 185
5.4.1. Climogrammes des températures 185
5.4.2. Définition des différentes saisons 185
5.5. *Variations dans le temps et dans l'espace de l'ETP* 189
5.5.1. Variations saisonnières de l'ETP 189
5.5.2. Variation de l'ETP dans l'espace 192
5.5.2.1. Zone désertique 192
5.5.2.2. Zone sahélienne 194
5.5.2.3. Zone tropicale humide 194
5.5.2.4. Zone équatoriale 194
5.5.3. Variabilité de l'ETP 196
5.5.3.1. Cas des valeurs mensuelles 196
5.5.3.2. Valeurs extrêmes de l'ETP pour des périodes décadaires 198
5.6. *L'évapotranspiration dans la nature* 199
5.6.1. ETP et ETR maximale 204
5.6.2. Le bilan hydrique 207
5.6.3. Le bilan d'énergie 212

CONCLUSION 215

BIBLIOGRAPHIE 219

ANNEXES 221

TABLE DES FIGURES 229

Fabrication — Coordination
Hélène DARDENNE

ACHEVÉ D'IMPRIMER
SUR LES PRESSES
DES IMPRIMERIES RÉUNIES DE CHAMBÉRY
ROUTE D'APREMONT
73490 LA RAVOIRE
EN SEPTEMBRE MCMLXXV

N° 6747

Les Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer tendent à constituer une documentation scientifique de base sur les zones intertropicales et méditerranéennes, les pays qui en font partie et sur les problèmes posés par leur développement.

CAHIERS ORSTOM *(séries périodiques)*

- **biologie :** études consacrées à diverses branches de la biologie végétale et animale : agronomie, biologie et amélioration des plantes utiles, entomologie agricole, nématologie.
- **entomologie médicale et parasitologie :** systématique et biologie des arthropodes d'intérêt médical et vétérinaire, parasitologie, épidémiologie des grandes endémies tropicales, méthodes de lutte contre les vecteurs et les nuisances.
- **géologie :** pétrologie et cycles des éléments (géochimie) - hydrogéologie - altération et érosion - sédimentologie - stratigraphie - orogenèse continentale - métallogenèse - paléogéographie - structure et évolution des fonds océaniques.
- **hydrologie :** études, méthodes d'observation et d'exploitation des données concernant les cours d'eau intertropicaux et leurs régimes.
- **océanographie :** hydrologie, physico-chimie, hydrodynamique, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, niveaux de production, dynamique des stocks, prospection faunistique (Sud-ouest Pacifique, Canal de Mozambique et environs, Atlantique Tropical Est).
- **hydrobiologie :** physico-chimie. écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, dynamique des stocks, action des insecticides sur la faune (Bassin Tchadien, Côte d'Ivoire).
- **pédologie :** problèmes soulevés par l'étude des sols : morphologie, caractérisation physico-chimique et minéralogique, classification, relations entre sols et géomorphologie, problèmes liés aux sels, à l'eau, à l'érosion, à la fertilité.
- **sciences humaines :** études géographiques, sociologiques, économiques, démographiques et ethnologiques.

MÉMOIRES ORSTOM : *consacrés aux études approfondies (synthèses régionales, thèses...) dans les diverses* disciplines scientifiques (80 titres parus).

ANNALES HYDROLOGIQUES : depuis 1959, deux séries sont consacrées : l'une, aux Etats africains d'expression française et à Madagascar, l'autre aux Territoires et Départements français d'Outre-Mer.

FAUNE TROPICALE : collection d'ouvrages principalement de systématique, pouvant couvrir tous les domaines géographiques où l'ORSTOM exerce ses activités (19 titres parus).

INITIATIONS/DOCUMENTATIONS TECHNIQUES : mises au point et synthèse au niveau, soit de l'enseignement supérieur, soit d'une vulgarisation scientifiquement sûre (25 titres parus).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM : cette collection, diverse dans ses aspects et ses possibilités de diffusion, a été conçue pour s'adapter à des textes scientifiques ou techniques très variés quant à leur origine, leur nature, leur portée dans le temps ou l'espace, ou par leur degré de spécialisation (45 titres parus).

L'HOMME D'OUTRE-MER : cette collection, exclusivement consacrée aux sciences de l'homme, est réservée à des textes d'auteurs n'appartenant pas à l'ORSTOM, mais dont celui-ci assure la valeur scientifique (co-édition Berger-Levrault), 9 ouvrages parus.

De nombreuses **CARTES THÉMATIQUES,** accompagnées de **NOTICES,** sont éditées chaque année, intéressant des domaines scientifiques ou des régions géographiques très variées.

BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE (périodicité mensuelle ; ancienne dénomination jusqu'en 1970 : Bulletin signalétique d'entomologie médicale et vétérinaire) (XXIIe année).

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER
Direction générale
24, rue Bayard, PARIS-8e
Service Central de Documentation
70-74, route d'Aulnay, 93140-BONDY, FRANCE

Imprimeries Réunies de Chambéry, Chambéry (FRANCE)
O.R.S.T.O.M. Éditeur
Dépôt légal: 3e trim. 1975
ISBN 2-7099-0371-7