

TROUBLE ATMOSPHERIQUE ET RAYONNEMENT SOLAIRE EN BASSE COTE D'IVOIRE*

B. MONTENY et G. GOSSE

Centre ORSTOM d'Adiopodoumé BP V 51, Abidjan (Côte d'Ivoire)
Station Centrale de Bioclimatologie, Centre National de Recherches Agronomiques, INRA
78000 Versailles (France)

(Recu le 10 avril, 1977; accepté le 8 août, 1977)

ABSTRACT

Monteny, B. and Gosse, G., 1978. Trouble atmosphérique et rayonnement solaire en basse Côte d'Ivoire. (Atmospheric turbidity and solar radiation in Ivory Coast.) Agric. Meteorol., 19: 121-136.

This paper introduces a study of the attenuation of the direct solar radiation in Ivory Coast. This attenuation is characterised by the turbidity coefficient β . There are two kinds of variation of β : firstly a daily one in relation with the position of the sun in the sky; secondly a seasonal one in relation with the kind of air mass (oceanic or continental). In the last part, a method is presented for estimation of the direct photosynthetic active radiation which is an important parameter in the analysis of the photosynthesis.

RESUME

De nombreuses mesures du rayonnement solaire direct en ont permis une analyse spectrale. Cette analyse, essentiellement basée sur la détermination du coefficient de trouble, a mis en évidence deux types de variations: une variation journalière, essentiellement liée par ciel clair à la hauteur du soleil; une variation saisonnière, corrélée à la nature des aérosols contenus dans la masse d'air présente au-dessus du site de mesure. Dans une dernière partie, nous présentons une méthode d'estimation du rayonnement solaire direct visible en zone équatoriale, ce rayonnement solaire direct visible étant un facteur important pour la compréhension des phénomènes de photosynthèse à l'échelle de la culture.

INTRODUCTION

L'énergie solaire, après passage dans l'atmosphère terrestre atteint le sol sous forme de deux rayonnements: direct et diffus. La couche d'air atmosphérique, outre les molécules qui la composent, peut contenir des particules solides et liquides en suspension. L'effet de cette présence sur la transmission du rayonnement solaire direct peut être importante, notamment en augmentant

*Avec la collaboration technique de R. K. Yapi.

= 6 AVR. 1979
O. R. S. T. O. M.
Collection de Référence
n° 8575BBV

l'énergie diffuse. Ce manque de transparence de l'atmosphère pour l'énergie solaire et en particulier dans la bande spectrale du visible, se définit par le coefficient de trouble atmosphérique β .

Les valeurs du rayonnement global mesurées depuis plusieurs années en basse Côte d'Ivoire ne représentent que 0,44 de la fraction extraterrestre. Si l'ennuage est un facteur important de l'extinction du rayonnement solaire durant une période de l'année, le trouble atmosphérique en est un autre. La réduction de l'énergie du rayonnement solaire direct dépendra, dans ce cas, de la présence des aérosols comme les microgouttelettes d'eau et les poussières dont la concentration et la nature ont pu être déterminées (Prospero et Carlson, 1972; Crozat et al., 1973; Bertrand et al., 1974).

Le présent travail rend compte de l'importance de l'atténuation du rayonnement solaire direct en zone équatoriale durant la grande saison sèche et de l'effet du trouble atmosphérique sur la fraction visible de ce rayonnement. Une méthode pour son estimation y est également présentée.

RAPPELS THEORIQUES ET METHODOLOGIE

Effet de l'atmosphère sur le rayonnement solaire direct

La relation de base donnant l'atténuation du rayonnement solaire direct monochromatique par l'atmosphère est fournie par la loi de Beer:

$$I_\lambda = \frac{d^2}{d_0^2} I_{0\lambda} \exp(-k_{a\lambda}x - (k_{R\lambda} + k_{M\lambda})m - k_{w\lambda}w) \quad (1)$$

avec I_λ = densité de flux énergétique du rayonnement solaire direct sur une surface perpendiculaire, pour une longueur d'onde; $I_{0\lambda}$ = densité de flux énergétique hors atmosphère du même rayonnement sur une surface perpendiculaire; d/d_0 = facteur correctif, fonction de la distance terre-soleil au moment de la mesure rapportée à une distance moyenne d_0 correspondant à $I_{0\lambda}$; $k_{a\lambda}$ = coefficient d'absorption de l'énergie par les molécules d'oxygène et d'ozone pour la longueur d'onde λ ; $k_{R\lambda}$ = coefficient de diffusion de Rayleigh du rayonnement direct par les molécules présentes dans l'atmosphère; $k_{M\lambda}$ = coefficient d'extinction du rayonnement direct par les aérosols; $k_{w\lambda}$ = coefficient d'absorption de l'énergie par la vapeur d'eau pour la longueur d'onde λ ; x = épaisseur réduite d'oxygène et d'ozone; m = masse atmosphérique; w = quantité d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère.

Les valeurs de $I_{0\lambda}$, $k_{a\lambda}$, $k_{R\lambda}$ et de $k_{w\lambda}$ seront les suivantes:

La distribution spectrale de l'énergie solaire hors atmosphère est donnée par les travaux de Thekaekara (1973), son intégration, appelée constante solaire, est égale à 1353 Wm^{-2} . Le coefficient d'absorption de l'ozone $k_{a\lambda}$ et le coefficient de diffusion moléculaire $k_{R\lambda}$ proviennent respectivement des tableaux 142 et 144 de List (1968). L'épaisseur x de la couche d'ozone en région équatoriale est évaluée à 0,22 cm (Robinson, 1966). Notre étude ne traitant que des longueurs d'onde inférieures à 630 nm, l'influence de la vapeur d'eau sera négligée dans la suite de l'exposé.

Dès lors, l'étude de l'influence des aérosols, c'est-à-dire de $k_{M\lambda}$, peut être menée en se basant sur des mesures de rayonnement dans une certaine largeur de la bande spectrale. Le coefficient correspondant intègre l'effet de l'ensemble des aérosols, sans distinction entre ceux de type liquide comme les microgouttelettes d'eau et ceux de type solide comme les poussières.

Le traitement mathématique des résultats concernant l'ensemble du spectre du rayonnement solaire direct intégré entre 380 et 630 nm peut se ramener à l'étude d'un rayonnement monochromatique à condition de le choisir judicieusement (Angström, 1962; Joseph et Manes, 1971; Unsworth et Monteith, 1972). La longueur d'onde monochromatique retenue correspond pratiquement au centre de gravité de l'intégrale de ce spectre soit 475 nm.

L'éq.1 peut également s'écrire en valeur numérique approchée sous sa forme intégrée:

$$I = \frac{d^2}{d_0^2} \cdot I_0 \cdot \exp -[k_a \cdot x + (k_R + k_M)m] \quad (2)$$

Où:

$$I_0 = \int_{380}^{630} I_{0\lambda} \cdot d\lambda$$

est la fraction d'énergie reçue hors de l'atmosphère.

Les valeurs du coefficient k_M permettent entr'autre de connaître la quantité d'énergie visible reçue au sol et sa répartition sous forme directe et diffuse dont l'importance est primordiale pour les réactions photosynthétiques des couverts végétaux.

Calcul du coefficient de trouble d'Angström β

La relation empirique d'Angström (1962) semblable à la loi d'atténuation de Rayleigh, explicite le coefficient de diffusion pour les aérosols k_M en permettant de distinguer l'effet de la concentration des aérosols de l'effet de leur diamètre sur le rayonnement solaire direct. En effet, le coefficient de diffusion pour une longueur d'onde donnée s'écrit:

$$k_{M\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha}$$

où β est le coefficient de trouble d'Angström lié au nombre de particules par unité de volume et α l'exposant de la longueur d'onde, compris entre 0 et 4 suivant la distribution fréquentielle des rayons des particules diffusantes. Si la taille des particules interceptrices est grande, elles participeront peu au phénomène de diffusion; k_M ne variera que faiblement en fonction des différentes longueurs d'onde c'est-à-dire qu' α sera petit; par contre, plus le diamètre des particules est petit, plus on se rapproche de la diffusion moléculaire décrite par Rayleigh et le coefficient k_M sera très dépendant de la longueur d'onde.

En pratique, le coefficient de trouble β est généralement déterminé en formulant l'hypothèse que la valeur de α est constante et égale à 1,3. Cette approximation est valable en région tempérée et la valeur de 1,3 a été retenue pour les conditions atmosphériques moyennes à Potsdam et à Davos par Angström (1962). Elle est utilisée pour la détermination, à partir de graphiques ou de tables, du coefficient de trouble β (Perrin de Brichambaut et Lamboley, 1963; Robinson, 1966).

Toutefois, sachant que l'exposant α varie, et sa variation n'est pas négligeable en milieu équatorial, nous avons utilisé la méthode de détermination de la "vraie valeur" de l'exposant α_0 et du coefficient de trouble β_0 , proposée par Herovanu (1959) reprise par Angström (1964) et Lal et Rathor (1971).

Elle est basée sur la détermination expérimentale de deux coefficients d'atténuation $k_M \lambda_1$ et $k_M \lambda_2$, en considérant les deux bandes spectrales 380–525 nm et 525–630 nm comme des radiations monochromatiques, d'une longueur d'onde moyenne de 450 nm (1) et 575 nm (2) respectivement, indépendantes l'une de l'autre, auxquelles correspondent les coefficients de trouble β_1 et β_2 déterminés par l'éq.3, ce qui donne:

$$k_M \lambda_1 = \beta_0 \lambda_1^{-\alpha_0} \text{ et } k_M \lambda_2 = \beta_0 \lambda_2^{-\alpha_0} \quad (3)$$

$$\text{d'où l'on tire: } \alpha_0 = \frac{\ln \left(\frac{k_M \lambda_1}{k_M \lambda_2} \right)}{\ln \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)} \quad (4)$$

Ayant déterminé α_0 , il est possible de calculer β_0 .

Localisation et appareillage de mesures

Les mesures de rayonnement ont été effectuées au Centre ORSTOM d'Adiopodoumé, à 20 km à l'ouest d'Abidjan situé en bordure du Golfe de Guinée. Le front intertropical (FIT) différencie les masses d'air sec d'origine continentale (harmattan) de celles provenant de la mer. Les déplacements de ce front conditionnent les saisons conférant à la Basse Côte d'Ivoire un climat tropical humide à deux saisons de pluies (mai à juillet et octobre à mi-décembre) (Eldin, 1971). Durant la grande saison sèche de décembre à avril, la basse côte se situe parfois au nord du FIT dans la masse d'air à harmattan. La campagne de mesures a été menée au cours de la période allant de décembre 1974 à mars 1976.

L'ensemble des instruments solarimétriques a été mis en place tôt le matin de la journée de mesures et comprend les appareils suivants: (a) pour le rayonnement global G , une thermopile solarimétrique Kipp et Zonen, le rayonnement diffus étant obtenu par différence avec le rayonnement solaire direct; (b) pour le rayonnement solaire direct I , un pyréliomètre du type Linke-Feussner, muni de plusieurs filtres dont le RG2 et le OG1 nécessaires

à la mesure des rayonnements solaires directs dans les bandes spectrales de 630 à 5000 nm et 525 à 5000 nm.

Les mesures de rayonnement solaire visible ont été effectuées à l'aide d'une thermopile Eppley munie d'un filtre RG8; la fraction diffuse de ce rayonnement est mesurée après occultation de l'élément sensible par un disque de 0,08 m de diamètre à une distance de 0,80 m.

Au début et à la fin de la campagne de mesures, les coefficients d'étalonnage des thermopiles ont été vérifiés par rapport au pyréliomètre réétalonné lui-même en septembre 1974.

Les journées sélectionnées pour les mesures présentaient un ciel en grande partie dégagé. En effet, l'inconstance de l'ennuage introduit trop de fluctuations et de phénomènes annexes dont les interférences empêchent d'analyser correctement les résultats.

RESULTATS ET DISCUSSION

Le climat lumineux de la Côte d'Ivoire est conditionné par le passage du front intertropical humide (FIT). Nous allons caractériser schématiquement les grands types de temps (saison sèche et saison des pluies) et leurs conséquences sur la transparence de l'atmosphère et le rayonnement solaire.

(1) La transmission atmosphérique, concernant le rayonnement global, $T = G/I_0$ est une caractéristique radiative du climat. La Fig.1 représente l'évolution, au cours de la période de mesures considérée, des transmissions

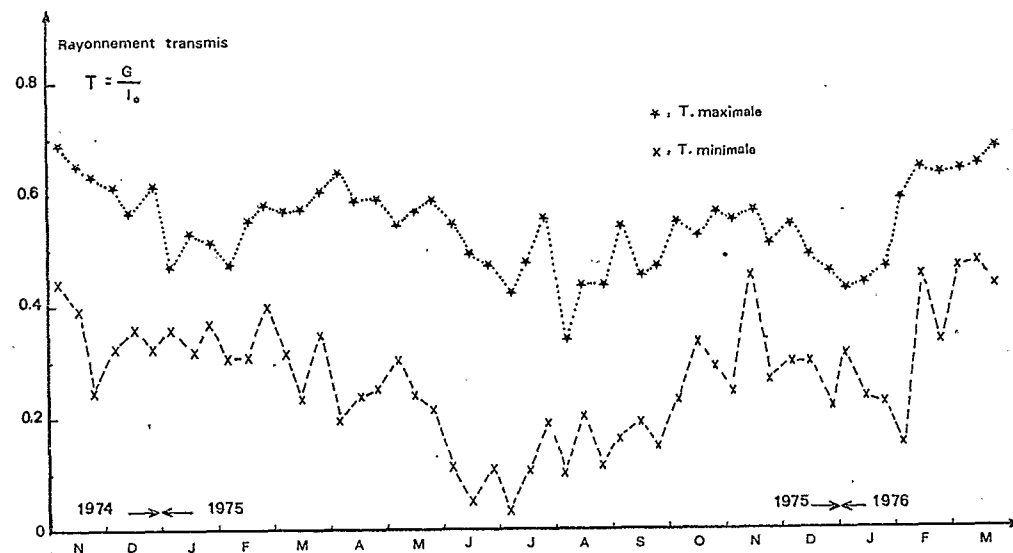


Fig.1. Variation de la transmission atmosphérique (valeurs décadaires maximales et minimales) au cours de la période de mesure.

Fig.1. Variation of atmospheric transmission (minimal and maximal values for periods of ten days) during the period of measurement.

atmosphériques maximales et minimales suivant le schéma proposé par Monteith (1972) et utilisé par ailleurs (Eldin et al., 1976).

Ce mode de représentation permettrait de distinguer le rôle respectif des nuages et des aérosols sur l'extinction de l'énergie solaire en basse Côte d'Ivoire. En effet, la transmission maximale, correspondant à la valeur journalière la plus élevée du rayonnement global mesurée durant la décade, caractérise l'effet de l'atténuation due principalement à la présence des aérosols, en l'absence de nuages. Les plus fortes valeurs de la transmission, observées en novembre 74 et 75, mars 75 et 76, sont mesurées après des périodes d'orages importants qui lessivent l'atmosphère des poussières et autres aérosols qu'elle contient. La réduction relative de la transmission maximale observée en janvier 75 et 76 provient essentiellement d'un apport de poussières sahariennes en suspension dans les masses d'air venant du nord (harmattan).

Quant à la transmission minimale, correspondant à la plus faible valeur journalière du rayonnement global décadaire, elle traduit l'importance de l'ennuage qui peut être considérable, plus particulièrement au cours de la saison des pluies et de la petite saison sèche (mi-mai à septembre).

Cet ennuagement est presque continu durant cette période de l'année. La réduction de la quantité d'énergie par la masse nuageuse peut largement représenter plus de 50% du rayonnement global maximum.

L'augmentation de la concentration des aérosols, outre qu'elle entraîne une diminution de la transmission de l'énergie, fait également varier la répartition du rayonnement global entre ses formes directe et diffuse. Un travail antérieur (Monteny et al., 1974) a montré les fluctuations spectrales de l'énergie solaire directe en fonction des conditions de transparence de l'atmosphère.

Le coefficient de diffusion k_M est un indicateur de l'importance de la réduction de l'énergie solaire par les aérosols. La Fig.2 représente les fluctuations de ce coefficient au cours d'une journée pour trois types de temps:

10.04.75: lendemain d'un orage de 33 mm qui a lessivé l'ensemble de l'atmosphère des aérosols qu'elle contenait;

27.12.74: journée présentant les caractéristiques les plus fréquemment rencontrées: ciel relativement chargé en aérosols;

30.12.74: journée correspondant à la présence d'une masse d'air continental chargé de particules solides (harmattan).

(2) L'analyse des composantes du coefficient de diffusion α_0 et β_0 précise mieux l'effet des aérosols sur une bande spectrale suivant leur concentration et leur diamètre (Fig.3 et 4). Considérons les deux périodes précédemment définies.

En saison sèche avec harmattan (Fig.3a). La venue des masses d'air sec, d'origine continentale, chargées de particules solides sahariennes provoque une atténuation importante du rayonnement direct: l'exposant de la longueur d'onde α_0 passe de 2,0 (27.12.74) à 0,2 (30.12.74), le coefficient de trouble

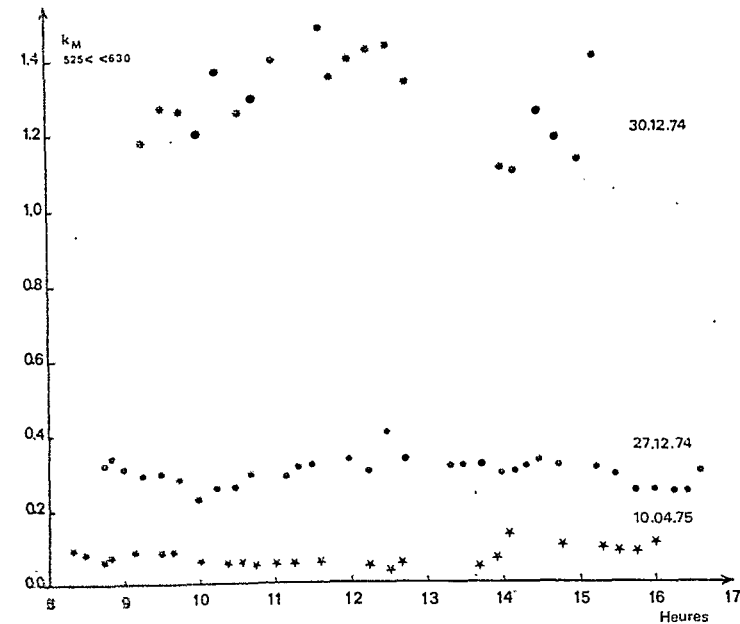


Fig.2. Evolution du coefficient de diffusion de Mie (k_M) au cours de la journée pour trois types de temps.

Fig.2. Daily evolution of the Mie diffusion coefficient k_M for three kinds of weather.

d'Angström β_0 augmente de 0,1 à 1,0.

Suivant le balancement du front intertropical, cette couche d'air sec d'une épaisseur de 1000 à 2500 m et située entre 0 et 3000 m d'altitude, peut se trouver au-dessus du site expérimental (30.12.74 et 17.01.75) ou se retirer plus vers le nord tout en laissant des traces dans l'atmosphère (7.01.75 et 22.01.75). Le va et vient entre les deux masses d'air introduit une grande hétérogénéité, entraînant des fluctuations du coefficient d'atténuation k_M , donc de α_0 et β_0 .

En période précédant la saison des pluies (Fig.3b). Les masses d'air, d'origine océanique sont chargées d'aérosols marins où NaCl prédomine (Barlet, 1974). Leur concentration peut varier de 10 à 50 $\mu\text{g m}^{-3}$ au-dessus du site de mesures. Les conditions de stabilité atmosphérique au mois d'avril, après la pluie de 33 mm le 8.04.75, ont permis de suivre l'évolution de l'exposant α_0 de la longueur d'onde.

Sa diminution au cours du temps (Fig.3b) rend bien compte de l'accroissement du diamètre des aérosols marins qui, de nature hygroscopique, augmentent de volume pour des taux d'humidité atmosphérique supérieurs à 80% (Hanel, 1972). Le phénomène a également été constaté au sud des Etats Unis (Flowers et al., 1969). Pendant le même temps, le coefficient β_0 augmente, traduisant ainsi un enrichissement de l'atmosphère en particules.

Certains paramètres climatiques, ainsi que les caractéristiques des masses

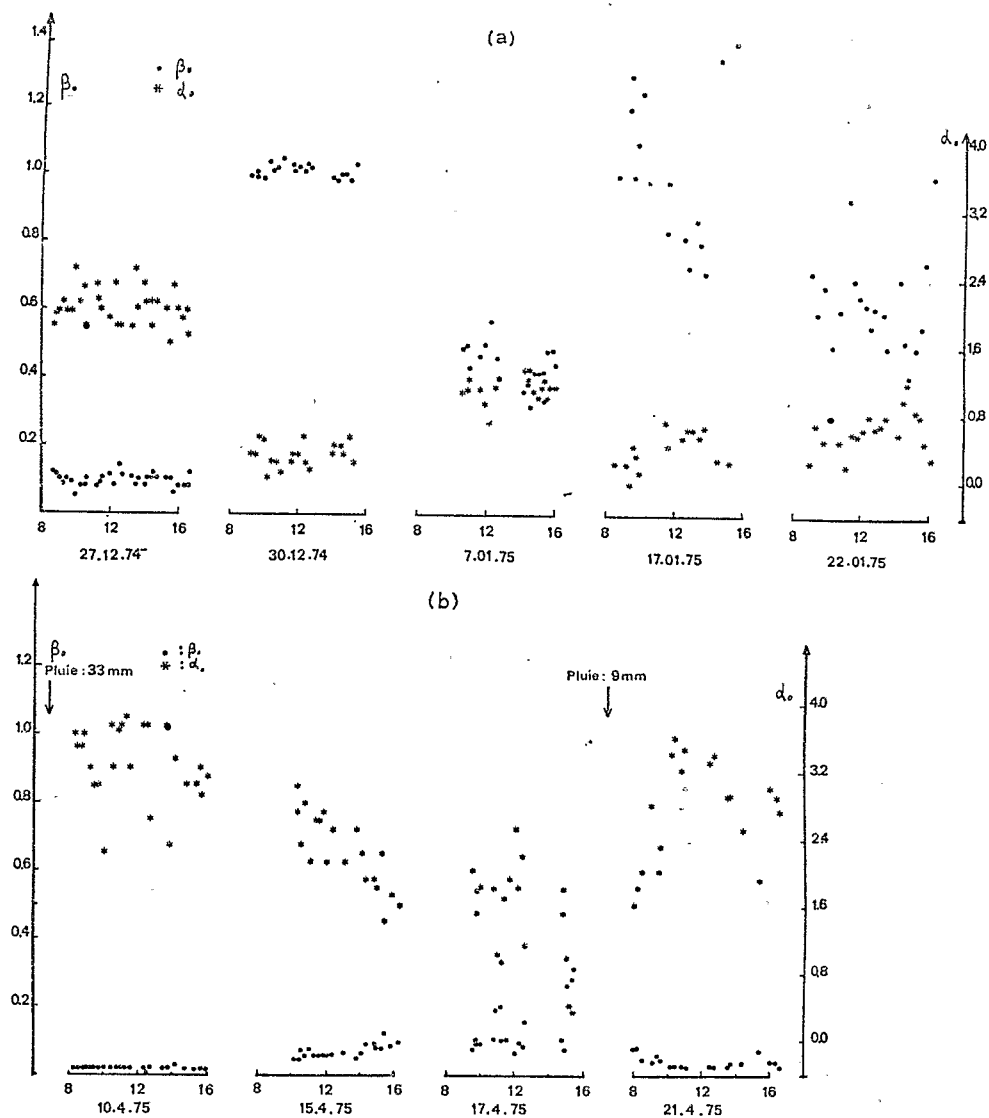


Fig.3.a. Evolution de β_0 et α_0 durant une période à brume sèche caractérisée. b. Evolution de β_0 et α_0 durant une période de transition précédant la saison des pluies.

Fig.3.a. Evolution of β_0 and α_0 during a period of harmattan. b. Evolution of β_0 and α_0 during a period of transition before the rainy season.

d'air traversées par les rayons solaires, seront déterminantes pour l'atténuation. L'histogramme (Fig.4) représente la distribution fréquentielle de l'exposant α_0 et du coefficient de trouble β_0 des journées à ciel dégagé, considérées comme assez représentatives des conditions type en basse Côte d'Ivoire, abstraction faite des passages nuageux.

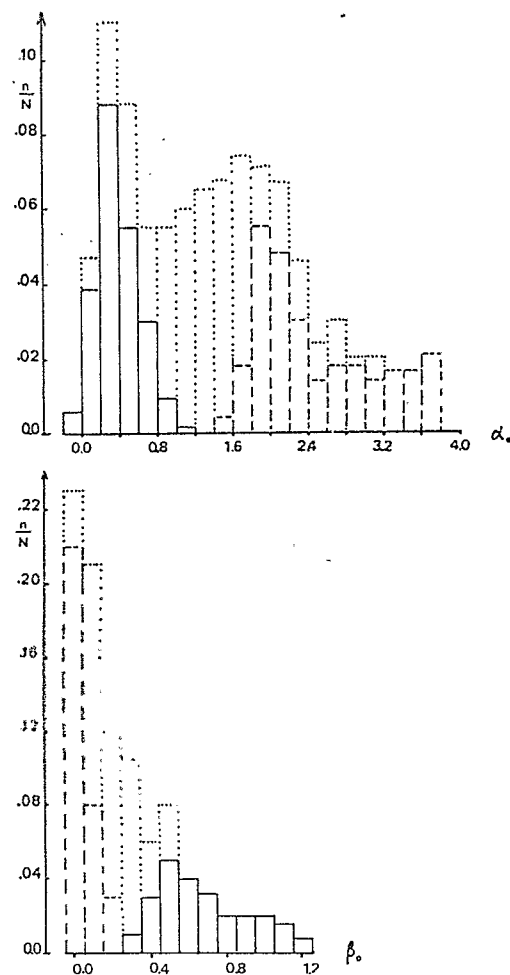


Fig.4. Distribution fréquentielle des coefficients α_0 et β_0 pour l'ensemble des résultats (pointillé), pour la période de transition (tirait) et pour la période de brume sèche (ligne continue).

Fig.4. Frequency distribution of α_0 and β_0 for the whole lot of data (dotted line), for the period of transition (dashed line) and for the period of harmattan (continuous line).

Pour α_0 on distingue deux pics importants, l'un centré autour de 0,2 et le second autour de 1,6. Les faibles valeurs de l'exposant α_0 caractérisent la dominance des grosses particules dans l'atmosphère (diamètre: 10^3 à 10^4 nm). Leur effet de diffusion est indépendant de la longueur d'onde de la lumière. Ceci se produit en période de brumes sèches (présence d'harmattan) caractérisée par un ciel jaunâtre et une faible visibilité. Le second pic centré autour de 1,6 est une valeur moyenne pour les conditions atmosphériques générales de beau temps sans harmattan avec un ciel bleu, légèrement

blanchâtre, et une bonne visibilité. Les valeurs élevées de l'exposant sont caractéristiques de journées précédées de pluies importantes qui rendent les masses d'air plus transparentes.

Quant au coefficient de trouble β_0 , il dépend davantage des masses d'air traversées: sa valeur varie de 0,40 à 1,10 en période de brume sèche, de 0,15 à 0,40 en saison sèche et de 0,05 à 0,20 durant la période de transition.

Un travail antérieur a mis en évidence l'importance des aérosols à grosses particules présents dans l'atmosphère en tant que source de rayonnement atmosphérique dans le bilan de grande longueur d'onde d'un couvert de *Panicum maximum* (Monteny et al., 1976). Les valeurs du coefficient d'atténuation k_M du direct ne permettent pas de chiffrer la fraction d'énergie absorbée par ces aérosols (Roach, 1961; Robinson, 1962).

Des études annexes (G. Crozat, communication personnelle 1976) nous ont permis d'obtenir des valeurs moyennes sur trois jours de la concentration massique des aérosols captés sur filtre à 8 m au-dessus du niveau du sol. La Fig. 5 montre l'existence de la dépendance entre le facteur de trouble atmosphérique et les concentrations en aérosols.

L'augmentation progressive du coefficient β_0 avec la concentration massique en aérosols n'appelle pas de remarques, par contre la variation de α_0 en fonction de la concentration est beaucoup plus intéressante en effet, il est possible d'y distinguer deux zones dépendant de la nature de la masse d'air: (a) aux faibles concentrations, une zone caractérisée par une décroissance rapide du coefficient α_0 . Cette décroissance peut être attribuée à la variation du diamètre des aérosols hygroscopiques dans une masse d'air humide. (b) aux fortes concentrations ($> 120 \mu\text{g m}^{-3}$), le coefficient α_0 est pratiquement constant. Cette quasi constance est due aux poussières de sable (harmattan) de forts diamètres, les fortes différences de concentration résultent d'une épaisseur plus ou moins grande du nuage de poussière.

Jusqu'à présent, nous avons analysé les diverses sources d'atténuation du rayonnement solaire direct maintenant nous allons replacer cette composante du rayonnement solaire dans le rayonnement global reçu au sol et pour cela nous allons étudier les variations du rapport diffus/global.

(3) Conséquences sur le rayonnement diffus de l'atténuation du direct. L'atténuation de l'énergie solaire directe du fait de la présence des aérosols dans les masses d'air est partiellement compensée par une augmentation du rayonnement diffus. En effet, il est possible d'associer à l'affaiblissement du direct une variation corrélative du diffus, cette variation comme le montre la Fig. 6 dépend de la nature et du nombre des agents diffusants:

(a) pour une masse d'air océanique (courbe a) il existe une forte variation de α_0 due à l'hygroscopicité des aérosols, cette variation provoque une décroissance du rapport D/G passant de 0,8 à 0,2, en plus de cette décroissance purement énergétique il faut signaler une modification spectrale du rayonnement car on passe d'une diffusion pratiquement blanche ($\alpha_0 = 0,2$) à une diffusion sélective en longueur d'onde du type Rayleigh ($\alpha_0 = 3,6$)

(b) pour un temps d'harmattan (courbe b) la variation de α_0 est plus

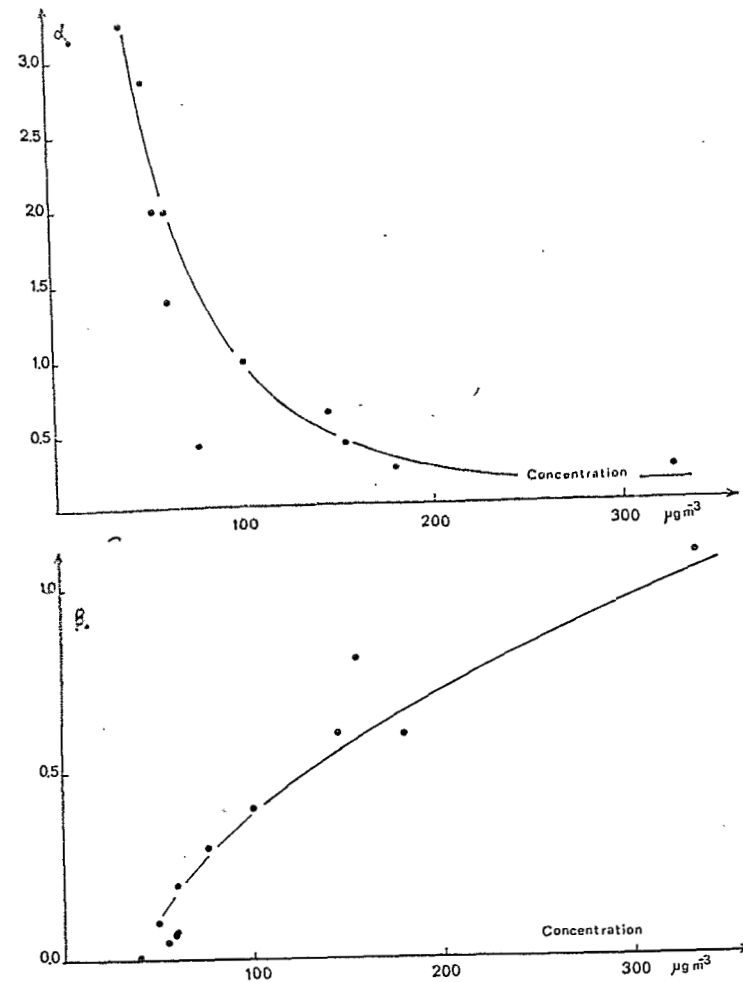


Fig. 5. Relation entre les coefficients α_0 et β_0 et la concentration en aérosol correspondant aux journées de mesures.

Fig. 5. Relation between the coefficients α_0 , β_0 and the aerosol concentration.

restreinte ($0,2 < \alpha_0 < 1,0$), à cette variation est associée une décroissance de D/G plus rapide que pour une masse d'air océanique. Cette différence est due à une différence dans la concentration massique des aérosols pour les deux types de temps (β harmattan $> \beta$ air océanique). Dans le cas d'harmattan, nous avons au point de vue spectral une diffusion "blanche" très peu sélective en longueur d'onde.

On constate donc que pour un même rapport D/G , la proportion d'énergie diffuse dans la partie spectrale du visible peut être différente en fonction du type d'aérosols présents.

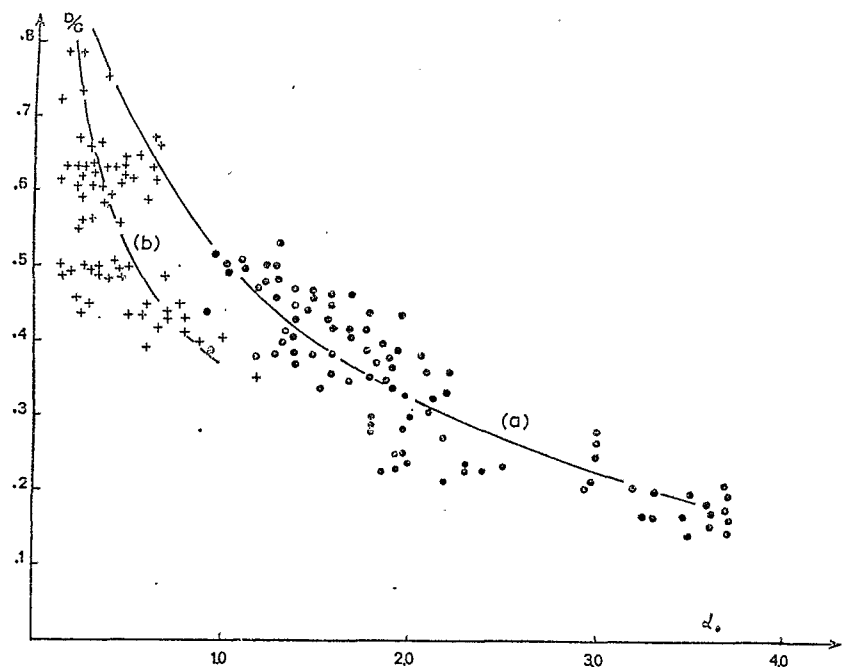


Fig.6. Relation entre le rapport du rayonnement diffus au global (D/G) et le coefficient α_0 correspondant.

Fig.6. Relation between the ratio D/G (diffuse radiation/global radiation) and the coefficient α_0 .

ESTIMATION DE LA FRACTION D'ENERGIE SOLAIRE DIRECTE VISIBLE

Plusieurs auteurs ont présenté des modèles de calcul mettant en évidence l'effet des aérosols atmosphériques sur l'atténuation du rayonnement solaire direct visible (Hanel, 1972; Unsworth et Monteith, 1972; Unsworth et McCartney, 1973) à partir des considérations théoriques applicables pour des conditions climatiques de régions tempérées.

Les fluctuations relativement importantes de la masse d'aérosols dans la couche d'air durant nos expériences font que l'estimation de la fraction d'énergie solaire directe visible au sol se révèle assez aléatoire. Toutefois, dans le cas où la masse d'air est d'origine océanique (90% des cas), on pourrait obtenir une bonne approximation de la valeur de cette fraction d'énergie à partir des mesures des rayonnements global et diffus, données mesurées par certaines stations climatiques en Afrique.

Le rapport des valeurs instantanées des rayonnements global et diffus mesurées au moment où le soleil passe à son zénith est quasiment constant ainsi que le coefficient d'atténuation des aérosols k_M correspondant. En effet, en se reportant à la Fig.2, on remarque que pour deux journées, les

fluctuations de k_M sont très faibles et que la valeur moyenne retenue à midi est bien représentative de la journée. Dans le cas où les fluctuations de k_M sont plus importantes — journées fortement chargées en poussières — l'impact de la variation de k_M sur le calcul de la quantité du rayonnement solaire direct reste négligeable du fait de la forte valeur moyenne de k_M . Ainsi, nous avons établi une relation entre le rapport D/G pour m compris entre 1,00 et 1,15 et le coefficient d'atténuation des aérosols k_M pour les longueurs d'onde de 300 à 700 nm (Fig.7).

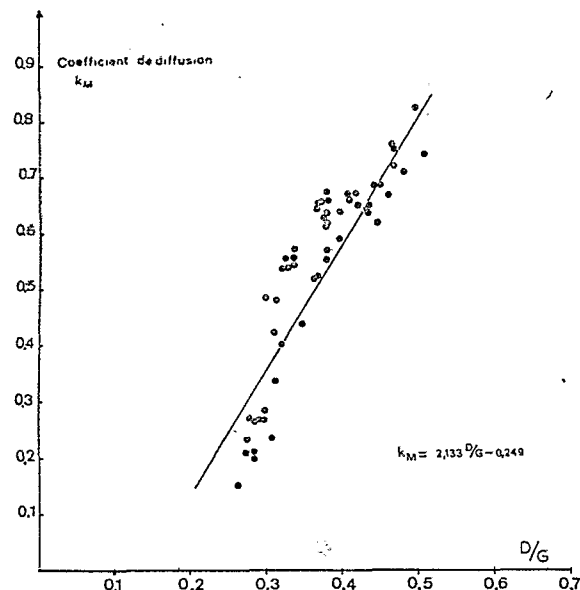


Fig.7. Relation entre le coefficient de diffusion (k_M) et la fraction d'énergie diffuse du global (D/G).

Fig.7. Relation between the diffusion coefficient k_M and the ratio D/G .

Elle correspond à

$$k_M = 2,13 D/G - 0,259 \quad n = 56$$

$$\sigma = 0,086$$

$$r = 0,859$$

L'introduction de ce coefficient k_M dans la loi de Beer permet alors de déterminer la fraction du rayonnement solaire direct visible (300 à 700 nm) au sol. La vérification de ce mode de calcul a été faite pour des valeurs instantanées au cours des journées du 27.12.74; 17.01.10.03 10.04.75 et 7.01.06 pour lesquelles le rapport D/G variait entre 0,25 et 0,55. La relation linéaire obtenue (Fig.8) souligne la bonne homogénéité des résultats et justifie le procédé de calcul dans les conditions décrites.

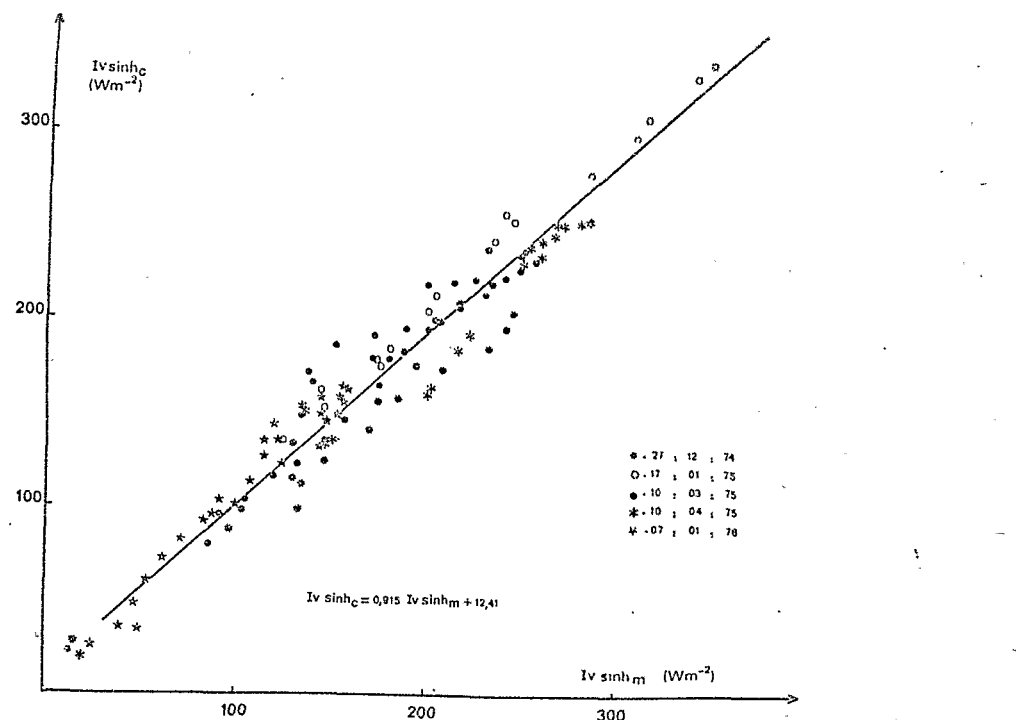


Fig. 8. Rayonnement solaire direct visible: comparaison entre les valeurs calculées par l'équation 5 et celles mesurées pour 5 journées différentes.

Fig. 8. Visible direct radiation: comparison between the calculated values (eq. 5) and the measured values for 5 different days.

CONCLUSION

Le rôle prédominant joué par certains facteurs climatiques (pluies . . .) et les mouvements des masses atmosphériques de grande échelle sera prédominant pour la transmissivité du rayonnement solaire direct. En basse Côte d'Ivoire, l'atténuation de la fraction visible du rayonnement solaire direct dépend essentiellement de la charge en aérosols des masses d'air.

(a) Si elles sont d'origine océanique, le coefficient d'atténuation k_M fluctue généralement entre 0,2 et 0,6. Certaines pluies abondantes, en lessivant l'atmosphère, réduisent ce coefficient à des valeurs inférieures, qui, avec le temps, augmentent progressivement suite à l'accroissement du diamètre des aérosols marins sous l'action de la vapeur d'eau présente dans les basses couches atmosphériques. Les masses d'air tropicales sont de ce fait beaucoup plus troubles qu'en région tempérée.

(b) Si elles sont d'origine continentale, le coefficient d'atténuation prend des valeurs plus élevées et dépend davantage du nombre des aérosols solides présents que de leur diamètre.

L'analyse des coefficients α_0 et β_0 a été rendue possible grâce à l'utilisation de la méthode décrite par Herovanu (1959). Il faut signaler au sujet de celle-ci le léger biais qu'elle peut introduire pour des conditions radiatives extrêmes. En effet, cette méthode considère les bandes de longueur d'onde utilisées comme monochromatiques; or des variations importantes dans les conditions radiatives pourraient provoquer un glissement du centre de gravité de la bande utilisée.

Les quantités d'énergie diffusée, résultant de l'atténuation du rayonnement solaire direct, du fait de leur caractère omnidirectionnel pourront jouer un rôle complémentaire important sur l'assimilation photosynthétique des communautés végétales ainsi que sur le bilan terrestre général.

Nous avons montré que pour la basse Côte d'Ivoire, il existe une relation correcte entre le rayonnement solaire direct visible mesuré et celui calculé par l'équation proposée. Ce dernier est estimé à partir de deux mesures de rayonnements global et diffus faites vers midi. Le rapport D/G permet de déterminer le coefficient d'atténuation par les aérosols k_M , qui, introduit dans l'équation de Beer, nous fournit la fraction d'énergie directe visible au sol.

Ce rayonnement solaire direct visible peut être introduit dans certains modèles d'estimation de la productivité d'un couvert végétal ou dans la cartographie des potentialités de production photosynthétique.

BIBLIOGRAPHIE

- Angström, A., 1962. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, 16: 214-223.
- Angström, A., 1964. The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 16: 64-75.
- Angström, A., 1970. On determinations of the atmospheric turbidity and their relation to pyrheliometric measurements. *Adv. Geophys.*, 14: 269-285.
- Barlet, A., 1974. Caractérisation des masses d'air à l'aide de quelques éléments constitutifs des aérosols atmosphériques. Thèse d'Université d'Abidjan, 30 pp.
- Bertrand, J., Baudet, J. et Drochon, A., 1974. Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest. *J. Rech. Atmos.*, 18: 845-860.
- Crozat, G., Domergue, J. L. et Bogui, V., 1973. Etude de l'aérosol atmosphérique en Côte d'Ivoire et dans le Golfe de Guinée. *Atmos. Environ.*, 7: 1103-1116.
- Eldin, M., 1971. Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire: Le Climat. *Mém. ORSTOM*, 50: 77-108.
- Eldin, M., Monteny, B. et Cardon, D., 1976. Solar radiation extinction by a wet tropical atmosphere - Incidence on evapotranspiration and photosynthesis of plant canopies. Communication présentée au congrès "Etude physique de l'énergie solaire." Benghazi, 18 pp.
- Flowers, E. C., McCormick, R. A. et Kurfis, K. R., 1969. Atmospheric turbidity over the U.S. 1961-1966. *J. Appl. Meteorol.*, 8: 955-962.
- Hanel, G., 1972. Computation of the extinction of visible radiation by atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity based upon measured properties of aerosol. *Science*, 3: 377-386.
- Herovanu, M., 1959. Déterminations des paramètres d'Angström par des observations actinométriques courantes. *Geofis Pura Applicata*, 44.

- Joseph, J. H. et Manes, A., 1971. Secular and seasonal variation of atmospheric turbidity at Jerusalem. *J. Appl. Meteorol.*, 10: 453-462.
- Lal, M. et Rathor, H. S., 1971. Note on aerosol scattering in India. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, Ser. B, 19: 417-420.
- List, R. J., 1968. *Smithsonian meteorological tables* (6^o ed.). Washington D.C., Smithsonian Institution, 527 pp.
- Monteith, J., 1972. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. *J. Appl. Ecol.*, 9: 747-766.
- Monteny, B., Gosse, G., Cardon, D. et Eldin, M., 1974. Etude spectrale du rayonnement solaire en basse Côte d'Ivoire. *Adiopodoumé ORSTOM*, 11 pp. (multigr.)
- Monteny, B. 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.
- Perrin de Brichambaut, C. et Lamboley, G., 1963. Le rayonnement solaire au sol et ses mesures. *Cahiers l'AFEDES*, 1: 11-109.
- Prospero, J. M. et Carlson, T. N., 1972. Vertical and areal distribution of saharan dust over the western equatorial north atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. Yield*, 77: 5255-5265.
- Roach, W. T., 1961. Some aircraft observations of fluxes of solar radiation in the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 87: 346-363.
- Robinson, G. D., 1962. Absorption of solar by atmospheric aerosol, as revealed by measurements at the ground. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, Ser. B, 12: 19-40.
- Robinson, N., 1966. *Solar Radiation*. Elsevier, New York, N.Y., 347 pp.
- Thekaekara, M. P., 1973. Extraterrestrial solar energy and its possible variations. E. 44: 1-13. (In *Le Soleil au Service de l'Homme*. Colloque International Paris, 2-6-7, Unesco, Paris.)
- Unsworth, M. H. et Monteith, J. L., 1972. Aerosol and solar radiation in Britain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 98: 778-797.
- Unsworth, M. H. et McCartney, H. A., 1973. Effects of atmospheric aerosols on solar radiation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 7: 1173-1185.