

## LE RAYONNEMENT NET ET L'ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION EN CÔTE D'IVOIRE

B.A. MONTENY<sup>1</sup>, J. HUMBERT<sup>1</sup>, J.P. LHOMME<sup>1</sup> et J.M. KALMS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ORSTOM B.P. V-51, Abidjan (Côte d'Ivoire)

<sup>2</sup>IRAT B.P. 635, Bouaké (Côte d'Ivoire)

(Reçu le 24 juillet, 1979; accepté le 23 janvier, 1980)

### ABSTRACT

Monteny, B.A., Humbert, J., Lhomme, J.P. and Kalms, J.M., 1981. Net radiation and the estimation of evapotranspiration rate in the Ivory Coast. *Agric. Meteorol.*, 23: 45-59.

Energy transfer in the atmosphere by convection and in soil by conduction is related to the net radiation  $R_n$ . This term is particularly useful for the evaluation of crop evapotranspiration rates. The different components of  $R_n$  for some stands are analysed in two regions of the Ivory Coast. The surface-dependent factors which affect the net radiation values (albedo, canopy surface temperature, architecture type) are studied. The following regression relation was found between the solar ( $R_g$ ) and the net radiation ( $R_n$ ) of the studied stands

$$R_n = 0.67 R_g + 5.4 \quad (\text{W m}^{-2})$$

with a correlation coefficient of 0.98. This relation is used to estimate the daily standard evapotranspiration as a function of daily solar radiation

$$ET_0 = [P'/(P' + \gamma)](R_n + \Phi_0) = 0.64 [P'/(P' + \gamma)] R_g,$$

where  $P'$  is the slope of the curve of saturation water vapour pressure as a function of temperature,  $\gamma$  is a psychrometric constant and  $\Phi_0$  is the flux density of heat in the soil. It can also be used in the Penman formula to estimate potential evapotranspiration.

### RESUME

Monteny, B.A., Humbert, J., Lhomme, J.P. et Kalms, J.M., 1981. Le rayonnement net et l'estimation de l'évapotranspiration en Côte d'Ivoire. *Agric. Meteorol.*, 23: 45-59.

Nous commençons par rappeler la relation théorique existant entre l'évapotranspiration et le rayonnement net  $R_n$  et la définition d'une évapotranspiration standard  $ET_0$  privilégiant ce dernier

$$ET_0 = [P'/(P' + \gamma)](R_n + \Phi_0)$$

Nous analysons ensuite les différentes composantes du bilan radiatif  $R_n$  de divers couverts végétaux dans deux localités représentatives des deux grandes régions de Côte d'Ivoire. Cette analyse permet de mettre en évidence, entre le rayonnement net ( $R_n$ ) et le rayonnement global ( $R_g$ ), la relation statistique générale.

$$R_n = 0.67 R_g + 5.4 \quad (\text{W m}^{-2})$$

valable avec une bonne précision pour les couverts bas et bien couvrants. Cette relation permet alors d'estimer l'évapotranspiration standard journalière à partir du rayonnement global journalier

O.R.S.T.O.M.

Fonds Documentaire

N° : 82/81/00861

0002-1571/81/0000-0000/\$02.50 © 1981 Elsevier Scientific Publishing Company

Cote : B.

ex 1

Date : 133 AVR. 1982

N

$$ET_0 = 0.64 [P'/(P' + \gamma)] R_g$$

$P'$  est la pente de la courbe de pression de vapeur d'eau saturante fonction de la température,  $\gamma$  la constante psychrométrique et  $\Phi_0$  le flux de chaleur conductif dans le sol.

## INTRODUCTION

L'évapotranspiration, avant d'être un phénomène de diffusion de vapeur d'eau dans l'air, est un phénomène énergétique: l'eau qui passe de l'état liquide à l'état vapeur consomme de l'énergie, et dans bien des conditions naturelles, c'est ce facteur qui limite la quantité d'eau évaporée. Or l'énergie dont dispose une surface naturelle, quelle qu'elle soit, provient en majeure partie de son bilan radiatif, c'est-à-dire de son rayonnement net. On comprend, de cette façon, la liaison très étroite qui peut exister, lorsque l'eau n'est pas elle-même facteur limitant, entre l'évapotranspiration et le rayonnement net.

Nous commencerons par rappeler la définition de l'évapotranspiration standard  $ET_0$ , qui, en faisant jouer un rôle privilégié au rayonnement net, s'impose désormais comme référence. Nous étudierons ensuite de façon détaillée les facteurs propres aux surfaces naturelles, qui influencent leur bilan radiatif: albédo et température radiative essentiellement. Nous dégagerons enfin une relation statistique générale entre le rayonnement net et le rayonnement global, du type  $R_n = kR_g + l$ , qui permettra d'estimer pratiquement  $ET_0$  en Côte d'Ivoire, à partir des mesures simples du réseau météorologique.

## EVAPOTRANSPIRATION ET RAYONNEMENT NET

### Formulation de l'évapotranspiration d'un couvert végétal

D'une façon générale, l'évapotranspiration d'une surface naturelle biologique, c'est-à-dire d'un couvert végétal, représente la quantité d'eau qui se trouve dissipée dans l'atmosphère par le processus de vaporisation.

Avant que ne s'opère la diffusion de la vapeur d'eau dans l'air, une certaine quantité d'énergie, nécessaire pour le passage de l'état liquide à l'état gazeux, est consommée au niveau des surfaces d'échange. Ces deux aspects, énergétique et convectif, du phénomène sont décrits, d'une part, dans l'équation traduisant le bilan énergétique de la surface en régime permanent (c'est-à-dire sans stockage de chaleur).

$$R_n + \Phi_0 + \Phi_s + \Phi_L = 0 \quad (1)$$

où  $R_n$  est le rayonnement net,  $\Phi_0$  le flux conductif à la surface du sol,  $\Phi_s$  le flux convectif de chaleur sensible et  $\Phi_L$  l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration, chaque flux étant affecté du signe + lorsqu'il représente un

gain pour la surface et vice-versa; et d'autre part, dans les équations traduisant la diffusion turbulente en régime de flux conservatif

$$\Phi_s = \rho c_p h [T(z_r) - T(z_h)] \quad (2)$$

$$\Phi_L = (\rho c_p / \gamma) h [P(T_r(z_r)) - P(T_r(z_h))] \quad (3)$$

où  $\rho$  est la masse volumique et  $c_p$  la chaleur massique de l'air,  $\gamma$  la constante psychrométrique,  $h$  le coefficient d'échange convectif entre une hauteur de référence  $z_r$  et le sommet du couvert  $z_h$ ,  $T$  la température de l'air,  $T_r$  la température du point de rosée et  $P(T)$  la pression maximale de vapeur d'eau à la température  $T$ .

En combinant (1), (2) et (3), on obtient la formulation suivante de l'évapotranspiration

$$ET = -\Phi_L = [P'/(P' + \gamma)] (R_n + \Phi_0) + [\rho c_p h / (P' + \gamma)] \times [\Delta P(z_r) - \Delta P(z_h)] \quad (4)$$

où  $\Delta P(z) = P(T(z)) - P(T_r(z))$  représente le déficit de saturation de l'air au niveau  $z$  et  $P'$  la pente de la courbe de pression de vapeur d'eau saturante  $P(T)$  pour une température comprise entre  $T(z_r)$  et  $T_r(z_h)$ .

Cette formulation très générale correspond à la somme de deux termes: le premier à caractère radiatif, car en relation avec le rayonnement net

$$[P'/(P' + \gamma)] (R_n + \Phi_0)$$

et le second à caractère convectif, du fait de son analogie avec les expressions des flux convectifs

$$[\rho c_p h / (P' + \gamma)] [\Delta P(z_r) - \Delta P(z_h)]$$

### Définition d'une évapotranspiration standard

Il a été montré à la fois expérimentalement et théoriquement (Perrier, 1977) que, dans bon nombre de situations,  $\Delta P(z_h)$  était peu différent de  $\Delta P(z_r)$  et que cette approximation était d'autant plus valable que le déficit hydrique de l'air  $\Delta P(z_r)$  et la résistance stomatique du couvert étaient plus faibles. En fin de compte l'évapotranspiration d'un couvert bien alimenté en eau dans un climat pas trop sec s'éloigne peu du terme  $[P'/(P' + \gamma)] (R_n + \Phi_0)$ . Nous avons pu vérifier expérimentalement (Lhomme et al., 1979) à Adiopodoumé, en Basse Côte d'Ivoire, où le déficit de saturation de l'air est toujours très faible, que l'évapotranspiration maximale d'un gazon (*Paspalum notatum*) était bien donnée par cette formule comme le montre la Fig. 1.

Ces idées ont été accréditées lors de la table ronde sur l'évapotranspiration, organisée à Budapest en mai 1977 par la Commission Internationale des Irrigations et du Drainage (CIID). Au nombre des résolutions proposées au conseil exécutif figure une recommandation concernant une mesure simple de référence de l'évapotranspiration. La mesure retenue est justement celle

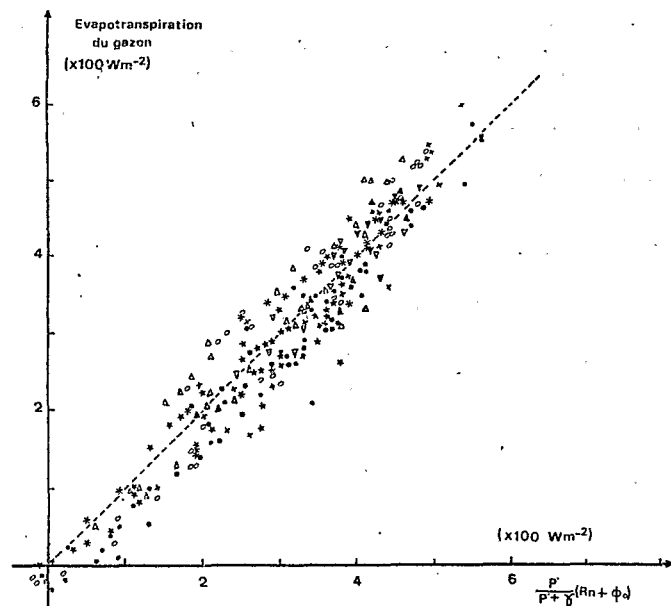


Fig. 1. Relation entre l'évapotranspiration réelle du gazon (ETR) et le terme radiatif de l'équation de Penman.

Relationship between the evapotranspiration rate (ETR) of *Paspalum notatum* and the radiative term of the Penman formula for several days.

du terme rappelé ci-dessus, considéré comme terme moyen autour duquel évolue l'évapotranspiration réelle

$$ET_0 = [P/(P + \gamma)](R_n + \Phi_0) \quad (5)$$

Dans cette formule l'élément prédominant est bien sûr le rayonnement net  $R_n$ ,  $\Phi_0$  restant toujours petit devant  $R_n$ , auquel il est d'ailleurs lié quasi-linéairement, et le coefficient  $P/(P + \gamma)$  oscillant légèrement avec la température de l'air autour d'une valeur moyenne de 0.74.

Le rôle privilégié joué, d'une façon générale, par le rayonnement net dans l'évapotranspiration et dans la définition d' $ET_0$  plus particulièrement, nous a amenés à entreprendre une étude du bilan radiatif de divers couverts végétaux en différents points de Côte d'Ivoire. Cette étude nous a permis d'analyser la variabilité d'un tel bilan et les possibilités qu'il y avait de l'estimer à partir de mesures plus simples. Une étude antérieure (Monteny et Gosse, 1976) avait déjà montré la prédominance du bilan de courtes longueurs d'onde dans la valeur du rayonnement net et l'importance de leur relation statistique pour l'estimation des besoins en eau des cultures.

Rappelons que le bilan radiatif ou rayonnement net d'une surface naturelle est la somme de deux bilans partiels, celui de courtes longueurs d'onde  $C^*$  ( $0.3 < \lambda < 3 \mu\text{m}$ ) et celui de grandes longueurs d'onde  $G^*$  ( $\lambda > 3 \mu\text{m}$ )

$$R_n = C^* + G^* \quad (6)$$

Le premier représente la différence entre le rayonnement global  $R_g$ , c'est-à-dire la partie incidente du rayonnement solaire, et la partie réfléchie  $R_r$

$$C^* = R_g - R_r = (1 - a)R_g$$

où  $a$  est l'albédo de la surface ( $R_r/R_g$ ). Le deuxième représente la différence entre la partie absorbée du rayonnement atmosphérique et le rayonnement propre de la surface

$$G^* = \epsilon R_a - \epsilon \sigma T_s^4$$

où  $R_a$  est le rayonnement atmosphérique incident,  $T_s$  la température radiative de surface,  $\epsilon$  l'émissivité de la surface (égale à son absorptivité) et  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann: d'où l'expression globale du bilan radiatif

$$R_n = (1 - a)R_g + \epsilon(R_a - \sigma T_s^4) \quad (7)$$

#### Protocole expérimental

Plusieurs séries de mesure concernant les différents termes du rayonnement net ont été effectuées sur quelques couverts végétaux et sur sol nu, pendant la grande saison sèche (de novembre 1977 à janvier 1978), à la station IRAT de Bouaké ( $7^\circ 4' \text{ N}$ ) et au Centre ORSTOM d'Adiopodoumé ( $5^\circ 2' \text{ N}$ ). Ces deux points de mesure sont représentatifs des deux grandes régions de la Côte d'Ivoire: la zone de savane au nord et la zone forestière au sud. A Bouaké ont été étudiés des couverts de riz pluvial à différents stades végétatifs, irrigués et non irrigués. A Adiopodoumé, l'étude a porté sur un couvert de *Paspalum* (gazon) et de *Pueraria* (légumineuse au feuillage très couvrant) et également sur sol nu (sableux).

Pour chaque expérimentation, nous disposions des appareils suivants: une thermopile (Eppley) pour la mesure du rayonnement global; deux autres thermopiles (Kipp et Zonen), montées en position inversée à environ 1 m au-dessus de la surface, pour la mesure simultanée du rayonnement réfléchi sur deux couverts; et deux bilanmètres (Schenk) pour la mesure simultanée du rayonnement net. Les signaux électriques de ces divers capteurs étaient intégrés sur une période de 10 min de façon continue au cours de la journée puis exprimés en valeurs moyennes instantanées ( $\text{W m}^{-2}$ ).

Parallèlement étaient effectuées à intervalles réguliers (en principe toutes les heures) des mesures de la température de l'air et des températures radiatives de surface, ces dernières à l'aide d'un radiothermomètre infra-rouge (type Barnes). De plus, à Adiopodoumé, une thermopile (Kipp et Zonen), munie d'une bande pare-soleil, enregistrait la partie diffuse du rayonnement solaire global.

Ces différentes mesures permettent l'estimation de chaque composante du bilan radiatif ( $R_g, R_r, R_a, \sigma T_s^4$ ),  $R_a$  étant déterminé comme terme résiduel de l'équation 7. L'émissivité  $\epsilon$  a été prise égale à 0.95 pour un sol nu et 0.98 pour un couvert végétal vert et bien couvrant. Sur la Fig. 2 est représentée l'évolution journalière de ces composantes au cours de deux journées caractéristiques, l'une à Adiopodoumé et l'autre à Bouaké.

#### ANALYSE DES DIFFERENTES COMPOSANTES DU BILAN RADIATIF

##### Bilan de courtes longueurs d'onde

Ce bilan, pour un rayonnement solaire donné, varie avec l'albédo qui dépend essentiellement des caractéristiques de la surface envisagée et de la qualité du rayonnement incident (Robinson, 1966; Gates, 1971; Gay, 1971).

L'exemple de l'évolution journalière de l'albédo d'un sol nu sableux à Adiopodoumé est représenté sur la Fig. 3. L'influence de l'humidité du sol sur la fraction d'énergie réfléchie est ici mise clairement en évidence. La courbe du 5 décembre 1977 est significative à cet effet.

La veille, il était tombé une pluie de 5 mm; l'albédo augmente régulièrement au cours de la journée passant de 0.08 vers 8 h à 0.22 vers 17 h. Cette évolution est évidemment à mettre en parallèle avec le dessèchement superficiel du sol qui modifie les propriétés optiques de la surface. Par contre la dépendance de l'albédo d'un sol nu vis-à-vis de la hauteur du soleil est très peu marquée (Stanhill et al., 1966; Kalma et Badhma, 1972).

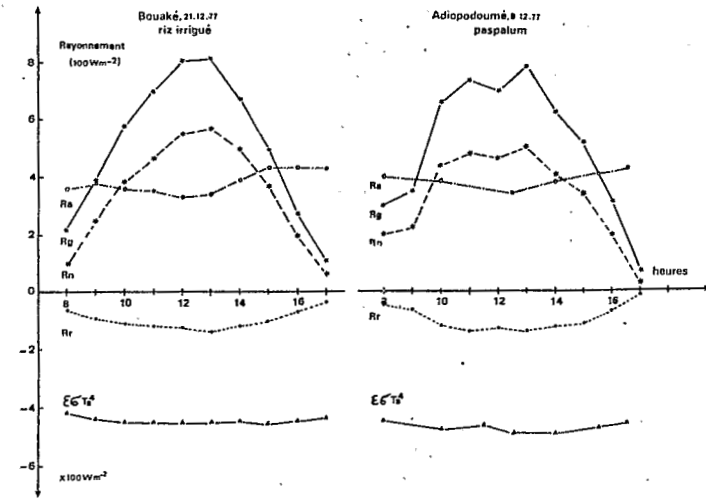


Fig. 2. Evolution journalière des différents termes du bilan radiatif dans deux zones climatiques distinctes ( $W m^{-2}$ ). Rayonnement:  $R_g$ , global;  $R_r$ , réfléchi;  $R_a$ , atmosphérique;  $\epsilon\sigma T_s^4$ , terrestre.

Diurnal course of the four components of the radiation balance in two distinct climates.

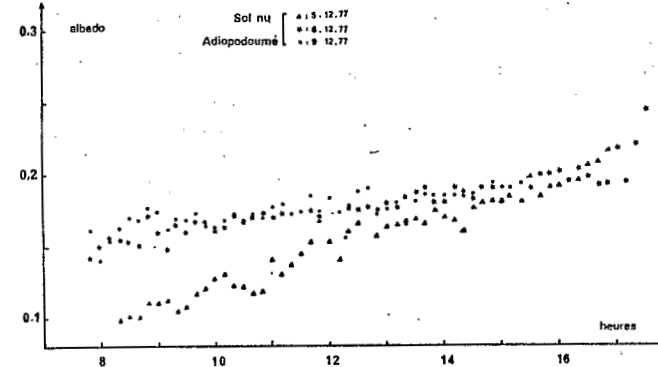


Fig. 3. Evolution journalière de l'albédo d'un sol nu humide (5 décembre 1977) et sec (8 et 9 décembre 1977).

Evolution of the reflection coefficient during the day in relation with soil moisture content.

fiel du sol qui modifie les propriétés optiques de la surface. Par contre la dépendance de l'albédo d'un sol nu vis-à-vis de la hauteur du soleil est très peu marquée (Stanhill et al., 1966; Kalma et Badhma, 1972).

Dans le cas des couverts végétaux (Fig. 4), cette dépendance est très marquée: l'albédo augmente lorsque le soleil est bas sur l'horizon. Toutefois, son évolution journalière n'est pas symétrique: à même hauteur du soleil, les valeurs semblent systématiquement plus élevées l'après-midi que le matin. Ce

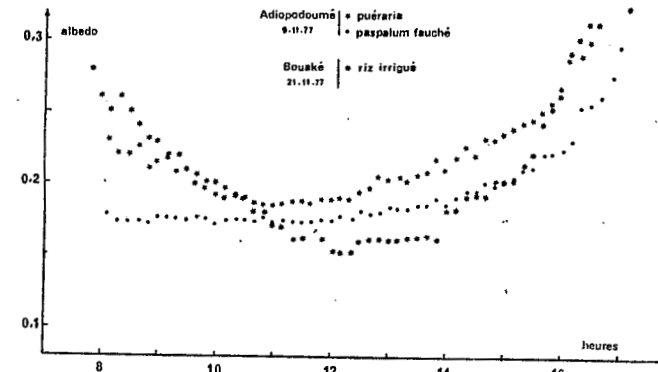


Fig. 4. Evolution au cours de la journée des albédos de couverts situés dans deux climats distincts.

Reflection coefficient of crop stands in two distinct climates.

phénomène a déjà été noté (Stanhill et al., 1968; Davies et Buttamor, 1969) et a été expliqué par une perte de turgescence foliaire au cours de l'après-midi. Pour notre part, nous pensons davantage à un effet de la rosée matinale, très importante sous ces latitudes jusque vers 9-10 h. Celle-ci diminuerait l'albédo matinal car l'eau absorbe bien le rayonnement solaire.

Nous avons rassemblé dans le Tableau I les albédos moyens obtenus sur les différentes surfaces étudiées. Nous retiendrons que des couverts de ports totalement différents, mais verts et bien couvrants, ont malgré tout des albédos très voisins.

#### Bilan de grandes longueurs d'onde

Le bilan de grandes longueurs d'onde  $G^*$  est presque systématiquement négatif durant la période diurne et ne dépasse jamais  $200 \text{ W m}^{-2}$  en valeur absolue. C'est un terme secondaire devant le bilan de courtes longueurs d'onde.

Pour un rayonnement atmosphérique donné, le bilan de grandes longueurs d'onde  $G^*$  va dépendre essentiellement de la température radiative de surface  $T_s$ , l'émissivité  $\epsilon$  n'entrant pratiquement pas en compte. Cette température est un terme d'équilibre, résultat du bilan énergétique de la surface; de ce fait elle a une signification biologique importante.

La Fig. 5 montre comment cette température évolue au cours de la journée suivant la nature de la surface et comment elle se situe par rapport à la température de l'air  $T_a$  (mesurée à 2 m). A Bouaké, la différence entre riz irrigué et riz non irrigué est très nette; la température de surface du premier est inférieure à  $T_a$ , il est donc accepteur de chaleur sensible; le second au contraire est générateur, sa température de surface étant systématiquement supérieure à celle de l'air. Cette différence de comportement est due à une

TABLEAU I

Albédo moyen de quelques surfaces.  $h$ : hauteur du couvert

Surface	Caractéristiques	Albédo
<i>Adiopodoumé</i>		
Sol nu	Sableux, sec en surface	0.17
<i>Paspalum</i>	Gazon fauché	0.19
	Gazon bien développé	0.20
<i>Pueraria</i>	Plante couvrante, port horizontal	0.22
<i>Bouaké</i>		
Sol nu	Semis de riz ( $h = 20 \text{ cm}$ ) sur sol sablo-argileux légèrement humide	0.15
Riz pluvial	A la montaison ( $h = 50 \text{ cm}$ )	0.21
irrigué	A l'épiaison ( $h = 110 \text{ cm}$ )	0.22

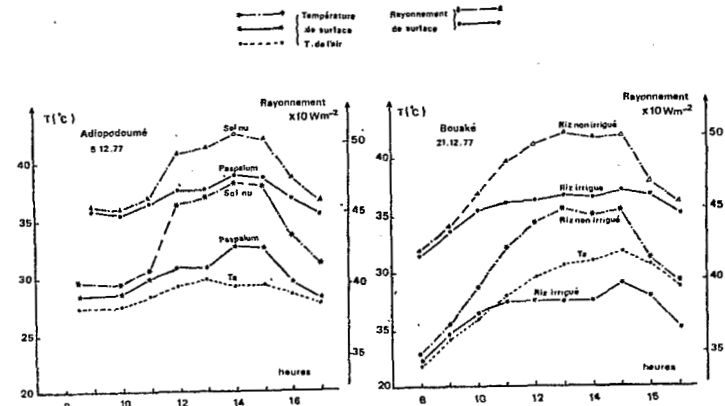


Fig. 5. Evolution journalière des températures et des rayonnements de surface d'un sol nu et de quelques couverts végétaux à Bouaké et Adiopodoumé.

Diurnal evolution of surface temperatures and radiations of a bare soil and some stands at Bouaké and Adiopodoumé.

différence dans l'état hydrique des surfaces et plus précisément dans leur disponibilité en eau. L'évapotranspiration, en effet, consomme de l'énergie, qui provient pour l'essentiel du rayonnement net. Le fraction restante, si elle existe, sert à échauffer la surface qui perd alors de la chaleur par conduction avec le sol et par convection avec l'atmosphère. Par conséquent, plus l'évapotranspiration est importante, plus la température de surface  $T_s$  est basse, toute autre condition étant égale par ailleurs.

A Adiopodoumé, la différence observée entre sol nu et gazon illustre également ce phénomène, bien que dans ce cas les deux surfaces soient génératrices de chaleur sensible.

#### Relation entre $G^*$ et $C^*$

La Fig. 6 montre, pour différentes surfaces, la relation existant entre le bilan de grandes longueurs d'onde  $G^*$  et celui de courtes longueurs d'onde  $C^*$ . Cette relation est approximativement linéaire:  $G^*$  croissant en valeur absolue avec  $C^*$ . Ce comportement s'explique aisément: aux valeurs élevées du rayonnement global ( $C^*$  élevé) correspondent, à la fois, un rayonnement atmosphérique faible (pas d'ennuage) et un rayonnement terrestre important (température de surface élevée), ces deux facteurs contribuant à augmenter  $|G^*|$ .

A Bouaké (21 décembre 1977) les relations obtenues sur riz irrigué et riz non irrigué sont respectivement:

$$G^* = -0.16 C^* \quad r = 0.85 \text{ (W m}^{-2}\text{)}$$

$$G^* = -0.19 C^* - 23 \quad r = 0.95 \text{ (W m}^{-2}\text{)}$$

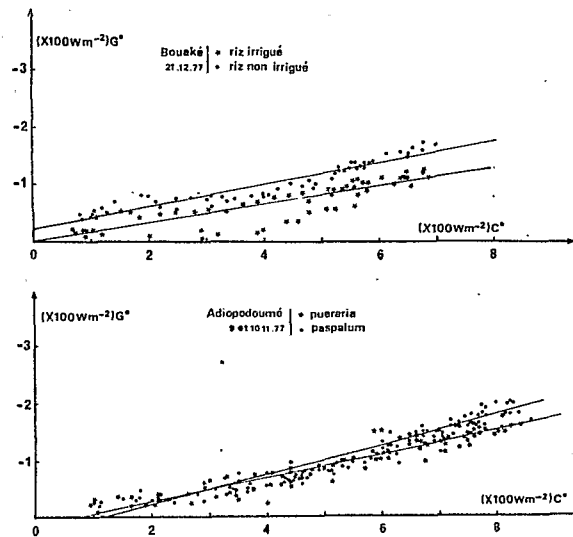


Fig. 6. Relation entre le bilan des rayonnements de courtes longueurs d'onde  $C^*$  et celui de grandes longueurs d'onde  $G^*$  pour différents couverts végétaux.

Relationship between short- and long-wave radiations for the stand crops at Bouaké and Adiopodoumé.

La position respective des deux droites est due au fait qu'à rayonnement global absorbé égal, la température radiative de surface et donc le rayonnement terrestre sont plus élevés sur riz non irrigué que sur riz irrigué. A Adiopodoumé (9 et 10 novembre 1977) les relations obtenues sur *Pueraria* et *Paspalum* s'écrivent respectivement:

$$G^* = -0.21 C^* + 15 \quad r = 0.94$$

$$G^* = -0.25 C^* + 28 \quad r = 0.96$$

Puisque  $G^*$  diminue systématiquement avec  $C^*$ , le rayonnement net  $R_n = C^* + G^*$  augmentera moins vite que le bilan de courtes longueurs d'onde  $C^*$  et donc a fortiori moins vite que le rayonnement global  $R_g$ .

#### LES RELATIONS $R_n = f(R_g)$ ET L'ESTIMATION PRATIQUE DE ET

L'intérêt de ce type de relation est évident. Les mesures de rayonnement net n'étant pas faites systématiquement au niveau du réseau agroclimatologique, une telle relation permet de le déterminer à partir de mesures plus simples et plus répandues. En effet, les mesures de rayonnement global commencent à se répandre un peu partout et notamment en Côte d'Ivoire. De toute façon, on peut toujours l'estimer à partir de la durée d'insolation qui, elle, est mesurée plus couramment.

#### Analyse des relations existantes

L'équation du bilan radiatif (7) définissant  $R_n$  permet d'écrire la relation linéaire

$$R_n = (1-a)R_g + G^*$$

Or nous avons mis en évidence au paragraphe précédent, entre  $G^*$  et  $(1-a)R_g$ , une relation qui peut être considérée comme linéaire en première approximation

$$G^* = -c(1-a)R_g + d$$

On obtient donc entre  $R_n$  et  $R_g$  une relation linéaire générale du type

$$R_n = kR_g + d$$

avec  $k = (1-a)(1-c)$ , où  $a$  représente l'albédo de la surface et  $c$  la pente de la droite de régression reliant  $G^*$  à  $(1-a)R_g$ . Comme  $G^*$  a peu de poids devant  $C^*$ , le fait que la corrélation entre ces deux grandeurs n'est pas excellente n'affaiblit que partiellement la corrélation entre  $R_n$  et  $R_g$  (Fig. 7).

C'est donc ce type relation  $R_n = kR_g + d$  que nous avons utilisé pour les diverses surfaces étudiées. Le Tableau II rassemble les résultats obtenus dans chaque cas, c'est-à-dire les valeurs des  $k$  et  $d$  et du coefficient de corrélation.

L'examen des coefficients permet de dégager les remarques suivantes. Dans tous les cas les coefficients de corrélation sont très élevés ( $r > 0.98$ ) ce qui, tout en corroborant l'analyse précédente, justifie l'utilisation de telles relations. Pour un couvert donné (riz pluvial irrigué, par exemple) la pente

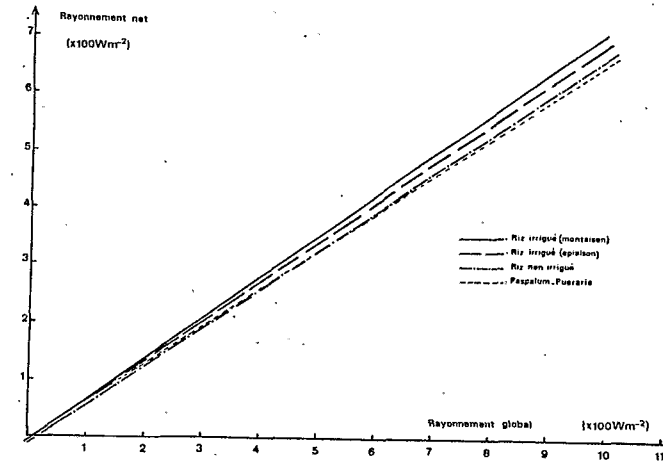


Fig. 7. Relation entre le rayonnement net et le rayonnement global pour les différents couverts étudiés.

Relationship between net radiation and solar radiation for short stands.

de la droite de régression varie peu en fonction du développement végétatif de la culture. Les droites de régression correspondant aux divers couverts étudiés sont très voisines les unes des autres; les différences de pente ne dépassant guère 7% et les ordonnées à l'origine étant toujours très voisines de zéro.

Ces résultats tendent donc à prouver que, malgré les différences de région, d'état et d'architecture des couverts, le rayonnement net est une fonction linéaire du rayonnement global quasi-identique pour les couverts étudiés, les facteurs propres aux surfaces (albédo, température radiative) n'intervenant que de façon secondaire. Les couverts considérés ont toutefois des caractéristiques communes (ils sont bas, couvrants et verts) qui restreignent quelque peu la généralité d'une telle affirmation.

En vue d'utiliser ce résultat pour l'estimation pratique de l'évapotranspiration standard  $ET_0$  en fonction du rayonnement global, nous avons calculé les coefficients de la régression  $R_n = kR_g + d$  à partir des données concernant des couverts bien développés et correctement alimentés en eau: *Paspalum* et *Pueraria* à Adiopodoumé, riz pluvial irrigué à Bouaké (montaison et fin d'épiaison), au total près de 700 valeurs instantanées. La relation obtenue est

$$R_n = 0.67 R_g + 5.36 \quad (8)$$

avec  $R_n$  et  $R_g$  en  $W m^{-2}$ . Le coefficient de corrélation est de 0.98. Sur un couvert de *Panicum* à Adiopodoumé, Monteny et Gosse (1976) avaient obtenu la relation

$$R_n = 0.71 R_g - 22 \quad r = 0.98$$

TABLEAU II

Relations  $R_n = kR_g + l$  obtenues sur les différents couverts étudiés.  $r$ : coefficient de corrélation;  $n$ : nombre de couples de valeurs

Surface	$k$	$l$	$r$	$n$
<i>Adiopodoumé</i>				
Sol nu sableux	0.64	4.2	0.98	150
<i>Paspalum</i> fauché	0.64	6.6	0.99	141
<i>Paspalum</i>	0.66	-5.7	1.0	155
<i>Pueraria</i>	0.66	-3.0	0.99	141
<i>Bouaké</i>				
Riz pluvial non irrigué	0.67	-10.8	0.99	163
Riz pluvial irrigué, montaison	0.71	-0.1	0.99	114
Riz pluvial irrigué, fin de montaison	0.71	-5.2	0.99	165
Riz pluvial irrigué, épiaison	0.69	-3.1	1.0	119
Semis de riz sur sol sablo-argileux	0.74	-4.8	0.99	110

### Estimation de l'évapotranspiration standard $ET_0$

Nous connaissons donc une relation générale, donnant pour un couvert bien couvrant et vert, le rayonnement net instantané en fonction du rayonnement global instantané.

On sait, d'autre part, que le flux de chaleur échangé par conduction à la surface du sol dépend étroitement du rayonnement net dont il est une fonction quasi-linéaire, pour un stade de développement du couvert et un état hydrique du sol déterminés. En particulier, à Adiopodoumé, nous avons pu vérifier que pour un gazon (*Paspalum*) ne souffrant pas de déficit hydrique on avait approximativement et en moyenne

$$\Phi_0 = -\alpha R_n \text{ avec } \alpha = 0.05$$

Il est évident que pour un couvert plus développé tel que *Pueraria* ou riz, le coefficient de proportionnalité  $\alpha$  doit être plus faible, toute autre condition restant égale par ailleurs.

Compte tenu de ces remarques, l'évapotranspiration  $ET_0$  définie par (5) peut s'exprimer simplement en fonction du rayonnement global

$$R_n + \Phi_0 = (1 - \alpha)R_n$$

et

$$ET_0 = [P'/(P' + \gamma)](1 - \alpha)(kR_g + d)$$

Dans cette formulation à caractère très général,  $\alpha$ ,  $k$  et  $d$  sont des coefficients empiriques qui peuvent varier suivant les régions climatiques,  $\gamma$  est la constante psychrométrique voisine de  $0.67 \text{ mbar } ^\circ\text{C}^{-1}$ , et  $P'$  représente la pente de la courbe de pression maximale de vapeur d'eau pour la température moyenne de l'air.

En intégrant sur toute la durée du jour  $H$ , c'est-à-dire sur la période pendant laquelle  $R_g$  est strictement positif, cette relation, qui lie des valeurs instantanées de  $R_g$  et  $ET_0$ , on obtient

$$\int_0^H ET_0 dt = [P'/(P' + \gamma)](1 - \alpha) \left( k \int_0^H R_g dt + dH \right)$$

en prenant pour valeur du coefficient  $P'/(P' + \gamma)$  celle calculée pour la température moyenne de l'air (moyenne journalière). Les deux intégrales représentent respectivement l'évapotranspiration standard journalière (évapotranspiration nulle la nuit) et le rayonnement global journalier. Donc, en valeurs journalières, on peut écrire la relation

$$ET_0 = [P'/(P' + \gamma)](1 - \alpha)kR_g$$

le terme  $dH$ , voisin de  $20 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ , étant négligeable en première approximation devant  $kR_g$ . Ecrite avec les coefficients empiriques obtenus ( $k = 0.67$  et  $\alpha = 0.05$ ), cette relation devient

$$ET_0 = 0.64[P'/(P' + \gamma)]R_g \quad (9)$$

et  $ET_0$  exprimée en  $\text{mm j}^{-1}$  s'écrit en fonction de  $R_g$  exprimé en  $\text{kJ cm}^{-2} \text{j}^{-1}$

$$ET_0 = 2.5[P'/(P' + \gamma)]R_g \quad (10)$$

Si l'on considère une température moyenne de  $26^\circ\text{C}$ , la relation (9) devient

$$ET_0 = 0.47 R_g$$

Cette valeur est à rapprocher de l'évapotranspiration potentielle limite  $ETP_0$  qui relie, dans la formule de Bouchet (1964), l'ETR d'une région à l'ETP mesurée localement

$$ETR + ETP = 2 ETP_0$$

Des études plus récentes (Bouchet et Perrier, 1973) tendraient à prouver, en effet, que  $ETP_0$  serait égal à  $ET_0$ .

Cette formule (10) très simple permet donc d'estimer l'évapotranspiration standard en Côte d'Ivoire, à partir de deux paramètres climatiques facilement disponibles: le rayonnement global journalier reçu au sol et la température moyenne de l'air. Nous donnons à ce propos, dans la Fig. 8, les valeurs du rapport  $P'/(P' + \gamma)$  en fonction de la température.

#### CONCLUSION

Nous proposons donc une formule, valable pour la Côte d'Ivoire, permettant d'estimer pratiquement ce qui est maintenant considéré comme le terme de référence en matière d'évapotranspiration. Ceci est rendu possible grâce à l'excellente corrélation, existant au niveau des principaux couverts végétaux, entre le rayonnement net et le rayonnement global, ce dernier apparaissant comme le facteur de variation essentiel du bilan radiatif.

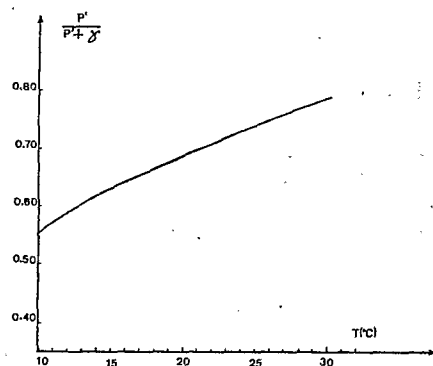


Fig. 8. Evolution du rapport  $P'/(P' + \gamma)$  en fonction de la température.  
Evolution of  $P'/(P' + \gamma)$  as a function of temperature.

Il est important de rappeler que ce terme  $ET_0$  ne représente: ni ce qu'on a l'habitude d'appeler l'évapotranspiration potentielle climatique, sauf si l'on introduit avec Priestley et Taylor (1972) le coefficient 1.3:  $ETP_C = 1.3 ET_0$ ; ni l'ETM d'un quelconque couvert, sauf en Basse Côte d'Ivoire où ce terme représente bien l'évapotranspiration maximale d'un gazon (cf. Fig. 1).

C'est d'abord un terme de référence qui doit remplacer progressivement les références utilisées jusqu'à présent dans les études d'irrigation (bacs d'évaporation entre autre). Les bases théoriques sur lesquelles il repose, et les facilités qu'il y a à l'estimer, compte tenu des nombreux points de mesure du rayonnement global, l'imposent en tant que tel.

#### REFERENCES

- Bouchet, R., 1964. Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. In: L'Eau et la Production Végétale. INRA, pp. 174-180.
- Bouchet, R. et Perrier, A., 1973. Bilan d'énergie et évapotranspiration à différentes échelles. Communication au Congrès: Le soleil au service de l'homme. UNESCO, Paris, 29 pp.
- Davies, J.A. et Buttior, P.H., 1969. Reflection coefficients, heating coefficients and net radiation at Simcoe, South Ontario. Agric. Meteorol., 6: 373-386.
- Gates, D.M., 1971. Physical and physiological properties of plants. In: Remote Sensing. Natl. Acad. Sci. U.S.A., pp. 224-252.
- Gay, L.W., 1971. The regression of net radiation upon solar radiation. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., Ser. B, 19: 1-14.
- Kalma, J.D. et Badhma, R., 1972. The radiation balance of a tropical pasture. Agric. Meteorol., 10: 251-275.
- Lhomme, J.P. et Monteny, B.A., 1980. Etude de l'évapotranspiration réelle instantanée de deux couverts végétaux en zone intertropicale humide. A paraître Arch. für Meteorologie Geophys. Bioklimatol., Ser. B.
- Monteny, B.A. et Gosse, G., 1976. Analyse et estimation du rayonnement net d'une culture de *Panicum maximum* en zone tropicale humide. Oecol. Plant., 11: 173-191.
- Perrier, A., 1977. Projet de définitions concernant l'évapotranspiration en fonction de considérations théoriques et pratiques. Météorologie, 11: 7-16.
- Perrier, A. et McIlroy, I.C., 1977. Résolutions proposées au conseil exécutif de la CIID à la suite de la table ronde de Budapest sur l'évapotranspiration (Mai 1977) et concernant le thème no. 1: Terminologie. Météorologie, 11: 101-102.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. Mon. Weather Rev., 100: 81-92.
- Robinson, N., 1966. Solar Radiation. Elsevier, Amsterdam.
- Stanhill, G., Hofstede, G.J. et Kalma, J.D., 1966. Radiation balance of natural and agricultural vegetation. Q. J. R. Meteorol. Soc., 92: 128-140.
- Stanhill, G., Cox, J.T. et Moreshet, S., 1968. The effects of crop and climatic factors on the radiation balance of an irrigated maize crop. J. Appl. Ecol., 5: 707-720.
- Uchijima, Z., 1976. Radiation characteristics of maize and rice crop fields. In: J.L. Monteith (Editor), Vegetation and the Atmosphere, Vol. 2. Academic Press, New York, NY, pp. 33-64.