

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

INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

BIOCLIMATOLOGIE

U.R. 603

Apport de la bioclimatologie à l'interprétation des
interactions végétation-atmosphère et leurs impacts sur les
caractéristiques climatiques

MONTENY, B.A.

février 1985

copy right ORSTOM

INTRODUCTION

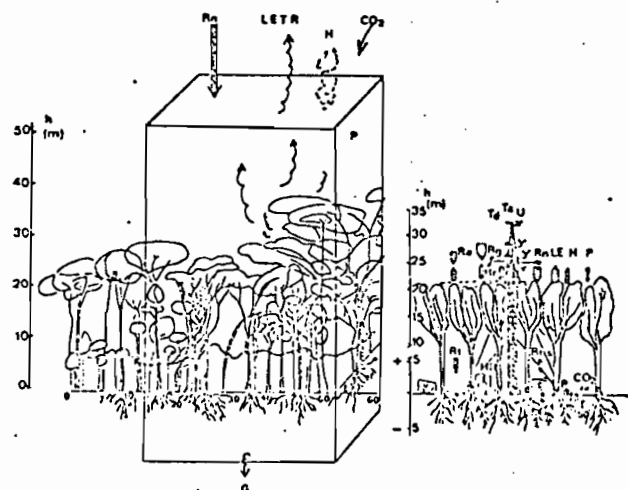
L'écosystème "forêt dense humide" est un système en équilibre avec son milieu physique: on parle alors de "forêt climacique". Avec l'accroissement des activités de l'homme, l'écosystème est perturbé. Le rythme moyen de la déforestation en Côte d'Ivoire depuis 1973 est d'environ de 322.000 ha/an (BERTRAND, 1983). Les effets de ces défrichements considérables auront des répercussions écologiques et climatiques. En effet, les changements de la couverture végétale entraîneront des modifications de certaines variables physiques du milieu (température et humidité de l'air par exemple) qui iront en s'accroissant dans le futur en liaison avec l'augmentation démographique. Ces modifications sont davantage perceptibles au niveau continental où cette emprise humaine est la plus forte. Toutefois, les effets ainsi introduits se répercuteront également au niveau océanique du fait que le système global océan - continent - atmosphère ne forme qu'une entité où se réalisent les échanges énergétiques par le biais de la circulation atmosphérique générale.

Notre but est de décrire l'ensemble des échanges qui contribuent à établir l'état d'équilibre biologique et climatique d'un système végétal afin de préciser l'impact des modifications que nous introduisons, consciemment ou non. Elles atteignent directement les mécanismes fondamentaux par lesquels l'énergie solaire est transformée, transférée et accumulée. Nous verrons ensuite les conséquences probables de ces modifications physiologiques de la couverture végétale sur les cycles hydrique et carboné en Afrique de l'Ouest.

ETAT D'EQUILIBRE ENTRE LE SOL, LA VEGETATION ET L'ATMOSPHERE

Pour son étude, l'écosystème sera délimité par un volume dont la base est située sous le système racinaire des plantes, et dont la hauteur correspond à la somme de la profondeur d'enracinement, de la hauteur de la végétation et d'une fraction de l'atmosphère située dans la couche des flux conservatifs (schéma 1).

SCHEMA I : Délimitation d'un volume au sein de l'écosystème et dispositif expérimental au-dessus de la forêt d'Hévéa.



Le bilan radiatif R_n de l'écosystème ainsi défini correspond aux divers échanges par rayonnement se produisant entre la surface du végétal et l'atmosphère, en considérant les apports au système comme positifs et les pertes comme négatives.

L'expression de la loi de conservation de l'énergie rayonnante au niveau de la surface s'écrit :

$$R_g - R_r + R_a - \epsilon \sigma T_s = R_n \quad (1)$$

- avec R_g : rayonnement solaire global arrivant sur une surface horizontale située à l'interface système végétal-atmosphère, ($\lambda < 3000\text{nm}$);
 R_r : rayonnement réfléchi par le système, ($\lambda < 3000\text{nm}$)
 R_a : rayonnement émis par l'atmosphère en fonction de sa température moyenne, ($\lambda > 3000\text{nm}$);
 $\epsilon \sigma T_s$: rayonnement terrestre émis par le sol et la végétation, fonction de la température moyenne T_s , ($\lambda > 3000\text{nm}$);
 R_a et $\epsilon \sigma T_s$ sont qualifiés de rayonnement de grandes longueurs d'onde;
 R_n : bilan radiatif ou rayonnement net du système. ($250\text{nm} < R_n < 60000\text{nm}$)

Il ressort de cette équation que le rayonnement solaire global est un paramètre déterminant du bilan radiatif. Or, l'intensité de ce rayonnement solaire est fonction de la déclinaison solaire, de la latitude du lieu, de la hauteur du soleil durant la journée et de la transparence atmosphérique. Toute variation de ces facteurs influencera donc la quantité d'énergie absorbée, R_n , par le système considéré.

Par ailleurs, les éléments liquides ou solides en suspension dans l'atmosphère (microgouttelettes d'eau, poussières) et certains composants gazeux (vapeur d'eau et gaz carbonique notamment) absorbent une fraction du rayonnement solaire incident. Ceci entraîne une augmentation de la température de l'atmosphère et donc du rayonnement qu'elle émet dans toutes les directions. La composante verticale de ce rayonnement, R_a est un apport au système étudié.

La quantité d'énergie réfléchie, R_r , du rayonnement incident est fonction des caractéristiques optiques des surfaces; rapportée à la quantité d'énergie solaire globale, elle correspond à l'albédo.

Ainsi, toute modification de l'albédo, provenant d'un changement des caractéristiques optiques de la surface du système étudié se répercutera sur la quantité d'énergie réellement absorbée, R_n . C'est ce que démontre le tableau I qui donne quelques valeurs des bilans radiatifs mesurés au-dessus de différents couverts végétaux en zone tropicale humide.

TABLEAU I : Caractéristiques radiatives de quelques surfaces végétales en région tropicale humide.

Système végétal	Albedo %	Rn = aRg + b			
		a	b	r	nb
forêt amazonienne SHUTTLEWORTH 1984	12	.86	-35		
forêt thaïlandaise THOMPSON 198	12	.87	-25		
forêt nigérienne OGUNTOYINBO 1970	13	--	--		
foret équatoriale ODUM (1970)	12	.72	--		
foret d'hevea MONTENY et al 1984	14	.72	-.4	.96	154
foret de palmier MONTENY 1978	13	.71	-22.3	.98	135
graminée érigée					
Panicum maximum MONTENY et al 1981	19	.74	-37	.98	184
Riz pluvial LHONGE et al 1981	18	.71	-5.2	.99	165
Paspalum (gazon) MONTENY et al 1981	20	.66	-5.7	.99	155
plante planophyle					
Pueraria	22	.66	-3.1	.99	141
ananas COMBRES (1983)	14	.62	4	.97	
manioc					
- forte densité	18	.64	-8.6	.99	96
- faible densité	18	.66	-18.2	.99	96
sol nu					
sec après labour	23	.64	-41.9	.98	150
humide labouré	12	.73	-5.3	.97	27
jachère	21	.58	-36		
brulis	9	.54	-42		

Le remplacement de l'écosystème forêt par une autre couverture végétale peut se traduire par des modifications de deux termes du bilan radiatif dépendant des caractéristiques de la surface: l'albédo et l'énergie rayonnante émise. (fig. I)

Ainsi- pour les couvertures végétales pérennes dont la hauteur est supérieure à 3-4 m, comme les plantations forestières du type Hevea ou palmier à huile, l'albédo est voisin de celui de la forêt tropicale, quelle que soit la disposition spatiale du feuillage. Quant à la proportion de l'énergie rayonnante absorbée, R_n , elle varie peu par rapport à la quantité d'énergie solaire incidente : le rapport R_n/R_g est approximativement du même ordre de grandeur : 0.71. Une étude récente (SHUTTLEWORTH 1984) réalisée sur la forêt amazonienne, donne un rapport de 0,86, du même ordre de grandeur que pour la forêt thaïlandaise 0,87

- pour les couvertures végétales annuelles dont la hauteur ne dépasse guère 2-3 m, l'albédo varie en fonction des caractéristiques optiques et de l'arrangement spatial du feuillage, passant de 14% du rayonnement global pour le couvert d'ananas, à 19% pour le Panicum, et à 22% pour le Pueraria (planophyle). (fig. I et tableau I).

Quant aux rayonnements émis par la surface végétale $\epsilon \sigma T^4$ fonction de sa température moyenne, ils sont en général supérieurs au rayonnement atmosphérique. Le bilan des rayonnements des grandes longueurs d'onde, $R_a - \epsilon \sigma T^4$, est toujours négatif, et d'autant plus que la température de surface est élevée. Tel est le cas de l'ananas, dont les stomates se ferment au cours de la période diurne empêchant ainsi le refroidissement du couvert par transpiration, des jachères et des sols nus dont les températures de surface peuvent atteindre des valeurs de 40 à 55°C durant une partie de la journée (figure II).

Toutefois, en région tropicale humide, les masses d'air océanique très chargées en vapeur d'eau (5 à 7 cm d'épaisseur de condensat) absorbent une fraction du proche-infrarouge du rayonnement incident, ainsi qu'une partie du rayonnement émis par la surface. Ceci entraîne un accroissement de la température de l'atmosphère (comprise entre -15 et 10°C) et donc de la quantité d'énergie rayonnante émise, R_a , vers la surface terrestre. Ce phénomène est connu sous le nom d'effet de serre, qui réduit ainsi le bilan de grandes longueurs d'onde.

Au cours de la période diurne le rayonnement net est positif dès que l'énergie solaire incidente est supérieure au bilan des rayonnements de grandes longueurs d'onde. Par contre, il est négatif au cours de la période nocturne durant laquelle le système perd de l'énergie par rayonnement et se refroidit. (fig. I)

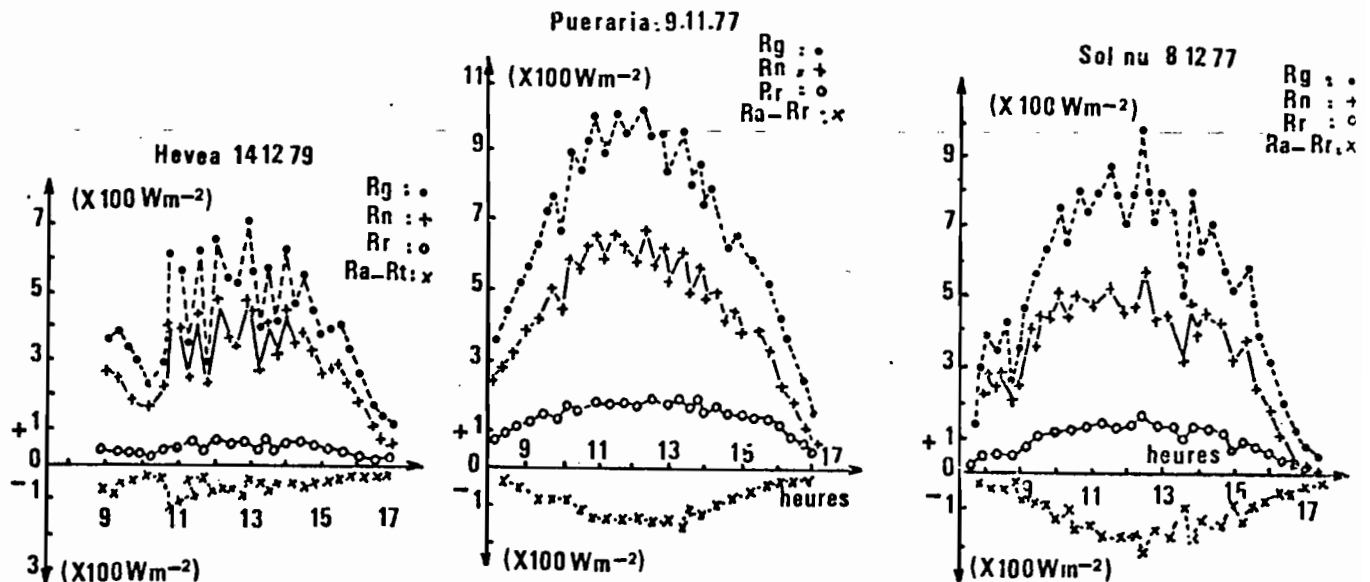


FIG : 1. Evolution des rayonnements global, R_g , net, R_n , et réfléchi, R_r , et du bilan de grandes longueurs d'onde R_a-R_t pour 3 surfaces distinctes.

Selon les caractéristiques de la surface végétale considérée, le rapport R_n/R_g varie, passant de 0.70-0.72 pour les forêts à 0.62-0.66 pour la végétation annuelle à densité foliaire plus élevée. Il y a donc une réduction de la quantité d'énergie absorbée par rapport à la quantité d'énergie incidente.

Si, globalement, dans les régions tropicales humides, le bilan radiatif est toujours positif sur une période de 24 heures, le système végétal n'accumule pas cette énergie (il n'y a pas d'augmentation de sa température), mais il le transforme par le biais d'autres processus. Ce transfert d'énergie se réalise selon trois mécanismes distincts :

- par convection dans l'atmosphère;
- par conduction dans le sol;
- par accumulation sous forme chimique (matière organique).

L'expression de ces échanges correspond au bilan d'énergie du système selon l'équation simplifiée:

$$R_n = LE + H + G + P \quad (2)$$

avec E : quantité totale d'eau évaporée à la surface du sol et transpirée au niveau des surfaces foliaires;

L : chaleur latente de vaporisation de l'eau

Ce flux de chaleur latente LE accroît la concentration de vapeur d'eau de la masse atmosphérique et donc la pression de vapeur d'eau de l'air.

- H : flux de chaleur sensible provenant de la turbulence verticale de l'air chaud au contact de la surface du système. Il provoque une augmentation la température de l'air.
- G : flux de chaleur conductif dans le sol, correspondant à un mouvement vertical de chaleur entre la surface du sol et les niveaux inférieurs, entraînant tantôt un accroissement, tantôt un abaissement de sa température selon le sens du flux.
- P : fraction d'énergie fixée par la réaction de la photosynthèse représentée par la quantité de matière organique stockée. Cette quantité d'énergie ne représente que 1 à 2% du rayonnement net, et est négligeable par rapport aux autres flux du bilan d'énergie. Son rôle est toutefois très important puisque l'assimilation photosynthétique est à la base de toute la matière organique produite. Ainsi, tout accroissement de la productivité correspond à une amélioration du rendement énergétique du système végétal.

Le tableau II donne quelques exemples de la répartition énergétique entre les différents échanges se produisant à l'interface végétation - atmosphère. Les valeurs des flux de chaleur latente, ou évapotranspiration, des couverts végétaux dépendent généralement de la disponibilité en eau dans le sol, de l'apport d'énergie, du déficit de tension de vapeur d'eau de l'air et de l'importance du brassage du vent au-dessus du couvert végétal. Dans les conditions de basse Côte d'Ivoire, seule la réserve hydrique du sol et le développement des systèmes racinaire et aérien sont les paramètres qui influenceront le plus les échanges en vapeur d'eau.

Pour un même degré de recouvrement du sol, quelque soit le système végétatif, il existe un équilibre entre les deux mécanismes de transfert convectif, celui de la vapeur d'eau LE et de la chaleur H. L'épuisement de la réserve hydrique du sol entraîne une réduction de l'évapotranspiration LE, réduction qui est compensée par une augmentation proportionnelle des échanges de chaleur H. Ceci est un phénomène que l'on observe souvent au niveau des plantes annuelles (fig. 3 et tableau II; ex. riz) mais qui est également observé chez les plantes pérennes en condition de stress hydrique sévère (Hévea).

TABLEAU II: Bilan radiatif et répartition énergétique selon les différents processus en fonction des conditions hydriques du sol et du couvert végétal.

Système végétal	date	Rn	LE	LE/Rn	H	H/Rn	G	G/Rn	H/LE
		W.m-2	W.m-2		W.m-2		W.m-2		
<u>foret d'hevea</u>									
feuillage jeune sans stress hydrique	9.0482	625	487	.77	116	.185	22	.035	.238
avec stress hydrique	1.0483	538	196	.364	322	.598	20	.037	1.64
feuillage agé sans stress hydrique	28.1282	398	128	.321	253	.635	17	.042	1.97
<u>culture de riz couvrante</u>									
sans stress hydrique	24.0380	548	431	.786	90	.164	28	.051	.208
avec stress hydrique	3.0380	506	311	.614	170	.336	25	.049	.546
<u>culture de manioc</u>									
non couvrante sans stress hydrique	29.1184	326	212	.650	27	.082	87	.266	.127
couverture totale sans stress hydrique	28.1284	352	292	.829	7.8	.022	52	.147	.026
couverture totale avec stress hydrique	20.1284	316	181	.572	70	.221	65	.205	.386
<u>gazon de Paspalum</u>									
sans stress hydrique	24.0378	450	385	.855	55	.122	17	.037	.142
avec stress hydrique	6.0478	575	380	.660	190	.330	27	.047	.5
sol nu après semi	11.0180	430	52	.120	236	.548	142	.330	4.538

La comparaison entre un système végétal pérenne et un système ne se développant que durant quelques mois de l'année, montre les modifications importantes des bilans énergétiques en liaison avec les caractéristiques des surfaces. Ces changements peuvent avoir des conséquences significatives sur les cycles hydriques et carbonés de la région.

Si l'on établit un bilan à l'échelle annuelle, les valeurs d'évapotranspiration réelle des systèmes végétaux cultivés ne représentent qu'une fraction des apports d'eau des pluies et ceci suivant la quantité d'énergie solaire

En effet, le système de végétation gardant son feuillage quasiment toute l'année (Palmier, Hévea, Caféier, ...) contribue au maintien d'un équilibre des conditions microclimatiques et donc climatiques qui existaient précédemment avec la forêt tropicale humide. L'activité biologique se poursuit, même s'il y a un ralentissement durant les périodes de stress hydrique. Les modifications introduites par la mise en place de systèmes cultivés ne fonctionnant que durant quelques mois entraînent des changements physiques importants, et plus particulièrement durant la phase où le sol n'est pas couvert de végétation. Le sol nu, ou en jachère, injecte principalement de l'énergie calorifique dans l'atmosphère et dans le sol, respectivement 55 et 33% du rayonnement net (tableau II). Les effets correspondent à un accroissement de la température de l'air et du sol durant la période diurne et donc à des amplitudes thermiques journalières plus élevées (cfr fig. II et III).

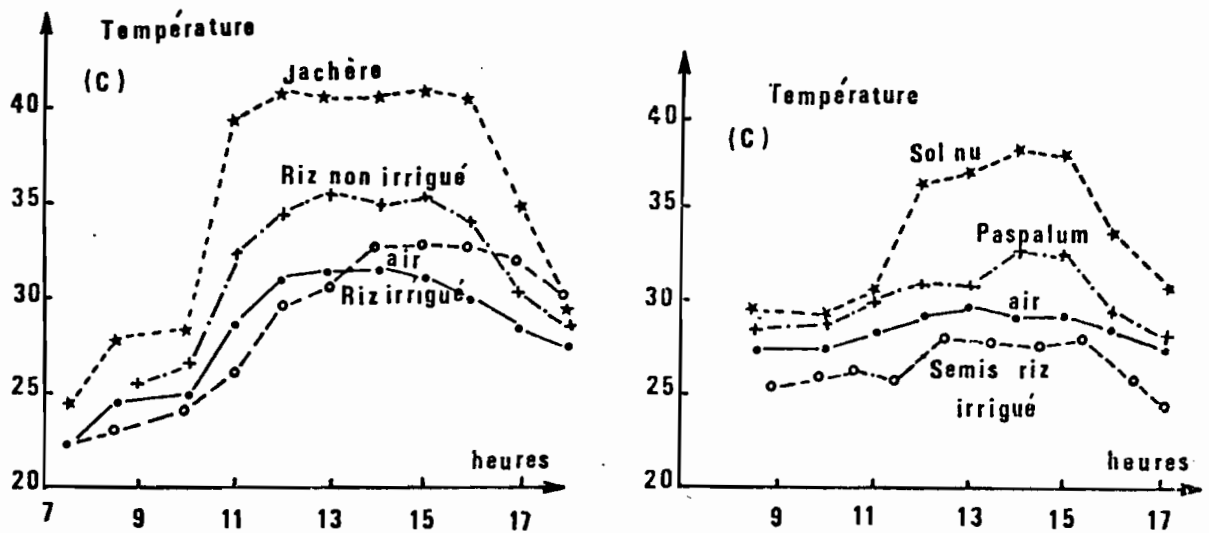
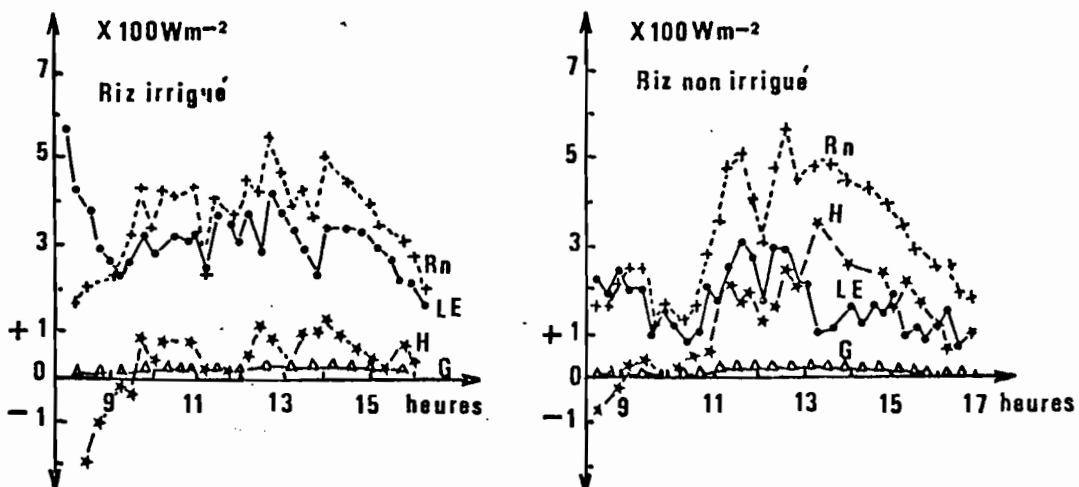


Fig.II : Evolution de la température de différentes surfaces au cours de la journée.

D'autre part, il n'est pas évident que le refroidissement nocturne provenant de la déperdition d'énergie rayonnante ($R_n < 0$) provoque la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique (rosée et brouillard) qui, dans ces régions équatoriales, peut représenter des apports hydriques non négligeables durant la saison dite "sèche".



ESTIMATION DES PERTES D'EAU PAR LES SYSTEMES VEGETAUX.

A partir de l'ensemble de nos résultats, il a été possible de calculer la consommation en eau annuelle des différents couverts végétaux étudiés. Une simulation des déperditions d'eau par les différentes surfaces végétales a été réalisée à partir de l'expression climatique de l'évapotranspiration standard, qui correspond au terme radiatif de la formule climatique de Penman (Monteny et al. 1981) :

$$ET_0 = \frac{P}{P + \gamma} (R_n + G)$$

avec P : pente de la relation entre tension de vapeur d'eau à saturation et température correspondante

γ : constante psychrométrique

Priestley et Taylor (1972), Wilson et Rouse (1972) ont introduit la notion d'un coefficient "C" qui intègre un ensemble de paramètres physiques, pédologiques, et physiologiques agissant sur les échanges hydriques, LE, entre la végétation et l'atmosphère. Ce coefficient a été déterminé pour certains couverts végétaux dans nos régions à partir des mesures directes de l'évapotranspiration réelle, ETR, par la méthode du rapport de Bowen (Monteny et al, 1982; Lhomme et al. 1981; Monteny et al; 1983, Monteny et al, 1984).

Connaissant les apports d'eau par les pluies, et l'importance du stock hydrique du sol, il a été possible de calculer l'évapotranspiration réelle par introduction de ce coefficient "C" déterminé expérimentalement selon l'expression :

$$ETR = C ET_0 = C \frac{P}{P + \gamma} (R_n + G)$$

Le tableau III présente la synthèse des résultats ainsi calculés dans le cas de deux années où la répartition des pluies était différente :

- en 1982, si les quantités de pluie sont élevées, c'est en raison des 905 mm enregistrés au cours du seul mois de juin; par contre de mi-juillet à mi-octobre, il n'est tombé que 18 mm;
- en 1983, les 1508 mm de pluies enregistrées ont été mieux réparties sur l'année avec toutefois 455 mm au mois de juin.

Compte tenu de ces observations sur la distribution des pluies, la fraction de l'eau recyclée par le processus de l'évapotranspiration, pour les types de couvertures végétales étudiées, est bien différente :

- = la forêt équatoriale réinjecte dans l'atmosphère 64% de la quantité d'eau reçue des pluies, ce qui correspond à 89 % de l'énergie disponible pour l'évapotranspiration (moyenne sur 3 ans) (HUTTEL 1975).
- = la forêt d'Hevéa, remplaçant la forêt équatoriale, compte tenu de sa période de défoliation et du vieillissement de son feuillage, transfère entre 43 et 62 % des pluies en fonction de leur répartition. Il est évident que des apports par les pluies de 500 à 1200 mm d'eau par mois influent fortement sur le pourcentage calculé. C'est pourquoi, le rapport ETR/ETO traduit mieux la quantité d'eau injectée dans l'atmosphère en fonction de sa disponibilité dans le sol et de la demande climatique qui correspond à 80 et 83 % pour les deux années considérées.

TABLEAU III : Estimation de la fraction d'eau de pluie recyclée selon le couvert végétal considéré.

Année et végétation	PLUIE mm/an	ETO mm/an	ETR mm/an	$\frac{ETO}{\text{Pluie}}$	$\frac{ETR}{ETO}$	$\frac{ETR}{\text{Pluie}}$
1969-1971						
forêt équatoriale BANCO (HUTTEL 1975)	1800 valeur	1288 moyenne	1145 sur 3 ans	.72	.89	.64
1982						
forêt d'Hevea	2242	1152	956	.51	.83	.43
gazon de Paspalum	2242	1069	826	.48	.77	.36
sol nu et culture de riz	2242	1062	525	.47	.49	.23
1983						
forêt d'Hevea	1508	1160	933	.77	.80	.62
sol nu et culture de riz	1508	1058	541	.70	.51	.36

- dans le cas d'un système cultivé comme le riz, le transfert dans l'atmosphère d'une fraction des eaux de pluie ne correspond qu'à 23 et 36 % de celles-ci selon les années, ce qui représente grosso-modo la moitié de ce qu'injecte la forêt dans l'atmosphère. Par rapport à la demande climatique, ETo, la quantité évapotranspirée ne représente que 50% en raison de l'absence de végétation durant une partie de l'année, le sol étant nu ou en jachère.

Ainsi, le remplacement de l'écosystème initial (forêt naturelle) par un système peu différent, n'introduit que peu de modifications dans les échanges surface-atmosphère. Ceci est à mettre également en relation avec une certaine constance dans la répartition des eaux de pluie au sein du bilan hydrique. LOW et GOH (1972) ont étudié le bilan hydrique de plusieurs bassins versants couverts soit de forêt naturelle, soit de forêt d'hévéa, associée ou non à des cultures (Tableau IV).

TABLEAU IV : Bilan hydrique de trois bassins versants (LOW et GOH, 1972)

	SURFACE %	PLUIE mm	RUISSellement ECOULEMENT mm	EVAPOTRANSPIRATION mm
FORET NATURELLE	: 98	2162	1100 51%	1062 49%
FORET D'HEVEA	: 100	1900	1000 53%	900 47%
FORET NATUR.	: 43)		
FORET HEVEA	: 44) 2744	1752	992
CULTURE +))	64%	36%
HABITATION	13%)		

Ces résultats montrent les perturbations introduites dans le bilan hydrique lors des modifications de la surface végétale : le ruissellement en surface et l'écoulement en profondeur ont augmenté, ce qui a pour effet soit une élévation de la nappe phréatique en relation avec la réduction de l'évapotranspiration, soit une diminution de l'infiltration avec comme conséquence une augmentation du ruissellement en surface.

PERTURBATION DES PARAMETRES CLIMATIQUES

Quel pourrait être l'impact, en Afrique de l'Ouest, de la réduction de l'apport de vapeur d'eau et de l'accroissement de chaleur injectée dans l'atmosphère par le système végétal modifié?

Le mécanisme de la circulation atmosphérique générale en Afrique de l'Ouest est en relation avec la quantité d'énergie solaire reçue. Avec le soleil passant au zénith à l'équateur le 21 mars et le 23 septembre, les régions tropicales et équatoriales ont, tout au long de l'année, un bilan radiatif positif alors que les températures observées restent relativement constantes d'une année à l'autre. Cet état d'équilibre provient, au niveau du continent, du transfert du surplus d'énergie calorifique par les masses d'air.

Dans les régions subtropicales, les masses d'air sont chaudes et généralement sèches. Elles proviennent de la circulation à haute altitude, d'un gigantesque flux d'air "jet stream" qui s'écoule à grande vitesse au-dessus des tropiques et qui rabat l'air de haut en bas, créant à basse altitude des zones de haute pression.

Les masses d'air sèches sont responsables de deserts tropicaux de part et d'autre de l'équateur. Ces centres de haute pression subtropicale émettent des vents au sol les alizés boréal et austral qui soufflent vers les zones de basse pression, en particulier vers les zones équatoriales. Ils transportent avec eux les caractéristiques de sécheresse sur une certaine distance. Toutefois, l'alizé austral, en passant sur les étendues océaniques, se charge progressivement de vapeur d'eau et, arrivé dans la région équatoriale, l'air est très humide. La convergence des alizés boréal et austral venant des deux hémisphères explique l'ascension généralisée de l'air au niveau de la zone équatoriale.

La vaste zone de contact entre la masse d'air sec venant du continent et la masse d'air humide d'origine océanique, appelée zone de convergence intertropicale (ZCIT), n'a pas de limite précise. C'est une vaste zone de convergence à caractère diffus où les pressions sont basses et instables, l'atmosphère est quasiment saturée en vapeur d'eau et la convection thermique est généralisée. Les vents y sont faibles et irréguliers. Toutefois la position des zones de basses pressions équatoriales est davantage décalée vers l'hémisphère nord en été, en liaison avec l'importance des masses de terre au nord de l'équateur.

La convergence des alizés dans cette zone équatoriale est compensée par une divergence en altitude, liée aux courants ascendants qu'ils engendrent. Ces courants, par détente, refroidissent l'air et le rapprochent de son point de saturation entraînant la formation de masses nuageuses avec d'importantes condensations, responsables des pluies abondantes, souvent orageuses.

Le balancement de l'axe terrestre, en relation avec un déplacement apparent du soleil et l'alternance des zones de basses pressions équatoriales et des hautes pressions subtropicales, induisent un mouvement alterné général de la zone de convergence intertropicale sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Le déplacement saisonnier de la ZCIT détermine le climat pour une région donnée, comme celle de la zone forestière de basse Côte d'Ivoire.

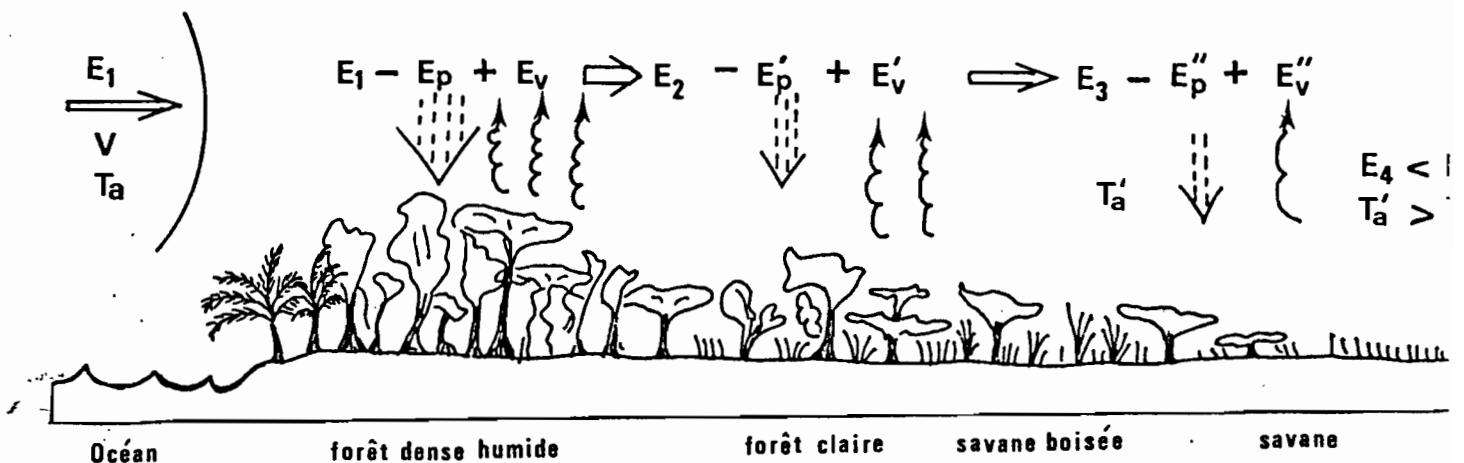
Ainsi, l'avancée de la ZCIT, à partir du Golfe de Guinée vers le nord sur le continent africain, déterminera la distribution des pluies entre les mois de mars et novembre.

Les quantités d'eau arrivant sous forme liquide au sol proviennent de la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère. La concentration de cet élément dépend de l'importance du transfert d'énergie via le processus d'évaporation en relation avec la bilan radiatif et énergétique à l'interface océan-atmosphère. L'un des composants, la température de surface des masses d'eau océanique, a été plus spécialement étudié à l'aide des images relevées par les satellites (CITEAU 1984 et MERLE 1983). Ils ont obtenus une certaine corrélation entre la température moyenne de la surface de l'océan au sud de l'équateur, au cours de la période de décembre et janvier, et la pluviométrie enregistrée dans la zone située entre la côte et la partie sud du Sahel. Toutefois, abstraction a été faite, faute de mesures des flux, de l'apport en vapeur d'eau par les systèmes forestiers sempervirents et décidus qui participent activement au cycle hydrique général.

Si nous schématisons la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère par E_1 au moment où les masses d'air océaniques se présentent sur le continent, et en tenant compte du bilan entre la fraction d'eau condensée et précipitée E_p et l'apport à l'atmosphère d'eau évapotranspirée par le système végétale: E_v , la quantité totale de vapeur d'eau présente dans masse atmosphérique E_2 aura diminué et correspondra à:

$$E_1 - E_p + E_v = E_2 \quad \text{avec } E_p > E_v$$

c'est-à-dire que la concentration en vapeur d'eau des masses d'air se réduit après passage au-dessus de la zone forestière



Ce mécanisme se répète plusieurs fois avec l'avancée de la ZCIT vers le nord, appauvrissant progressivement la masse d'air en vapeur d'eau: $E_1 > E_2 > E_3 > E_4$réduisant de ce fait les précipitations dans les régions soudano-sahéliennes.

Si de plus en plus les étendues appartenant à la zone forestière sont modifiées par la mise en place de cultures annuelles, les apports de vapeur d'eau dans l'atmosphère par ces couverts végétaux seront inférieurs à ceux existant précédemment. En effet, ces types de cultures ne recyclent qu'un peu plus de 50% de ce que la forêt injecte dans l'atmosphère: $Ev_{forêt} > Ev_{culture}$ (tab.III). La réduction de la concentration en vapeur d'eau dans la masse atmosphérique aura pour conséquence une diminution de la formation nuageuse et donc moins de précipitation dans les régions soudaniennes et sahéliennes situées plus au nord.

La réduction de la pluviosité (en nombre de pluies et en quantité) provoquera un changement de la composition floristique des forêts claires et des savanes boisées dont la physiologie est mieux adaptée aux nouvelles conditions hydriques. Ce changement induira à son tour une réduction de la consommation en eau et donc de la quantité de vapeur d'eau injectée dans la masse atmosphérique.

La confirmation du recyclage des eaux de pluie par le système forestier est l'acidification de celles-ci en partant de la côte vers l'intérieur du continent. MATHIEU et al. (1972) ont observé que les pluies recueillies en région de savane sont plus acides ($pH = 4,0$ à $5,5$) que celles prélevées en zone forestière ($pH = 5,0$ à $6,5$) valeurs confirmées par nos propres résultats. Cette acidification de la vapeur d'eau est attribuée aux polluants organiques particulaires et gazeux (H_2S et CO_2) liés à l'activité biologique des systèmes forestiers. DELMAS (1980) a montré l'augmentation progressive entre mars et juin de l'émission de H_2S par la forêt, sa concentration passant de 75 à 450 $mg.m^{-2}$. De plus, cette concentration dans l'atmosphère s'accroît selon le transect sud-nord en zone forestière avec l'avancée de la couche d'air de mousson. Il est possible que l'analyse de la constance isotopique de l'oxygène à l'entrée de l'écosystème forestier et dans les régions situées plus au nord, en région de savane, permettrait d'obtenir une confirmation de ce recyclage, comme cela a été démontré pour la forêt amazonienne par l'équipe de SALATI (1977).

Il est à craindre, comme nous avons pu le constater, (tableau III) que si la couverture végétale dans la zone forestière se modifiait dans le sens d'une réduction de la période de l'activité biologique, passant de 11-12 mois/an pour la forêt à 4-7 mois/an pour un système cultivé, les échanges d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère seront perturbés. La réduction du transfert de vapeur d'eau Ev et l'accroissement du flux de chaleur sensible dans la masse atmosphérique diminueraient la convection et donc la condensation de la vapeur d'eau en nuage.

L'effet en serait une réduction de la pluviosité dans les régions situées au nord et constituerait une des phases de la désertification des zones situées au sud du Sahara. KANDEL et al. (1984) ont partiellement posé le problème de l'impact probable qu'aurait la dégradation physionomique de la végétation des régions forestières et soudaniennes sur l'affaiblissement de la mousson sans toutefois pouvoir y répondre.

Dans les zones forestières des régions tropicales humides la dégradation des sols est rapide après la défriche si aucune mesure de conservation n'est appliquée. En effet, le sol mis à nu est soumis à l'agressivité des conditions climatiques: les rayons solaires échauffent sa surface, provoquant par évaporation une accumulation de certains éléments minéraux. Le durcissement de la surface crée une croûte plus ou moins imperméable aux divers échanges sol-atmosphère, en particulier l'infiltration des eaux dans le sol est rendue plus lente (VALENTIN 198). ?

Compte tenu des caractéristiques des pluies (quantité importante et intensité élevée), le ruissellement des eaux en surface, dès qu'il y a une légère pente, est souvent accompagné du transport des éléments solides provoquant l'érosion du sol (ROOSE 1975). ?

Selon les pratiques culturales, les nouvelles terres perdent ainsi leur fertilité au cours des 3 à 4 années après la suppression de la forêt. De plus, il a été observé une certaine acidification des sols, phénomène compréhensible du fait de l'élimination de la matière organique et de l'impact des pluies acides.

L'introduction de nouvelles pratiques agricoles, mieux adaptées aux conditions tropicales humides, est urgente et nécessaire. Nous pensons que l'association culturale entre les plantes annuelles et pérennes est parmi les plus prometteuses. En effet, les plantes pérennes telles que *Gliricidia sepium*, *Leucaena leucocephala* et *Cassia siamea* qui sont des légumineuses à forte croissance, associées à des bactéries fixatrices d'azote atmosphérique peuvent protéger le sol des agressivités climatiques (soleil et pluie) tout en lui maintenant une certaine fertilité. Grâce à leur système racinaire profond (pivot), ces légumineuses arbustives peuvent croître aisément après la période de végétation des plantes annuelles et recouvrir rapidement le sol. Elles fourniront soit un fourrage intéressant pour les animaux en fin de saison sèche, soit un engrais vert donnant de l'humus après décomposition des feuilles lors de la préparation du sol pour les cultures annuelles en début de la saison des pluies. La récupération des grosses branches peut couvrir en partie les besoins en bois de chauffe.

CONCLUSION

Dans les régions tropicales humides, des changements physiologiques importants du couvert forestier sont en cours du fait de son exploitation et de la mise en valeur des surfaces cultivables. Ainsi de grandes superficies de forêts sont converties progressivement en un écosystème du type savane. L'impact de cette transformation a des répercussions importantes:

- sur le bilan radiatif, du fait de la modification des caractéristiques de la surface (réflexion et émission d'énergie rayonnante);
- sur les échanges énergétiques, en relation avec les perturbations du bilan hydrique.

Les divers processus se produisant à l'interface végétation-atmosphère sont modifiés de la façon suivante:

- la quantité d'énergie absorbée, R_n , diminue du fait de l'accroissement des quantités réfléchies et émises par la surface;
- le bilan hydrique est perturbé, l'augmentation du ruissellement en surface diminue la fraction d'eau stockée dans le sol, entraînant un rééquilibrage des échanges de vapeur d'eau et de chaleur entre la surface végétale et l'atmosphère.

La conséquence de ces modifications se répercutera sur les quantités de pluies qui tomberont dans les zones situées plus au nord de la zone forestière. Parallèlement, il y aura plus de chaleur transférée à la masse d'air, augmentant sa température. Ces masses devront atteindre une altitude plus élevée avant que la vapeur d'eau ne se condense, pour devenir des nuages à pluie, ce qui, en région forestière, se traduira par une réduction de la pluviosité quand on sait que l'épaisseur de la masse d'air humide ne dépasse pas 3000 m.

Ainsi, tant que les superficies forestières défrichées sont en deçà d'un seuil critique, les effets seront négligeables; mais au-delà, le système rentre dans un cycle de dégradation progressive avec toutes ses conséquences!

C'est pourquoi, il est nécessaire d'introduire des systèmes culturels associant les plantes pérennes et annuelles pour le maintien de cet équilibre tout en permettant le développement agricole en zone forestière.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BERTRAND, A. 1983. La déforestation en zone de forêt en Côte d'Ivoire.
Rev. Bois et For. des Trop. 202: 3-17.
- CITEAU, J. 1984. Indices climatiques pour une aide à la prévision des pluies en Afrique de l'Ouest.
Colloque: Résistance à la sécheresse en milieu intertropical. Dakar (24 au 28 septembre).
- COMBRES, J.C. 1984. Bilan énergétique et hydrique de l'ananas. Utilisation optimale des potentialités climatiques. Compte rendu d'activité IRFA 108p.

- DELMAS, R. 1980. Contribution à l'étude des forêts équatoriales comme source naturelle de dérivés soufrés atmosphériques. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paul Sabatier - Toulouse.
- HUTTEL, Ch. 1975. Recherches sur les écosystème de la Forêt subéquatorial de basse Côte d'Ivoire. *La Terre et la Vie* 29: 169-264.
- KANDEL, R. et COUREL, M.F. 1984. Le Sahel est il responsable de sa sécheresse? *La Recherche* 15: 1152-1154.
- LHOMME, J.P.; MONTENY, B.A. et HUMBERT, J. 1981. Evapotranspiration et caractéristiques aerodynamiques d'un gazon et d'une culture de riz en zone inter-tropicale. *Agronomie* 2: 181-197.
- LOW, K. and GOH, K. 1972. The water balance of five catchments in Selangor, West Malaysia. *J. Trop. Geography*, 35: 60-66.
- MATHIEU, P. 1972. Apports chimiques par les précipitations en savane et sous forêt. Thèse Doctorat d'Etat - Nice 443 p.
- MONTENY, B.A. et GOSSE, G. 1976. Analyse et estimation du rayonnement net d'une culture de *Panicum max.* en zone tropicale humide. *Oecol. Plant.* 11: 173-191.
- MONTENY, B.A. et GOSSE, G. 1978. Atténuation du rayonnement solaire direct visible en milieu équatorial. *Agric. Meteor.* 19: 121-136.
- 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. Meteor.* 23: 45-59.
- MONTENY, B.A., BARBIER, J.M. et BERNOS, C.M. 1984. Determination of the energy exchanges of a forest type culture: *Hevea brasiliensis*. *Proceeding of the International Symposium of Environment Measurement. OAK RIDGE. U.S.A.*
- MONTENY, B.A., ZELLER, B. et HAINNAUX, G. 1984. Estimations des besoins en eau de la canne à sucre en région soudano-sahélienne pour la conduite de l'irrigation. *Colloque " Les besoins en eau des Cultures" C.I.I.D. - 10 au 14 septembre '84.*
- ODUM, J. 1970. The tropical rain forest at El Verde (Porto Rico) I 191-I 289.
- OGUNTOYINBO, J.S. 1970. Reflection coefficient of natural vegetation and crop surfaces in Nigeria. *Quart. J. R. Met. Soc.* 96: 430-441.
- SHUTTLEWORTH, and al. 1984. Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. *Quart. J. R. Met. Soc.* 110: 1163-1169.
- THOMPSON, R.D. 1979. Man's impact on climate with reference to energy balance at the earth's surface. in "Resources and Planning" 181-199.