

ORSTOM

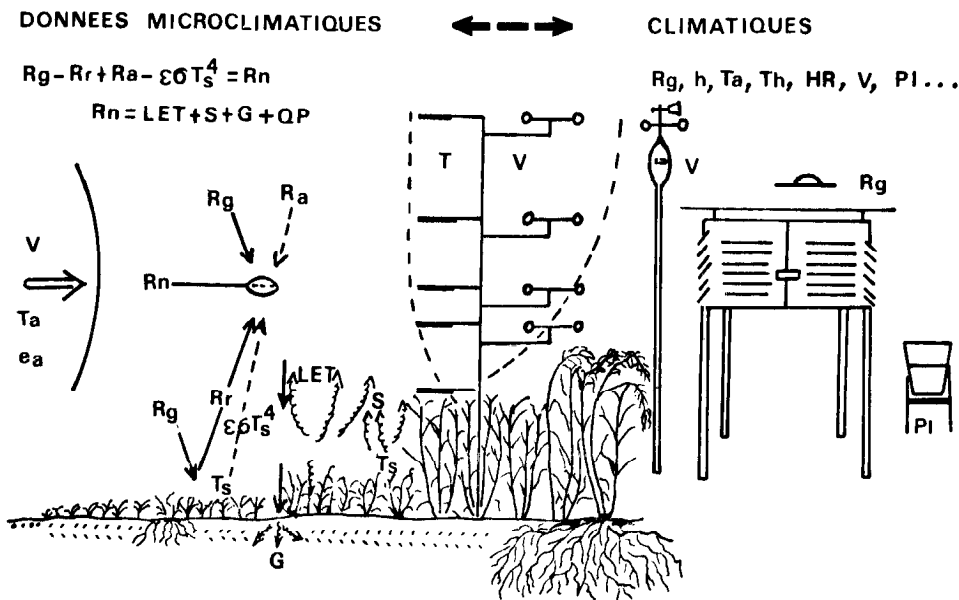
CENTRE D'ADIOPODOUME - COTE D'IVOIRE

B. P. V 51 - ABIDJAN

B. A. MONTENY

J. P. LHOMME

ELEMENTS DE BIOCLIMATOLOGIE



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER



ORSTOM

CENTRE D'ADIOPODOUME CÔTE D'IVOIRE

B.P.V51 - ABIDJAN

ELEMENTS DE BIOCLIMATOLOGIE

MONTENY . B . A

LHOMME . J . P

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE MER



1980

AVERTISSEMENT

Le milieu physique qui nous environne influence le comportement biologique des êtres qui y vivent ; et inversement, ces derniers, à leur tour, peuvent modifier certains paramètres de leur environnement.

L'étude des mécanismes physiques impliqués et des réponses biologiques fait appel à des connaissances provenant de diverses disciplines. Les ignorer à notre niveau revient à renier les fondements mêmes de la Bioclimatologie. Notre but n'est pas de présenter les multiples facettes de cette science, mais plutôt certains principes fondamentaux qui gouvernent les interactions entre le milieu et les êtres vivants et dont l'impact ne peut être négligé lors des prises de décision qui agiront sur notre milieu à moyen ou à long terme.

Ce fascicule présente les divers chapitres, sous forme de notes, suivant une succession logique permettant au lecteur de suivre les différentes étapes de la transformation de l'énergie solaire et d'en comprendre l'évolution temporelle qui détermine le climat.

Les notions développées s'appuient sur les connaissances acquises antérieurement en physique, biologie et mathématique.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
I. TRANSFERTS RADIATIFS	6
1. Définitions	7
2. Lois de base	9
3. Rayonnements de courtes longueurs d'onde	20
4. Bilan des grandes longueurs d'onde	21
5. Bilan radiatif au sol	
II. TRANSFERTS CONVECTIFS	24
1. L'air atmosphérique	29
2. Transferts convectifs	35
3. Evapotranspiration	
III. LE SOL, LIEU DES TRANSFERTS HYDRIQUES ET THERMIQUES	39
1. Aspect statique de l'eau dans le sol	44
2. Dynamique de l'eau dans le sol	48
3. Transferts thermiques dans le sol	
IV. LES PROCESSUS DE LA PRODUCTION VEGETALE	51
1. Introduction	52
2. Capacité de fixation du CO ₂ de la feuille	53
3. Efficience photosynthétique	60
4. Echanges radiatifs et bilan d'énergie d'une feuille	66
5. Caractéristiques du couvert végétal	
V. LES CLIMATS EN COTE D'IVOIRE	73
1. Le moteur de la circulation atmosphérique générale	74
2. Mécanisme de la circulation générale en Afrique de l'Ouest	75
3. Les caractéristiques des climats en Côte d'Ivoire	79
4. Influence des transferts radiatifs et convectifs sur les paramètres secondaires du climat	
VI. NOTIONS D'AGROCLIMATOLOGIE	83
1. Données de base	84
2. Estimation de certains paramètres à l'aide de formules empiriques	86
3. Figuration de la répartition spatiale des paramètres climatiques	87
4. Analyse fréquentielle des données climatiques	90
5. Cas particulier de l'Agroclimatologie Tropicale	

SYMBOLS

<u>Symbole</u>	<u>Dénomination</u>	<u>Unités</u>
a	diffusivité thermique du sol	$m^2 \cdot s^{-1}$
a	albédo = R_r/R_g	S.U
A.N	assimilation nette d'une feuille	$kg \text{ CO}_2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
C	vitesse de la lumière dans le vide	$3.10^5 \text{ km} \cdot s^{-1}$
c	chaleur massique d'une tranche de sol	$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
cp	chaleur massique de l'air à pression constante	$1,005 \cdot 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
cpw	chaleur massique de l'eau liquide à pression constante	$4,18 \cdot 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
cpv	chaleur massique de la vapeur d'eau à pression constante	$1,85 \cdot 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
CA	concentration volumique en la grandeur A	$kg \cdot m^{-3}$
da	densité apparente d'un sol	$kg \cdot m^{-3}$
dr	densité réelle d'un sol	
D	hauteur de déplacement du plan de référence aérodynamique	m
D	rayonnement solaire diffus	$W \cdot m^{-2}$
D(θ)	diffusivité hydraulique	
e	pression réelle de vapeur d'eau dans l'air	mb
E(t)	pression maximale de vapeur d'eau à la température t	mb
ET	évapotranspiration réelle	$mm \cdot J^{-1} \cdot Wm^{-2}$
ETM	évapotranspiration réelle maximale	$mm \cdot J^{-1} \cdot Wm^{-2}$
EP*	évaporation potentielle théorique	$mm \cdot J^{-1} \cdot Wm^{-2}$
EP	évaporation potentielle	$mm \cdot J^{-1} \cdot Wm^{-2}$
ET _o	évapotranspiration standard	$mm \cdot J^{-1} \cdot Wm^{-2}$
E	évaporation d'une nappe d'eau libre ou d'un sol nu	$mm \cdot J^{-1} \cdot Wm^{-2}$
g	accélération de la pesanteur	$9,81 \cdot m \cdot s^{-1}$
G	flux conductif de chaleur par unité de surface de sol	$W \cdot m^{-2}$
h	constante de Planck	$6,625 \cdot 10^{-34} J \cdot s$
H	humidité relative $\frac{e}{E(t)} \cdot 100$	%
H	charge hydraulique	
h	coefficient d'échange convectif	$m \cdot s^{-1}$
I.F (=L.A.I.)	indice foliaire : m^2 feuille par m^2 surface de sol	S.U
I _o (Rg _o)	flux radiatif au sommet de l'atmosphère	Wm^{-2}
I	flux radiatif correspondant au rayonnement solaire direct	$W \cdot m^{-2}$
k	coefficient d'atténuation de la lumière (Beer)	
k	constante de Karman	$\approx 0,4$
K	conductivité hydraulique	$m^2 \cdot Pa^{-1} \cdot s^{-1}$
K(z)	diffusivité turbulente au niveau z de la grandeur q	$m^2 \cdot s^{-1}$
L	chaleur latente de vaporisation de l'eau	$2440 J \cdot g^{-1} (25^\circ C)$
M _v	masse molaire de la vapeur d'eau	$18 g \cdot mole^{-1}$
M _a	masse molaire de l'air sec	$29 g \cdot mole^{-1}$
M _c	masse molaire du CO ₂	$44 g \cdot mole^{-1}$
N	durée astronomique du jour	heures et dixième
n	durée d'insolation mesurée au sol	heures et dixième
N	nombre d'Avogadro	$6,02 \cdot 10^{27}$
P	porosité du sol	
P _A	pression atmosphérique	1013 mb (normale)
P _a	pression partielle de l'air sec	mb
P	productivité d'un couvert végétal	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
PHAR	rayonnement photosynthétiquement actif (400-700 nm)	$W \cdot m^{-2}$
Q	quantité d'énergie fixée par la réaction de la photosynthèse	$J \cdot kg^{-1} \text{ CO}_2$
R	constante universelle des gaz parfaits	$8,31 \cdot J \cdot K^{-1} \cdot mole^{-1}$
R	taux de respiration	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
r	rapport de mélange de l'air	S.U
raq	résistance aérodynamique au transfert de la grandeur q	$s \cdot m^{-1}$
r _s	résistance stomatique du couvert	$s \cdot m^{-1}$
r _o	résistance de structure du couvert	$s \cdot m^{-1}$
RU	réserve utile d'un sol	mm d'eau
R _n	rayonnement net (250 à 100.000 nm)	$W \cdot m^{-2}$
R _g	rayonnement global (250 à 2.800 nm)	$W \cdot m^{-2}$

R _r	rayonnement réfléchi (250 à 2.800 nm)	W.m ⁻²
R _a	rayonnement atmosphérique (>3.000 nm)	W.m ⁻²
R _{ST}	rayonnement terrestre (> 3.000 nm)	W.m ⁻²
S	flux de chaleur sensible	W.m ⁻²
S	succion du sol	Pa
T	taux de transpiration	kg m ⁻² s ⁻¹
T _r	température du point de rosée	°C
T _h	température du thermomètre humide	°C
T _S	température radiative de surface	K
T(z)	température de l'air au niveau z	°C
u(z)	vitesse horizontale du vent au niveau z	m.s ⁻¹
u _x	vitesse de frottement	m.s ⁻¹
V	volume	m ³
z	hauteur au-dessus du niveau du sol	m
z _o	paramètre de rugosité	m
z _h	hauteur moyenne du couvert	m
z _r	hauteur de référence climatique	m

SYMBOLES GRECS

α	coefficient d'absorption d'un corps (> 3000 nm)	S.U
β	rapport de Bowen	S.U
γ	constante psychrométrique = P _{AcP} /L _e	0,67 mb °C ⁻¹ (25°C)
ρ _a	masse volumique de l'air	1,16 kg.m ⁻³ (25°C)
ρ _v	masse volumique de l'eau	1 kg.l ⁻¹
σ	constante de Stefan-Boltzmann	5,67 10 ⁻⁸ W.m ⁻² K ⁻⁴
ε	émissivité de la surface considérée (> 3000 nm)	S.U
ε	rapport de la masse molaire de la vapeur d'eau à la masse molaire de l'air sec $\frac{M_v}{M_a} = 0,622$	S.U
λ	conductivité thermique du sol	W.m ⁻¹ . °C ⁻¹
λ	longueur d'onde d'une radiation électromagnétique	m
θ _v	humidité volumique d'une tranche de sol	†
θ _p	humidité pondérale d'une tranche de sol	†
ψ _M	potentiel matriciel de l'eau du sol	Pa ou mb
ψ _g	potentiel gravitationnel de l'eau du sol	Pa ou mb
ψ _t	potentiel total de l'eau du sol	Pa ou mb
ΔE	déficit de saturation de l'air = E(T) - E(T _r)	mb
τ	flux de quantité de mouvement ou contrainte à la surface du couvert	kg. m ⁻¹ .s ⁻²
Δ	penne de la courbe de pression de vapeur saturante pour une température donnée	mb. °C ⁻¹
ν	fréquence d'une radiation électromagnétique	s ⁻¹
φ _q	flux convectif vertical de la grandeur q	W.m ⁻²

UNITÉS

<u>Symbole</u>	<u>Dénomination</u>	<u>Expression en fonction d'autres unités</u>
atm	atmosphère	1,013 10 ⁵ Pa 1,013 bars 760 mm Hg 1033 cm d'eau
b	bar	1000 mb 0,987 atm 750 mm Hg
cal	calorie	4,186 J
°C	degré Celsius	1 K
W	watt	J.s ⁻¹
K	Kelvin	x °C = (273,2 + x) K

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. - DEFINITION ET OBJECTIFS DE LA BIOCLIMATOLOGIE.

Initialement, la Bioclimatologie s'intéressait à l'étude du comportement des êtres humains en fonction des conditions climatiques et à leurs variations dans le temps. Elle s'est étendue aux autres organismes, plantes et animaux, d'où la Bioclimatologie au sens large. Mais les mécanismes qui y sont étudiés sont fondamentalement identiques dans l'un et l'autre cas.

La Bioclimatologie végétale s'intéresse aux échanges qui se produisent entre la plante ou la communauté végétale et son environnement, ce qui implique une connaissance de l'état physique du milieu en contact avec l'organisme vivant et sa biologie. Parallèlement, la présence de l'organisme dans le milieu influencera certains de ces paramètres physiques. Ceci est défini par les différentes interactions dont la résultante correspond à un état d'équilibre.

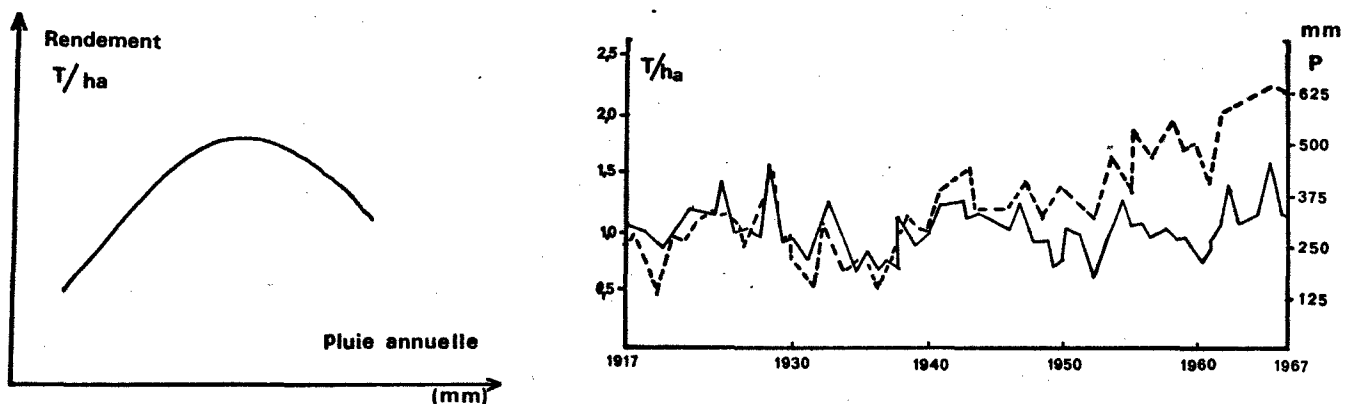
Un des objectifs de la Bioclimatologie est d'établir les diverses relations qui caractérisent les interactions entre l'organisme vivant et les paramètres du milieu en considérant les valeurs moyennes, en déterminant les fréquences et les probabilités, tout comme cela se fait en climatologie sur des données de plusieurs années successives.

Considérons un organisme vivant - animal ou végétal ; il aura une aire de dispersion géographique naturelle où les paramètres du milieu lui permettent de se développer et de se multiplier. Dans cette aire, les interactions entre les facteurs climatiques mêmes déterminent un état d'équilibre représentant un climat qui évolue dans le temps (journée, mois, cycle) et qui permet à cet organisme de passer du stade "grain" au stade reproducteur, c'est-à-dire de grandir et procréer. Il s'établit donc au cours du cycle une succession d'interaction représentée par les différents états d'équilibre entre l'organisme et le climat appelé le bioclimat. Cette zone bioclimatique se caractérise par certains paramètres physiques du milieu (rayonnement solaire, pluie, température et humidité de l'air... et par les caractéristiques de ces communautés végétales et animales qui s'y développent.

Parmi ces organismes, certains sont utilisables pour nos besoins, créant une zone à caractère agricole dont le développement est lié aux techniques utilisées. Les améliorations progressives de ces techniques entraînent certaines modifications, soit du milieu, soit de l'organisme et qui permettent l'accomplissement du cycle biologique. On s'affranchit de certaines conditions défavorables : le manque d'eau est compensé par des apports par irrigation ; l'épandage d'engrais compense l'effet dépressif d'un déséquilibre minéral....

L'extension des zones agricoles peut, à la longue, couvrir la zone bioclimatique initiale et même s'étendre au-delà, si certains stades phénologiques ne sont pas nécessaires ex : plantes fourragères.

On entre dans le domaine de l'agroclimatologie quand on s'occupe d'analyser les données climatiques générales en relation avec le produit récolté (rendement agricole). Elle fournit certaines interprétations globales des relations organismes vivants - climat mais sans définir les interactions propres à l'équilibre du système (fig. 1 et 2).



La figure 1 correspond à une relation entre les quantités d'eau de pluie et le rendement obtenu. Ce type de relation est valable tant que les conditions d'exploitation et techniques culturales utilisées restent les mêmes. Or la figure 2 démontre justement que pour des conditions pluviométriques peu différentes, les rendements obtenus se sont accrus au cours des années et à mettre en parallèle avec les multiples améliorations culturales, génétiques et phytosanitaires. Dès lors, l'interprétation de tel type de relation doit être faite avec beaucoup de prudence.

Notons le caractère global des relations présentées dans les fig. 1 et 2: La pluie se caractérise non seulement par sa quantité totale mais aussi par sa distribution au cours du cycle de croissance de l'organisme, par son intensité et par sa fréquence.

Pour comprendre les interactions qui s'établissent, il nous faut être plus familiers avec les principales lois de base régissant les sciences biologiques, physiques et chimiques.

Science de synthèse, la bioclimatologie fait appel entre autre à (cf. schéma 1) :

- pour l'étude de l'ATMOSPHERE

la météorologie : étude du temps qu'il fait

- mesure des valeurs instantanées, à un moment précis, en un lieu déterminé, ce qui permet de caractériser l'état de l'atmosphère.

la climatologie : étude du temps qu'il a fait

- étude du climat par les valeurs moyennes et cumulées dans le temps en un lieu déterminé pour une période donnée.

la physique

: nous intéresse pour les différentes lois auxquelles obéissent les phénomènes régissant la dynamique du climat.

- du point de vue instrumental, connaissance des propriétés des appareils.

la statistique

: nécessaire à la description des phénomènes expérimentaux, relations entre les différents facteurs analysés.

- lois de probabilité, analyse répétitive d'un même phénomène, notion d'échantillonnage ...

- pour l'étude de la PLANTE ou de la COMMUNAUTE VEGETALE

l'écologie-botanique : distribution des plantes, analyse des groupements et relations avec les paramètres du milieu.

ex. distribution graminéenne dans le Sahel liée non seulement à la répartition des pluies mais aussi à leur possibilité concurrentielle pour une meilleure utilisation de l'eau.

l'agrophénologie

: concerne l'évolution des différents stades de croissance et de développement des plantes.

la physiologie

: (anatomie, morphologie et biochimie) concerne principalement l'étude du fonctionnement des plantes tant du point de vue structure que du métabolisme (photosynthèse, systèmes hormonaux ...).

la génétique

: amélioration des génomes se traduisant par des modifications de certains caractères phénologiques qui interviennent dans la productivité du couvert.
ex. travaux sur le maïs, sur l'architecture foliaire du palmier.

- pour l'étude du SOL

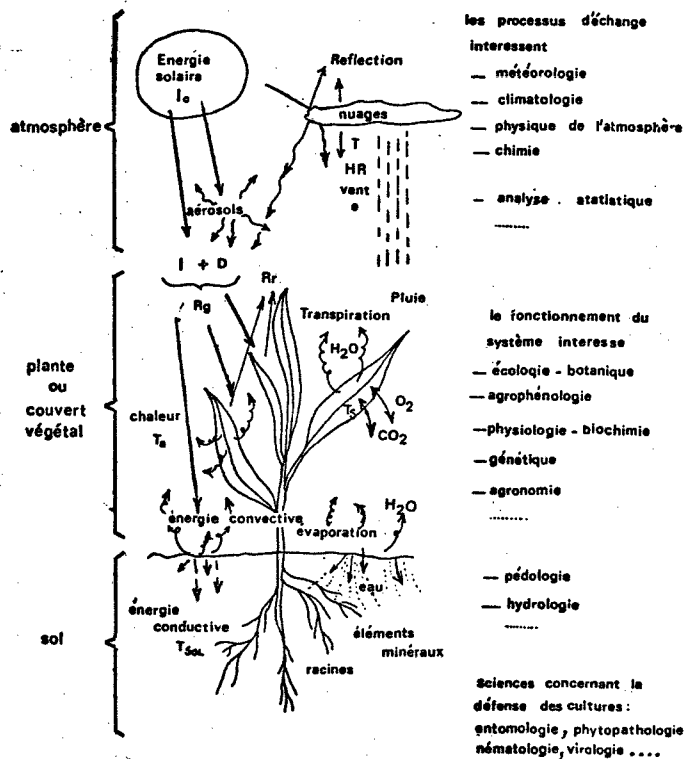
la pédologie

: étude de la structure et de la texture des sols; importance de leurs caractéristiques pour l'alimentation des plantes.

l'hydrologie

: étude de tout ce qui concerne l'eau soit en surface soit en profondeur. S'intéresse aux problèmes d'érosion, de drainage, d'écoulement, pour permettre une estimation du bilan hydrique au niveau d'une région.

Inversément, ces sciences sont intéressées aux résultats de la bioclimatologie tout comme celles qui s'occupent de la défense des cultures (entomologie, phytopathologie, virologie, nématologie, etc...).



Schema des transferts d'énergie et de masse dans un système sol - plante - atmosphère .

Quant aux objectifs de la bioclimatologie végétale, ils doivent répondre aux préoccupations des agronomes et donc être axés principalement sur l'amélioration de la production agricole :

1 - en déterminant les mécanismes régissant les interactions plante-climat pour une meilleure compréhension des relations plante-énergie
plante-eau.

2 - en permettant des prises de décision à caractères opérationnels :

à court terme : échelonnement et modalités des interventions culturales durant la période de croissance des végétaux :

- binage, sarclage pour la formation d'un mulch et élimination des adventices,
- épandage d'engrais ou d'insecticide,
- récolte des produits,
- estimation des déficits hydriques par les mesures des pluies et le calcul de consommation en eau justifiant les apports d'eau par irrigation et leur rythme d'application.

à moyen terme : l'information climatique doit devenir un critère de gestion économique des activités agricoles :

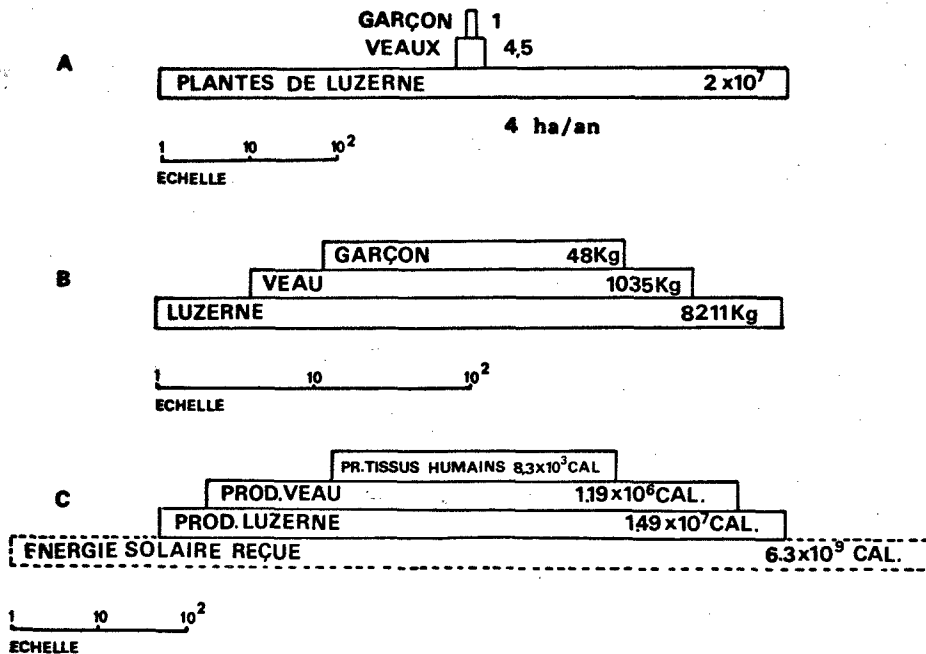
- estimation des dates de plantation les plus favorables à l'obtention d'une production agricole la plus élevée,
- préparation des sols,
- choix des plantes convenant le mieux au climat de la région,
- régularisation des récoltes.

La bioclimatologie doit également aider :

- les écologistes concernés par l'impact d'une modification de la physionomie du couvert végétal sur l'équilibre de l'écosystème (transformation de la forêt par ex.),
- les hydrologues aux prises avec l'étude du bilan hydrique d'un bassin versant,
- les physiciens de l'atmosphère intéressés à l'étude de la circulation générale dans l'atmosphère (problèmes de recyclage de l'eau, évapotranspiration par ex.).
- les entomologistes qui étudient les causes de la prolifération subite de certains insectes, soit ravageurs des cultures, soit vecteurs de maladies.

2. - SCHEMA DES MECANISMES ET PROCESSUS IMPLIQUES DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE.

L'énergie solaire, après ses modifications quantitatives et qualitatives lors de sa traversée dans l'atmosphère est reçue au sol par les différents écosystèmes. Cette énergie est dégradée au fur et à mesure qu'elle passe les différents niveaux producteurs-consommateurs de l'écosystème.

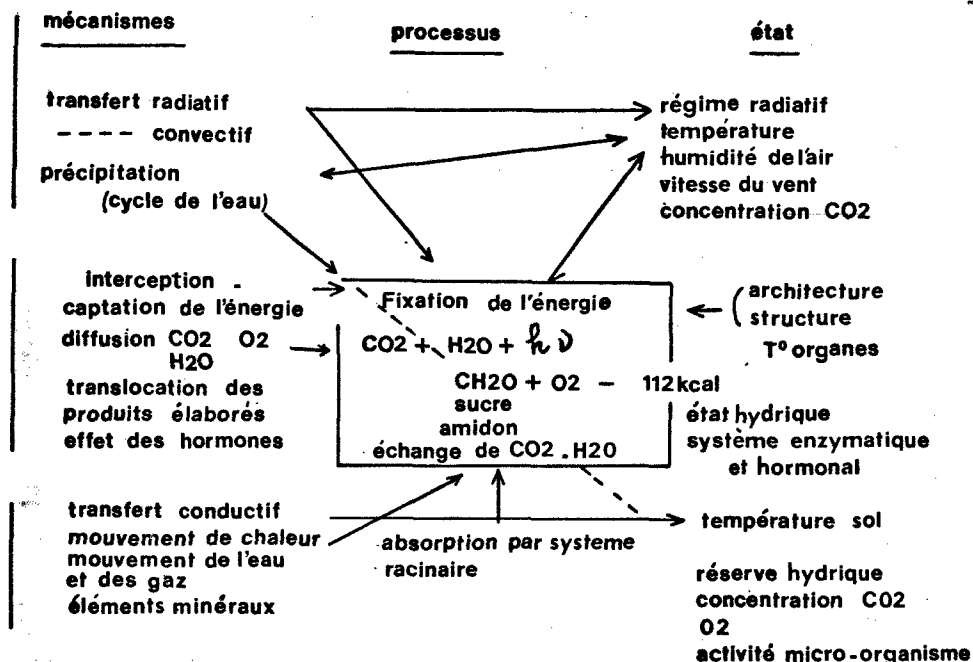


Pyramides des nombres (A), biomasses (B) et de l'énergie (C) pour l'écosystème simplifié. Luzerne - Veaux et garçon de 12 ans. (DUVIGNEAUD 1965)

Le système végétal est le premier niveau de la chaîne trophique. Il produit, par photosynthèse, de la matière organique à partir des éléments minéraux : il transforme l'énergie solaire en énergie chimique.

Etant donné son importance pour nos besoins, nous nous intéresserons plus particulièrement aux caractéristiques de la fraction d'énergie solaire arrivant au sol et de sa transformation par tout système végétal. L'établissement des multiples relations caractérisant les états d'équilibre des interactions entre l'écosystème végétal et son milieu doit nous permettre de comprendre son évolution et d'agir sur certaines d'entre elles pour l'obtention de rendement de production plus élevé.

Schema 2: Mécanismes et processus impliqués dans le système sol-plante-atmosphère.



Le schéma 2 résume les caractéristiques importantes du système sol-plante-atmosphère suivant les mécanismes et processus mis en jeu.

Les flèches montrent la complexité des interactions entre l'état du milieu, celui de la plante et la nature des mécanismes physiques et physiologiques qui s'y rapportent. L'énergie solaire après sa traversée de l'atmosphère est partiellement absorbée par les feuilles. Une fraction de cette énergie est restituée au milieu sous forme de chaleur entraînant une variation de la température de l'air (phénomène de convection) et sous forme de vapeur d'eau provenant de la transpiration et qui a pour conséquence une augmentation de l'humidité de l'air. Par ailleurs, les mécanismes physiologiques qui gouvernent le développement de la plante sont tributaires des processus de vieillissement où interviennent les effets des hormones. La transmission entre la phase végétative et la phase reproductive dépend non seulement de l'état du milieu défini par des facteurs comme le régime radiatif, la température, l'humidité, etc... mais également de l'état interne de la plante comme les activités photosynthétiques et enzymatiques.

Les différents chapitres qui font l'objet de cet enseignement peuvent être récapitulés comme suit :

- CH 1 - Transfert radiatif et notion de bilan des rayonnements basée sur la première loi de thermodynamique.
- CH 2 - Transfert convectif et notion de bilan hydrique basée sur la loi de conservation des masses.
- CH 3 - Transfert conductif dans le sol et circulation de l'eau.
- CH 4 - Les processus de la production végétale.
- CH 5 - Le climat en Afrique de l'Ouest et en Côte d'Ivoire.
- CH 6 - Analyse des données climatiques en vue d'application agronomique.

CHAPITRE I

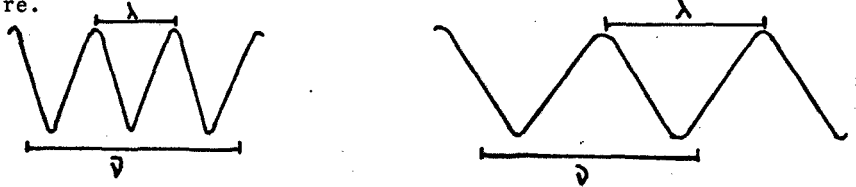
TRANSFERTS RADIATIFS

I.2. LOIS DE BASE.

Le rayonnement est un ensemble de radiations électromagnétiques de nature ondulatoire, dont la vitesse de propagation dans le vide est proche de $3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$ ou 300000 km.s^{-1} . Cette vitesse est une constante quelle que soit la longueur d'onde considérée. La radiation est caractérisée par une fréquence d'oscillation en relation avec la longueur d'onde suivant l'équation :

$$c = \lambda \nu$$

- λ longueur d'onde c'est à dire la plus petite distance entre deux crêtes consécutives d'une même phase du mouvement ondulatoire ;
- ν est la fréquence c'est à dire le nombre de vibrations par unité de temps.
- c vitesse de propagation de la lumière.



La possibilité d'émettre ou d'absorber de l'énergie rayonnante est une propriété intrinsèque des solides, liquides et gaz, et est toujours associée au changement de l'état énergétique des atomes ou des molécules. Le principe de conservation de l'énergie est fondamental de l'origine matérielle du rayonnement. La quantité d'énergie radiative émise par un atome ou une molécule est égale à la diminution de l'énergie potentielle de ses constituants.

PLANCK démontre la nature corpusculaire des rayons solaires. L'émission d'énergie se fait par des quantités unitaires indivisibles, des corpuscules appelés photon ou quantum. Son énergie est proportionnelle à la fréquence suivant la relation.

$$q = h \cdot \nu$$

$$h = 6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J.s.}$$

$$q = h \cdot c / \lambda$$

$$= 6,63 \cdot 10^{-27} \text{ erg.s.}$$

$$\text{ex : } \frac{6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J.s.} \cdot 310^{14} \text{ } \mu\text{ms}^{-1}}{0,55 \text{ } \mu\text{m}} = 3,610^{-19} \text{ J}$$

Tout corps émet un rayonnement en fonction de sa température et de la nature de sa surface. Cette émission se fait aux dépens de l'énergie interne du corps qui rayonne, sa température s'abaissera si aucune absorption d'énergie ne se fait. Ce rayonnement émis est caractérisé par une longueur d'onde et une puissance.

Un corps qui émet un rayonnement avec un maximum d'intensité pour chaque longueur d'onde est considéré comme un corps noir. Un tel corps est apte également à absorber l'énergie dans l'ensemble du spectre : c'est un absorbeur et un radiateur parfait.

L'émissivité d'un corps est définie comme le rapport de la radiation émise pour une longueur d'onde déterminée à la quantité d'énergie radiative captée :

$$\epsilon_\lambda = \frac{E_\lambda \text{ émise}}{E_\lambda \text{ captée absorbée}} \quad \text{CN} \rightarrow \epsilon_\lambda = 1$$

Il en est de même de l'absorption qui est définie comme le rapport de la quantité d'énergie radiative absorbée pour une longueur d'onde donnée à la quantité d'énergie radiative reçue par la surface pour la même longueur d'onde :

$$\alpha_\lambda = \frac{E_\lambda \text{ absorbée}}{E_\lambda \text{ reçue}} \quad \text{CN} \rightarrow \alpha_\lambda = 1$$

Un corps en équilibre thermique dans une enceinte dont la température est uniforme, absorbe toute la quantité d'énergie radiative qu'il reçoit et il réémet la même quantité

$$\text{le bilan} = 0$$

Pour la gamme de température caractérisant notre milieu, toutes les radiations émises par les corps se situent dans les bandes spectrales de 3 à 100 μm .

Loi de KIRCHOFF

Tout corps "gris" recevant de l'énergie, va en absorber, en réfléchir et en transmettre suivant ses propriétés optiques:

a_λ = absorption ;

r_λ = réflectivité qui est le rapport de l'énergie réfléchie à l'énergie radiative totale reçue par la surface;

t_λ = transmissivité qui est le rapport de l'énergie transmise à l'énergie radiative totale reçue

$$a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1$$

ex. un miroir, parfaitement réfléchissant pour une gamme de longueur d'onde déterminée aura une émissivité égale à 0 et sa température restera constante en effet
 $t_\lambda = 0$; $r_\lambda = 1$; $a_\lambda = 0$

Loi de STEFAN

La densité de flux énergétique des radiations émises par un corps noir est proportionnelle à la quatrième puissance de sa température absolue.

$$R = \sigma T^4$$

T = température absolue °K

σ = constante de Stefan-Boltzmann

$$5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$$

$$5,67 \cdot 10^{-5} \text{ erg.cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-4}$$

Compte tenu de ce que les corps ne sont pas parfaitement assimilables à un corps noir, CN, on aura

$$R = \epsilon \sigma T^4$$

ϵ = émissivité du corps

sol, couvert végétal, eau, corps animal se rapprochent de l'émissivité d'un corps noir

$$\Rightarrow 0,93 < \epsilon < 0,98.$$

ex. l'assimilation d'un morceau de sucre de 4 gr. permettrait-elle de compenser l'énergie rayonnée par notre corps installé dans une chambre à 25°C et pendant combien de temps ?

$$\text{En effet} \rightarrow T^\circ \text{ corps} = 37^\circ\text{C} \rightarrow 310 \text{ K} \rightarrow \epsilon \sigma T_c^4 = 509 \text{ Wm}^{-2}$$

$$T^\circ \text{ chambre} = 25^\circ\text{C} \rightarrow 298 \text{ K} \rightarrow \epsilon \sigma T_{ch}^4 = 434,5 \text{ Wm}^{-2}$$

$$\text{perte d'énergie pour le corps} = 74,5 \text{ Wm}^{-2}$$

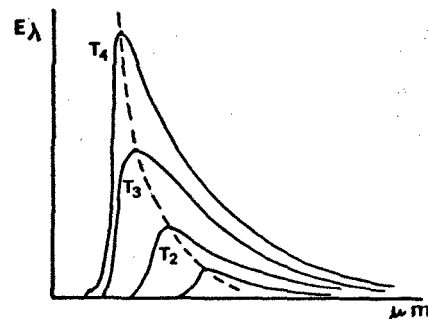
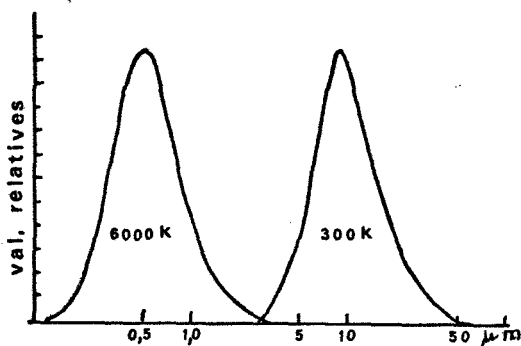
en supposant que notre corps a une surface totale de 3 m², il aura rayonné pendant 1 minute l'équivalent de 13410 J 3m⁻² min⁻¹. Nous savons qu'une mole de CH₂O = 4,710³ J c'est à dire 15.670 J gr⁻¹CH₂O.

Cette quantité d'énergie rayonnée par le corps doit être compensée par l'absorption de 0,86 gr d'hydrate de carbone.

Le morceau de sucre de 4 gr compensera la quantité d'énergie rayonnée par le corps durant 5 minutes environ.

Loi de déplacement de WIEN

Une fois la loi de KIRCHOFF connue, on a mesuré l'énergie émise pour chaque longueur d'onde par un corps à une température déterminée (ex: 300 K) et on constate que la distribution spectrale à la même configuration que celle de la lumière solaire en valeur relative.



WIEN en déduit que la longueur d'onde correspondant au maximum d'énergie émise est en relation avec la température absolue du corps radiant.

$$T \times \lambda_{\max} = \text{constante} = 2897 \mu\text{m K} \\ 2,897 \cdot 10^6 \text{ nm K}$$

pour le spectre solaire, la longueur d'onde maximale pour la plus forte intensité énergétique sera ;

$$\frac{2897 \mu\text{mK}}{6000 \text{ K}} = 0,480 \mu\text{m} \\ 480 \text{ nm}$$

pour notre corps = 37°C

$$\frac{2897 \mu\text{m K}}{310 \text{ K}} = 9,340 \mu\text{m} \\ 9340 \text{ nm}$$

constater que les deux courbes ne se recouvrent quasiment pas ; c'est pourquoi on considérera l'ensemble du spectre solaire comme un rayonnement de courtes longueurs d'onde compris entre 0,25 et 2,8 μm . (250 - 2800 nm), et l'énergie émise par les différents corps terrestres comme des rayonnements de grandes d'onde dans le spectre électromagnétique (> 2800 nm).

Valeurs des constantes intervenant dans la théorie du rayonnement électromagnétique

$$C = \text{vitesse de la lumière} = 300.000 \text{ km s}^{-1} \\ h = \text{Constante de PLANCK} = 6,63 \cdot 10^{-27} \text{ ergs s} = 6,6310^{-34} \text{ J s} \\ \sigma = \text{Constante de STEFAN BOLTZMANN} = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4} \\ \text{Constante de WIEN} = 2897 \mu\text{m K}^\circ \\ 1 \text{ cal} = 4,187 \text{ J} \quad 1 \text{ cal min}^{-1} = 697 \cdot 10^{-3} \text{ W} \\ 1 \text{ J} = 0,239 \text{ cal} \quad 1 \text{ W} = 14,34 \text{ cal min}^{-1}$$

1.3.- LES RAYONNEMENTS DE COURTES LONGUEURS D'ONDE (250-2800 nm)

La quantité d'énergie rayonnante atteignant une surface horizontale située au sol dépend d'un certain nombre de facteurs :

- intensité du rayonnement émis par le soleil
- caractéristique astronomique déterminant la position du soleil
- transparence de l'atmosphère.

1.3.1.- L'énergie solaire avant son entrée dans l'atmosphère.

La densité de flux énergétique du rayon solaire au sommet de l'atmosphère, reçue sur une surface exposée perpendiculairement aux rayons et pour une distance moyenne T-S de $150 \cdot 10^6 \text{ km}$ est de 1353 Wm^{-2} ou $1,353 \text{ kW.m}^{-2}$. ($1,94 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{mn}^{-1}$). Ce chiffre correspond à la constante solaire = 1. Toutefois cette constante doit être affectée d'un facteur lié à la variation de la distance suivant l'époque de l'année (d/d_0)².

Si la surface n'est plus exposée perpendiculairement aux rayons solaires, la densité de flux énergétique dépendra de la hauteur zénithale du soleil qui est fonction de l'heure, de la latitude et de la saison.

En effet, la terre tourne sur elle même selon l'axe N-S au cours d'une période de 24 h; le temps, lié à des angles entre deux plans dont l'un passe par le soleil, correspond à $24 \text{ h} = 360^\circ$

$$1 \text{ h} = 15^\circ \\ 4 \text{ min.} = 1^\circ$$

Le centre de la terre décrit autour du soleil une ellipse dont le foyer est le soleil; la distance minimale est de $0,98 d_0$ (solstice d'hiver) et $1,016 d_0$ (solstice d'été).

Le plan de l'équateur est incliné de 23° par rapport au plan écliptique et donc la déclinaison solaire (δ) varie de -23° (hiver au nord) à $+23^\circ$ (été au nord) en passant à l'équateur aux équinoxes.

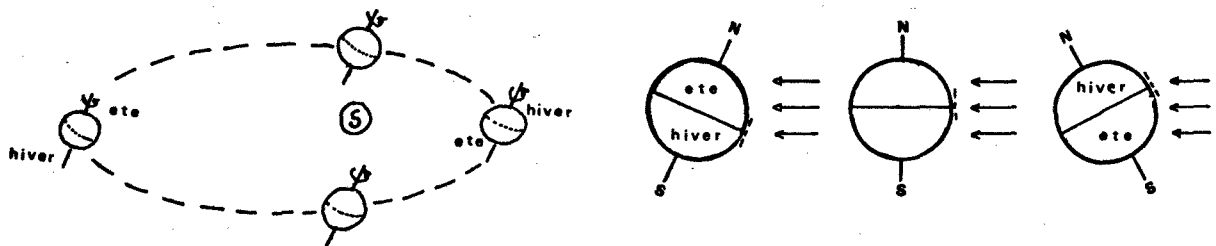
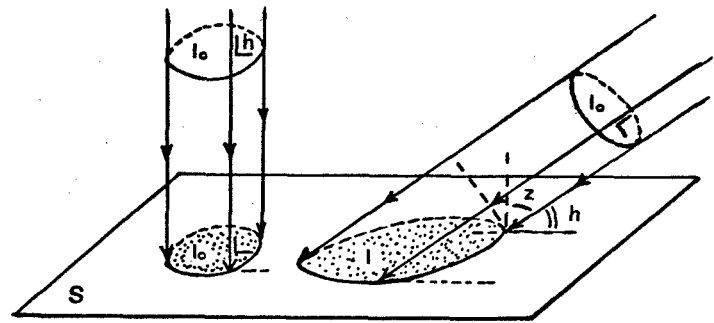
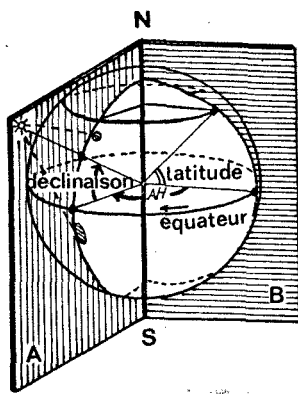


Fig. I,1 : Variation de l'inclinaison du plan équatorial sur le plan de l'écliptique ($23^\circ 27'$).

En effet, la loi de LAMBERT stipule que l'intensité radiative émise dans n'importe quelle direction à partir d'une surface unitaire varie suivant le cosinus de l'angle formé par la normale à la surface et la direction des rayons incidents.

Appliquons cette loi à une surface réceptrice horizontale S.



Angle d'incidence et intensité de l'énergie solaire au sol

L'angle d'incidence ou la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon est très importante car elle détermine les quantités d'énergie solaire reçue en un lieu au sol au cours de la journée ou au cours des diverses saisons. Il en est de même le long d'un même méridien à un instant donné du fait que la hauteur du soleil (h) varie suivant les latitudes (fig. I,1).

La quantité d'énergie reçue au sol est maximale avec des rayons énergétiques perpendiculaires à la surface S ($h = 90^\circ$). Plus les rayons sont inclinés, plus l'énergie solaire est répartie sur une plus grande surface. Les apports par unité de surface sont de ce fait, plus faibles. La quantité d'énergie par unité de surface varie proportionnellement au cosinus de l'angle zenithale (Z) ou au sinus de l'angle d'incidence (h) des rayons solaires.

$$I = I_0 \cos Z = I_0 \sin h$$

Pratiquement, le calcul de la hauteur du soleil h en un lieu déterminé, peut être réalisé à l'aide de la trigonométrie sphérique à partir des valeurs de la latitude (ϕ), de la longitude (λ) du lieu, de la déclinaison du soleil (δ) et de l'angle horaire AH

$$h = \text{hauteur du soleil par rapport à l'horizontal}$$

$$\sin h = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos AH.$$

ex: Abidjan 10 avril 1976 - 10 h 20 - latitude N : $5^\circ 20'$; longitude W : 4°

- correction distance terre-soleil : -0,5%

$$I_0 = 1353 \text{ Wm}^{-2} \times 99.995 = 1353 \text{ Wm}^{-2}$$

- déclinaison solaire : $\delta = + 8^\circ$

- équation de temps : $-1' 20''$

- correction d'heure légale = 0 : 10 h 20' - 0 = 10 h 20' (heure de Greenwich)

- longitude est de 4° W, la correction est de ($4^\circ \times 4 \text{ min}$)

$$\text{T.S.M : } 10 \text{ h } 20' - 16' = 10 \text{ h } 04'$$

- correction liée à l'équation de temps : $10 \text{ h } 04' - 1'20'' = 10 \text{ h } 03' = \text{T.S.V.}$

il correspond à un angle horaire AH de : $2 \times 15^\circ - 3/4 = 29^\circ$ environ

- hauteur du soleil : $\sin h = \sin 5^\circ 21' \sin 8^\circ + \cos 5^\circ 21' \cos 8^\circ \cos 29^\circ$

$$= 0,88$$

$$h = 61^\circ.1$$

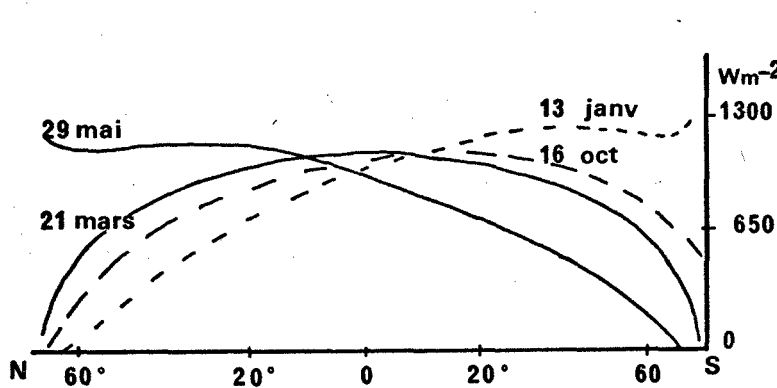


Fig. I,2 : Répartition de l'énergie solaire reçue par une surface horizontale placée à la limite supérieure de l'atmosphère en fonction des saisons et de la latitude. (KONDRATYEV, 1964).

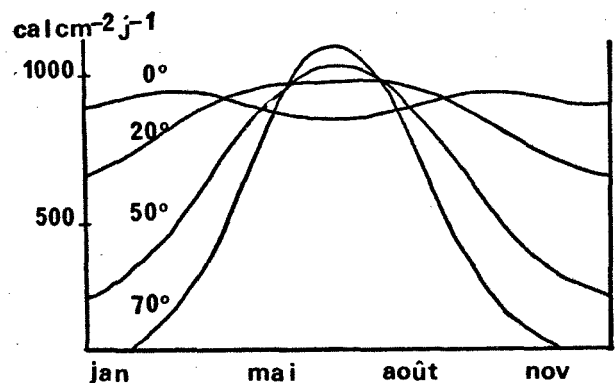


Fig. I,3 : Rayonnement solaire journalière au sommet de l'atmosphère enregistré sur une surface horizontale en fonction de la latitude et du mois de l'année. (GATES, 1962).

Distribution spectrale

Le soleil se comporte comme un radiateur dont la température de surface est de 6000°K . La distribution spectrale de cette énergie est comprise entre 250 et 2800 nm. (Fig.I,4 et Fig.I,5).

L'intensité maximale est émise pour la longueur d'onde

$$\lambda_m = \frac{2897}{6000} = 0,480 \mu\text{m} \text{ ou } 480 \text{ nm}$$

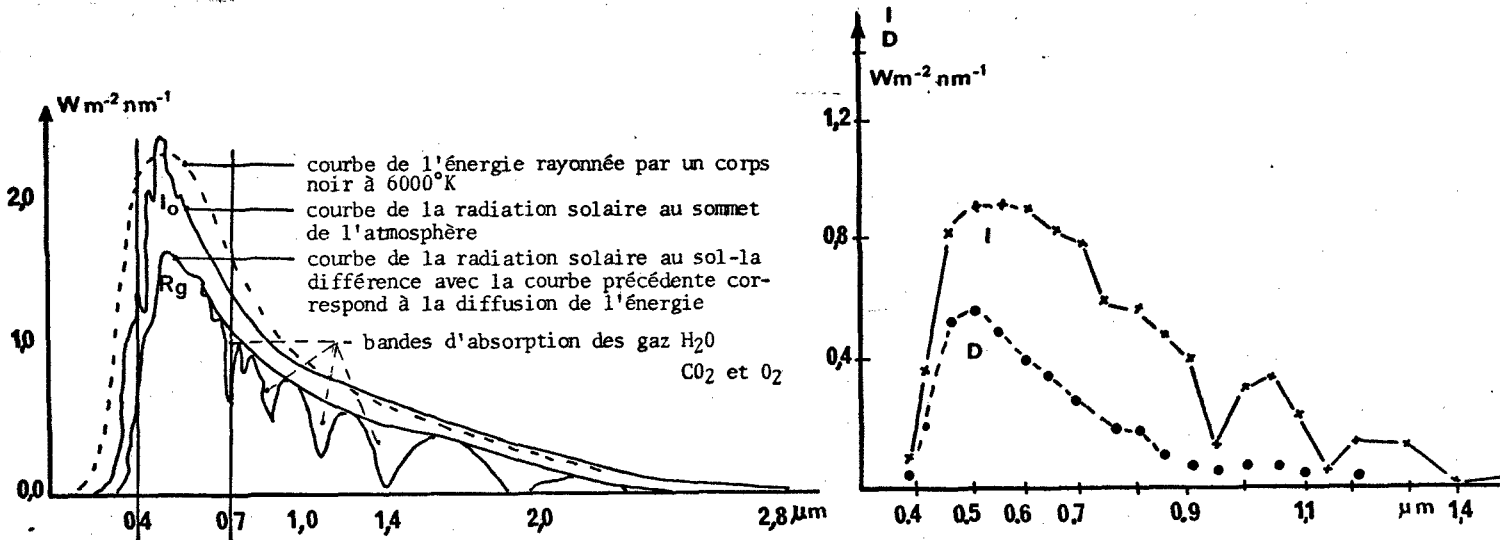


Fig.I,4 : Distribution spectrale de l'énergie solaire au sommet de l'atmosphère et après sa traversée au sol.

Fig.I,5 : Composition du rayonnement solaire direct au sol ainsi que du diffus pour une même hauteur de soleil (75°). (Adiopodoumé, 3.08.73)

On peut diviser le spectre solaire en 3 parties caractéristiques :

250-400 nm : U.V.

en appliquant $Q = \lambda\nu = h C/\lambda$

$$\begin{aligned} \text{l'énergie d'un quantum} &= \frac{6,63 \cdot 10^{-34} \text{ Js} \cdot 3 \cdot 10^{14} \mu\text{ms}^{-1}}{0,300 \mu\text{m}} \\ &= 6,6 \cdot 10^{-19} \text{ J} \end{aligned}$$

l'effet biologique de cette partie du spectre est très important du fait de l'énergie émise :

- inactive les virus et bactéries
- stimule le cancer de la peau
- formation de vitamines D

ses effets sont fortement minimisés à la surface terrestre car elle est absorbée par la couche d'ozone située à 25-30 km d'altitude.

hors atmosphère : 7 % au sol : 2-3 %

400-700 nm : partie du spectre visible pour l'oeil et active sur les végétaux photosynthétisant (PHA R)

Energie quantique plus faible car la longueur d'onde est plus élevée que précédemment

Rôle de première importance dans les réactions biologiques

- vision animale
- la photosynthèse

Quantité hors atmosphère : 42% du spectre complet

au sol, variable suivant l'absorption des différentes λ : 45 à 60%

700-2800nm : proche infra-rouge : l'énergie quantique est la plus faible dans cette bande spectrale

elle représente 51% de l'énergie totale du spectre,

sa variation au sol est fonction de la quantité absorbée par certains constituants de l'atmosphère: CO_2 - H_2O - O_2 .

1.3.2.- Modification quantitative et qualitative de l'énergie lors de sa traversée de l'atmosphère.

L'enveloppe gazeuse formant l'atmosphère terrestre réfléchit et absorbe une quantité importante de l'énergie des rayons solaires. Cette atténuation est fonction des gaz constituant l'atmosphère, réduisant ainsi la quantité d'énergie reçue au sol. La loi de BEER décrit cette réduction du flux énergétique comme une fonction de la longueur de la trajectoire parcourue par le rayon solaire dans un milieu homogène.

$$I = I_0 e^{-k.l}$$

l : longueur de la trajectoire

k : coefficient d'atténuation

Le coefficient d'atténuation ou d'extinction défini par la loi de BEER traduit donc l'effet global des gaz, des particules liquides et solides en suspension dans l'air sur la transmission des rayons solaires directs sans distinction entre l'absorption et la diffusion.

absorption : est soit sélective, fonction de certains gaz comme CO₂, O₃, O₂ et H₂O liée à la structure des atomes constituant les molécules des corps absorbants présents dans l'atmosphère,

$$k_{CO_2} + k_{O_3} + k_w = k_a$$

diffusion : est un phénomène de réflexion de la trajectoire des photons avec une dispersion dans toutes les directions de la radiation élémentaire incidente.

Suivant les dimensions des molécules et des particules, il faut distinguer :

- **la diffusion moléculaire** : ce sont les molécules des gaz formant l'atmosphère et dont les dimensions (le rayon) sont évidemment très inférieures à la longueur d'onde de la radiation considérée qui produisent ce changement de la trajectoire. Dans ce cas, la quantité de lumière diffusée est inversement proportionnelle à la 4^e puissance de la longueur d'onde. Il s'agit de la diffusion de RAYLEIGH.

Le coefficient d'extinction par diffusion moléculaire est donnée par la formule de RAYLEIGH

$$k_R = 0,00879 \lambda^{-4,09}$$

- **la diffusion de MIE** : les particules sont d'un diamètre compris entre 10⁻² et 10² fois celui des longueurs d'onde étudiées, cas des noyaux de condensation - formation des nuages -, poussières, microgouttelettes d'eau formant les aérosols. La diffusion par ces aérosols, étudiée par MIE, dépend de leur nature, de leur diamètre et de leur concentration. Au fur et à mesure que la taille des aérosols augmente, la diffusion est inversement proportionnelle à une puissance plus petite de la longueur d'onde, passant de $\lambda^{-4,09}$ à λ^0 .

$$\rightarrow k_M \lambda$$

ANGSTROM a proposé une formule empirique pour exprimer le coefficient de diffusion moyen dû aux aérosols

$$k_M = \beta \lambda^{-\alpha}$$

avec β : coefficient de trouble d'ANGSTROM lié à la concentration
= nb de particules/unit. de vol.

α : 1,3 valeur moyenne en région tempérée, est liée à la distribution fréquentielle des rayons des particules diffusantes

- si le diamètre moyen des particules est grand, α est petit

- si le diamètre moyen des particules est petit, α est grand

Ce qui donne l'équation générale exprimant la quantité d'énergie reçue au sol (cf. loi de BEER) :

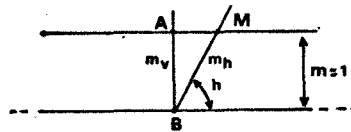
$$I = \left(\frac{d}{d_0}\right)^2 I_0 e^{-kax + (k_R + k_M) m + k_w l}$$

x : épaisseur de la couche d'ozone (3 mm)

l : quantité d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère

m : masse atmosphérique = $\frac{1}{\sinh}$ qui correspond à une trajectoire des rayons solaires à travers l'atmosphère.

La masse atmosphérique m_v à la verticale d'un lieu est proportionnelle à la pression exercée par le poids de l'air au dessus du lieu. Au niveau de la mer, cette masse m_v correspond à 1 atm ou 1000 mb.



Lorsque la distance zénithale n'est pas nulle, ou que l'angle h est $\neq 90^\circ$, l'épaisseur d'air traversée est inversement proportionnelle à $\sin h$,

$$BM = \frac{BA}{\sin h} = m_h.$$

Donc, pour une hauteur de soleil donnée, il existe une relation entre la masse optique d'air traversée m_h et la masse atmosphérique m_v à la verticale du site de mesure :

$$m_h = \frac{m_v}{\sin h}$$

Nous savons que m_v est proportionnelle à la pression atmosphérique, la masse d'air optique réellement traversée

$$m = m_h \frac{p}{1000}$$

donc

$$m = \frac{p}{1000} \frac{1}{\sin h}$$

La diffusion sera plus intense quand l'épaisseur d'air traversée sera plus longue, donc fonction de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon (les rayons "obliques" de début et de fin de journée ont une trajectoire bien plus longue dans l'atmosphère que ceux du milieu de la journée).

L'atténuation du rayon solaire direct par diffusion moléculaire est de l'ordre de 10 à 13%, quant à la diffusion par les aérosols solides et liquides, en Côte d'Ivoire, elle est au minimum de 10 à 15 % et au maximum de 80 à 90 % selon le trouble de l'atmosphère (ex. harmattan).

1.3.3.- Bilan de courtes longueurs d'onde. ($250 < \lambda < 2800$ nm)

Le rayonnement solaire reçu au sol (cf. schéma I.1.)

Le rayon solaire s'appauvrit énergétiquement lors de sa traversée de l'atmosphère mais l'affaiblissement par les aérosols n'est que partiel car une fraction de cette énergie nous arrive sous forme d'énergie diffuse (D) en plus de l'énergie directe (I). Une fraction de cette énergie se dirige hors atmosphère et intervient dans la quantité d'énergie réfléchie par le système terrestre.

Les nuages interviennent non seulement comme diffuseur mais également comme réflecteur : 30 à 80 % de l'énergie directe peut être réfléchie, l'ensemble de ces énergies quitte le système terrestre également.

Cette fraction s'appelle l'albédo terrestre = $\frac{R_r}{R_g}$

- au dessus des pôles : 60-80%
- au dessus des océans 15-20 %
- au dessus des déserts 30-40 %
- valeurs moyennes à 25-35 %

Outre la quantité d'énergie réfléchie, une fraction de l'énergie est absorbée et de ce fait augmente la température propre du nuage. Les énergies reçues au sol peuvent donc être très variables selon le lieu et la saison.

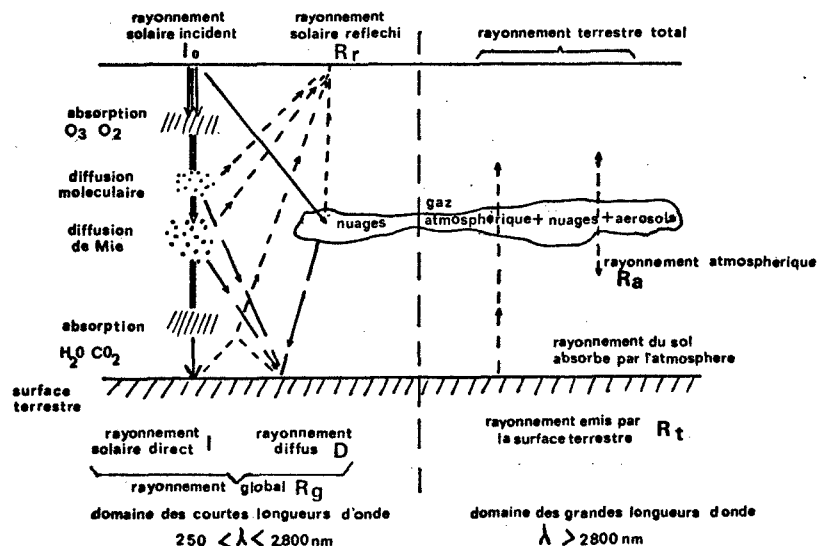


Schéma I,1 : Les échanges radiatifs entre le soleil, l'atmosphère et la surface terrestre. (BOYEN & DOGNIAUX).

- Le rayonnement solaire global (300-2800 nm) au sol nous arrive sous deux formes :
- une fraction directe (I) qui n'a pas été modifiée lors de la traversée de l'atmosphère
 - une fraction diffuse (D) provenant des constituants présents dans les masses d'air, sa distribution spectrale est quelque peu différente (fig. I.5).

On constatera la forte diffusion de l'énergie dans les longueurs d'onde 400-700 nm, ainsi que l'importance des bandes d'absorption de la vapeur d'eau (950, 1150 et 1400 nm). (Fig.I,5)

La fraction qui intéresse le monde végétal PHAR est en relation étroite avec les variations de R_g . La proportion des trois rayonnements R_g, D et PHAR dépend : (fig.I.6)

- de la hauteur du soleil ($\sin h$)
 - de l'importance des absorptions par les gaz
 - de la concentration des aérosols et des microgouttelettes d'eau dans l'atmosphère.
- 10.04.75 = R_g valeurs instantanées très élevées, le soleil est près de l'équinoxe, la déclinaison est de $+6^\circ N$
- = la diffusion est très faible $D/R_g \approx 0,20$. L'atmosphère est très transparente, liée à une pluie importante 2 jours avant qui a lessivé les masses d'air contenant les particules diffusantes ($k_M \ll$)
 - = $R_V/R_g \approx 0,55$ - une forte proportion d'énergie dans des bandes spectrales du proche infra-rouge est absorbée par la vapeur d'eau
- 09.05.75 = R_g - valeurs instantanées moyennes, la déclinaison est de $+16^\circ N$. En outre, I est davantage atténuée dans ce cas par les aérosols.
- = $D/R_g \approx 0,45$. La concentration des particules est élevée surtout en microgouttelettes d'eau ($k_M >$) - début saison des pluies.

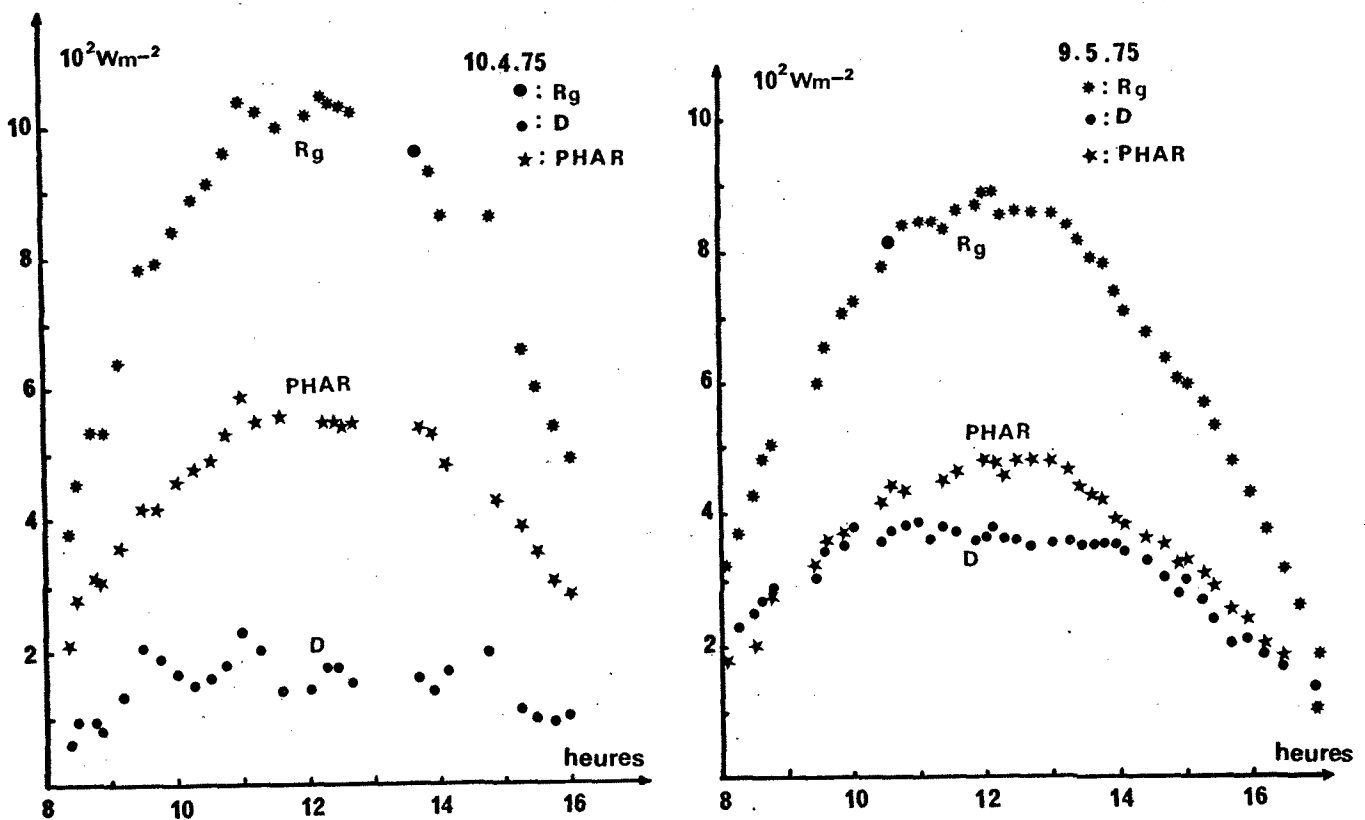


Fig.1,6 : Evolution des rayonnements global, diffus et visible au cours de 2 journées.

Les valeurs du rayonnement global ne traduisent que faiblement l'atténuation du rayonnement solaire direct (I) qui est essentiellement liée à la présence des aérosols comme les microgouttelettes d'eau dans l'atmosphère. La réduction de I est partiellement compensée par l'apport d'énergie diffuse D: le 10.4, la valeur de I ($I = R_g - D$) représente 80% de R_g alors que le 9.5, elle ne représente plus que 55% de R_g . Le PHAR qui intervient dans les différents processus métaboliques et physiques reste proportionnel au rayonnement global (50-55% de R_g). Cette valeur est élevée et à mettre en relation avec la quantité totale d'eau précipitable contenue dans l'atmosphère : 5 à 6 cm de liquide. Cette vapeur d'eau absorbe une quantité d'énergie dans certaines bandes du proche infra-rouge.

Etant donné la distribution spectrale du rayonnement global, sa mesure doit être réalisée par des détecteurs non sélectifs. Le principe repose sur la transformation de l'énergie radiative en chaleur par absorption non sélective du rayonnement sur une surface noircie. L'augmentation de température est utilisée comme mesure du flux incident, après étalonnage. Tel est le cas des pyranomètres thermoélectriques, à distillation et à bilame (fig. 1,7).

Le pyranomètre thermoélectrique (ex : type Moll) utilise des thermocouples dont les soudures "chaudes" sont fixées à la surface réceptrice plane de l'élément sensible et les soudures froides à la surface d'une masse (boîtier) protégée du rayonnement solaire par un écran. L'élément sensible est recouvert de deux coupelles de verre et sous le boîtier existe un récipient contenant du déséchant pour éviter la corrosion des points de soudure. Cet appareil est robuste, fiable mais nécessite une surveillance permanente de son fonctionnement et du système d'enregistrement des forces électromotrices débitées. Par ailleurs, il est nécessaire d'effectuer un contrôle régulier de l'étalonnage de l'ensemble pyranomètre + enregistreur. Ce pyranomètre permet outre la mesure du rayonnement global, des rayonnements diffus et réfléchi.

Un autre pyranomètre, plus simple, à distillation (ex: type Gun Bellani) totalise la somme du rayonnement global par lecture différentielle de volumes de liquide distillés. Il est robuste, peu coûteux, il ne nécessite pas d'alimentation électrique. Il est constitué de deux sphères concentriques prolongées vers le bas par un tube en verre gradué. La surface extérieure de la sphère interne, en métal, est noircie. La chaleur provenant de l'absorption de l'énergie solaire par cette surface (250 à 2800 nm) est transmise au liquide contenu dans la sphère qui se vaporise et va se condenser dans le tube gradué situé à la partie inférieure de l'appareil. La quantité de liquide condensé est proportionnelle à cette énergie. Il est alors aisé d'étalonner l'appareil avec un pyranomètre thermoélectrique (cfr graphique fig. 1,7).

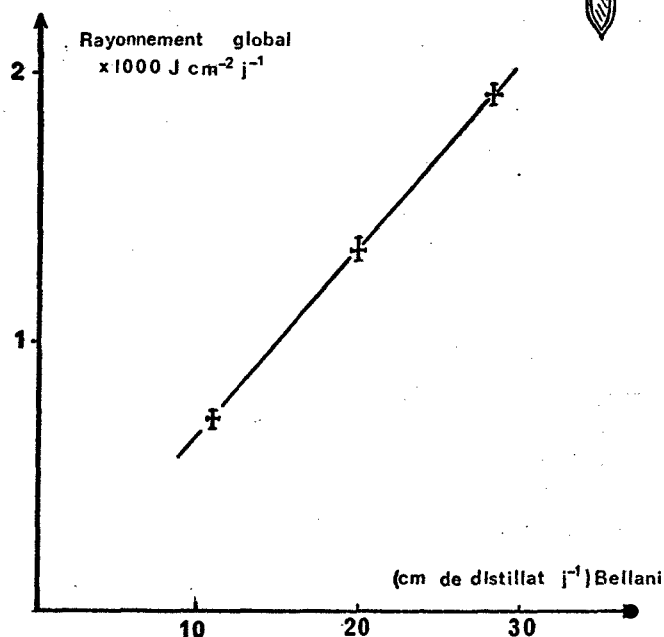
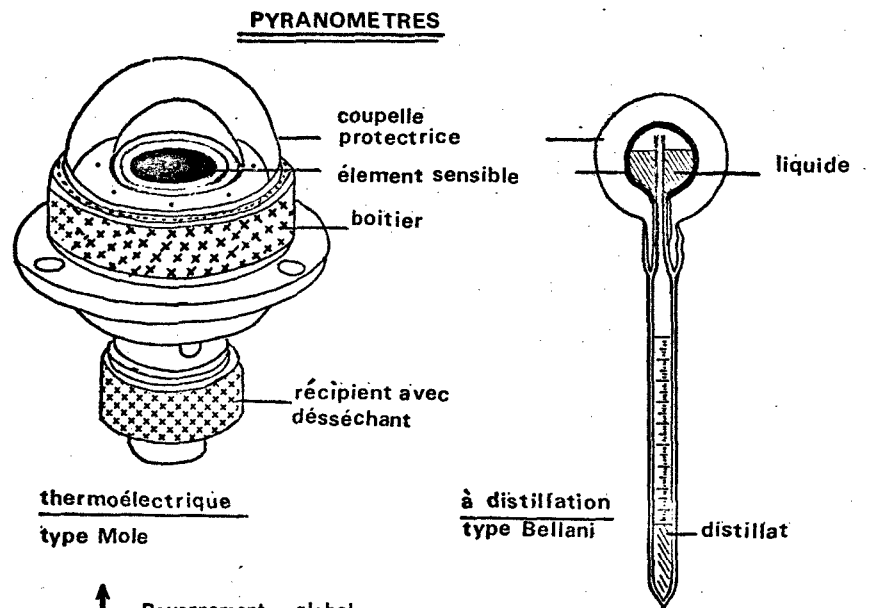
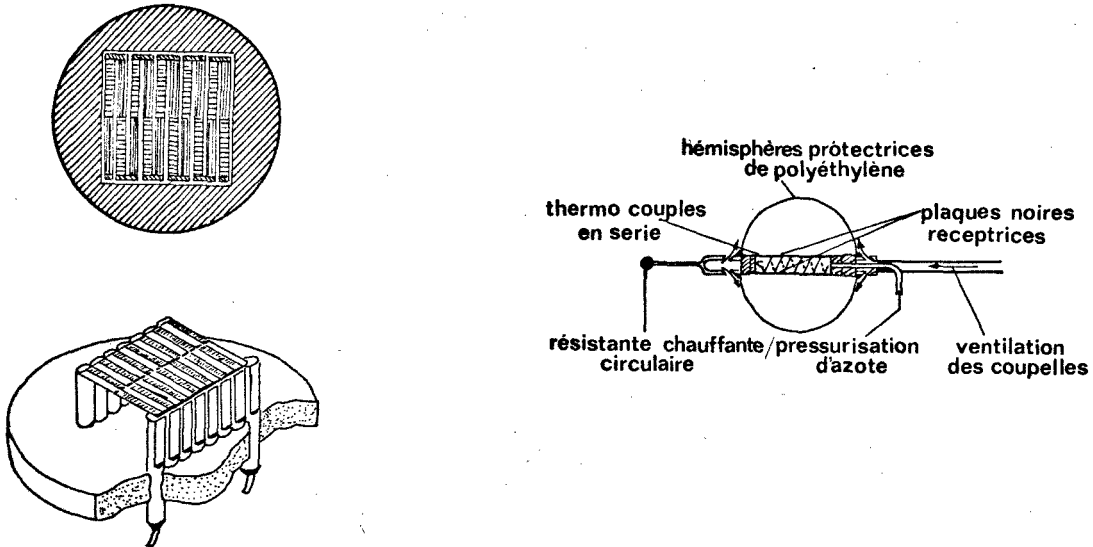


Fig. 1,7 : Relation entre la quantité de distillat recueilli par jour au Bellani et l'énergie globale reçue au sol mesurée à l'aide d'une thermopile solarimétrique.



Elément sensible du pyranomètre thermo-électrique, constitué de lamelles de cuivre-constantan formant des thermocouples et recouvert d'une peinture absorbante.

Pyradiobilanmètre - est constitué de 2 surfaces réceptrices noircies, disposées en opposition et reliées par un grand nombre de thermocouples dont les soudures sont en contact thermique avec les 2 surfaces. Cette disposition donne une évaluation directe du bilan radiatif R_n .

Le pyranomètre bimétallique fonctionne sur le principe de deux bilames de caractéristiques identiques mais travaillant mécaniquement en opposition. L'un des bilames est blanc, l'autre est noir. Le déplacement du stylet encreur sur le graphe correspond à une absorption différente d'énergie par chaque bilame. On l'utilise peu car les résultats obtenus dépendent trop :

- des coefficients d'étalonnage qui varient avec la saison, la température et le lieu ;
- de la courbure de la coupelle protectrice ;
- du système mécanique transmettant le mouvement ;
- du planimétrage des graphes pour l'intégration des valeurs instantanées qui est à l'origine d'erreurs importantes.

Du fait des difficultés techniques de la mesure des rayonnements et du rayonnement global en particulier à l'aide de ces appareils, on a préféré généralement la mesure de la durée d'insolation mais qui est bien moins représentative de l'aspect énergétique du rayonnement. (Fig. I,8).

La durée d'insolation est enregistrée à l'aide d'un héliographe type CAMPBELL-STOKES, appareil constitué d'une boule en verre qui concentre les rayons solaires directs sur une bande de papier sous-jacente. La longueur de la brûlure indique le nombre d'heures où le rayon solaire direct a brillé au cours de la journée. Il est utile de pouvoir traduire le nombre d'heures d'insolation en une quantité énergétique comme le rayonnement global. A cette fin, on utilise couramment une expression empirique (type Black) :

$$R_g/R_{g0} = a \cdot n/N + b$$

R_g : rayonnement global mesuré au sol,

R_{g0} : rayonnement global au sommet de l'atmosphère

n : durée d'insolation enregistrée au sol

N : durée du jour astronomique

a et b : coefficients déterminés statistiquement et qui varient suivant la durée de la période d'enregistrement et le lieu de mesure.

L'erreur commise dans l'estimation du rayonnement global à partir d'un tel type de formule est variable suivant la période et surtout le type de temps : ciel dégagé, ciel gris plomb ou ciel avec de multiples passages nuageux.

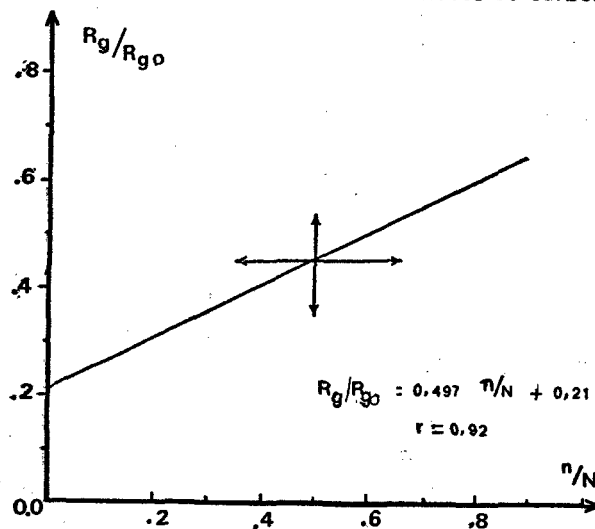
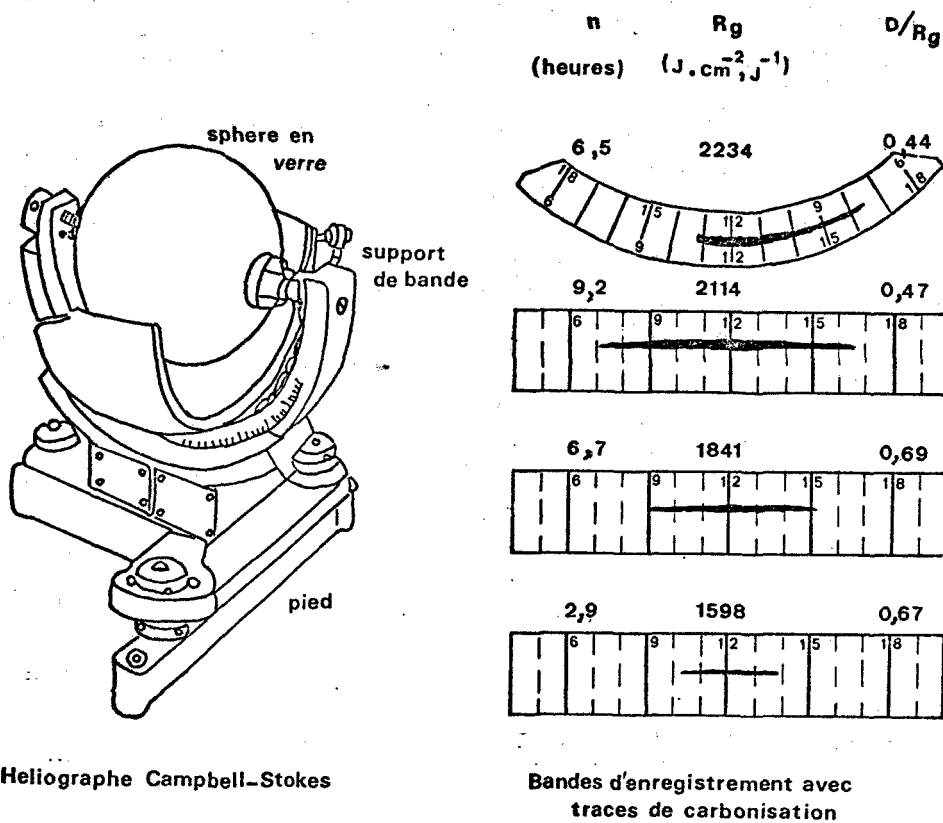


Fig. 1,8 : Relation entre la durée d'insolation relative n/N et la fraction d'énergie transmise R_g/R_{g0} .

Prenons les exemples des bandes d'enregistrement linéaires (Fig.1,8). Nous constatons que la durée d'insolation passe successivement de 9,2 à 6,7 et 2,9 heures, c'est-à-dire une réduction de 27 et 66% ; alors que le rayonnement global n'a diminué que de 13 et 25%. On aurait pu croire à une certaine proportionnalité dans la réduction si on se réfère à l'équation de Black. En effet, la réduction de l'énergie solaire directement responsable de la carbonisation de la bande d'enregistrement est compensée par l'augmentation de l'énergie diffuse mesurée au pyranomètre. L'héliographe ne peut concentrer ce type d'énergie omnidirectionnelle en un point.

La comparaison entre la bande courbe et la première bande linéaire est tout aussi indicatrice des limites de l'héliographe. Pour des quantités d'énergie qui diminuent de $2234 J.cm^{-2}.j^{-1}$ à $2114 J.cm^{-2}.j^{-1}$, la durée d'insolation a augmenté, passant de 6,5 à 9,2 heures alors que le phénomène inverse avait été noté précédemment.

L'utilisation de ce type de relation doit être faite avec prudence. Une estimation de la valeur moyenne du rayonnement global peut toutefois être calculée en considérant des périodes relativement longues et où les variabilités sont compensées. La figure montre la bonne corrélation qui existe entre les valeurs moyennes mensuelles mesurées du rayonnement global et de la durée d'insolation au cours de l'année à Adiopodoumé.

Le climat radiatif d'une région peut être exprimé par le coefficient de transmission de l'énergie solaire T

$$T = \frac{R_g}{I_0} = \frac{E \text{ reçue sur 1 surface horizontale au sol}}{E \text{ reçue sur 1 surface horizontale hors atmosphère}}$$

Ce coefficient traduit l'ensemble des facteurs de l'atmosphère qui affaiblissent l'énergie directe I_0 lors de sa traversée des masses gazeuses qui entourent la terre (fig. I,9).

- T_{\max} : principalement l'effet des aérosols - R_{gM} : rayonnement global maximum du mois
- T_{\min} : l'ensemble des aérosols + nuages - R_{gm} : rayonnement global minimum du mois

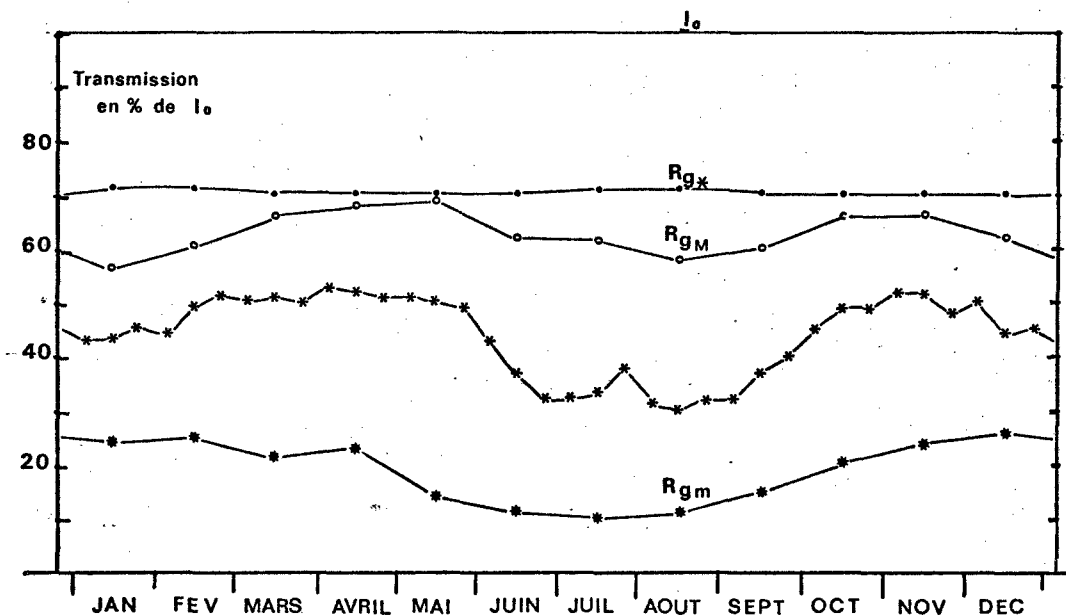


Fig.I,9 : Evolution au cours de l'année de la transmission du rayonnement solaire global. (Adiopodoumé, ORSTOM).

- Le rayonnement réfléchi par les couverts végétaux et le sol

Après le rayonnement global, l'énergie réfléchie ou l'albédo (R_r/R_g) de la surface peut être considérée comme la seconde source de variation du bilan de courte longueur d'onde. L'albédo varie essentiellement avec la nature et les propriétés de la surface étudiée et la qualité du rayonnement incident.

L'évolution de l'albédo d'un couvert végétal+d'un sol nu, en fonction de la hauteur du soleil et de l'indice foliaire du couvert, est représentée dans les figures I,10 ; I,11 et I,14.

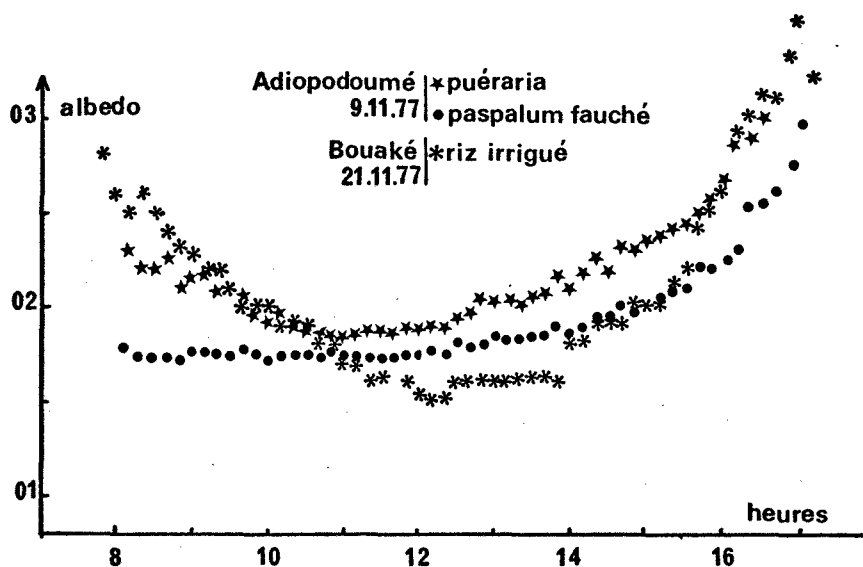


Fig.I,10 : Evolution de l'albédo de 3 couverts végétaux.

a) 3 couverts différents : (fig.I,10)

- port horizontal à feuille large : *Pueraria*
- port érigé à feuille étroite et longue : riz
- surface du sol engazonnée : *Paspalum* fauché

Si l'évolution des R_r/R_g est parallèle, leurs valeurs à midi sont différentes :

Riz	: 0,16
<i>Paspalum</i>	: 0,18
<i>Pueraria</i>	: 0,20

Ces valeurs sont liées aux caractéristiques de réflexion des feuilles et au degré de pénétration de l'énergie globale dans le couvert végétal, c'est-à-dire fonction de son architecture. R_r/R_g *Paspalum* (8 h) \neq R_r/R_g *Pueraria* à cause de la présence de rosée sur *Paspalum* qui absorbe une fraction de l'énergie solaire.

b) Sol nu (fig.I,11)

En fonction du dessèchement superficiel, les caractéristiques optiques de la surface du sol se modifient entraînant une augmentation de la fraction d'énergie réfléchie.

Le 5.12, une pluie de 5 mm la veille a humecté le sol, le dessèchement est progressif et influe sur l'albédo.

Le 8,9.12 le matin, l'albédo est plus faible (0,16) que l'après midi (0,19) car la rosée a humecté la couche superficielle du sol.

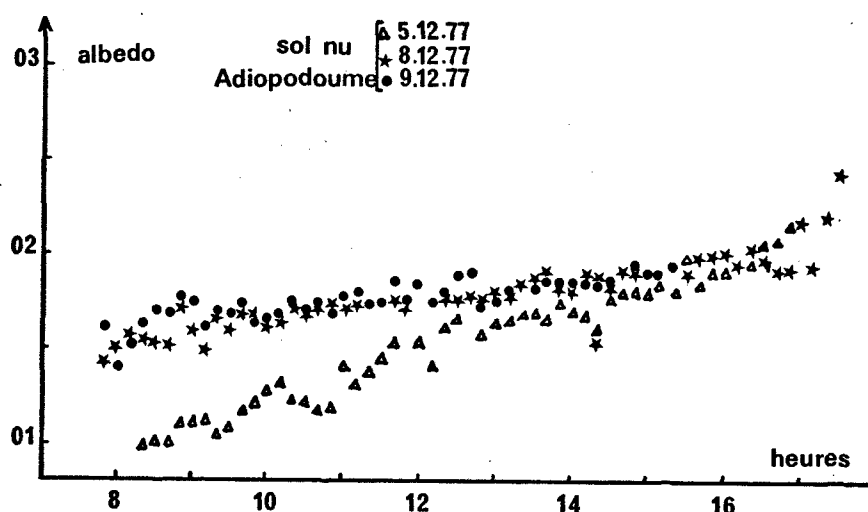


Fig.I,11 : Evolution de l'albédo d'un sol nu sableux humide (5.12) et sec (8 et 9.12)

L'albédo d'un sol est généralement inférieur à celui d'un couvert végétal. L'analyse spectrale fournit des indications utiles à la compréhension de ce phénomène (fig.I,12).

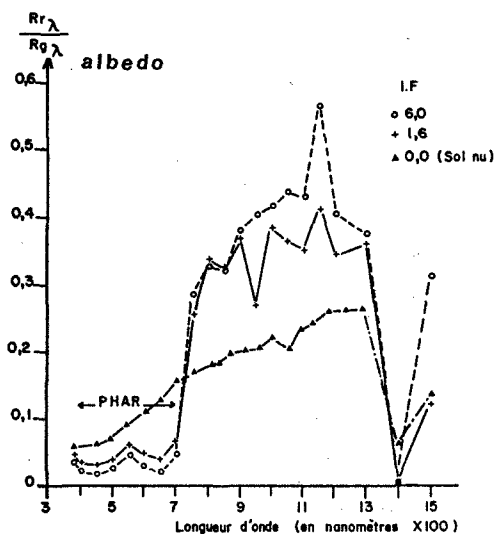


Fig.I,12 : Analyse spectrale de l'albédo en fonction du développement du couvert (*Panicum*) et pour un sol nu

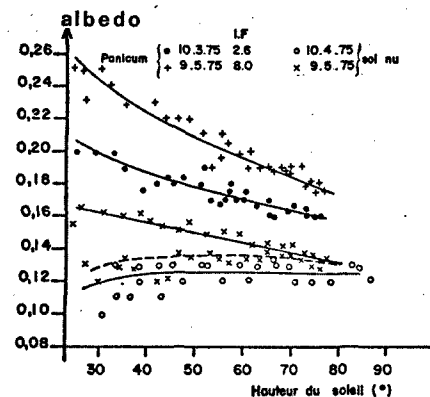


Fig.I,13 : Variation de l'albédo du couvert végétal en fonction de la hauteur du soleil et de l'indice foliaire.

Dans la bande spectrale du visible (PHAR), l'absorption est très importante mais davantage pour le couvert végétal. Notez le pic à 550 μm qui correspond à la couleur verte c'est-à-dire à la fraction d'énergie peu absorbée par les pigments chlorophylliens.

Dans la bande du proche infra rouge, l'albédo est plus élevé pour le couvert végétal que pour le sol ; d'autre part, il varie suivant l'état de développement du couvert. En effet, la comparaison des courbes pour IF : 1,6 et IF : 6,0 montrent l'augmentation de la réflexion de l'E dans la bande de 9 à 1300nm.

Si nous rapportons ces résultats en fonction de la hauteur du soleil, (fig.I,13) on constate que les variations sont faibles au-delà d'une hauteur de soleil supérieure à 50°. L'effet de l'état de développement foliaire est très marqué sur la fraction d'énergie réfléchie.

L'importance d'une bonne connaissance de cette quantité d'énergie réfléchie réside dans le fait que toute cette quantité ne sera pas utilisée dans les autres transferts comme celui à caractère convectif associé à la perte d'eau : intérêt pour une économie d'eau dans un climat radiatif important.

L'albédo varie donc en fonction des propriétés optiques de la surface réfléchissante et de l'angle d'incidence.

Voici quelques valeurs relevées dans la littérature :

Sol nu sec	:	0,17 - 0,21
Sol nu humide	:	,10 - ,14
Couvert végétal	:	,17 - ,26
Forêt	:	,12 - ,15
Neige	:	,80 - ,90
Eau	:	0,03 - 0,07

Bilan réel de courtes longueurs d'onde (250 - 2800 nm) :

$$(R_g - R_r) = (1 - a) R_g$$

1.4.- BILAN DES GRANDES LONGUEURS D'ONDE.

1.4.1.- Rayonnement atmosphérique.

L'analyse des échanges et transferts d'énergie de grandes longueurs d'onde à travers l'atmosphère est un des points les plus importants en physique météorologique.

La quantité d'énergie absorbée par les gaz et aérosols en suspension dans l'atmosphère (poussière, fumée, microgouttelettes d'eau) et par les nuages a pour conséquence directe d'augmenter la température de ces absorbants-diffuseurs. Ces gaz et poussières ont un spectre d'émission similaire à leur spectre d'absorption -cfr loi de KIRCHOFF - et rayonnent une énergie qui est proportionnelle à la 4e puissance de leur température

$$R_a = \epsilon \sigma T^4$$

$$t^\circ 15^\circ\text{C} \rightarrow 0,97 \times 5,6710^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4} \times (288\text{K})^4 = 379 \text{ Wm}^{-2}$$

$$t^\circ 5^\circ\text{C} \rightarrow 0,97 \times 5,6710^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4} \times (288\text{K})^4 = 284 \text{ Wm}^{-2}$$

Cette émission concerne les rayonnements de grandes longueurs d'onde $3 < \lambda < 100 \mu\text{m}$ et se fait dans toutes les directions donc vers l'espace et vers le sol. Suivant la 1ère loi de thermodynamique, les pertes totales d'énergie sont égales aux gains d'énergie solaire reçue.

D'autre part, la quantité d'énergie rayonnée vers le sol par un nuage est fonction de sa température mais le bas du nuage peut être à 15,20°C et le sommet à -5, -15°C. C'est évidemment le rayonnement émis correspondant à la température de la surface qui est dirigée vers le sol qui compte pour estimer la quantité d'énergie émise et reçue au sol.

1.4.2.- Rayonnement terrestre.

La surface terrestre se comporte comme un corps gris et est assimilée à un radiateur qui émet un rayonnement. En fonction de la loi de WIEN, la longueur d'onde correspondant à l'intensité maximale émise est :

$$\frac{2897 \mu\text{m K}}{298 \text{ K}} = 9,7 \mu\text{m} \text{ ou } 9700 \mu\text{m}$$

Tout comme le rayonnement atmosphérique, le rayonnement terrestre émet entre 3 et 100 μm .

La loi de STEFAN permet de calculer la puissance énergétique émise par le sol si on connaît sa température moyenne.

$$\text{ex : } 25^\circ\text{C} \rightarrow \epsilon \sigma T^4 = 0,97 \times 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4} \times (298 \text{ K})^4$$

$$R_t = 434,5 \text{ Wm}^{-2}$$

Le rayonnement terrestre est dirigé vers l'atmosphère et est quasiment absorbé par ce dernier dans sa totalité. C'est d'autant plus vrai en région tropicale car la forte concentration de vapeur d'eau contenue dans l'air l'absorbe. C'est ce qui donne l'impression d'être dans une étuve. En zone très sèche, les amplitudes thermiques sont beaucoup plus importantes à cause du rayonnement nocturne qui est moins absorbé et qui se traduit par une perte d'énergie, enregistrable par une baisse de température de la surface.

En fait, il existe une portion du spectre où l'énergie radiative n'est pas ou presque pas absorbée par les constituants atmosphériques : entre 8 et 13 μm (8000 et 13000 nm). Cette bande spectrale s'appelle la fenêtre atmosphérique.

Il est dès lors possible d'effectuer le bilan des grandes longueurs d'onde : (fig.I,14).

$$\epsilon\sigma T_a^4 - \epsilon\sigma T_s^4 = R_a - R_t$$

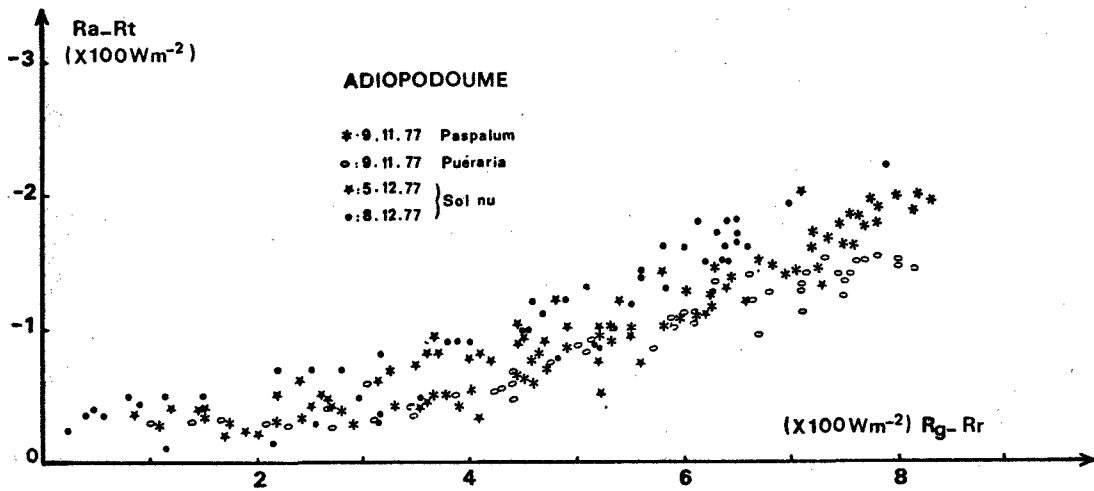


Fig.I,14 : Relation entre bilan de grandes longueurs d'onde (Ra-Rt) et bilan de courtes longueurs d'onde (Rg-Rr) sur 3 types de surfaces à Adiopodoumé.

ex : durant la nuit

a)	t° ciel	15°C	+	379 Wm ⁻²
	t° surface	25°C	+	434 Wm ⁻²
	perte		+	- 55 Wm ⁻²
b)	t° ciel	-5°C	+	284 Wm ⁻²
	t° surface	25°C	+	-150 Wm ⁻²
	perte		+	-150 Wm ⁻²

toutes les énergies gagnées par le système = positif
toutes les énergies quittant par le système = négatif

1.5.- BILAN RADIATIF AU SOL.

L'énergie radiative joue un rôle primordiale dans l'établissement d'un équilibre thermique indispensable pour la plupart des plantes dans le milieu naturel. C'est dire l'importance qu'il faut accorder aux différents échanges radiatifs existant au niveau du système sol-atmosphère. Le bilan radiatif d'une surface correspond à la quantité d'énergie disponible et peut s'écrire :

$$R_n = I \sin h + D - R_r + R_a - R_t$$

$$= \underbrace{I \sin h + D}_{R_g} - R_r + \epsilon\sigma T_a^4 - \epsilon\sigma T_s^4$$

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

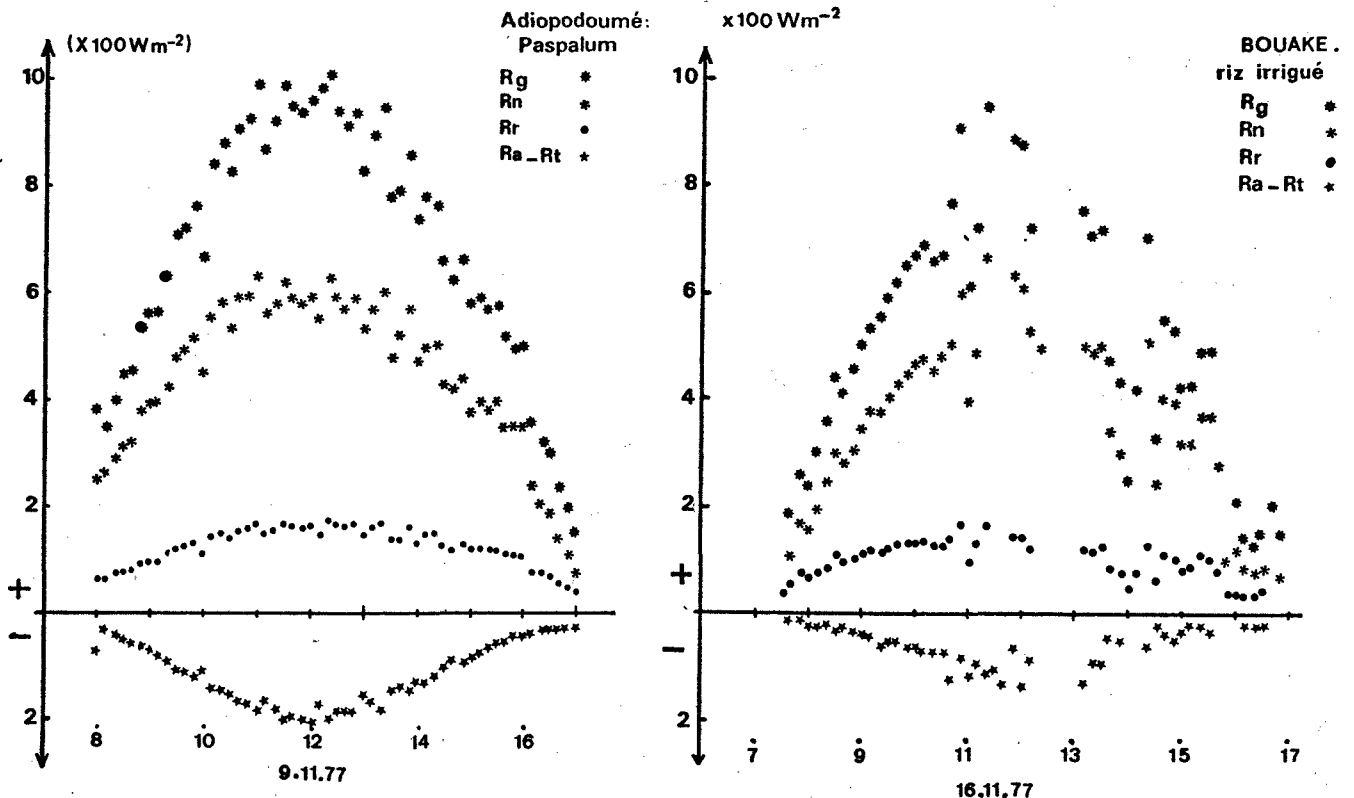


Fig.I,15 : Evolution des différents termes du bilan radiatif.

Discussion fig.I,15 - Comparaison des différents composants du bilan radiatif au cours d'une journée à Adiopodoumé et à Bouaké.

- = Rn est négatif la nuit et devient positif 1h - 1h30 après la levée du soleil et négatif à nouveau 1h avant le coucher ; sur une période de 24h, Rn est toujours positif.
 - = Remarquer la différence entre Rg et Rn le matin et l'après midi
 - liée à la variation de Ta qui augmente plus à Bouaké qu'à Adiopodoumé, augmentant d'autant la quantité d'énergie de grande longueur d'onde entrant dans le système;
 - = La valeur représentant le bilan radiatif (Rn) est la plus importante, car elle intervient également dans les études des échanges, en particulier pour déterminer la quantité d'énergie disponible pour les processus d'évapotranspiration et de transfert de chaleur sensible entre le sol et l'atmosphère. On constate qu'elle évolue parallèlement au rayonnement global, ce qui nous a permis de faire la corrélation entre le rayonnement global et le rayonnement net.
- Comparaison des bilans radiatifs pour différentes surfaces à un instant donné :
- 1) un couvert végétal absorbe plus d'énergie (Rn >>) que toutes autres surfaces
 - en effet, si les feuilles reçoivent moins d'énergie de courtes longueurs d'onde par unité de surface, elles absorbent davantage les rayonnements de grandes longueurs d'onde,
 - 2) le Rn est plus élevé quand le soleil brille entre deux nuages à cause de :
 - a) la réflexion des nuages qui augmente Rg
 - b) la température du nuage (8.20°C) comparée à celle du ciel (-20-5°C)
 - 3) Rn est négatif la nuit, mais sa valeur sera plus élevée pour un sol nu que pour un couvert - en relation avec la température de surface.

Dans les études climatiques, on a souvent besoin d'estimer le bilan radiatif d'un couvert végétal, ne fût ce que pour la détermination des besoins en eau (Evapotranspiration) de la culture. La connaissance d'une relation du type $R_n = a R_g + b$ ou $R_n = m (1-a) R_g + n$ est intéressante car les mesures de Rg sont beaucoup plus nombreuses. (Fig.I,16)

$$\text{A Adiopodoumé sur un couvert} \Rightarrow R_n = 0,68 R_g - 22 \text{ Wm}^{-2}$$

$$\text{A Bouaké et Adiopodoumé (3 couverts \neq)} \Rightarrow R_n = 0,67 R_g + 5,4 \text{ Wm}^{-2}.$$

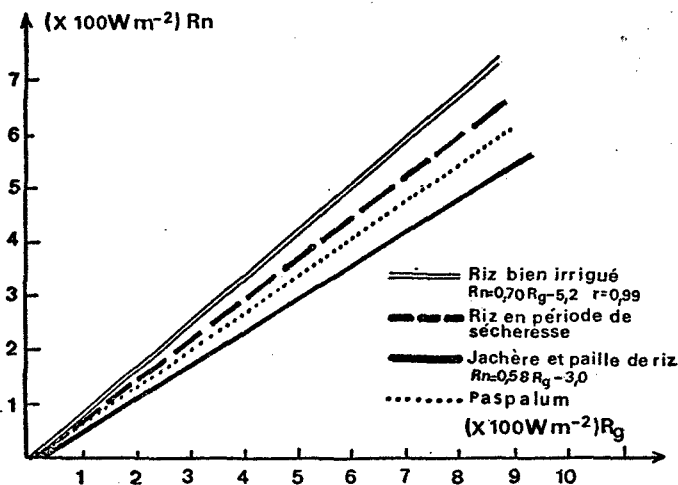


Fig.I,16 : Relation entre le rayonnement net Rn mesuré sur différents couverts végétaux et le rayonnement global.

Si on fait un bilan radiatif journalier, saisonnier ou annuel de la surface du sol couvert, on constate qu'il est toujours positif, ce qui met en évidence le déséquilibre radiatif positif de la surface terrestre alors que l'atmosphère se trouve en déficit du point de vue des échanges radiatifs.

Au sol, il va y avoir un échauffement et par conséquent une augmentation du rayonnement terrestre. Dans l'atmosphère, il va y avoir un refroidissement et donc une diminution des pertes radiatives conduisant vers un certain équilibre dont les températures au sol seraient élevées et peu compatibles avec la vie.

En réalité, l'excédent d'énergie est retournée par la surface du sol vers l'atmosphère par des mécanismes de transferts autres que radiatif. Ce sont les transferts du type convectif et conductif qui permettent le maintien d'un équilibre thermique favorable aux organismes vivants. Ce transport de chaleur du sol vers l'atmosphère s'opère donc par les mouvements de l'air.

ACTION HUMAINE SUR LE CLIMAT PAR LE BIAIS DES TRANSFERTS RADIATIFS.

L'homme, par ses effets-injection de grande quantité de poussière et de gaz dans l'atmosphère ainsi que les modifications des surfaces végétales -déforestation, transforme assez brutalement les conditions d'équilibre existant sur la planète.

Exemple 1 : En Europe et en Amérique du nord, la concentration industrielle et urbaine est très élevée. Ce monde émet par combustion des fumées contenant entre autre du CO₂, du H₂S et SO₂ qui avec H₂O donne H₂SO₄. En présence de vapeur d'eau, ils donnent des microgouttelettes d'eau. Les vents d'hivers et de printemps poussent ces nuages vers le pôle où du fait de la température, ils forment un brouillard. Celui-ci réfléchit une fraction de l'énergie solaire et laisse passer une autre fraction qui est absorbée au sol par la surface qui, à son tour réémet dans les grandes longueurs d'onde. Tout comme en région tropicale, ce rayonnement est capté par le CO₂ et la H₂SO₄-vapeur d'eau, la température du brouillard s'élève : c'est l'effet de serre. Cette chaleur emmagasinée au-dessus de la banquise va avoir un effet direct : provoquer la fonte des glaces. Cette eau aura pour conséquence une élévation du niveau de l'eau des océans entraînant la submersion d'une grande quantité de terre, notamment des Pays-Bas.

Toutefois, nous savons que les océans et forêts jouent un rôle régulateur pour le maintien de la concentration CO₂ limitant partiellement l'augmentation de ce gaz dans l'atmosphère. Mais, on sait que les surfaces des forêts diminuent, défrichées par les paysans (900.000 ha/an en Côte d'Ivoire) et par les compagnies forestières à la recherche du bois. Les échanges entre l'eau océan et l'atmosphère sont d'autre part perturbés par l'accroissement de la superficie de pétrole à la surface de l'eau qui s'étend davantage et qui bloquent les échanges.

Ce mécanisme se dérègle petit à petit, tendant à augmenter la concentration du CO₂ et par voie de conséquence la température au sol.

Exemple 2 :

Il existe une autre hypothèse avancée par BRYSON : il estime que la quantité injectée dans l'atmosphère par les volcans, les vents de sables et autres fumées représentent près de 700 10⁶ T de poussière/an. Cette quantité offrirait un écran à l'énergie solaire lors de son passage mais dans le sens inverse du CO₂ ; il ne piège pas la chaleur et aurait pour effet de refroidir l'atmosphère. Les avis sont partagés quand au bien fondé de cette hypothèse.

Toujours est-il que les changements climatiques peuvent avoir des conséquences considérables, il suffit que les zones agricoles des EU et de la Russie soient perturbées climatiquement pour que les récoltes céréalières diminuent fortement. Il en est de même pour le sud-est asiatique qui est la plus grande région rizicole. A quoi doit-on imputer la sécheresse qui pendant plusieurs années a décimé les cultures et l'élevage dans le Sahel ?

CHAPITRE II

TRANSFERTS CONVECTIFS

P L A N

II.1.- L'AIR ATMOSPHERIQUE.II.1.1.- Principales caractéristiques.II.1.2.- Notions de thermodynamique appliquée à l'air atmosphérique.II.1.3.- Connaissance de l'état de l'air.II.2.- LES TRANSFERTS CONVECTIFS.II.2.1.- Généralités sur les transferts convectifs.II.2.2.- Méthode aérodynamique de détermination des flux de surface.II.2.3.- Méthode du bilan d'énergie.II.2.4.- Exemples d'utilisation.II.3.- L'EVAPOTRANSPIRATION.II.3.1.- Définition et mesure.II.3.2.- Formulation et terminologie.II.3.3.- Confrontation des nouveaux et anciens concepts.CHAPITRE II - TRANSFERTS CONVECTIFSII.1 - L'air atmosphérique

Avant d'aborder les transferts de surface, nous allons rappeler brièvement les principales caractéristiques et propriétés de l'air atmosphérique.

II.1.1. Principales caractéristiquesa - Composition

L'air atmosphérique est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau. L'air sec est lui-même un mélange de plusieurs gaz, dans des proportions pratiquement constantes dans les basses couches de l'atmosphère. Ce mélange est constitué principalement :

- d'azote (N_2) : 78 % de la composition volumétrique
- d'oxygène (O_2) : 21 % de la composition volumétrique
- d'argon (A) : 0,9 % de la composition volumétrique

La teneur en anhydride carbonique (CO_2) voisine de 0,03 % est très variable et dépend notamment de l'activité industrielle. On trouve également un certain nombre de gaz rares en très faibles quantités (Ne, He, Kr, H_2 ...)

En plus de ces composants gazeux figure en suspension dans l'air un nombre considérable de particules microscopiques d'origine minérale ou végétale (cristaux de sel marin, pollens,...). Ces corpuscules jouent un rôle non négligeable dans les phénomènes de condensation de la vapeur d'eau et de formation des nuages.

b - Pression

On a coutume de considérer 1013 mb (1 millibar vaut 100 Pascals) comme la valeur normale de la pression au niveau de la mer. Cette pression n'est pas constante ; elle varie dans le temps et dans l'espace. Il existe des régions où la pression est relativement faible, il s'agit des "Dépressions", et des régions où la pression est relativement élevée, les "Anticyclones". La distribution horizontale de la pression joue un rôle fondamental en météorologie car elle est directement liée aux mouvements atmosphériques horizontaux, c'est-à-dire au vent. Verticalement la pression varie très rapidement. Dans les basses couches de l'atmosphère, la décroissance est pratiquement de 1 mb tous les 8 m.

c - Profil thermique vertical

Les différentes régions de l'atmosphère sont définies à partir de leur profil thermique vertical (fig. II.1). De la surface terrestre jusqu'à environ 12 km, c'est la troposphère, caractérisée par un gradient thermique négatif : la température y décroît d'environ $0,5^{\circ}\text{C}$ tous les 100 m. Cette couche est riche en vapeur d'eau, en anhydride carbonique (CO_2) et en eau liquide (nuages). Au-dessus de la troposphère se trouve la stratosphère caractérisée par un gradient thermique positif : la température croît avec l'altitude du fait de la présence d'ozone qui absorbe les radiations ultra-violettes émises par le soleil. Elle atteint environ 0°C au sommet de cette couche à environ 50 km d'altitude. Ensuite la température redécroit.

Entre la troposphère et la stratosphère se trouve une zone de transition, la tropopause dont la température avoisine -60°C . Cette couche d'inversion thermique s'élève régulièrement de 8 à 17 km des pôles vers l'équateur.

Au voisinage immédiat de la surface terrestre les gradients thermiques verticaux sont très variables et dépendent largement de la nature de la surface et de l'importance de l'ensoleillement (rythme saisonnier et nyctéméral).

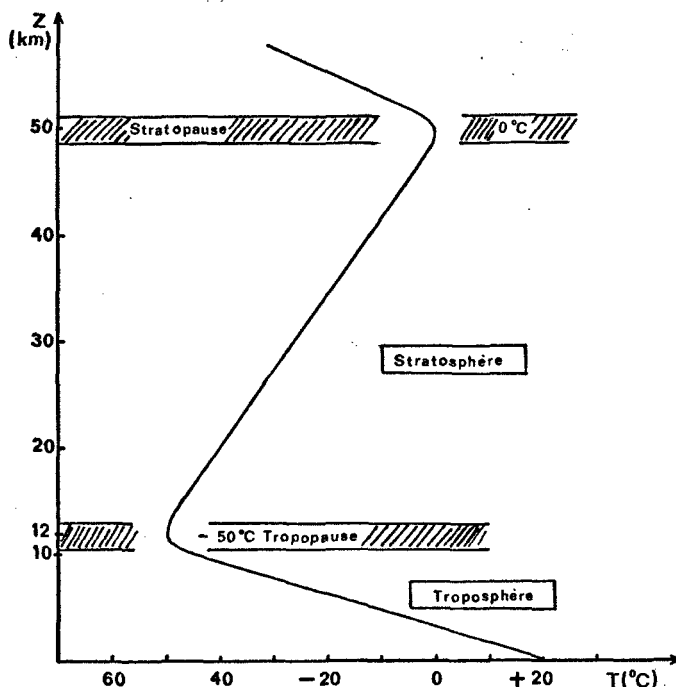


Fig.II.1 - Profil thermique vertical des régions inférieures de l'atmosphère.

d - Mouvements au sein de l'atmosphère

On distingue deux catégories de mouvements au sein de l'atmosphère : des mouvements verticaux avec les phénomènes d'ascendance et de subsidence et des déplacements latéraux avec ce qu'on appelle les vents.

On peut en effet considérer le vent comme un déplacement d'air approximativement horizontal sauf dans les régions montagneuses où la topographie exerce une influence importante. Il est la résultante de deux forces : une force de pression, due au gradient horizontal de pression, qui a tendance à faire circuler l'air des anticyclones vers les dépressions, et une force d'inertie, dite de Coriolis, due à la rotation de la terre, qui a pour effet de dévier les vents de leur trajectoire initiale évitant que les anticyclones ne se vident et que les dépressions ne se comblent (fig. II.2).

La direction des vents obéit à la règle empirique énoncée par Buys-Ballot : un observateur tourné dans le sens de déplacement du vent a toujours sur sa droite les hautes pressions et sur sa gauche les basses pressions, ceci pour l'hémisphère Nord ; dans l'autre hémisphère c'est l'inverse, les hautes pressions se trouvant sur la gauche et les basses pressions sur la droite par rapport à la direction du vent.

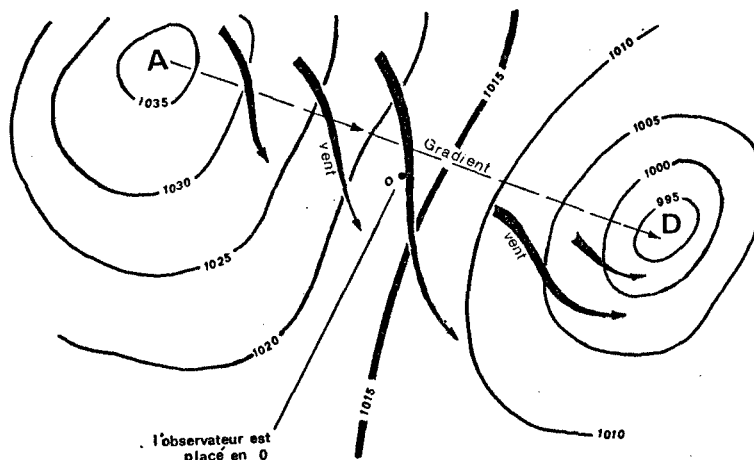


Fig.II.2 - Déviation des vents de surface dans l'hémisphère Nord.

II.1.2. Notions de thermodynamique appliquée à l'air atmosphérique

Nous allons rappeler certaines notions fondamentales de thermodynamique des gaz et les propriétés physiques de l'air qui en découlent.

a - L'équation d'Etat des gaz et la loi de Dalton

- L'air atmosphérique se comporte comme un gaz parfait. Un tel gaz obéit à un certain nombre de lois et vérifie en particulier l'équation d'Etat qui relie les trois paramètres caractérisant l'état d'une certaine masse m de gaz : sa pression P , sa température T et son volume V .

$$P \cdot V = \frac{m}{M} \cdot R \cdot T$$

R est la constante des gaz parfaits, égale à 8,32 dans le système international c'est-à-dire lorsque P est exprimé en Pascals, T en Kelvin et V en m^3 .

M est la masse molaire du gaz considéré, égale à 29 g dans le cas de l'air sec et à 18 g dans le cas de la vapeur d'eau.

En divisant par le volume V les deux membres de cette équation, nous obtenons une expression de la masse volumique :

$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{M \cdot P}{R \cdot T} \quad (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$$

Pour l'air sec, à 27°C et sous une pression de 1 atmosphère (10^5 Pa), $\rho_a = 1,16 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

- L'air sec et la vapeur d'eau étant considérés tous deux comme des gaz parfaits, leur mélange vérifie la loi de Dalton qui s'énonce ainsi : la pression totale d'un mélange de gaz occupant un volume V à une température T est la somme des pressions partielles des gaz constituant ce mélange. La pression partielle d'un constituant gazeux est définie comme la pression à laquelle serait ce constituant s'il occupait à lui seul tout le volume V à la même température T .

Ainsi la pression de l'air atmosphérique est la somme des pressions partielles de l'air sec et de la vapeur d'eau :

$$P_A = P_a + P_v$$

Ceci est vrai tant que la vapeur d'eau n'est pas saturante c'est-à-dire tant qu'il n'y a pas d'équilibre entre les phases gazeuse et liquide.

b - Vaporisation et saturation

- Pour faire passer l'eau de l'état liquide à l'état vapeur il faut fournir de la chaleur ; c'est ce qu'on appelle la chaleur latente de vaporisation de l'eau L_v . A 25°C et sous la pression atmosphérique normale :

$$L_v = 2440 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$$

Ainsi toute évaporation d'eau liquide dans l'atmosphère, que ce soit à la surface d'une nappe d'eau (mer, lac...) ou au niveau d'un couvert végétal, nécessite une absorption de chaleur.

- Lorsque de l'eau est vaporisée dans le vide ou dans un autre gaz, de l'air sec par exemple, la pression de vapeur augmente progressivement jusqu'à un seuil où apparaissent de fines gouttelettes et où toute nouvelle quantité d'eau introduite ne se vaporise plus. La pression de la vapeur d'eau reste alors constante et la vapeur qui est en équilibre avec l'eau liquide est dite saturante. La pression correspondante s'appelle pression de vapeur saturante ou pression maximale de la vapeur d'eau. L'expérience montre que cette pression P ne dépend que de la température dont elle est fonction croissante. Elle ne dépend en aucune façon de la présence ou de l'absence d'un autre gaz, air sec par exemple.

La figure II.3 précise la variation de P avec la température T. Pour obtenir la valeur de P qui correspond à une certaine température on utilise des tables ou une formule approchée. L'une des plus utilisées entre 0 et 40°C est celle de Tetens :

$$P(t) = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,25 t}{237,3 + t}\right)$$

P est exprimée ici en Pascals et t en degrés Celsius.

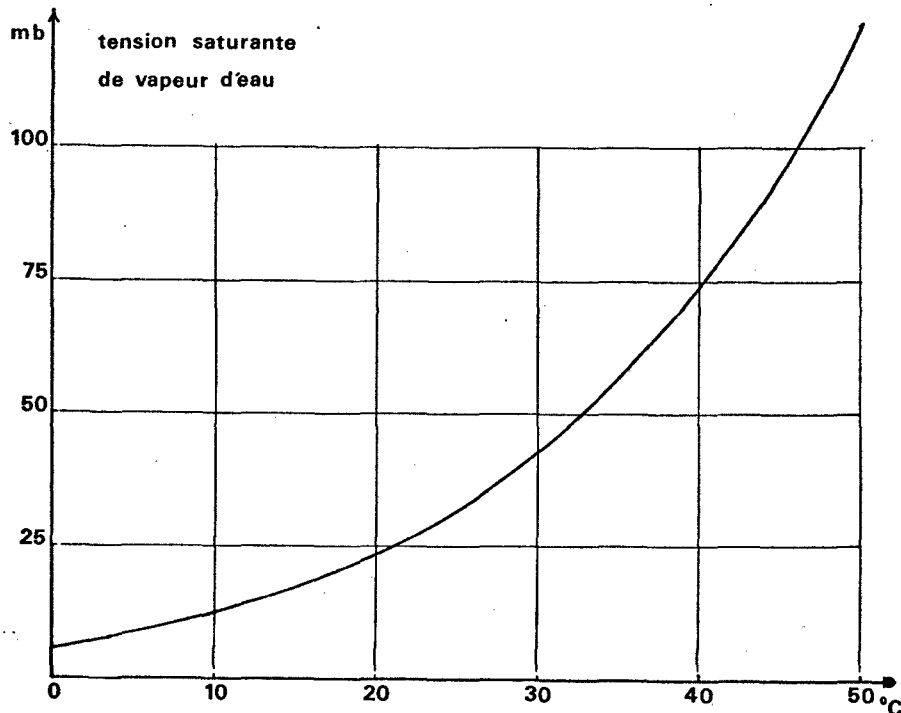


Fig.II.3 - Courbe donnant la pression maximale de vapeur d'eau en fonction de la température.

c - Caractérisation de l'air humide

- Considérons un volume V d'air humide, à la température T, sous la pression atmosphérique P. Ce volume d'air, de masse m, est constitué par le mélange $m_a + m_v = m$. On appelle rapport de mélange de cet air humide le rapport :

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad (\text{g/g})$$

m_a = masse d'air sec
 m_v = masse de vapeur d'eau

D'après l'équation d'Etat, nous pouvons écrire :

$$m_v = M_v \frac{p \cdot V}{R \cdot T} \quad \text{et} \quad m_a = M_a \cdot \frac{(P_A - p) \cdot V}{R \cdot T}$$

M_a : masse molaire de l'air sec
 M_v : masse molaire de l'eau
p : pression partielle de la vapeur d'eau

D'où l'expression du rapport de mélange, fonction de p :

$$r = \epsilon \cdot \frac{p}{P_A - p} \approx \epsilon \cdot \frac{p}{P_A} \quad \text{avec} \quad \epsilon = \frac{M_v}{M_a} = 0,62$$

- L'humidité relative est définie comme le rapport exprimé en pourcentage de la pression partielle de vapeur d'eau p, à la pression maximale de vapeur d'eau à la température T de l'air :

$$H \% = 100 \cdot \frac{p}{P(T)}$$

si l'air est sec $p = 0$ et $H = 0 \%$
si l'air est saturé $p = P(T)$ et $H = 100 \%$

- On peut également caractériser l'humidité de l'air en donnant sa température du point de rosée. C'est la température T_r à laquelle il faut refroidir de l'air humide, à pression constante, pour provoquer l'apparition de rosée c'est-à-dire pour atteindre l'équilibre liquide-vapeur. Elle est définie par la relation :

$$P(T_r) = p$$

II.1.3. Connaissance de l'état de l'air atmosphérique

Trois données concernant l'air sont particulièrement importantes pour le bioclimatologue, ce sont la température, l'état hygrométrique et la vitesse du vent. Nous allons exposer sommairement quelques techniques utilisées pour déterminer ces trois paramètres.

a - Température

- Rappelons que la température est une grandeur qui permet de repérer l'énergie thermique d'un corps. Ce n'est pas une mesure à proprement parlé mais un repère. La propriété d'additivité, en particulier, n'existe pas. La détermination de la température de l'air se fait par contact : le capteur est en contact avec l'air et se met en équilibre thermique avec ce dernier, prenant finalement la même température. Les mesures par contact utilisent soit des capteurs basés sur la dilatation des corps soit des procédés thermoélectriques. Nous n'insisterons pas sur les premiers qui sont d'un usage courant : thermomètres à enveloppe de verre utilisant la dilatation d'un liquide (mercure, alcool), thermomètres bilames utilisant la déformation de deux lames métalliques étroites et minces de nature différente soudées entre elles.

- Nous insisterons par contre sur les mesures thermoélectriques et, en particulier, sur l'utilisation des thermocouples dont l'usage se répand car ils se prêtent aisément à la réalisation des transmissions entre capteur et chaîne de mesure et à des enregistrements continus.

Un thermocouple est constitué de deux conducteurs de nature différente connectés à leurs extrémités à l'aide de soudures. Lorsque les deux jonctions sont à des températures différentes, il apparaît une force électromotrice e proportionnelle à cet écart de température. Si l'une des soudures est placée dans une enceinte à température constante (0°C de la glace fondante par exemple), la mesure de e par un voltmètre permet de déterminer la température de l'autre soudure, l'ensemble ayant été préalablement étalonné. La formule d'étalonnage est du type :

$$e = a. \Delta T$$

Pour le couple Cuivre - Constantan, très fréquemment utilisé, $a = 40 \mu\text{V}.\text{C}^{-1}$.

b - Humidité

L'appareil le plus couramment utilisé pour déterminer l'humidité de l'air est le psychromètre. Il est constitué par deux thermomètres à enveloppe de verre (fig. II.4). L'un, dit thermomètre mouillé, a son réservoir entouré d'une mousseline imbibée constamment par de l'eau ; du fait de l'évaporation et de l'absorption de chaleur que cela nécessite, il donne une température plus basse que l'autre thermomètre, dit thermomètre sec, qui indique la température normale de l'air. Nous allons montrer comment, à partir de la connaissance de ces deux températures, on peut déterminer l'état hygrométrique de l'air.

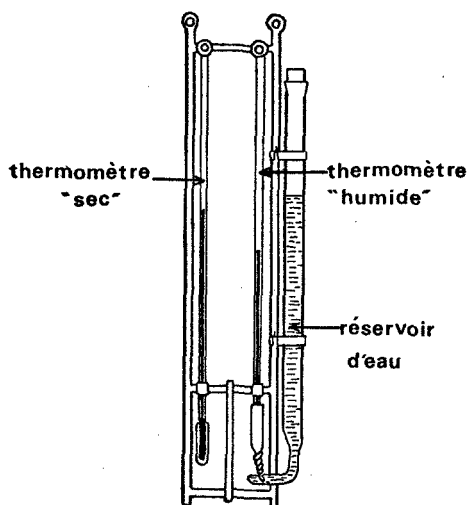


Fig.II.4 - Psychromètre non ventilé.

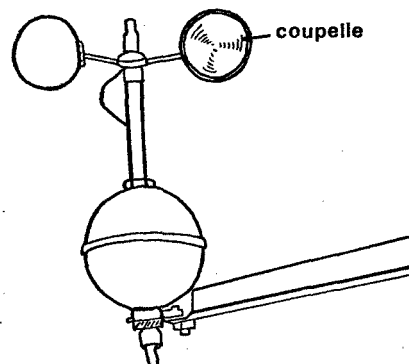


Fig.II.5 - Anémomètre à coupelles.
type Casella

Considérons un petit volume d'air de masse m , à la température T de l'air, qui vient se saturer en vapeur d'eau au contact du thermomètre humide à la température T_H . Si m_v et m_{vs} représentent respectivement la masse de vapeur d'eau contenue dans le petit volume d'air avant et après saturation, la quantité de chaleur nécessaire à l'évaporation est égale à :

$$Q = L. (m_{vs} - m_v)$$

L étant la chaleur latente de vaporisation de l'eau à la température T_H .

Au contact du thermomètre humide, plus froid, le petit volume d'air cède de la chaleur qui est utilisée pour l'évaporation. L'équation traduisant ce transfert calorifique s'écrit =

$$(m_a c_p + m_v c_{pv}) (T - T_H) = L. (m_{vs} - m_v)$$

c_p : chaleur massique de l'air sec

c_{pv} : chaleur massique de la vapeur d'eau

Divisons les deux membres de cette équation par la masse d'air sec, m_a , afin de faire apparaître les rapports de mélange :

$$(c_p + r. c_{pv}) (T - T_H) = L. (r_s - r)$$

$r. c_{pv}$ étant négligeable devant c_p et compte tenu des expressions des rapports de mélange, nous pouvons écrire :

$$c_p. (T - T_H) = L. \left(\epsilon. \frac{P(T_H)}{P} - \epsilon. \frac{P}{P_A} \right)$$

$$\text{soit } p = P(T_H) - \gamma. (T - T_H) \text{ avec } \gamma = \frac{P_A \cdot P}{L. \epsilon}$$

Ceci constitue l'équation du psychromètre avec γ , constante psychrométrique, voisine de 0,66 mb. °C⁻¹, p , pression réelle de vapeur d'eau dans l'air, $P(T_H)$, pression maximale de vapeur d'eau à la température T_H , et $T - T_H$, l'écart psychrométrique.

c - Vitesse du vent

La vitesse du vent se mesure à l'aide d'appareils appelés anémomètres. Il existe de nombreux types mais ce sont les anémomètres à moulinet (fig. II.5) qui sont le plus souvent utilisés dans les études à caractère écologique. Ils comportent schématiquement deux parties : un capteur, le moulinet, qui utilise l'énergie cinétique de l'air pour tourner, et un corps transmetteur qui transforme la rotation du capteur en une grandeur mesurable pouvant être transmise à distance. Le moulinet comporte en général trois coupelles hémisphériques ou tronc-coniques placées sur un axe vertical qui commande un processus de comptage soit électromécanique soit photoélectrique.

II.2 - Les transferts convectifs

II.2.1. Généralités sur les transferts convectifs

Les transferts qui s'opèrent entre les surfaces naturelles et l'atmosphère en mouvement, sont de type convectif. Avant de donner les caractéristiques de ce type de transfert, nous allons préciser quelques définitions se rapportant à la convection.

a - La convection

- On dit qu'un transfert de chaleur ou de masse s'opère par convection lorsqu'il a lieu au sein d'un fluide en mouvement et que le transport s'effectue par déplacement du fluide : c'est le cas des transferts au-dessus des surfaces naturelles. La convection peut être libre (on dit encore naturelle) ou forcée.

Il y a convection libre lorsque le mouvement du fluide est provoqué par des différences de densité apparaissant au sein du fluide lui-même, et dues à des différences de température. Par exemple, au contact d'un corps chaud, la température de l'air monte ; sa masse volumique décroît et il subit alors de la part de l'air non chauffé une poussée vers le haut ; cet air chaud qui s'élève est remplacé par de l'air plus froid et le processus se poursuit, entretenant à la fois le mouvement et le transfert.

Il y a convection forcée lorsque le mouvement du fluide est provoqué par un champ de forces extérieures au fluide à l'échelle de l'étude : par exemple le vent qui circule d'une zone de haute pression vers une zone de basse pression.

L'écoulement d'un fluide en convection forcée est laminaire ou turbulent. Il est laminaire lorsque les couches de fluide voisines glissent les unes sur les autres sans s'interpénétrer. Il est turbulent lorsque le mouvement des particules fluides est désordonné et que les couches de fluide voisines s'interpénètrent. Expérimentalement on met en évidence le phénomène de la façon suivante : on utilise un tuyau transparent dans lequel circule un liquide et on injecte dans celui-ci un mince filet liquide coloré. Dans le cas du régime laminaire le filet reste parallèle à l'axe du tube. Dans le deuxième cas il se forme des tourbillons et le liquide coloré se répartit dans toute la section du tube.

- Le vent qui représente l'écoulement du fluide qu'est l'air sur les surfaces naturelles est un écoulement turbulent et en fin de compte les transferts qui s'y opèrent sont dus à une convection forcée turbulente à laquelle se superpose dans certaines conditions (échauffement important de la surface) une convection libre.

b - Conditions de l'étude

Nous nous intéresserons uniquement à des surfaces homogènes horizontales, surfaces cultivées principalement, ayant des étendues suffisantes pour que certaines conditions, que nous allons expliciter, soient réalisées.

La masse d'air qui aborde un couvert végétal voit ses caractéristiques (température, humidité) modifiées par les échanges de masse (H_2O) et d'énergie qui ont lieu avec le couvert (fig. II.6). Il se développe ce qu'on appelle une couche limite (c'est-à-dire une couche d'air perturbée par la présence du couvert) bidirectionnelle avec évolution à tous les niveaux, suivant la direction de la masse d'air, des grandeurs climatiques : c'est le phénomène d'advection.

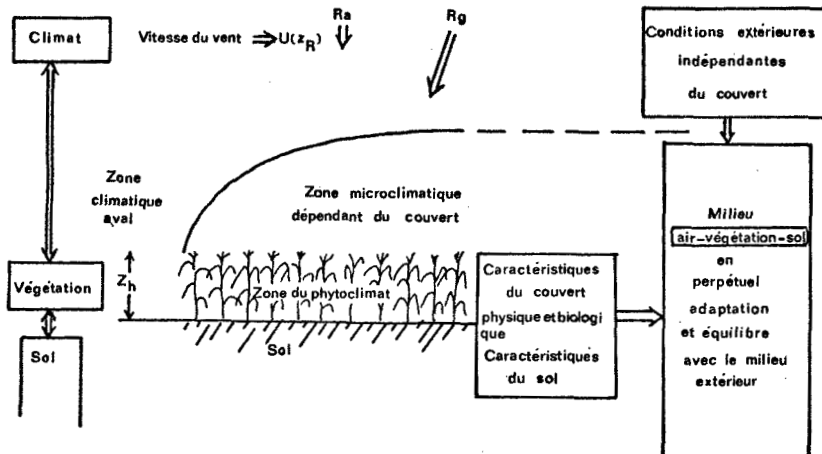


Fig.II.6 - Schéma descriptif du milieu air-végétation-sol et de ses interactions. (d'après PERRIER)

Mais progressivement il s'établit, entre la masse d'air et le couvert, un équilibre qui conduit à une invariabilité de ces grandeurs climatiques, suivant la direction du vent ox , pour une même hauteur z . La couche d'air qui vérifie cette condition est appelée zone de flux conservatif. Rappelons à ce propos la définition d'un flux : c'est une grandeur physique, applicable à tous les types de transfert, qui exprime la quantité de l'élément considéré (chaleur ou masse) qui traverse, suivant une direction donnée et pendant l'unité de temps, une surface unité. Si cette zone est appelée ainsi, c'est que le flux vertical $\phi(z)$ y est le même quelle que soit la hauteur considérée (fig. II.7) :

$$\phi(z) = \phi(z_h), \quad z_h < z < \delta$$

z_h étant la hauteur du couvert et δ la hauteur de la couche de flux conservatif. Le flux $\phi(z)$ représente alors la somme des échanges élémentaires compris dans le volume de végétation de hauteur z_h et de surface unité, échanges qui s'effectuent au niveau de toutes les surfaces en contact avec l'air (feuilles, tiges et sol).

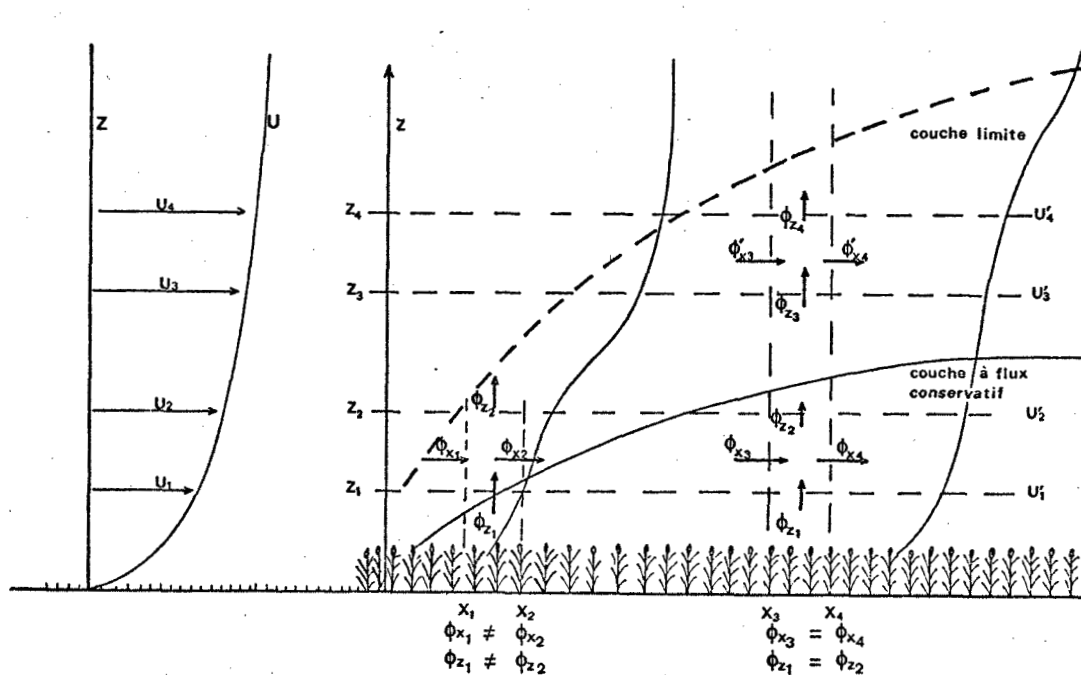


Fig.II.7 - Couche limite et zone de flux conservatif.

L'analyse des transferts convectifs qui va suivre se rapportera donc à des conditions de flux conservatif. On parle aussi de régime établi ou pleinement développé.

c - Expressions générales des flux verticaux

Dans un écoulement turbulent, tel que celui de l'air au-dessus d'une végétation, le phénomène de transfert latéral, symbolisé par le terme $\phi(z)$, est tout à fait analogue au phénomène de diffusion moléculaire dû à l'agitation thermique permanente des molécules : les petites particules de fluide en mouvement tourbillonnaire sont l'équivalent des molécules en mouvement désordonné. On parle alors de diffusion turbulente dont les lois sont analogues à celles de la diffusion moléculaire. En particulier le flux vertical d'une grandeur q est proportionnel au gradient vertical de concentration volumique en cette grandeur q :

$$\phi_q = - K_q(z) \cdot \left(\frac{d[q]}{dz} \right)_z$$

Le coefficient de proportionnalité $K_q(z)$, fonction de la cote z , est appelé diffusivité turbulente de la grandeur q au niveau z . Le signe - rend compte du fait que le transfert se fait des concentrations les plus fortes vers les plus faibles. On dit que le flux circule à contre-gradient.

Intégrons cette équation entre deux niveaux z_1 et z_2 ($z_1 < z_2$) de la couche de flux conservatif :

$$\phi_q \cdot dz = - K_q(z) \cdot d[q]$$

$$\phi_q \cdot \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_q(z)} = - \int_{q_1}^{q_2} d[q]$$

Nous obtenons alors la deuxième forme, dite intégrale, de la loi de diffusion :

$$\phi_q = \frac{[q_1] - [q_2]}{r_{aq}} = h_q \cdot ([q_1] - [q_2])$$

$$\text{avec } r_{aq} = 1/h_q = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{K_q(z)}$$

Par analogie la loi d'Ohm en électricité, r_{aq} est appelé résistance aérodynamique. h_q est le coefficient d'échange convectif de la grandeur q .

d - Expressions particulières des flux verticaux

On distingue trois types de transferts convectifs : les transferts

- de quantité de mouvement, de chaleur et de masse (H_2O et CO_2).

- La quantité de mouvement est le produit de la masse volumique de l'air par la composante horizontale de la vitesse du vent : $m = \rho \cdot u$. Son flux s'écrit :

$$\tau_m = - \rho \cdot K_m \cdot \frac{du}{dz}$$

Il se confond avec la contrainte pariétale τ qui représente la force tangentielle de frottement (causée par le mouvement horizontal de l'air) rapportée à l'unité de surface horizontale.

Cette force de frottement est une manifestation du transfert continu de quantité de mouvement qui s'opère entre les filets d'air et qui est dû à leur agitation turbulente. C'est de ce transfert que dépendent les autres flux.

- A la chaleur sensible définie comme la quantité de chaleur contenue dans l'unité de volume d'air, $s = \rho \cdot C_p \cdot T$ (C_p : chaleur massique de l'air) correspond le flux :

$$s = - \rho \cdot C_p \cdot K_s \cdot \frac{dT}{dz}$$

- Le flux de vapeur d'eau est particulièrement important puisqu'il représente la perte en eau par évaporation de la surface (évapotranspiration dans le cas d'un couvert végétal) ou son gain en eau par condensation (phénomène de rosée nocturne). Il s'exprime en fonction du gradient de vapeur d'eau dans l'air, caractérisée soit par sa concentration volumique C_v ($kg \cdot m^{-3}$) soit par sa pression partielle p (Pascal), reliée à C_v par l'équation des gaz parfaits :

$$E_v = - K_M \cdot \frac{dC_v}{dz} = - \frac{M_v}{R \cdot T} \cdot K_M \cdot \frac{dp}{dz}$$

- Au niveau des couverts végétaux s'opère pendant la journée un transfert d'anhydride carbonique (CO_2) de l'atmosphère vers le couvert. Ce CO_2 , qui pénètre dans la feuille par la voie stomatique, est utilisé dans les réactions de la photosynthèse pour l'élaboration de chaînes organiques. Ce flux d'anhydride carbonique est donc particulièrement important puisqu'il est directement relié à la production de matière sèche du couvert. Il s'écrit :

$$C_A = - K_M \cdot \frac{dC_a}{dz}$$

C_a représentant la concentration volumique en CO_2 .

II.2.2. Méthode aérodynamique de détermination des flux de surface

a - Bases théoriques de la méthode

Cette méthode repose sur l'expression analytique de la diffusivité turbulente K qui entre dans l'expression des flux. Elle fait appel à la théorie de Prandtl qui a abordé l'analyse de l'écoulement turbulent au-dessus d'une surface plane, en s'inspirant de la théorie cinétique des gaz, et en supposant que le mécanisme de la turbulence repose sur le mouvement de petites masses discrètes ou particules de fluide. Sa théorie, basée sur l'analyse théorique des liens entre le flux de quantité de mouvement et le gradient de vitesse du vent, aboutit à une expression de la diffusivité turbulente K_m pour la quantité de mouvement, fonction de la distance z à la surface plane :

$$K_m = k \cdot u_* \cdot z$$

et à une loi de variation de la vitesse du fluide avec la distance z :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

k est la constante de Karman voisine de 0,40

u_* est la vitesse de frottement : $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$

z_0 est le paramètre de rugosité.

Pour les autres flux, on suppose que les coefficients K ont la même expression analytique que K_m . Ceci constitue l'hypothèse de similarité qui est bien vérifiée en régime de neutralité thermique (pas de gradients de température) ou dans des conditions peu éloignées.

Les expressions écrites ci-dessus sont applicables, dans les conditions naturelles, à une surface plane, sol nu ou nappe d'eau par exemple. Mais lorsque le sol est recouvert d'une végétation homogène de hauteur z_h , la cote z figurant dans les expressions précédentes, ne doit plus être comptée à partir du niveau du sol, mais à partir d'une hauteur D , fonction de la structure du couvert et comprise entre 0 et z_h . D est appelée hauteur de déplacement du plan de référence et est voisine de 0,7. z_h pour beaucoup de couverts. L'expression différentielle générale des flux verticaux est alors la suivante :

$$\phi_q = -k u_* (z - D) \left(\frac{dq}{dz} \right)_z$$

et l'expression intégrale :

$$\phi_q = \frac{k u_*}{\ln\left(\frac{z_2 - D}{z_1 - D}\right)} \cdot (q_1 - q_2)$$

b - Détermination pratique des flux convectifs.

Pour cela il faut connaître la vitesse de frottement u_* et la hauteur de déplacement D , qui entrent dans les expressions de la diffusivité turbulente et du coefficient d'échange. Ces deux paramètres aérodynamiques se déterminent expérimentalement à partir du profil de vitesse du vent mesuré grâce à une série d'anémomètres placés à différentes hauteurs au-dessus du couvert (fig. II.8). u_* est donné par la pente et z_0 par l'ordonnée à l'origine de la droite :

$$\ln(z - D) = \frac{k}{u_*} u(z) + \ln z_0$$

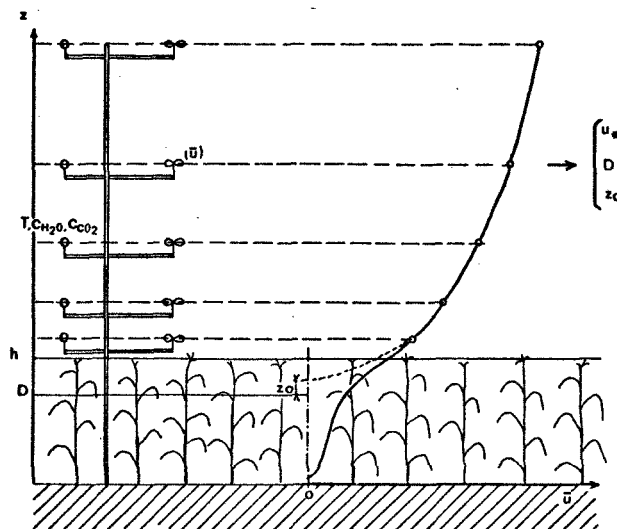


Fig.II.8 - Schéma de mesure d'un profil de vent.
(d'après PERRIER)

D est choisi par tâtonnement de façon que l'on ait le meilleur ajustement linéaire (fig. II. 9). En effet, les concavités fortes dirigées vers les ordonnées positives évoluent lorsqu'on augmente d vers les concavités dirigées vers les ordonnées négatives, en passant, pour une valeur particulière de d égale à D par une droite.

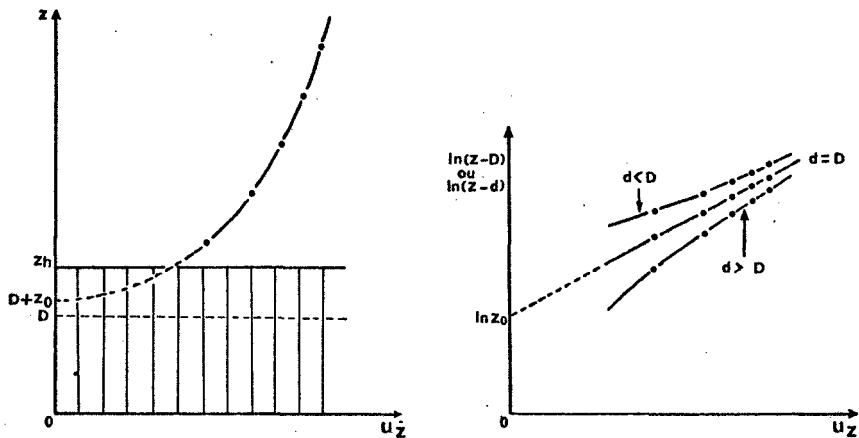


Fig.II.9 - Profil de vent au-dessus d'une végétation de hauteur z_h

Le gradient de température se mesure à l'aide de thermocouples que l'on a soin de protéger du rayonnement solaire avec de petits écrans. Pour ce qui est du gradient d'humidité, la méthode la plus souvent utilisée fait appel à la psychrométrie. Deux psychromètres placés à deux niveaux z_1 et z_2 au-dessus de la végétation permettent de déterminer le gradient de pression partielle en vapeur d'eau entre ces deux niveaux :

$$\Delta p = \Delta' (T_H) \Delta T_H - \gamma \cdot (\Delta T - \Delta T_H)$$

P' représentant la pente de la courbe de pression de vapeur saturante. La mesure du gradient d'humidité se ramène alors aux mesures du gradient de température ΔT et du gradient de température humide ΔT_H , faites toutes deux à l'aide de thermocouples.

c - Remarque

Les expressions de la diffusivité turbulente et de la vitesse du vent en fonction de l'altitude z , issues de la théorie de Prandtl, ne sont valables en toute rigueur que dans le cas de neutralité thermique ou dans des conditions avoisinantes (faibles gradients thermiques). Dans le cas contraire, la convection forcée pure, traduites par les lois précédentes, fait place à un régime de convection dit mixte car perturbé par la convection libre due aux gradients de température. On utilise alors des coefficients de correction qui modifient les lois précédentes.

II.2.3. Méthode dite du bilan d'énergie

a - Principe de la méthode

Considérons un couvert végétal homogène de hauteur z_h . D'après le principe de conservation de l'énergie, la somme algébrique des énergies entrant et sortant du système et de la variation de son énergie interne, pendant un intervalle de temps donné, est nulle.

La résultante au niveau z_h des flux de type radiatif est le rayonnement net R_n . Les échanges convectifs avec l'atmosphère sont responsables d'un flux de vapeur d'eau E et d'un flux de chaleur sensible S . Le flux de vapeur d'eau qui représente l'évapotranspiration du couvert végétal est responsable, au niveau des surfaces d'échange, d'un flux d'énergie LE , dit de chaleur latente, car l'eau passe de l'état liquide à l'état vapeur. On a la relation :

$$LE = L \cdot E$$

L étant la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($2460 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1}$). Suivant le sens de l'écart de température entre l'atmosphère et le sol, ce dernier se réchauffe ou se refroidit créant à sa surface un flux conductif de chaleur G .

La variation d'énergie interne de la culture est représentée par l'accumulation ou la perte de chaleur dQ/dt , due à la variation de la température moyenne du couvert, et par l'énergie solaire ϕ_p utilisée dans les réactions de la photosynthèse. En première approximation ces deux termes sont négligeables devant les autres flux et on peut écrire l'équation traduisant ce bilan énergétique sous la forme :

$$R_n + G + S + LE = 0$$

Tous ces termes sont des flux énergétiques ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) et sont affectés du signe + s'ils représentent un gain pour le couvert et du signe - s'ils représentent une perte.

Ecrivons les équations classiques de la convection turbulente entre deux niveaux z_1 et z_2 ($z_1 < z_2$) de la couche de flux conservatif :

$$S = - \rho \cdot C_p \cdot h_s (T_1 - T_2)$$

$$LE = - \frac{LMv}{RT} \cdot h_v (p_1 - p_2)$$

(les signes - sont dus à la convention de signe adoptée)

Le rapport $\beta = S/LE$, appelé rapport de Bowen, peut s'écrire, compte tenu de l'hypothèse de similarité ($h_s = h_v$) :

$$\beta = \frac{\rho C_p RT}{L \cdot Mv} \cdot \frac{T_2 - T_1}{p_2 - p_1}$$

Il se détermine aisément à partir des gradients de température sèche et humide mesurés par un dispositif psychrométrique différentiel.

De l'équation du bilan d'énergie écrite sous la forme :

$$Rn + G + LE (1 + \beta) = 0$$

on tire l'expression suivante du flux de chaleur latente :

$$LE = - \frac{(Rn + G)}{1 + \beta}$$

et l'on a bien sûr :

$$S = \beta \cdot LE$$

$$E = \frac{LE}{L}$$

Rn et G se mesurent directement, le premier à l'aide d'un bilammètre, le second à l'aide d'un fluxmètre de chaleur (cf : III.3.4).

b - Utilisation d'une méthode combinée

Il est possible de combiner les deux méthodes, méthode aérodynamique et celle du bilan d'énergie, pour déterminer les flux convectifs S et LE . La méthode aérodynamique sert à estimer le flux de chaleur sensible S à partir de la connaissance du profil de vitesse du vent et de température :

$$S = \rho C_p h (T_2 - T_1)$$

$$\text{avec } h = k u_x / \ln \left(\frac{z_2 - D}{z_1 - D} \right)$$

Il suffit pour cela de disposer d'une série d'anémomètres et de thermocouples placés à différentes hauteurs au-dessus du couvert. Les mesures simultanées du rayonnement net Rn et du flux conductif G permettent de calculer LE comme terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie :

$$LE = - (Rn + G) - S$$

Cette méthode a l'avantage d'éviter les mesures psychrométriques, qui sont souvent délicates à effectuer avec précision, et constitue un moyen pratique de suivre l'évapotranspiration d'un couvert végétal à une échelle de temps fine. Elle est à recommander surtout lorsque les gradients thermiques sont faibles, c'est-à-dire lorsque le flux de chaleur sensible S est faible en valeur absolue. Dans ce cas, en effet, l'erreur que l'on peut commettre en estimant S ne se répercute que faiblement sur LE .

II.2.4- Exemples d'utilisation de ces méthodes.

La figure II.10 montre des résultats expérimentaux obtenus à Adiopodoumé sur *Panicum* par la méthode du bilan d'énergie avec comme pas de temps le quart d'heure. On constate qu'à rayonnement net presque égal, l'évapotranspiration LE est moins importante et le flux de chaleur sensible S plus élevé le 22.4 que le 2.4. L'évapotranspiration, dans le deuxième cas, est limité par l'indice foliaire (IF = 1,1), c'est-à-dire par le manque de développement des surfaces foliaires.

La figure II.11 montre également des résultats expérimentaux obtenus à Adiopodoumé mais cette fois sur gazon (*Paspalum notatum*) par la méthode mixte. L'eau est le facteur limitant lors de la première journée (15.03) par rapport à la seconde où la quasi-totalité de l'énergie radiative est consommée sous forme de chaleur latente de vaporisation (LE) après irrigation (21.03).

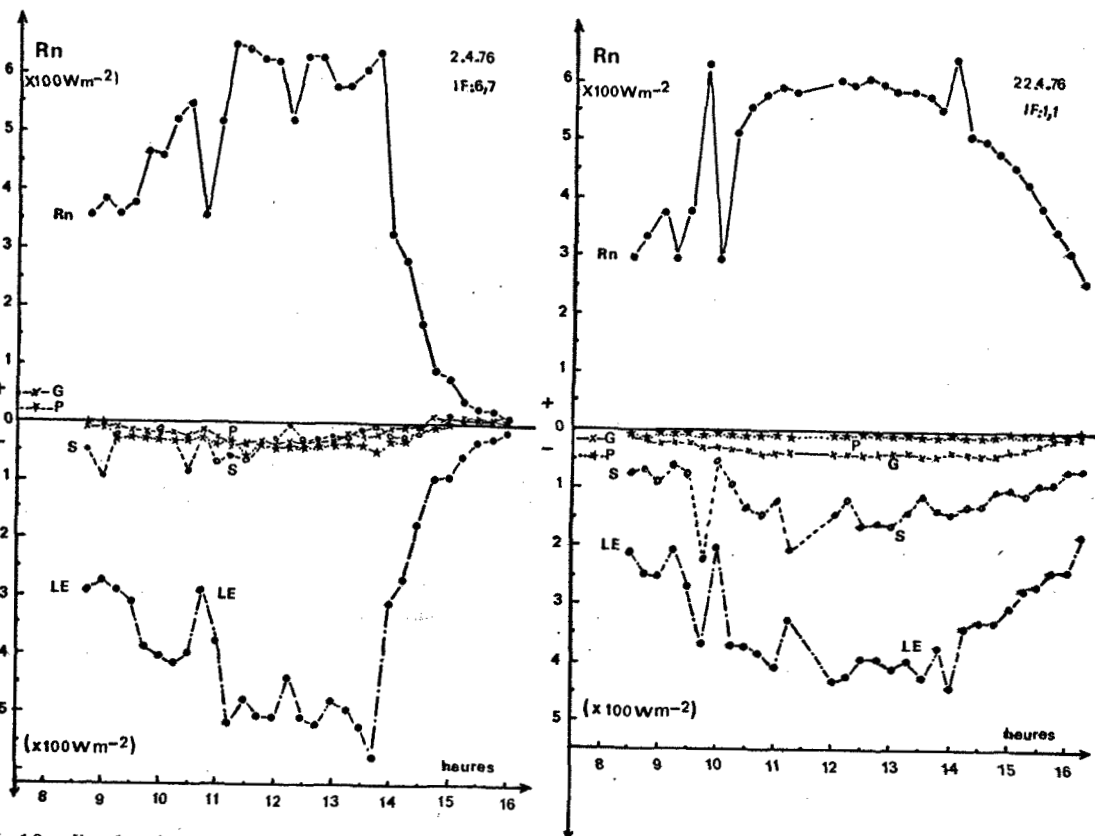
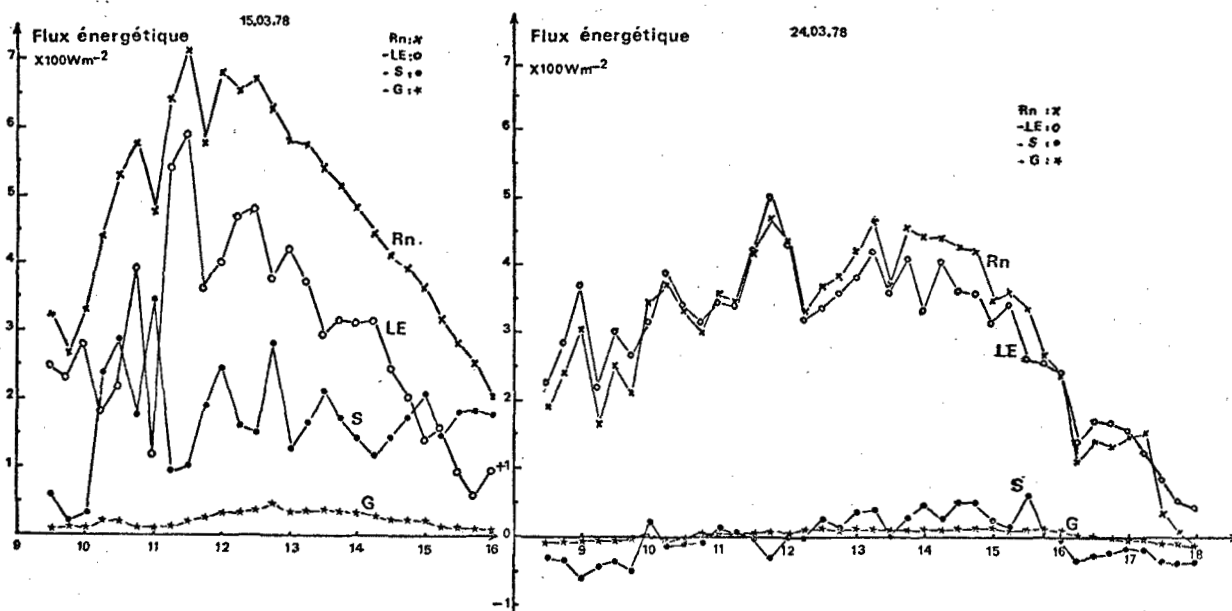


Fig.II.10- Evolution au cours de deux journées des différents flux énergétiques (*Panicum maximum*)

Fig.II.11- Evolution au cours de deux journées des différents flux énergétiques (*Paspalum notatum*)



II.3 - L'évapotranspiration

II.3.1. Définition et mesure

a - Définition

D'une façon générale, l'évaporation d'une surface naturelle représente la quantité d'eau qui se trouve dissipée dans l'atmosphère à partir de cette surface, par le processus de vaporisation. Cette quantité est généralement exprimée en mm. On parle d'évapotranspiration quand la surface naturelle considérée est un couvert végétal, car dans ce cas, la quantité d'eau perdue par la surface est la somme de l'évaporation physique du sol et de la transpiration végétale. Pour un couvert bien développé, la transpiration est en général bien supérieure à l'évaporation du sol.

La majeure partie de l'eau transpirée par le végétal diffuse par les méats que constituent les stomates dispersés sur le limbe foliaire (une faible partie passe à travers la cuticule). L'eau qui utilise la voie stomatique arrive sous forme liquide dans la cavité sous-stomatique, se vaporise et diffuse par l'ostiole (fig.IV.7). La plante a la possibilité de réguler cette diffusion en contrôlant l'ouverture de l'ostiole qui peut se fermer complètement. Ce mécanisme régulateur entre en jeu dès que l'alimentation en eau de la plante par le système racinaire ne peut compenser le pouvoir évaporant de l'atmosphère.

L'absorption du gaz carbonique utilisé dans la photosynthèse se faisant également par la voie stomatique, une fermeture des stomates, due à une mauvaise alimentation hydrique, provoque un ralentissement de la photosynthèse et donc une baisse de la production de matière sèche. (cfr Ch. IV).

b - Mesure par évapotranspiromètres

Le principe de ces appareils fait appel au bilan hydrique d'un système de dimensions finies constitué par une tranche de sol et le couvert végétal qui la surmonte.

Désignons par :

- $\Delta\theta$ la variation d'humidité du sol.
- P les apports d'eau dus à la pluie.
- I les apports d'eau par irrigation.
- E les pertes d'eau par évapotranspiration.
- D les pertes d'eau par drainage.

En supposant qu'il n'y a pas d'écoulement latéral (en particulier de ruissellement) nous pouvons écrire :

$$\Delta\theta = P + I - E - D$$

Les évapotranspiromètres (ou lysimètres) classiques à drainage (fig. II.13) sont constitués d'une cuve étanche qui limite une partie de sol dont on mesure les apports d'eau et les pertes par drainage. Le principe de la mesure consiste à maintenir le sol à une humidité constante voisine de la capacité au champ en entretenant une percolation permanente, ou à revenir à cette humidité au bout de quelques jours. ΔH est nul alors et

$$E = (P + I) - D$$

Ce type de mesure n'est possible que sur une période de temps assez longue de l'ordre de quelques jours du fait de l'inertie que représente le dispositif. La précision n'est généralement pas très bonne.

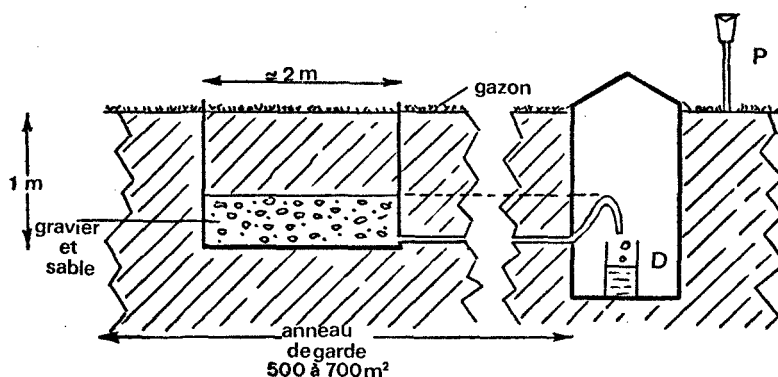


Fig.II.12 - Evapotranspiromètre à drainage

Pour estimer l'évapotranspiration à des échelles de temps plus fines on a recours à des dispositifs de plus grande sensibilité permettant de mesurer la variation du stock d'eau du sol par pesée : ce sont les évapotranspiromètres pesables. Différentes techniques de pesée de la cuve peuvent être adoptées.

Citons :

- la bascule mécanique. Un contrepois équilibre en partie le poids de la cuve et la mesure ne porte que sur une variation de poids apparent.
- les jauges de contrainte. Les variations de poids du lysimètre provoquent la déformation des jauges sur lesquelles il repose. Un dispositif électronique transforme cette déformation en signal électrique proportionnel à la variation de force.

c - Le système BEARN

Le système BEARN (Bilan d'énergie automatique régional et numérique) est un dispositif mis au point par l'INRA (Perrier 1975) qui permet de déterminer à une échelle de temps fine (quart d'heure) et de façon continue les flux de chaleur latente et sensible au-dessus d'un couvert végétal. Le principe fait appel à la méthode classique du bilan d'énergie qui permet d'estimer ces flux à partir des mesures directes du rayonnement net, du flux de chaleur dans le sol et des gradients de température et de concentration en vapeur d'eau.

Le dispositif comprend, outre les capteurs nécessaires (bilanmètre, fluxmètre, thermomètres secs et humides) une acquisition de données et des organes de gestion et de calcul qui permettent de délivrer, toutes les heures ou tous les quarts d'heure, sur imprimante, les quatre termes du bilan d'énergie. Un montage psychrométrique différentiel double sur châssis inverseur est utilisé pour mesurer les gradients de température sèche et humide.

II.3.2. Formulation et terminologie

a - Formulation de l'évapotranspiration d'un couvert végétal

Considérons un couvert végétal homogène de hauteur z_h et un niveau de référence climatique z_r ($z_r > z_h$). Si le régime est permanent (ce qui suppose une base de temps assez courte) l'expression du bilan d'énergie peut s'écrire (cf : II.2.3) :

$$R_n + G + S + LE = 0$$

où R_n est le rayonnement net, G le flux de chaleur à la surface du sol, S le flux convectif de chaleur sensible et LE le flux de chaleur latente, c'est-à-dire l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration. Les flux sont affectés du signe + lorsqu'ils représentent un gain pour la surface et vice-versa.

En régime de flux conservatif (ce qui suppose une surface suffisamment étendue) les expressions de S et de LE sont les suivantes :

$$S = \rho \cdot c_p \cdot h \cdot [T(z_r) - T(z_h)]$$

$$LE = \frac{L \cdot M_v}{R \cdot T} \cdot h \cdot [p(z_r) - p(z_h)]$$

où ρ est la masse volumique et c_p la chaleur massique de l'air, L la chaleur latente de vaporisation de l'eau, M_v la masse molaire de l'eau, R la constante des gaz parfaits, T la température de l'air en Kelvin, h le coefficient d'échange convectif entre les niveaux z_h et z_r , et les termes entre crochets les gradients de température et de pression partielle de vapeur d'eau entre ces deux niveaux.

En faisant apparaître, dans l'expression de LE , la constante psychrométrique $\gamma = P_a \cdot c_p / L \cdot \epsilon$ (P_a : pression atmosphérique et ϵ : rapport de la masse molaire de l'eau sur celle de l'air) et la température de rosée, on obtient :

$$LE = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot h \cdot [P(T_r(z_r)) - P(T_r(z_h))]$$

expression qui peut s'écrire encore :

$$LE = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot h \cdot [P_r(T_r(z_r)) - P_r(T_r(z_h)) + P(T(z_r)) - P(T_r(z_h))]$$

$$LE = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot h \cdot \Delta \cdot [T(z_r) - T_r(z_h)] + \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot h \cdot [P(T_r(z_r)) - P(T_r(z_h))]$$

où Δ représente la pente de la courbe de pression maximale de vapeur d'eau pour une température comprise entre $T(z_r)$ et $T_r(z_h)$.

Quant à $[T(z_r) - T_r(z_h)]$, il peut s'écrire :

$$T(z_r) - T_r(z_h) = T(z_r) - T(z_h) + T(z_h) - T_r(z_h)$$

$$T(z_r) - T_r(z_h) = - \frac{(R_n + G + LE)}{\rho \cdot c_p \cdot h} + T(z_h) - T_r(z_h)$$

en faisant intervenir l'équation du bilan d'énergie.

$$LE \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right) = - \frac{\Delta}{\gamma} (R_n + G) + \frac{\rho \cdot c_p \cdot h}{\gamma} \left\{ \Delta \cdot [T(z_h) - T_r(z_h)] + P(T_r(z_r)) - P(T_r(z_h)) \right\}$$

D'où la formulation suivante de l'évapotranspiration :

$$ET = - LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) + \frac{\rho \cdot c_p \cdot h}{\Delta + \gamma} \left\{ P(T(z_r)) - P(T_r(z_r)) - \Delta \cdot [T(z_h) - T_r(z_h)] \right\}$$

formulation très générale qui apparaît la somme de deux termes :

- un terme dit radiatif car le rayonnement net γ est l'élément prédominant :

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G)$$

- un terme dit convectif, du fait de son analogie avec les expressions des flux convectifs :

$$\frac{\rho \cdot c_p \cdot h}{\Delta + \gamma} \left\{ [P(T(z_r)) - P(T_r(z_r))] - [P(T(z_h)) - P(T_r(z_h))] \right\} = \frac{\rho \cdot c_p \cdot h}{\Delta + \gamma} (\Delta P_r - \Delta P_h)$$

b - L'évaporation potentielle

D'après la formulation précédente, l'évapotranspiration ET est maximale lorsque $P(T(z_h)) = P(T_r(z_h))$, c'est-à-dire lorsqu'on suppose qu'il y a saturation au sommet du couvert. Cette valeur maximale de l'évapotranspiration est ce qu'on appelle l'évaporation potentielle théorique EP^* définie par la relation de Penman :

$$EP^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) + \frac{\rho \cdot c_p \cdot h}{\Delta + \gamma} [P(T(z_r)) - P(T_r(z_r))]$$

Elle est théorique car la saturation au sommet du couvert ne se rencontre pas dans la pratique. Seule peut exister la saturation au niveau des interfaces végétation-air, c'est-à-dire au niveau des surfaces foliaires et du sol. Ce cas se rencontre après une pluie, une irrigation par aspersion ou en présence d'une forte rosée. L'évaporation que l'on observe dans ces conditions est appelée évaporation potentielle et notée EP. Elle vérifie la double inégalité :

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) < EP < EP^*$$

La valeur de EP, qui reste strictement comprise entre ces deux paramètres bioclimatiques, est influencée par la structure et l'architecture du couvert mais elle est indépendante de l'état physiologique de la plante et en particulier de sa régulation stomatique.

c - Terminologie usuelle

Le terme important en matière d'évapotranspiration est bien sûr l'évapotranspiration réelle (ET ou ETR) qui représente la quantité d'eau effectivement perdue par une surface donnée pendant un intervalle de temps donné. C'est la mesure de cette évapotranspiration qu'il importe de mettre en oeuvre.

L'évapotranspiration réelle maximale (ETM) est l'évapotranspiration d'un couvert dont la régulation stomatique est minimale, c'est-à-dire dans le cas d'une bonne alimentation hydrique des plantes. Cette notion, introduite par les agronomes, définit la consommation maximale d'un couvert végétal placé dans des conditions climatiques données. L'ETM dépend du type de couvert et de son stade phénologique mais reste toujours inférieure à l'évapotranspiration potentielle car il n'y a jamais saturation au niveau des surfaces d'échange :

$$ETM < EP$$

La mesure de l'ETM d'un gazon bien développé est souvent utilisée comme référence en matière d'évapotranspiration. Les agronomes, en particulier, s'en servent pour la recherche des coefficients culturaux définis par la relation :

$$ETM \text{ (d'une culture)} = k \cdot ETM \text{ (gazon)}$$

k, bien sûr, reste toujours voisin de 1
L'ETM d'un gazon est souvent appelée improprement ETP gazon.

d - Choix d'une grandeur de référence en matière d'évapotranspiration

Considérons l'expression générale de l'évapotranspiration donnée au paragraphe a. On a pu montrer, à la fois expérimentalement et théoriquement, que dans bon nombre de situations Δ_{Ph} était peu différent de Δ_{P_r} et que cette approximation était d'autant plus valable que le déficit hydrique de l'air Δ_{P_r} et la régulation stomatique du couvert étaient plus faibles. Ainsi l'évapotranspiration d'un couvert bien alimenté en eau dans un climat pas trop sec s'éloigne peu du terme d'équilibre :

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G)$$

La table ronde sur l'évapotranspiration organisée en mai 1977 par la CIID (Commission internationale des irrigations et du drainage) a accredité ces idées en recommandant comme mesure simple de référence de l'évapotranspiration réelle :

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

Dans cette formule l'élément prédominant est bien sûr le rayonnement net R_n , G restant toujours petit devant R_n , auquel il est d'ailleurs lié quasi linéairement et le coefficient $\Delta / \Delta + \gamma$ variant légèrement avec la température de l'air.

II.3.3.- Confrontation des nouveaux et anciens concepts.

La formulation, la nomenclature et les définitions qui viennent d'être exposées correspondent à l'état actuel de nos connaissances en matière d'évapotranspiration. Les concepts ont beaucoup évolué ces dernières années et on abandonne progressivement ceux que l'on proposait il y a dix ans.

On définissait alors l'ETP (évapotranspiration potentielle) comme la quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée par un couvert végétal, couvrant bien le sol, abondamment alimenté en eau et en phase active de croissance. Cette notion, que l'on croyait indépendante du type de couvert, était considérée comme une grandeur purement climatique traduisant la "demande" en eau.

Sur ce concept d'ETP furent élaborées toute une série de formules empiriques climatologiques censées donner l'ETP à partir de certains paramètres (température, rayonnement global, humidité de l'air, etc.). Nous en détaillons quelques unes dans le chapitre consacré à l'agroclimatologie. Ces formules résultent pour la plupart d'ajustements à des valeurs mesurées d'ETM gazon. On recommande maintenant de les appeler évapotranspirations climatiques (ET_c) plutôt qu'ETP.

CHAPITRE III

LE SOL, LIEU DE TRANSFERTS HYDRIQUES ET THERMIQUES

CHAPITRE III

LE SOL, LIEU DE TRANSFERTS HYDRIQUES ET THERMIQUES

P L A N

III.1.- ASPECT STATIQUE DE L'EAU DANS LE SOL.III.1.1.- Propriétés physiques de base.III.1.2.- La réserve hydrique du sol.III.1.3.- Mesure in situ de l'humidité et du potentiel.III.2.- LA DYNAMIQUE DE L'EAU DU SOL : SA CIRCULATION.III.2.1.- Les équations de l'écoulement.III.2.2.- Le cycle de l'eau au champ.III.3.- LES TRANSFERTS THERMIQUES DANS LE SOL.III.3.1.- Généralités.III.3.2.- Lois de propagation de la chaleur par conduction.III.3.3.- Variation journalière et variation annuelle de température dans le sol.III.3.4.- Estimation du flux conductif de chaleur dans le sol.CHAPITRE III - LE SOL, LIEU DE TRANSFERTS HYDRIQUES ET THERMIQUES.III.1.- ASPECT STATIQUE DE L'EAU DANS LE SOL : SA RETENTION.III.1.1.- Présentation du sol : ses propriétés physiques de base.

Le sol représente la couche extérieure de la surface terrestre, altérée au cours des âges par des processus physiques, chimiques et biologiques. C'est un système d'une grande complexité constitué d'éléments solides, liquides et gazeux. La phase solide comprend des constituants minéraux de dimensions et de formes variées, ainsi qu'une fraction organique formée d'organismes vivants (racines, microfaune) et de résidus organiques à différents stades de dégradation. La phase liquide est représentée par une solution aqueuse (eau et sels minéraux) plus ou moins liée à la phase solide du sol. La phase gazeuse (N_2 , O_2 , CO_2 , H_2O) occupe les espaces libres laissés entre les particules et non remplis par la phase liquide.

La texture est l'un des tout premiers concepts à avoir servi à caractériser les propriétés du sol. Elle renseigne sur la taille prédominante des particules de sol ; traditionnellement on divise ces particules en trois gammes de tailles ou fractions texturales : sable, limon et argile (fig. III.1). La séparation des particules par groupes de taille et la détermination de la composition granulométrique sont les buts de l'analyse granulométrique qui opère par tamisage pour les particules grossières et par sédimentation pour les plus fines. On visualise la notion de texture à l'aide d'un diagramme triangulaire appelé diagramme de texture : les deux côtés perpendiculaires d'un triangle rectangle isocèle sont gradués de 0 à 100 et représentent la proportion en l'une des deux fractions, argile et limon. Il y a correspondance bijective entre une composition exprimée en ces deux constituants et un point à l'intérieur du triangle (fig. III.2).

Diamètres des éléments en mm	Terminologie
< 0,002	Argile
0,002-0,02	Limons
0,02-0,2	Sable fin
0,2 - 2	Sable grossier
2 - 20	Graviers
> 20	Cailloux

Fig.III.1 - Granulométrie

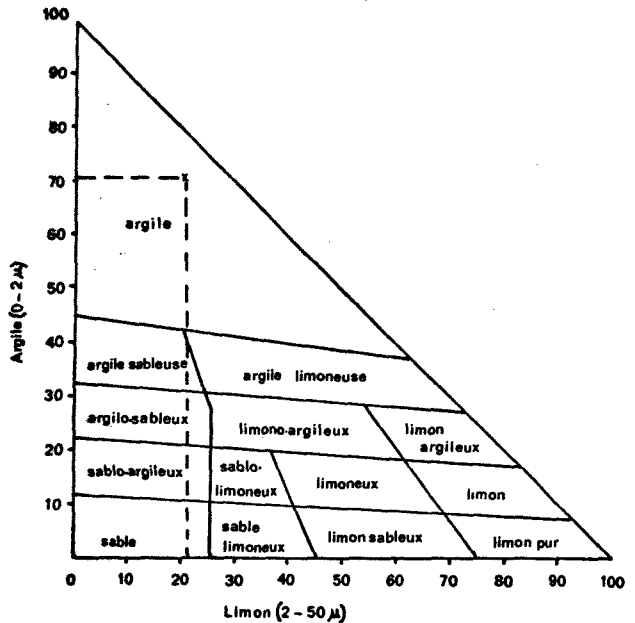


Fig.III.2 - Triangle de texture

La structure caractérise la manière dont sont assemblés les divers constituants du sol. Elle peut varier au cours du temps pour des causes diverses. Il est possible de distinguer trois grands types de structure :

- la structure à particules isolées : les éléments du squelette se séparent aisément les uns des autres, sables d'une dune par exemple.
- la structure continue ou massive : on ne peut plus parler de constituants, l'ensemble est noyé dans une masse plus ou moins continue. A l'état sec, celle-ci donne l'impression d'un béton.
- la structure fragmentaire ou en agrégats : les particules de sol sont organisées en petits grumeaux appelés agrégats soit anguleux soit arrondis.

La forme et l'arrangement des agglomérats constitutifs de la structure a pour conséquence essentielle une plus ou moins grande porosité. Celle-ci est définie comme le rapport du volume non occupé par la matière solide au volume total. Si V représente le volume total et V_s le volume occupé par la matière solide, on peut écrire :

$$V = V_s + V_v$$

$$P = \frac{V_v}{V} = 1 - \frac{V_s}{V}$$

III.1.2.- La réserve hydrique du sol.

a. La teneur en eau du sol.

La figure III.3 est une représentation schématique de la masse et du volume total du sol subdivisés en trois sections représentant la phase solide, liquide et gazeuse. Soient M_s et V_s , M_e et V_e , M_g et V_g la masse et le volume de chacune des trois phases ($V = V_s + V_e + V_g$).

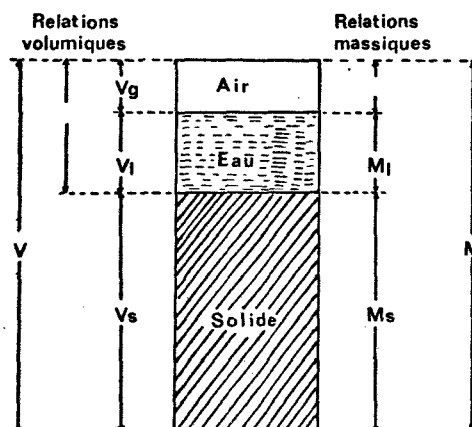


Fig.III.3 - Représentation schématique des 3 phases du sol.

Rappelons les définitions suivantes :

- on appelle densité apparente d'un sol, la masse de sol sec par unité de volume de sol en place, c'est le rapport :

$$d_a = \frac{M_s}{V}$$

d_a varie approximativement de 1,6 g/cm³ pour les sols sableux à 1,1 g/cm³ pour les sols argileux.

- on appelle densité réelle d'un sol, la masse de sol sec par unité de volume de la phase solide, c'est le rapport :

$$d_r = \frac{M_s}{V_s}$$

d_r représente la densité moyenne des particules ; elle est voisine de 2,6 g/cm³ pour la plupart des sols minéraux.

La quantité d'eau présente dans un échantillon de sol peut s'exprimer soit en humidité volumique soit en humidité pondérale.

L'humidité volumique θ_v est définie comme le volume d'eau rapporté au volume de sol en place :

$$\theta_v = \frac{V_e}{V}$$

L'humidité pondérale θ_p représente la masse d'eau rapportée à la masse de sol sec :

$$\theta_p = \frac{M_e}{M_s}$$

θ_v et θ_p s'expriment souvent sous forme de pourcentage. Entre ces deux humidités existe la relation :

$$\theta_v = \theta_p \cdot d_a$$

Pour comparer la teneur en eau d'une couche de sol de profondeur donnée Δz , aux précipitations, il est commode de l'exprimer en mm : il s'agit alors de l'épaisseur de la lame d'eau qui se constituerait à la surface du sol si l'on y répandait toute l'eau contenue dans la couche de sol considérée. Si θ_v représente l'humidité volumique moyenne de cette couche, exprimée dans son rapport à 1, la hauteur de la lame d'eau s'écrit :

$$h = \theta_v \cdot \Delta z$$

avec h et Δz exprimés en mm.

b. L'état de liaison de l'eau du sol.

Prenons une terre sableuse et une terre argileuse à la même humidité pondérale, par exemple 15 %. La première laisse exsuder l'eau tandis que l'autre apparaît presque sèche. On constate aussi qu'une plante flétrit lorsqu'elle se trouve sur une terre argileuse à 15 % d'eau, alors qu'elle a une alimentation en eau normale sur un sable ayant la même humidité.

Ces deux constatations illustrent bien le fait que la notion d'humidité n'est pas suffisante pour décrire l'état de l'eau dans le sol. L'eau, à quantités égales, est retenue plus ou moins énergétiquement suivant le type de sol, par les forces de capillarité et d'adsorption dues à la matrice solide. Ces forces attirent et lient l'eau dans le sol au point de diminuer sa pression au-dessous de la pression atmosphérique normale (fig. III.4).

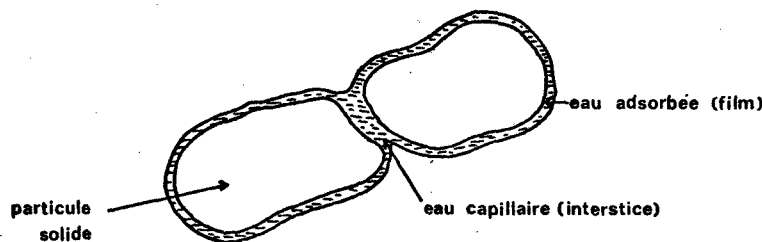


Fig. III.4 - Rétention de l'eau dans un sol non saturé.

On rend compte de ceci grâce à la notion de potentiel matriciel, noté Ψ_M , qui mesure la chute de pression, par rapport à la pression atmosphérique, de l'eau du sol. Plus les forces de liaison sont importantes, plus la chute de pression est grande. Cette chute de pression est affectée du signe-, et s'exprime en bars ou, sous forme de charge hydraulique, en centimètres d'eau (une pression d'une atmosphère, c'est à dire de 1,013 bars, est équivalente à une colonne verticale d'eau de 1033 cm).

La succion, notée S , est définie comme l'opposé du potentiel matriciel, $S = -\Psi_M$; c'est donc un terme essentiellement positif, introduit surtout pour permettre un langage en termes positifs.

L'étendue de variation du potentiel matriciel dans le sol est très grande, surtout lorsque celui-ci est exprimé en centimètres d'eau. De ce fait, les agronomes préfèrent utiliser une notation logarithmique, le pF, défini comme le logarithme décimal de la charge hydraulique H exprimée en centimètres d'eau :

$$pF = \log H /$$

Un pF de 1 correspond à une charge de 10 cm, un pF de 3 à 1000 cm, etc...

c. La courbe caractéristique de l'humidité du sol.

On cherche souvent à déterminer, pour un échantillon de sol, la relation qui lie le potentiel matriciel (ou le pF) à l'humidité. La méthode employée fait appel à l'extraction de l'eau sous pression.

L'échantillon de sol saturé est disposé sur une plaque de porcelaine poreuse dont la face inférieure est maintenue à la pression atmosphérique. Le tout est enfermé dans une enceinte et soumis à une surpression Δp . On observe un écoulement à travers la porcelaine poreuse qui cesse lorsque l'équilibre des potentiels est réalisé de part et d'autre de la plaque. La figure III.5 représente schématiquement le dispositif expérimental.

A l'équilibre, c'est à dire lorsque l'écoulement cesse :

$$\Psi_A = \Psi_B$$

or

$$\Psi_B = 0 \text{ par définition}$$

puisque en B l'eau est à l'état libre sous la pression atmosphérique. En A le potentiel matriciel de l'eau à l'équilibre s'écrit :

$$\Psi_A = (P + \Delta P) - P_A = \Psi_M + \Delta P$$

P est la pression qu'aurait l'eau sans la surpression ΔP , P_A est la pression atmosphérique et

$$\Psi_M = P - P_A$$

D'où

$$\Psi_M = - \Delta P$$

En imposant différentes valeurs de ΔP et en mesurant chaque fois l'humidité pondérale θ de l'échantillon à l'équilibre, on obtient les points nécessaires pour tracer la courbe $\theta = f(\Psi_M)$, appelée courbe caractéristique de l'humidité du sol (fig. III.6). Son allure dépend étroitement de la texture du sol. En général, à une teneur plus élevée en argile correspond une teneur en eau plus élevée, à n'importe quelle succion, et une variation plus progressive de la pente de la courbe.

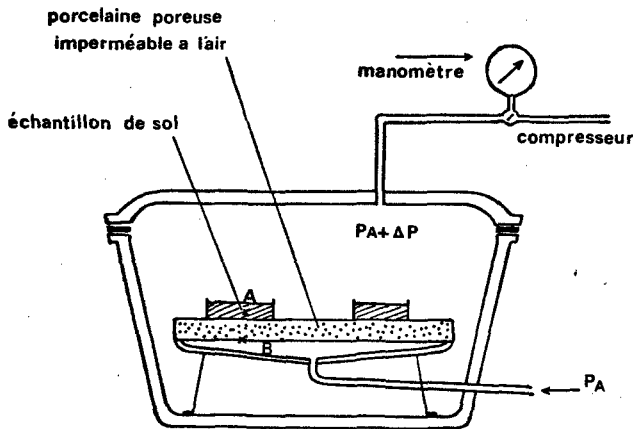


Fig.III.5 - Extraction de l'eau sous-pression

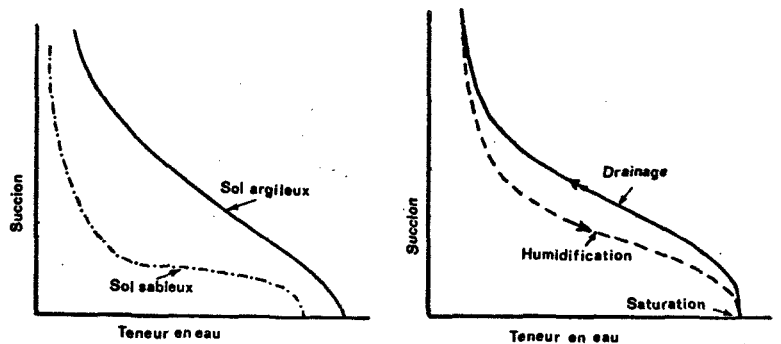


Fig.III.6 - Courbes caractéristiques d'humidité et phénomène d'hystérésis.

La relation entre le potentiel et la teneur en eau d'un sol n'est pas la même suivant que l'on opère par désorption, c'est à dire en commençant avec un échantillon saturé et en desséchant progressivement le sol, ou par absorption c'est à dire en mouillant graduellement un échantillon de sol initialement sec. On obtient deux courbes continues mais généralement pas identiques. La teneur en eau d'un sol équilibré à une succion donnée, est plus grande en drainage qu'en humidification. C'est le phénomène d'hystérésis.

III.1.3.- Mesure in situ de l'humidité et du potentiel.

a. Méthode gravimétrique.

Elle consiste à prélever un échantillon à la tarière, par exemple, et à déterminer son poids humide et sec. Ce dernier est obtenu par séchage de l'échantillon jusqu'à poids constant dans un four à 105°C. L'humidité pondérale est le rapport du poids perdu au cours du séchage au poids sec de l'échantillon. L'excellente précision que l'on peut obtenir dans la mesure des poids fait que cette méthode sert de référence à toutes les autres. Elle est cependant longue et laborieuse et a l'inconvénient d'être destructive.

b. Utilisation de la sonde à neutrons.

La méthode utilise la propriété qu'ont les neutrons rapides d'être ralentis préférentiellement par les atomes d'hydrogène. Des neutrons rapides sont émis dans le sol par une source radioactive. Ils entrent en collision avec des noyaux d'hydrogène et perdent graduellement leur énergie cinétique. Pratiquement il a été trouvé que l'atténuation des neutrons rapides dans le sol est proportionnelle à la teneur en hydrogène du sol. Les neutrons ralentis se dispersent au hasard dans le sol et forment un nuage autour de la source d'émission. Certains d'entre eux retournent vers la sonde où ils sont comptés par un détecteur de neutrons lents.

L'essentiel des atomes d'hydrogène du sol provenant des molécules d'eau, la quantité de neutrons lents, et par conséquent le flux détecté, sont approximativement proportionnels à la teneur en eau du sol.

L'instrument proprement dit est constitué de deux parties principales : une sonde que l'on descend dans un tube d'accès placé verticalement dans le sol et qui contient la source de neutrons et le détecteur, et un compteur qui reste à la surface. La mesure consiste à compter pendant un temps déterminé, de l'ordre d'une minute, le nombre de neutrons lents détectés, qui est proportionnel à l'humidité volumique. Un étalonnage préalable donne la correspondance qui est quasi linéaire (fig. III.7).

Le volume exploré par l'humidimètre à neutrons est une sphère de 15 à 30 cm de diamètre environ. Ce faible pouvoir de résolution spatiale empêche les mesures à proximité de la surface du sol, c'est à dire dans une couche extrêmement importante sur le plan agronomique. C'est le principal inconvénient du dispositif.

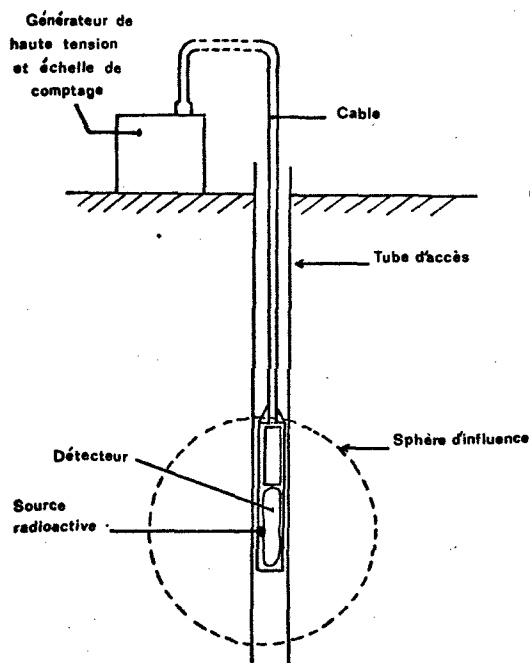


Fig.III.7 - Schéma d'un humidimètre à neutrons.

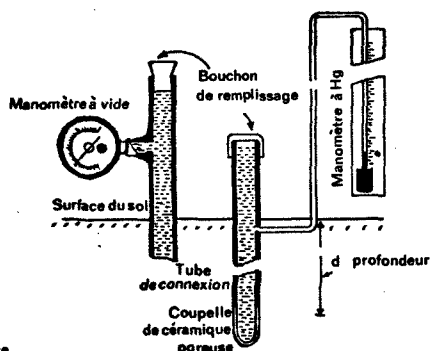


Fig.III.8 - Tensiomètre.

C. Utilisation du tensiomètre.

Le tensiomètre est un appareil pratique pour la mesure in situ du potentiel matriciel. Il est constitué d'une coupelle poreuse, généralement en céramique, et d'un tube relié à un manomètre (fig.III.8) ; le tout étant rempli d'eau. La coupelle est placée dans le sol où doit s'effectuer la mesure de succion. La pression de l'eau du sol, inférieure à celle du tensiomètre, exerce une succion qui draine une certaine quantité d'eau hors du tensiomètre. Ce transfert se poursuit jusqu'à équilibre de part et d'autre de la paroi, et entraîne une chute de la pression hydrostatique enregistrée sur un manomètre. A l'équilibre, le potentiel de l'eau du sol est égal au potentiel de l'eau à l'intérieur de la coupelle, ce dernier pouvant s'exprimer facilement en fonction de l'indication du manomètre.

Le principal inconvénient des tensiomètres est qu'ils se désamorcent par entrée d'air dans la coupelle, sitôt que la succion dépasse 0,8 bars ; ils ne permettent donc la mesure des suctions que dans une gamme restreinte.

III.2.- LA DYNAMIQUE DE L'EAU DU SOL : SA CIRCULATION.

III.2.1.- Les équations de l'écoulement.

a. Le potentiel de l'eau du sol.

Pour qui s'intéresse aux mouvements de l'eau dans le sol, il est nécessaire de faire intervenir la notion de potentiel sol-eau qui généralise la notion de potentiel matriciel. Le mouvement de l'eau entre deux points est, en effet, commandé par la différence de potentiel existant entre ces deux points. Ce potentiel sol-eau, ou potentiel total Ψ_t , est la somme du potentiel matriciel Ψ_M , dont nous avons déjà parlé, et du potentiel gravitationnel Ψ_g . Ce dernier est défini par la cote z (c'est à dire par l'altitude) du point considéré par rapport à un plan de référence et a les mêmes dimensions qu'une pression :

$$\Psi_g = \rho \cdot g \cdot z$$

g : accélération de la pesanteur

ρ : masse volumique de l'eau

$$\Psi_t = \Psi_M + \rho g z$$

Cette notion de potentiel gravitationnel traduit le fait que l'eau du sol suit les lois de la pesanteur et circule de haut en bas lorsque le gradient de succion est nul. Nous verrons comment elle intervient dans les équations de l'écoulement.

Il existe un troisième composante du potentiel total, appelée potentiel osmotique, qui traduit les phénomènes d'osmose. Ceux-ci se produisent essentiellement dans l'interaction entre les racines et le sol. Nous n'en tiendrons pas compte par la suite.

b. La loi de DARCY.

La première loi concernant l'écoulement de l'eau dans un élément de sol saturé et macroscopiquement uniforme fut énoncée par DARCY, ingénieur français du siècle dernier. Elle lui fut suggérée par l'expérience décrite dans la figure III.9 qui montre une colonne de sol horizontale au travers de laquelle l'eau s'écoule en régime permanent entre deux réservoirs à niveaux constants. Elle s'énonce ainsi : le débit volumique Q traversant en régime permanent une colonne cylindrique et horizontale de sol saturé est proportionnel à la surface traversée S , à la perte de charge hydraulique ΔH et inversement proportionnel à la longueur L de la colonne :

$$Q = K \cdot \frac{S \cdot \Delta H}{L}$$

le coefficient de proportionnalité K , constant pour un sol donné, est appelé conductivité hydraulique.

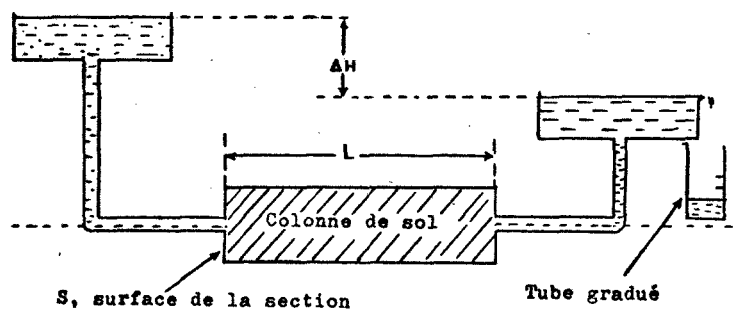


Fig.III.9 - Ecoulement dans une colonne de sol saturée.

La loi de DARCY s'écrit plus généralement sous forme d'une équation différentielle macroscopique dans laquelle le gradient hydraulique $\Delta H/L$ est remplacé par le gradient local de potentiel $d\psi/dx$:

$$q = - K \cdot \frac{d\psi}{dx}$$

q représente une densité de flux (débit rapporté à l'unité de surface) et le signe- indique que le flux circule à contre gradient, c'est à dire d'un point où le potentiel est plus élevé vers un point où il est plus bas.

Il est à noter que dans une telle loi la configuration détaillée microscopique de l'écoulement est ignorée ; l'élément de sol est traité comme un milieu uniforme où l'écoulement serait réparti sur toute la section, espaces solides et liquides inclus.

c. La loi de DARCY généralisée.

La plupart des processus de circulation de l'eau dans le sol et dans la zone proche des racines se déroulent dans des conditions de sol non saturé. La loi précédente n'est donc pas applicable.

Dans un sol non saturé l'eau est sujette à une succion, c'est à dire à une pression inférieure à la pression atmosphérique, et c'est ce gradient de succion qui constitue la force motrice de l'écoulement. L'eau a tendance à s'écouler d'un endroit où la succion est faible vers un endroit où elle est élevée à travers les pores qui restent pleins d'eau. Quand le sol est saturé, tous les pores sont pleins et conduisent l'eau, de sorte que la conductivité hydraulique K est maximale (dans ce cas la force motrice de l'écoulement est un gradient de pression positive, les forces de pesanteur intervenant de la même façon dans les deux cas). Lorsque le sol devient non saturé, certains pores se remplissent d'air et ne conduisent plus l'eau.

Un modèle d'écoulement à l'état non saturé est schématisé dans la figure III.10. La différence de potentiel entre les deux extrémités de la colonne de sol est provoquée par une différence de charge de succion maintenue constante. La succion ainsi que son gradient croissent le long de l'axe de la colonne tandis que la conductivité et l'humidité diminuent. Si la colonne est suffisamment courte on peut calculer une conductivité hydraulique moyenne pour l'échantillon par la formule :

$$K = q / \frac{\Delta H}{\Delta x}$$

La charge négative moyenne, ou succion, qui agit dans la colonne est :

$$-\bar{H} = S = - \frac{H_1 + H_2}{2}$$

Pour un même échantillon de sol la conductivité décroît quand la succion moyenne croît (fig. III.11) c'est à dire quand l'humidité diminue. La relation empirique la plus couramment admise est de la forme :

$$K = \frac{a}{b + sm}$$

Les coefficients a , b et m doivent être déterminés expérimentalement pour chaque sol.

La loi de DARCY, originellement conçue pour l'état saturé fut donc étendue à l'état non saturé, la conductivité hydraulique dépendant cette fois du potentiel matriciel :

$$q = - K(\psi_M) \cdot \frac{d\psi}{dx}$$

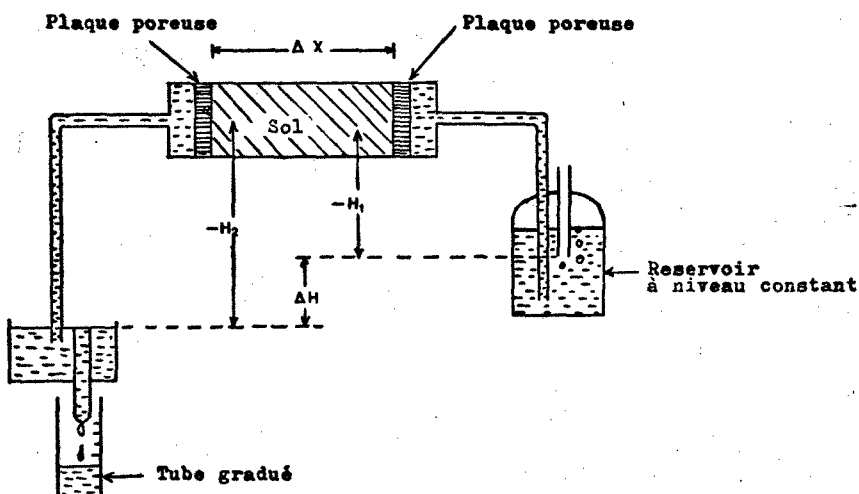


Fig. III.10 - Ecoulement dans une colonne de sol non saturée.

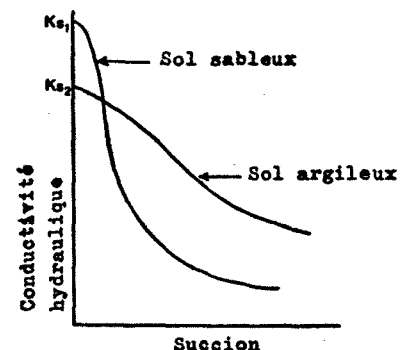


Fig. III.11 - Conductivité en fonction de la succion (échelle logarithmique)

d. L'équation générale de l'écoulement à l'état non saturé.

Pour décrire complètement les phénomènes de transfert d'eau dans le milieu poreux que constitue le sol, il faut ajouter à l'équation de DARCY, l'équation de continuité qui traduit la conservation de la masse. Nous allons l'établir dans le cas unidimensionnel.

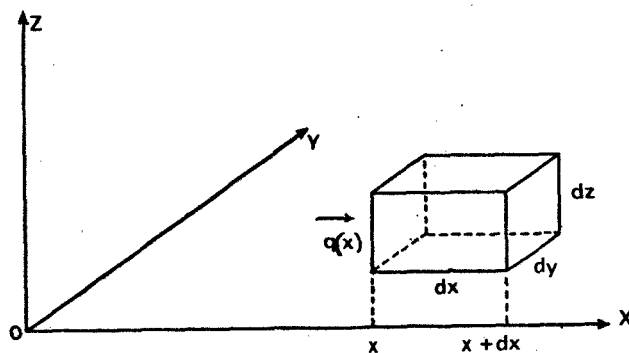


Fig.III.12 - Schéma illustrant l'équation de conservation de la masse.

Considérons un volume élémentaire ($dx \cdot dy \cdot dz$) et un écoulement unidirectionnel suivant l'axe Ox (fig.III.12). La quantité d'eau ayant pénétré pendant le temps dt en x par la surface $dy \cdot dz$ dans le parallélépipède élémentaire et ne sortant pas en $x + dx$ par la même surface, sert à augmenter l'humidité θ de l'élément de volume :

$$q(x) \cdot (dy \cdot dz) \cdot dt - q(x + dx) \cdot (dy \cdot dz) \cdot dt = d(\theta \cdot dx \cdot dy \cdot dz)$$

or

$$q(x + dx) = q(x) + \frac{dq}{dx} \cdot dx + \dots$$

d'où

$$- \frac{dq}{dx} = \frac{d\theta}{dt}$$

En remplaçant q par son expression issue de la loi de DARCY et en passant en dérivées partielles on obtient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\Psi_M) \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right)$$

soit encore, pour un écoulement vertical :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\Psi_M) \cdot \frac{\partial \Psi_M}{\partial z} \right) + \rho g \frac{\partial K(\Psi_M)}{\partial z}$$

Si on fait apparaître le gradient d'humidité :

$$\frac{\partial \Psi_M}{\partial x} = \frac{d\Psi_M}{d\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

et si on introduit la quantité $D(\theta)$ appelée diffusivité hydraulique et définie par la relation :

$$D(\theta) = K(\Psi_M) \cdot \frac{d\Psi_M}{d\theta}$$

l'équation de DARCY s'écrit :

$$q = - D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

et l'équation générale de l'écoulement :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)$$

La relation $D(\theta)$ s'obtient empiriquement ; mais elle n'est pas en général univoque à cause des phénomènes d'hystérésis.

III.2.2.- Le cycle de l'eau au champ.

a. Infiltration et redistribution.

L'infiltration correspond au processus d'entrée de l'eau dans le sol, généralement à travers la surface du sol et verticalement. On appelle régime d'infiltration le flux traversant la surface et s'écoulant dans le profil. L'infiltrabilité est le régime d'infiltration d'un sol dont la surface est maintenue en contact avec de l'eau à la pression atmosphérique. Si le régime d'apport d'eau en surface est inférieure à l'infiltrabilité du sol, l'eau s'infiltré aussi vite qu'elle est fournie, sinon le processus devient contrôlé par le profil. Entre la surface du sol et le front d'humidification qui apparaît comme une limite nette entre le sol humidifié et le sol sous-jacent, on peut distinguer deux zones : une zone de transmission où l'humidité est voisine de la saturation et une zone d'humidification où l'humidité diminue jusqu'au front.

Lorsqu'il n'y a plus d'eau qui entre dans le sol le processus d'infiltration est terminé mais le mouvement de l'eau vers le bas ne cesse pas immédiatement : l'eau se redistribue dans le profil. Quand le sol est assez profond et qu'il n'y a pas de nappe phréatique, la redistribution s'effectue schématiquement comme l'indique la figure III.13 : la zone supérieure initialement mouillée se draine tandis que la couche inférieure initialement sèche s'humidifie, le front d'humidification se dissipant graduellement. La figure III.14, quant à elle, donne l'évolution de l'humidité de la couche supérieure pour deux sols à texture différente (courbes de redistribution).

L'examen de ces courbes induit la notion de capacité au champ, définie comme l'humidité pour laquelle la pente de la courbe de redistribution diminue brusquement, le drainage interne devenant alors beaucoup plus lent. Cette définition est relativement précise dans le cas de sols à structure grossière. Elle l'est beaucoup moins, par contre, dans le cas de sols à structure fine car la redistribution peut s'y prolonger pendant de nombreux jours à un régime marqué sans laisser apparaître un changement de pente précis dans la courbe de redistribution. Néanmoins cette notion a été universellement admise et largement utilisée pour caractériser l'humidité maximale disponible d'un sol (en particulier dans les calculs d'irrigation).

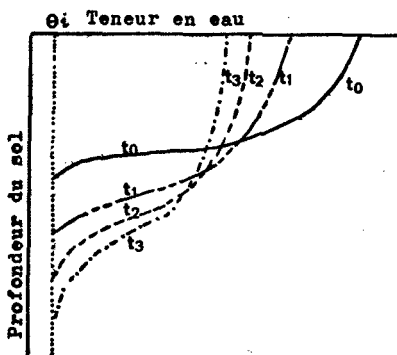


Fig. III.13 - Evolution des profils de teneur en eau au cours d'une redistribution.

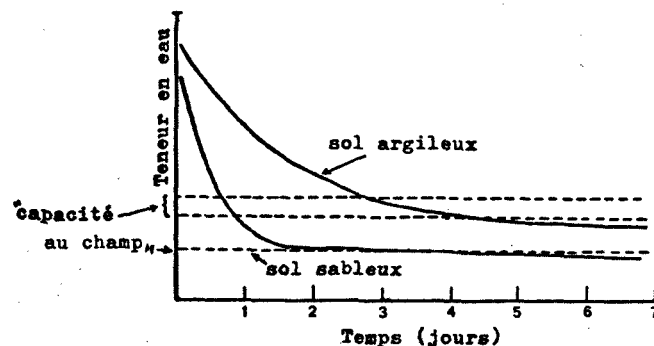


Fig. III.14 - Evolution de la teneur en eau en fonction du temps dans la zone initialement à saturation au cours d'une redistribution. (d'après Hillel)

Un fait est certain c'est que les sols ont une plus ou moins grande aptitude à retenir l'eau et à freiner la redistribution. Cette aptitude dépend essentiellement :

- de la texture : les sols argileux retiennent mieux l'eau que les sols sableux,
- du type d'argile présent et de la teneur en matière organique : la montmorillonite et la présence de matière organique favorisent la rétention de l'eau.

b. L'extraction de l'eau du sol.

Elle peut s'effectuer soit par drainage souterrain soit par évaporation à la surface du sol soit encore par absorption racinaire. Les phénomènes de drainage souterrain ne seront pas abordés ici (voir cours de Génie Rural).

Lorsque le sol est à nu, c'est à dire pendant la période de préparation du sol avant le semis des plantes annuelles et jusqu'à ce que le couvert soit bien couvrant, les pertes d'eau par évaporation à la surface du sol peuvent être importantes et gêner la germination et le développement des jeunes plantules par un assèchement trop important de la couche superficielle.

Si l'évaporation à partir d'un sol nu se fait en présence d'une nappe phréatique, le régime réel d'évaporation dépend de l'évaporativité externe c'est à dire de la demande climatique jusqu'à un régime maximum atteint asymptotiquement qui dépend lui, de la profondeur de la nappe phréatique et de la conductivité hydraulique du sol. Lorsque l'évaporation se fait en l'absence de nappe phréatique (et c'est le cas de loin le plus fréquent) le dessèchement se développe en deux stades assez distincts : un premier stade (qui peut ne pas exister) où le régime d'évaporation à peu près constant dépend uniquement de l'évaporativité atmosphérique ; un deuxième stade à régime décroissant limité par les propriétés conductrices du profil.

Les plantes sont elles aussi soumises à la demande évaporative continue de l'atmosphère. Elles puisent l'eau dans le réservoir que constitue le sol. Mais l'eau du sol n'est disponible pour la plante que jusqu'à un seuil d'humidité appelé "point de flétrissement permanent" au dessous duquel la force de succion des racines est insuffisante pour extraire l'eau retenue trop énergétiquement par le sol. La plante alors reste flétrie et finit par périr. Certains auteurs ont prétendu que les fonctions physiologiques de la plante demeuraient inaltérées tant que l'humidité restait supérieure à ce seuil. On pense plus volontiers maintenant que la plante souffre du manque d'eau avant d'atteindre le point de flétrissement et on postule l'existence, entre la capacité au champ et le point de flétrissement, d'un point critique délimitant une zone où l'eau est facilement utilisable et une zone où elle l'est de façon décroissante.

c. Le point de vue agronomique.

Pour évaluer la quantité d'eau effectivement utilisable par les végétaux, les agronomes ont défini la réserve utile RU qui représente la différence entre les quantités d'eau exprimées en mm, stockées à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent, dans une tranche de sol d'épaisseur Δz égale à la profondeur moyenne d'enracinement. Elle est donnée par la formule suivante :

$$RU = (\theta_{vc} - \theta_{vg}) \cdot \Delta z$$

où θ_{vc} et θ_{vg} représentent les humidités volumiques respectivement à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent ; RU et Δz sont exprimés en mm, θ_{vc} et θ_{vg} dans leur rapport à 1. Les deux seuils d'humidité sont définis par les succions correspondantes. On admet que la succion est de 15 bars ($pF = 4,2$) pour le point de flétrissement permanent et de 0,5 bar ($pF = 2,8$) pour la capacité au champ.

III.3.- LES TRANSFERTS THERMIQUES DANS LE SOL.

III.3.1.- Généralités.

L'étude des phénomènes thermiques dans les sols présente un intérêt certain du fait qu'ils déterminent souvent les activités biologiques. Que ce soit le développement microbien, la germination des semences, la croissance des racines ou l'intensité de l'absorption racinaire, toutes ces activités dépendent de la température. Et on peut mettre en évidence pour chacune de ces activités un minimum, un maximum et un optimum de température.

La transmission de la chaleur à l'intérieur d'un sol se fait essentiellement par conduction thermique, processus de transfert de la chaleur qui met en jeu le mouvement d'agitation thermique des molécules.

La conduction thermique dans les sols est difficile à étudier du fait de l'hétérogénéité des différents horizons pédologiques, surtout en ce qui concerne l'humidité et la compactation, et du fait aussi de la variabilité temporelle du stock d'eau du sol. Les caractéristiques thermiques en sont affectées et varient donc avec la profondeur et au cours du temps.

Dans l'étude qui suit nous simplifierons le problème en raisonnant sur un sol considéré comme homogène, dont les caractéristiques thermiques resteront constantes. C'est une hypothèse qui se justifie en première approximation.

La capacité calorifique c'est à dire le produit de sa masse volumique par sa chaleur massique sera définie de la façon suivante :

$$\rho \cdot c_p = \sum_i x_i \cdot c_{pi}$$

x_i étant la fraction volumique moyenne et c_{pi} la chaleur massique moyenne de chacune des trois phases, solide, liquide et gazeuse, constitutives du sol.

III.3.2.- Lois de propagation de la chaleur par conduction.

La propagation de la chaleur par conduction en milieu solide s'effectue suivant la loi de FOURIER : le flux de chaleur, c'est à dire l'énergie traversant, pendant l'unité de temps et dans une direction donnée, une surface unité normale à cette direction, est proportionnel au gradient de température dans cette direction :

$$\phi_z = - \lambda \cdot \frac{dT}{dz}$$

λ est la conductivité thermique, et le signe - indique que le flux circule à contre-gradient, c'est à dire que la chaleur s'écoule des températures les plus hautes vers les températures les plus basses.

Considérons un sol supposé homogène où les surfaces isothermes sont parallèles à la surface de celui-ci (le flux se propage alors perpendiculairement à ces surfaces) et isolons par la pensée un petit élément de sol, parallélépipédique, d'épaisseur dz et de surface de base unité (fig. III.45).

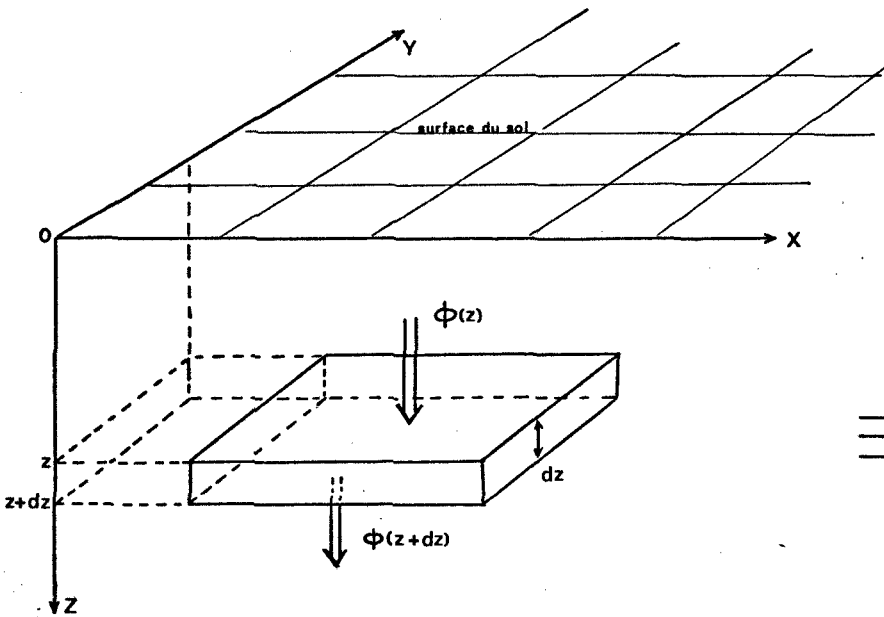


Fig. III.15 - Schéma illustrant la loi de diffusion de la chaleur.
(propagation unidirectionnelle)

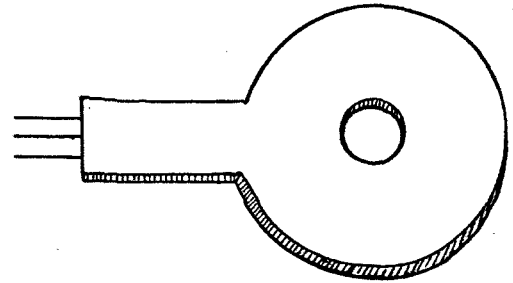


Fig. III.17 - Fluxmètre (type CSIRO)

Ecrivons mathématiquement que la quantité de chaleur ayant pénétré en z , par la face supérieure, dans ce volume élémentaire de sol et ne passant pas en $z + dz$ par la face inférieure sert à augmenter la température de cet élément de sol :

$$\phi(z) \cdot dt - \phi(z + dz) \cdot dt = \rho c_p \cdot dT \cdot dz$$

or

$$\phi(z + dz) = \phi(z) + \frac{d\phi}{dz} \cdot dz + \dots$$

en négligeant les termes d'ordre supérieur à 1.

$$-\frac{d\phi}{dz} = \rho c_p \cdot \frac{dT}{dt}$$

$$\lambda \frac{d}{dz} \left(\frac{dT}{dz} \right) = \rho c_p \frac{dT}{dt}$$

et en passant en dérivées partielles :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad \text{avec} \quad a = \frac{\lambda}{\rho \cdot c_p}$$

Cette dernière équation régit les transferts unidirectionnels de chaleur dans un milieu solide homogène : c'est l'équation de diffusion de chaleur. a s'appelle la diffusivité thermique.

III.3.3.- Variation journalière et variation annuelle de température dans un sol.

La température de l'interface sol-air évolue de façon quasi-périodique au cours du temps, la base de temps, c'est à dire la période d'oscillation, pouvant être la journée ou l'année. Il est quelquefois intéressant de déterminer le régime de température dans un sol supposé homogène, en assimilant celui-ci à un milieu semi-infini, dont la température de surface évolue sinusoidalement au cours du temps, avec une période d'oscillation τ de 24 heures ou de 365 jours suivant que l'on considère le cycle journalier ou le cycle annuel.

Si l'on veut connaître la température $T(z, t)$ à une profondeur z et à un temps t , on est amené alors à résoudre le système suivant, formé de l'équation de diffusion que complète la condition imposée à la borne du système :

$$T(0, t) = \bar{T}_m + A \cdot \sin \omega t$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

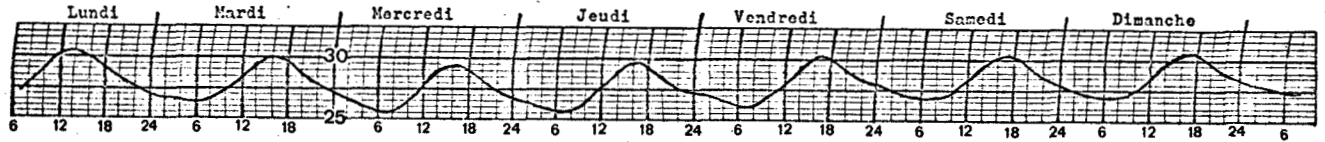
$\omega = 2\pi/\tau$ est la pulsation de l'oscillation, \bar{T}_m la température moyenne et A l'amplitude de température à la surface ; $\bar{T}_m - A$ et $\bar{T}_m + A$ sont alors respectivement la température minimale et la température maximale de surface.

La solution du système s'écrit :

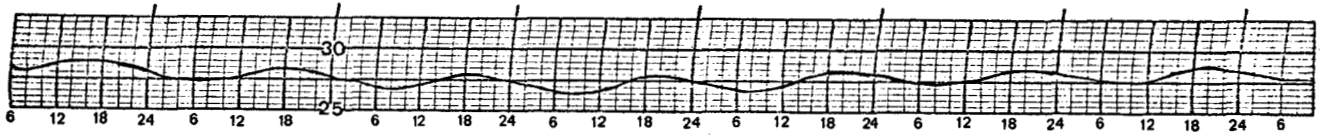
$$T(z, t) = \bar{T}_m + A(z) \cdot \sin \left(\omega t - \frac{z}{D} \right)$$

$$\text{avec} \quad A(z) = A \cdot \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \quad \text{et} \quad D = \sqrt{\frac{2a}{\omega}}$$

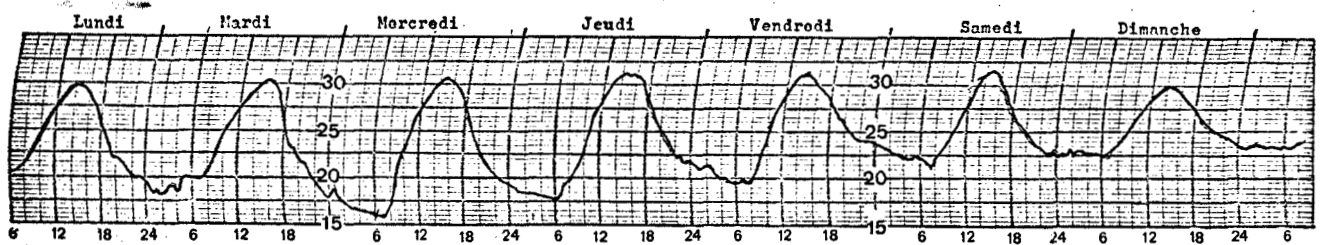
La solution ainsi trouvée est caractérisée par l'existence d'un déphasage et d'un amortissement, qui augmentent lorsque la profondeur z croît, et qui sont fonction, outre des caractéristiques thermiques du sol, de la période d'oscillation.



Variation journalière de température à 5 cm de profondeur



Variation journalière de température à 20 cm de profondeur



Variation journalière de température à 2 m au-dessus du sol

Fig. III.16 : Evolution de la température au-dessus et sous un couvert de *Paspalum notatum* (Adiopodoumé - du 26/12/77 au 1/1/78)

La figure III.16 montre l'évolution journalière de température observée au-dessus et à l'intérieur d'un sol. L'amortissement et le déphasage prévus par la théorie y sont clairement mis en évidence.

III.3.4.- Estimation du flux conductif de chaleur dans le sol.

a. Expression théorique du flux de surface.

Le flux de chaleur à la surface du sol est donné par l'expression :

$$G = \phi_0 = -\lambda \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_0$$

En supposant une variation sinusoïdale de température et en utilisant l'expression $T(z,t)$ donnée ci-dessus, on obtient :

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 = -\frac{A}{D} (\sin \omega t + \cos \omega t) = -\frac{\sqrt{2}A}{D} \sin \left(\omega t + \frac{\pi}{4} \right)$$

d'où
$$G = \phi_0 = A \sqrt{\rho c_p \lambda \omega} \sin \left(\omega t + \frac{\pi}{4} \right)$$

Cette expression, qui permet une estimation du flux conductif de chaleur, fonction du temps et des caractéristiques thermiques du sol, met en évidence un déphasage de $\frac{\pi}{4}$ entre les oscillations de température et celles du flux.

b. Méthode directe utilisant les fluxmètres de chaleur.

Un fluxmètre est une petite plaque mince de dimensions latérales finies dont la conductivité λ et l'épaisseur e sont connues et dont on mesure la différence de température ΔT entre les deux faces à l'aide généralement de thermocouples incorporés (fig. III.17). L'écart de température ΔT est proportionnel au flux de chaleur qui le traverse, d'après la loi de FOURIER :

$$\phi = \lambda \cdot \frac{\Delta T}{e}$$

Pour mesurer le flux à la surface du sol on place le fluxmètre à quelques centimètres de profondeurs (2 ou 3) parallèlement à la surface.

Par suite de différences éventuelles entre la conductivité thermique du sol et celle du fluxmètre et des dimensions finies de ce dernier, le flux de chaleur mesuré peut être différent du flux de chaleur réel dans le sol. Cet écart est d'autant plus réduit que le rapport de l'épaisseur du fluxmètre à son diamètre est plus faible et que le rapport de sa conductivité à celle du milieu est plus proche de 1.

CHAPITRE IV

LES PROCESSUS DE LA PRODUCTION VEGETALE

C H A P I T R E IV

LES PROCESSUS DE LA PRODUCTION VÉGÉTALE

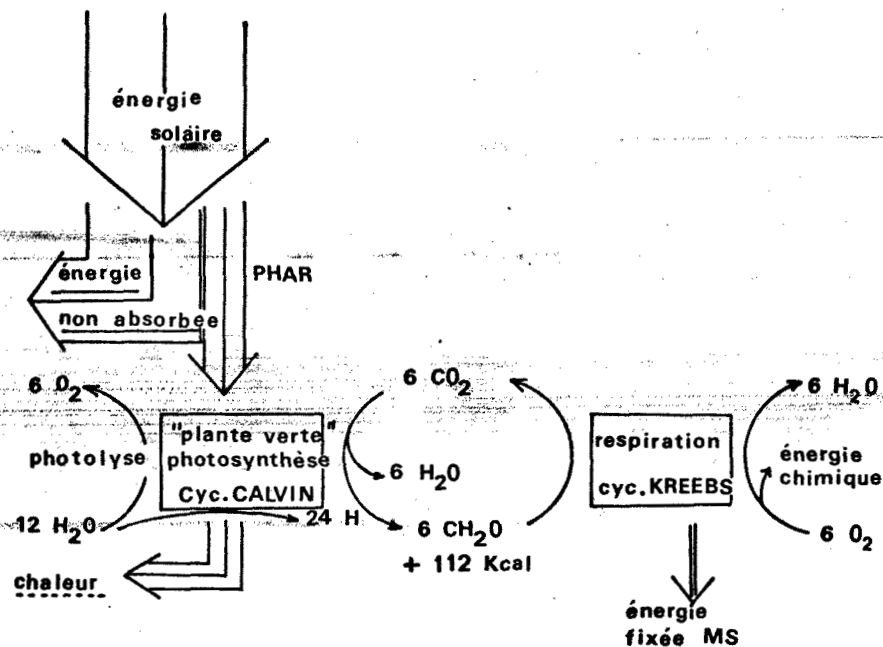
P L A N

IV.1.- INTRODUCTION.IV.2.- CAPACITE DE FIXATION DU CO₂ PAR LA FEUILLE.IV.2.1.- Relation entre l'assimilation photosynthétique nette (A.N.) et l'énergie solaire.IV.2.2.- Distinction entre deux groupes de plantes du point de vue du métabolisme photosynthétique.IV.3.- EFFICIENCE PHOTOSYNTHETIQUE.IV.3.1.- Faiblesse de la conversion de l'énergie solaire.IV.3.2.- Effet de la température et de la concentration du CO₂.IV.3.3.- Notion de résistance.IV.4.- ECHANGES RADIATIFS ET BILAN D'ENERGIE D'UNE FEUILLE.IV.4.1.- Echanges radiatifs.IV.4.2.- Bilan d'énergie.IV.5.- CARACTERISTIQUES DU COUVERT.IV.5.1.- Architecture du couvert végétal.IV.5.2.- Pénétration du rayonnement dans le couvert.IV.5.3.- Productivité végétale.IV.5.4.- Relation entre la production de matière sèche et la consommation en eau.IV.6.- CONCLUSION.CHAPITRE IV - LES PROCESSUS DE LA PRODUCTION VÉGÉTALE.IV.1.- INTRODUCTION.

Si l'énergie solaire est la principale source d'énergie faisant fonctionner notre système terrestre, ce sont les organismes possédant les pigments chlorophylliens qui sont seuls aptes à capter une petite fraction de cette énergie solaire et à la transformer pour l'élaboration de la matière organique. Les plantes "vertes" sont le premier maillon d'une chaîne de production sur terre qui, grâce à la réaction de la photosynthèse, accumulent l'énergie sous forme chimique. La réaction de la photosynthèse - sous forme simplifiée - comprend deux aspects:

- a) la conversion de l'énergie solaire (PHAR) en énergie chimique avec la photolyse de l'eau et dégagement d'oxygène;
- b) la réaction biochimique au niveau des chloroplastes où l'énergie chimique est utilisée pour réduire le CO₂ atmosphérique en formant le radical -CH₂O.

Ce radical -CH₂O est utilisé dans la synthèse du sucre, réaction qui comprend plus de 160 réactions enzymatiques successives. La polymérisation du sucre donne de l'amidon puis de la cellulose. Quant à l'élaboration des produits de synthèse comme les protéines et les lipides, elle nécessite un apport d'énergie complémentaire qui est fournie par l'oxydation des hydrates de carbone à la suite du processus de respiration. L'assimilation photosynthétique nette est donc la résultante de deux processus inverses : la fixation du CO₂ atmosphérique par la réaction de photosynthèse et le dégagement du CO₂ provenant de la respiration cellulaire.



IV.2.- CAPACITE DE FIXATION DU CO₂ PAR LA FEUILLE.

Assimilation photosynthétique nette (A.N.).

La feuille, de par son organisation, peut être comparée à une usine où s'élaborent des produits - matières organiques - à partir de matériaux inorganiques comme CO₂, H₂O et de l'énergie fournie par le soleil.

Nous n'avons pas encore pu réaliser en laboratoire la fixation de l'énergie solaire via la photolyse de l'eau comme l'effectuent les végétaux autotrophes c'est-à-dire à température et pression ambiante.

IV.2.1.- Relation entre l'assimilation nette (A.N.) et l'énergie solaire.

Le facteur le plus important du milieu en relation avec le développement et la croissance de la plante est l'énergie solaire qui est captée et utilisée dans les réactions de la photosynthèse.

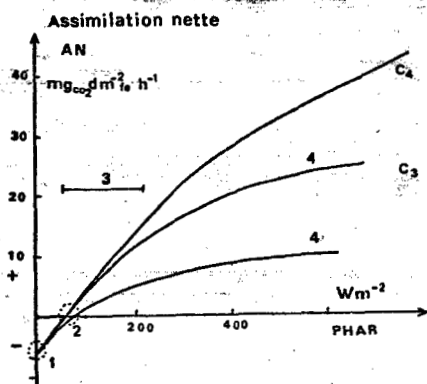


Fig. IV.1.- Effet de la quantité d'énergie PHAR sur l'assimilation photosynthétique nette (A.N.) de 3 types de feuilles à 20°C et 300 ppm de CO₂.

La figure IV.1 montre :

1. Respiration à l'obscurité : le dégagement du CO₂ provient de la respiration ; la quantité du CO₂ émise est en relation avec la température de la feuille ;
2. Point de compensation lumineuse : correspond à un bilan nul entre les échanges de CO₂ entrant dans les réactions de photosynthèse et de CO₂ dégagé par la respiration globale ;
3. L'accroissement de l'assimilation nette du CO₂ est proportionnel à l'augmentation de l'énergie fournie - la lumière est le facteur limitant ;
4. Plateau de saturation énergétique : l'assimilation nette devient indépendante de la quantité d'énergie fournie ; à ce niveau intervient un autre facteur qui limite la réaction de photosynthèse.

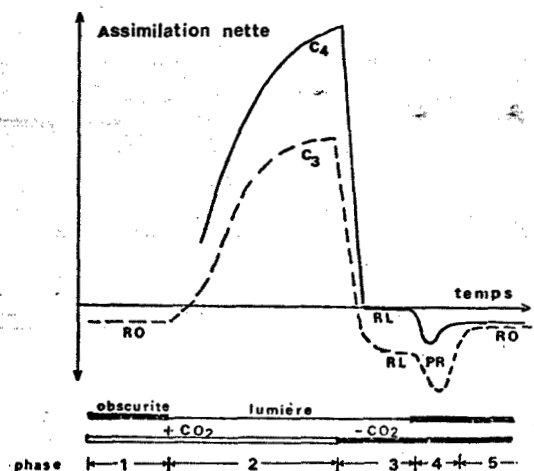


Fig. IV.2.- Différenciation entre les plantes en C₃ et C₄ suivant les conditions de lumière et de CO₂.

La figure IV.1 montre également les différences de niveau de saturation atteintes par les plateaux de saturation pour les trois types de feuilles, valeurs qui sont liées à divers facteurs :

- structure foliaire qui interfère avec la quantité d'énergie captée et avec la résistance du mésophylle à la diffusion du CO_2 ;
- importance de la respiration à la lumière ;
- conversion de l'énergie photique ;
- résistance des stomates à la diffusion du CO_2 .

IV.2.2.- Distinction entre deux groupes de plantes du point de vue du métabolisme photosynthétique.

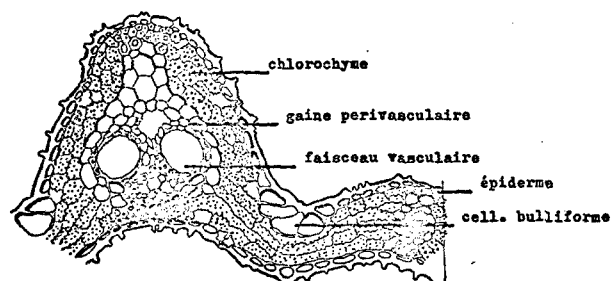
Les plantes respirent le jour comme la nuit - respiration mitochondriale - consommant des hydrates de carbone avec dégagement des énergies utilisées pour leur croissance.

Deux groupes de végétaux sont à distinguer en relation avec leur plateau de saturation C_3 - C_4 (fig. IV.1 et 2).

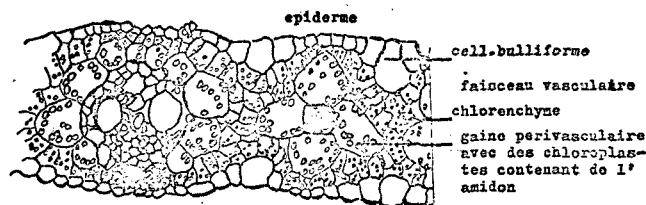
Les plantes dites en C_3 (riz-tomates...) car les molécules intermédiaires du métabolisme photosynthétique ont 3 carbones (ac. phosphoglycérique - PGA). A la respiration obscure s'ajoute la respiration qui se produit au cours de la phase diurne sous l'action de la lumière, c'est-à-dire la photorespiration, qui se produit au niveau des peroxyzomes.

- Phase 1 respiration à l'obscurité en présence de CO_2 dans l'air ;
- Phase 2 A.N. avec plateau de saturation ;
- Phase 3 à la lumière mais en absence de CO_2 dans l'air, on mesure un dégagement de CO_2 par la feuille - Ce niveau correspond à l'équilibre des échanges de CO_2 provenant partiellement de la photorespiration et de la respiration obscure ; on se trouve au point de compensation du CO_2 ;
- Phase 4 après extinction et toujours avec un air sans CO_2 , on observe un pic en relation directe avec l'arrêt de la réaction de photosynthèse qui réassimilait une fraction du CO_2 provenant de la respiration et de la photorespiration. Ce pic correspond à la quantité totale de CO_2 dégagée par ces deux réactions ;
- Phase 5 On atteint le niveau correspondant à la respiration obscure.

Au point de vue morphologique, on ne rencontre dans les plantes en C_3 qu'une seule forme de chloroplastes et la gaine périvasculaire, si elle est développée, n'en contient pas (fig. IV.3).



Coupe transversale dans le limbe de *Oryza breviligulata*
- plante en C_3 - pas de chloroplastes dans la gaine périvasculaire



Coupe transversale dans le limbe de *Panicum maximum*
- plante en C_4 -

Les plantes dites en C_4 (maïs, canne à sucre, *Panicum*...) car les molécules intermédiaires ont 4 carbones (ac. malique, pyruvique et aspartique...). La respiration est la même le jour et la nuit. Il existe au niveau des chloroplastes du mésophylle, un précycle dont les enzymes de fixation du CO_2 comme la phosphoénolpyruvate carboxylase (PEP)_C - ont une très grande affinité pour le CO_2 , expliquant l'absence de photorespiration chez ces plantes ; ce qui n'est pas le cas pour la RUDP-carboxylase du cycle de Calvin qui, chez les C_4 , est présente dans les chloroplastes de la gaine périvasculaire (dimorphisme chloroplastique - fig. IV.4,3). Ceci explique que l'A.N. est plus élevée pour les plantes en C_4 que pour celles en C_3 à même niveau d'énergie (cf. fig. IV.1).

On comprend partiellement le fait que certaines plantes atteignent rapidement leur niveau de saturation énergétique. En effet, l'assimilation photosynthétique nette n'atteint pas des valeurs élevées car la photorespiration consomme aussi rapidement les produits élaborés, à partir d'un certain niveau d'énergie.

IV.3.- EFFICIENCE PHOTOSYNTHETIQUE.

L'énergie solaire doit arriver au niveau du centre d'excitation qui contient la chlorophylle, c'est-à-dire le granum, capteur des photons, situé dans les chloroplastes. Il faut un certain nombre de photons pour amener la chlorophylle au stade d'excitation nécessaire à la photolyse de la molécule d'eau. La conversion de cette énergie solaire en énergie chimique s'effectue de façon instantanée : l'énergie solaire ne peut être stockée.

IV.3.1.- Faiblesse de la conversion de l'énergie.

Cette énergie se situe dans les bandes spectrales comprises entre 400 et 700 nm et est absorbée par les chlorophylles a et b principalement. La distribution spectrale des énergies absorbées par les pigments seuls et par la feuille sont très similaires (fig. IV.4) dans le PHAR. Une fraction importante (40-45 %) du proche infra-rouge est transmise et réfléchiée par la feuille. La réduction d'une mole de CO₂ en -CH₂O stocke 112 kcal d'énergie ou 468.950 J. Une mole de photons (Nq) du PHAR contient 41 kcal ou 171.670 J. Théoriquement, il ne faudrait que 3 quanta pour réduire une molécule de CO₂. Expérimentalement, le besoin réel se situe entre 8 et 12 quanta et, quand la réaction de photosynthèse est terminée, l'énergie provenant du surplus absorbé est libérée sous forme de chaleur. En théorie, l'efficacité quantique de conversion de l'énergie phototique serait égale à :

$$1 \text{ mole de CO}_2 \text{ pour } 12 \text{ moles de photons } \frac{112}{492} = 0,22; \text{efficacité quantique.}$$

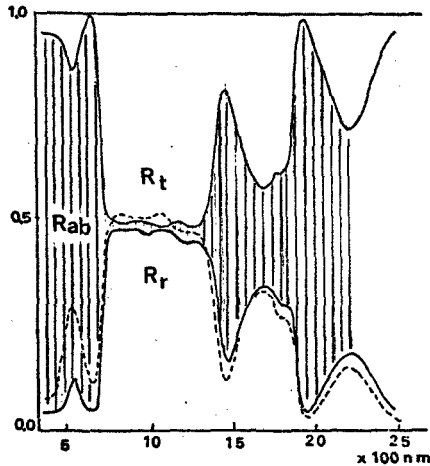


Fig. IV.4a. Distribution spectrale de l'énergie transmise (T) et réfléchiée (R) par une feuille de coton bien alimentée en eau (-). A comparer avec l'effet d'une déficience minérale (azote) sur la fraction d'énergie transmise (-) (MYERS, 1970).

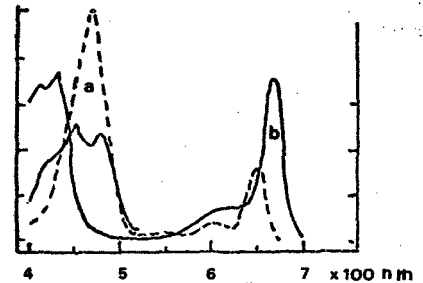


Fig. IV.4b. Spectre d'absorption des chlorophylles a et b (FRECH-YOUNG, 1956).

L'efficacité photosynthétique est déterminée en faisant le rapport entre la quantité de chaleur de combustion de la matière sèche et la quantité d'énergie absorbée (dont le niveau doit être défini).

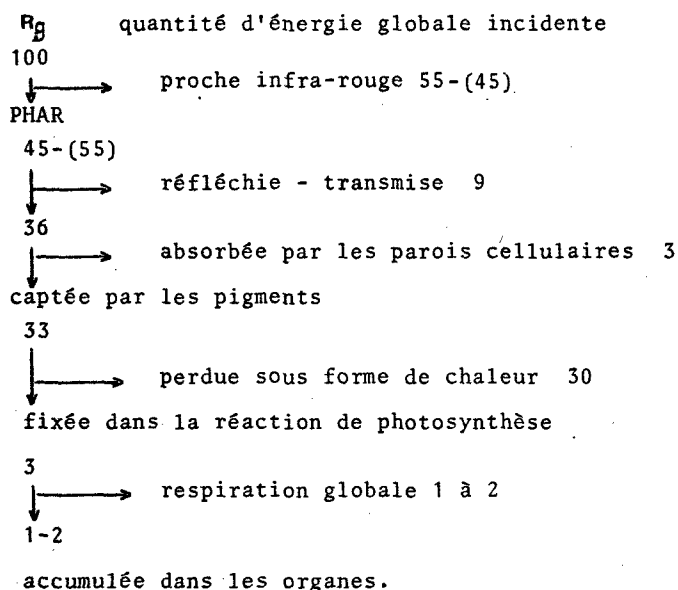
- chaleur de combustion :	Jgr ⁻¹ CH ₂ O	kJgr ⁻¹ CO ₂	calgr ⁻¹ MS
hydrate de carbone	16.700	10,9	4.000
protéine	25.330	12,6	6.050
lipide	39.400	15,1	9.400

Si l'on traduit ceci sur un couvert végétal, l'efficacité photosynthétique maximale correspondrait dans les meilleurs des cas à :

$$\begin{aligned}
 &= \text{én. lumineuse absorbée} \times \text{efficacité quantique} \\
 &= \text{PHAR} - \begin{cases} \text{réflexion} \\ \text{transmission} \end{cases} \times 0,22 \\
 &= 0,45 \text{ Rg} (1 - 0,09) \times 0,22 \\
 &= 0,41 \text{ Rg} \times 0,22 = 0,09 \text{ Rg}
 \end{aligned}$$

c'est-à-dire que si toute l'énergie absorbée dans le PHAR entre dans la réaction de photosynthèse, on devrait retrouver 9% de l'énergie globale sous forme d'hydrates de carbone (matière organique).

On pourrait schématiser la dégradation de l'énergie solaire de la manière suivante :



Actuellement, malgré les multiples améliorations génétiques, agronomiques, phytosanitaires, etc... on atteint des valeurs qui, dans les meilleurs des cas, approchent :

- = 1% quand le calcul s'effectue sur l'ensemble du cycle de végétation,
- = 2% à 3% durant la période de croissance active de la culture,
- = 4 à 5% si les calculs de l'efficacité sont effectués sur des périodes de quelques heures car il n'est pas tenu compte de la respiration nocturne.

Dans tous les cas, on obtient des valeurs de l'efficacité photosynthétique qui sont très faibles, inférieures aux 9% théoriques.

Considérons un exemple qui permet d'illustrer la dégradation de l'énergie : par une belle journée, le rayonnement global mesuré est de 1000 Wm^{-2} et dans les régions tropicales humides, la fraction PHAR correspond à 55% de R_g . Pour cette quantité d'énergie, le taux d'assimilation photosynthétique nette mesurée pour une feuille bien alimentée en eau est :

pour une feuille en C3 :

$$800 \cdot 10^{-9} \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{f} \cdot \text{s}^{-1}$$

la quantité d'énergie fixée :

$$800 \cdot 10^{-9} \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{f} \cdot \text{s}^{-1} \times 10,9 \text{ kJg}^{-1} \text{CO}_2$$

$$= 8,7 \text{ Wm}^{-2}$$

pour une feuille en C4 :

$$2200 \cdot 10^{-9} \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{f} \cdot \text{s}^{-1}$$

$$2,210^{-7} \text{ kgCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{f} \cdot \text{s}^{-1} \times 10,9 \text{ kJg}^{-1} \text{CO}_2$$

$$= 24 \text{ Wm}^{-2}$$

efficacité photosynthétique

$$8,7 / 550 = 0,016$$

ou 1,6% du PHAR

ou 0,9% de R_g fixée sous
forme d'hydrate de carbone

$$24 / 550 = 0,044$$

ou 4,4% du PHAR

ou 2,4% de R_g fixée sous
forme d'hydrate de carbone

L'efficacité photosynthétique, outre la faiblesse de conversion de l'énergie, peut être affectée par une déficience minérale, Mg ; N₂ ; Fe, S, éléments qui entre dans l'élaboration de la molécule chlorophyllienne ; le Fe est un précurseur indispensable dans la construction de cette molécule tout comme le soufre. La figure IV.4 montre dans le cas d'une feuille de cotonnier déficiente en azote, l'augmentation dans des proportions importantes de la fraction d'énergie réfléchie dans la bande spectrale du visible.

IV.3.2.- Effet de la température et de la concentration du CO₂.

L'étude de l'A.N. d'une feuille bien alimentée en eau en fonction de l'énergie pour trois conditions de température donne les relations représentées dans la figure IV.5 (la concentration du CO₂ de l'air reste constante : 300 ppm)

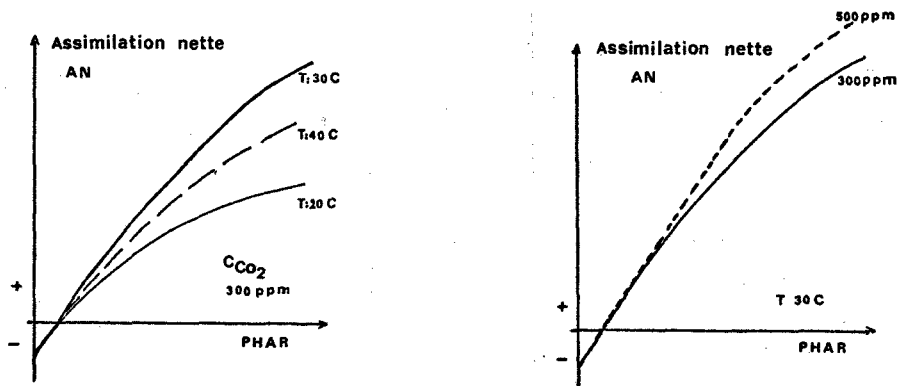


Fig. IV.5. : Effet de la température sur l'A.N. de la feuille, ainsi que de la concentration du CO₂ autour de celle-ci.

- à 20°C, la relation hyperbolique entre l'A.N. et l'énergie fournie à la feuille montre un plateau de saturation lumineuse lié à un facteur limitant ;
- si l'on augmente la température de l'air de 20 à 30°C, l'effet est positif sur l'assimilation photosynthétique, on atteint un autre plateau de saturation supérieur au premier ;
- si on augmente encore la température de l'air, de 30 à 40°C, on constate que l'A.N. à 40°C est inférieure aux valeurs obtenues précédemment pour 30°C. L'effet dépressif provient de ce que l'augmentation de la température provoque un accroissement de la vitesse des réactions enzymatiques du système de respiration à la lumière. Le CO₂ émis augmente au détriment du CO₂ absorbé. En effet, la photorespiration dépend des substrats élaborés durant la réaction de photosynthèse, c'est pourquoi elle est influencée par le niveau énergétique et par la température mais pas dans les mêmes proportions que la photosynthèse (en passant de 30 à 35°C, l'augmentation de la photosynthèse est de 30 à 40%, l'augmentation de la photorespiration est de 50 à 60%). Il arrive pour des températures plus élevées (35 à 40°C) que la photosynthèse soit plus faible encore sous l'effet de la forte augmentation de la photorespiration ;
- en maintenant la température la plus favorable - 30°C -, l'augmentation de la concentration de CO₂ de l'air provoque un accroissement de l'A.N. ; donc le plateau de saturation lumineux est à un niveau supérieur à celui pour les conditions de 300 ppm. L'accroissement du gradient de concentration de CO₂ entre le milieu extérieur et le centre de fixation favorise l'A.N. de la feuille.

La température est un paramètre du milieu dont le rôle principal intervient dans la vitesse des réactions métaboliques et en particulier sur la respiration cellulaire. La figure IV.6 illustre ce phénomène : deux feuilles bien alimentées en eau, l'une en C₃ et l'autre en C₄ ont des valeurs d'A.N. différentes en fonction de la température :

- aux faibles valeurs de la température, l'A.N. des 2 feuilles sont assez voisines ; avec l'accroissement de la température, la fixation du CO₂ par la feuille en C₄ devient supérieure et atteint presque des valeurs doubles de celle en C₃ ;
- en réduisant la concentration d'oxygène de l'air, qui entre dans le métabolisme respiratoire, de 21 à 2%, on constate que la différence entre les valeurs de l'A.N. diminue fortement : la réduction de la quantité d'oxygène disponible limite la photorespiration des plantes en C₃.

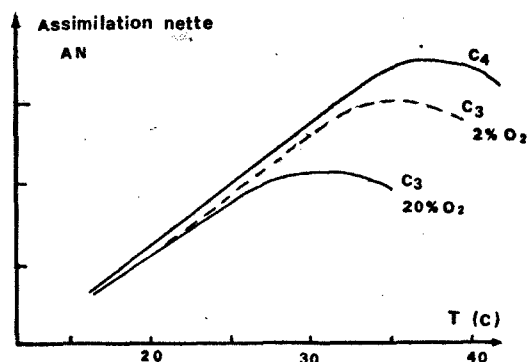


Fig. IV.6. : Evolution de l'A.N. en fonction de la température et de la concentration d'O₂.

Cette couche limite est surmontée d'une zone où les phénomènes de turbulence introduits par les vents provoquent un meilleur brassage et le transfert des gaz qui intéressent la photosynthèse y est plus intense. (fig. IV.7)

Plus l'air est turbulent, plus il homogénéise le CO_2 autour de la feuille, phénomène plus rapide que la simple diffusion. L'effet de résistance est amoindri et l'A.N. sera plus élevée que dans l'air calme. Ce transfert de gaz carbonique de l'air vers l'intérieur de la feuille, ou l'inverse pour la vapeur d'eau, peut être décrit par analogie avec la loi d'Ohm : $I = \frac{V}{R}$

Les valeurs de la résistance à la diffusion de la couche limite (r_a) varient en fonction :

- du gradient de concentration qui s'établit entre l'intérieur et l'extérieur de la feuille ;
- de la vitesse du vent ;
- de la "rugosité" foliaire ;

A vitesse du vent élevée, r_a est faible (car l'air est plus turbulent au voisinage immédiat de la feuille) mais pour une même vitesse de déplacement de l'air, r_a est plus faible pour les petites feuilles que pour les feuilles de grande surface.

La vapeur d'eau dans le processus de transpiration et le gaz carbonique nécessaire à la réaction de photosynthèse utilisent la même voie en sens inverse : le CO_2 diffuse à travers la couche limite (r_a), ensuite par l'ostiole du stomate (r_s). Au niveau de la chambre sous-stomatique, le CO_2 doit se solubiliser dans l'eau de l'espace intermembranaire et diffuser ensuite dans la cellule jusqu'au chloroplaste. Ceci constitue un autre frein que l'on désigne globalement par "résistance du mésophylle" (r_m).

Le flux de CO_2 et donc l'A.N. de la feuille est directement proportionnel au gradient de concentration du CO_2 (ext-int) et inversement proportionnels à la somme des résistances (fig. IV.7).

$$\text{A.N.} = \frac{\Delta \text{CO}_2}{\Sigma r}$$

$$\Sigma r = r_a + r_s + r_m \quad \text{en s.m}^{-1}$$

$$\text{A.N. en } 10^{-9} \text{ kgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ f.s}^{-1}$$

il en est de même pour le taux de transpiration foliaire

$$T = D \frac{\Delta \text{CH}_2\text{O}}{\Sigma r}$$

$$\Sigma r = r_a + r_s$$

$$T = 0,17 \cdot 10^{-5} \text{ kgH}_2\text{O m}^{-2} \text{ f.s}^{-1}$$

$$D(\text{CO}_2) = 0,15 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1} \quad \text{à } 25^\circ\text{C}$$

$$D(\text{H}_2\text{O}) = 0,25 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1} \quad \text{à } 25^\circ\text{C}$$

La figure IV.8 illustre la dépendance de la transpiration foliaire et de l'assimilation photosynthétique aux variations de la résistance stomatique (r_s) en fonction de certains facteurs du milieu comme l'humidité relative.

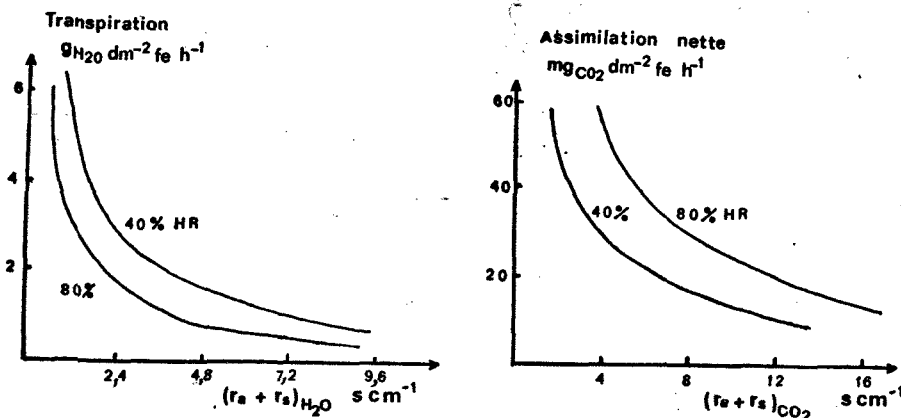
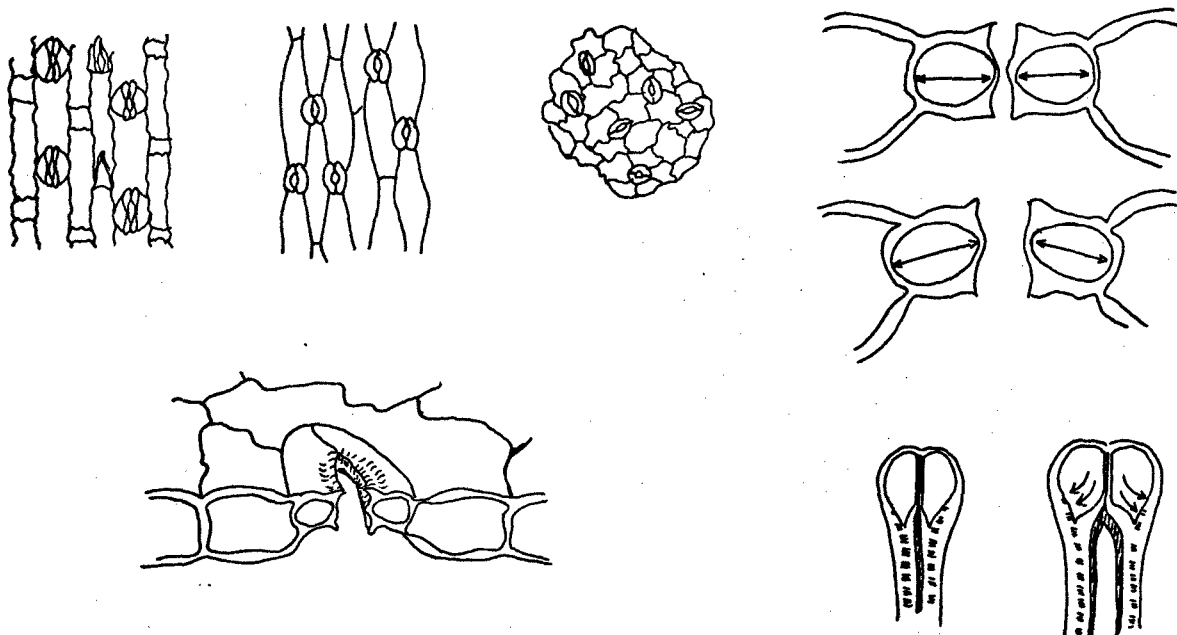
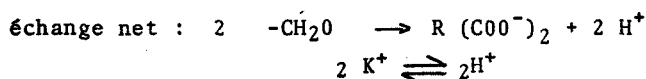


Fig. IV.8 : Transpiration et assimilation photosynthétique d'une feuille mesurées pour deux valeurs d'humidité relative différentes en relation avec la résistance foliaire ($r_a + r_s$) (GLASZIOU et BULL 1971).

Le contrôle stomatique des échanges qui s'effectuent entre la surface foliaire et le milieu revêt une importance considérable tant sur la consommation en eau des couverts végétaux que sur la production de matière sèche. En effet, le contrôle de la diffusion du CO₂ et de la vapeur d'eau dépend chez la plupart des plantes du fonctionnement des stomates. Pour une feuille bien alimentée en eau, les cellules de garde situées de part et d'autre de l'orifice, appelé ostiole, ont cette particularité de pouvoir rapidement modifier leur volume sous l'influence d'une absorption d'eau à la lumière, liée à l'accroissement du potentiel osmotique de la vacuole. L'augmentation de leur turgescence par rapport à celle des cellules épidermiques adjacentes provoque un mouvement d'ouverture en largeur de l'orifice de l'ostiole (schéma IV.2).



On avait cru initialement que cette ouverture stomatique à la lumière provenait d'une absorption du CO₂ de l'espace intercellulaire avec une modification du pH entraînant une variation de la perméabilité cellulaire. Toutefois, des expériences plus récentes tendent à montrer que la variation de la perméabilité cellulaire est liée à la concentration de potassium qui fluctue sous l'effet d'une "pompe ionique" actionnée par la lumière. En effet, lorsqu'une feuille passe de l'obscurité à la lumière, les stomates s'ouvrent suivant une réaction photoactive : la lumière excite la chlorophylle qui photosynthétise au niveau des chloroplastes de la feuille même ainsi qu'au niveau des cellules de garde, ce qui entraîne une modification du pH. Les cellules de garde stomatique ont un cycle en C₄, c'est-à-dire qu'elles contiennent du PEPc dont l'activité est optimale pour un pH de 8,0 à 8,5. Le produit formé (-CH₂OH) se dissocie en (COO⁻)₂ + 2 H⁺ et cet ion H⁺ sera échangé avec l'ion K⁺



La réaction hydropassive prend le relais. L'augmentation de la concentration du soluté (K⁺) dans les cellules de garde provoque un accroissement du potentiel osmotique avec appel d'eau. La lumière est de toute évidence le facteur le plus important contrôlant l'ouverture stomatique de la plupart des plantes (exception des plantes à métabolisme crassulacéen dont les stomates s'ouvrent la nuit). On constate dès lors les interactions qui vont s'établir entre les facteurs énergétiques et hydriques et dont la résultante aura une action sur l'ouverture stomatique.

Prenons l'exemple des types de plantes C₃ et C₄ en bonnes conditions hydriques : l'assimilation nette est plus faible pour les C₃ que pour les C₄ en relation avec la photorespiration. En effet, pour une valeur déterminée de la somme des résistances l'assimilation nette du sorgho (C₄) est deux fois plus élevée que pour le riz (C₃). Quand l'eau devient facteur limitant, ou si le pouvoir évaporant est trop important (HR), les plantes en C₄ restent aptes à maintenir une assimilation nette élevée malgré une fermeture stomatique partielle.

D'autres facteurs comme la température interviennent également sur l'ouverture stomatique : si la température de l'air passe de 10° à 30°, la largeur de l'ouverture passe de 2,3 μm à 7,7 μm pour les stomates de la feuille de tabac et de 2,0 μm à 6,5 μm pour les stomates de la feuille de maïs. Il ne faut pas oublier également l'alternance des températures nocturnes et diurnes qui est un facteur important quand on étudie l'assimilation nette d'une feuille et sa déperdition en eau.

Ainsi, les plantes croissant à une température nocturne de 27° ont une ouverture stomatique plus grande que celles qui poussent à 16°. De plus, la température du sol joue un rôle important sur la disponibilité en eau pour la plante et donc sur le mécanisme des stomates.

INTERET.

Une estimation des résistances et la grandeur de leurs valeurs extrêmes est importante pour améliorer la production primaire. Des moyens sont disponibles dans certains cas pour contrôler les valeurs de r_a et r_s ($r_a = 7$ à 20 % de la somme des résistances). Tout comme par une amélioration génétique et physiologique, il est possible de modifier r_m . Mais il ne faut pas oublier qu'une A.N. élevée n'est pas nécessairement synonyme d'élaboration de matière organique importante car il y a d'autres mécanismes, comme le transfert des produits élaborés de la feuille à l'organe accumulateur, qui interviennent.

IV.4. ECHANGES RADIATIFS ET BILAN D'ENERGIE D'UNE FEUILLE.

Si nous appliquons le premier principe de conservation de l'énergie (l'énergie ne peut être créée ou détruite, mais seulement transformée d'une forme en une autre) au bilan énergétique d'une feuille, nous aurons :

$$E \text{ absorbée par la feuille} - E \text{ perdue par la feuille} = E \text{ stockée} \begin{cases} \text{matière organique} \\ \text{augmentation température} \end{cases}$$

Nous avons vu précédemment que les échanges gazeux (CO_2 , H_2O) s'effectuent de la concentration la plus élevée vers la concentration la plus faible. De plus, il peut arriver que l'air autour de la feuille soit à une température supérieure à celle de la feuille, ce qui provoque également un flux de chaleur de la partie la plus chaude vers la partie la plus froide. Ce type de mouvement de chaleur est la façon par laquelle l'énergie est reçue ou perdue par la feuille ou le couvert végétal (cfr. Ch. II.)

L'énergie réellement stockée par la feuille est très faible comparativement aux autres termes du bilan. En effet, nous avons vu que la quantité d'énergie fixée par l'assimilation photosynthétique sous forme d'hydrate de carbone représentait 1 % à 2 % de l'énergie reçue. Quant à la quantité d'énergie susceptible d'être accumulée par modification de la température foliaire, elle aussi peut être négligée.

En effet, en considérant la feuille comme constituée de 90-95 % d'eau, sa chaleur spécifique peut être assimilée à celle de l'eau,

$$\text{c'est-à-dire} \quad 1 \text{ cal. gr}^{-1} \text{H}_2\text{O} \cdot \text{C}^{-1} \quad (20^\circ\text{C}) \text{ ou } 4,187 \text{ J. gr}^{-1} \text{H}_2\text{O} \cdot \text{C}^{-1} \text{ à } 20^\circ\text{C}$$

si son épaisseur est de l'ordre de 0,04 cm et sa densité est d'environ 0,5 gr.cm⁻³ (c'est-à-dire qu'elle est remplie de 50 % d'air par unité de volume),

la masse de cette feuille par unité de surface correspond à :

$$0,04 \text{ cm} \times 0,5 \text{ gr.cm}^{-3} = 0,02 \text{ gr.cm}^{-2}$$

Si la feuille stocke une quantité d'énergie égale à 1 % de celle qu'elle reçoit (= 500 W.m⁻²) : c'est-à-dire 5 W. m⁻² ou 0,03 J.cm⁻².min⁻¹

la température de la feuille augmentera de :

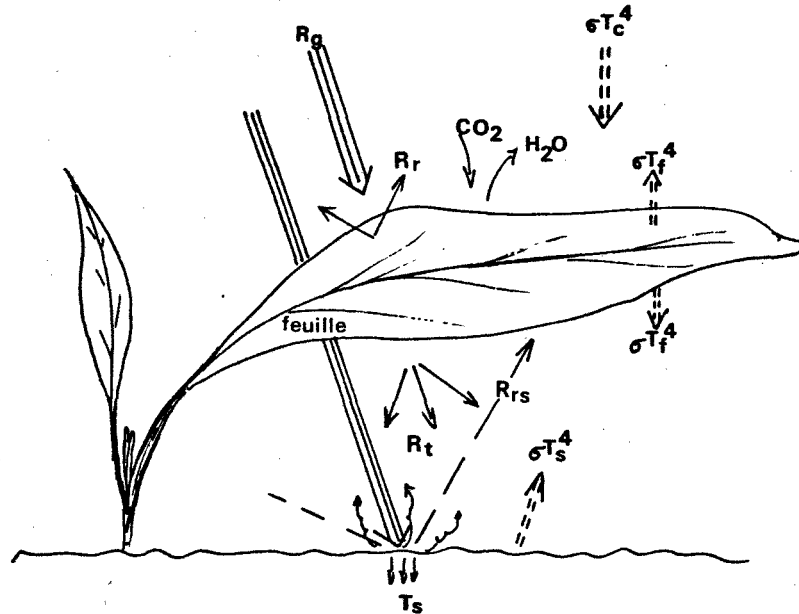
$$\frac{0,032 \text{ J cm}^{-2} \text{ min}^{-1}}{4,187 \text{ J gr}^{-1} \text{H}_2\text{O} \cdot \text{C}^{-1} \times 0,02 \text{ gr cm}^{-2}} = 0,34^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$$

Même si en valeur instantanée, ce changement de la température de la feuille semble assez élevé, il n'en est pas de même pour des périodes plus longues, vu les échanges qui se produiront sous forme d'énergie rayonnée ou éliminée par les transferts convectifs (vent). On peut donc considérer que très peu d'énergie se trouve réellement accumulée par la feuille sous forme d'une variation de température et la négliger.

Si on ignore l'énergie stockée par la feuille sous les deux formes - photosynthèse et température - l'équation du bilan d'énergie de la feuille peut s'écrire :

$$\longrightarrow \text{énergie absorbée par la feuille} = \text{énergie perdue par la feuille.}$$

IV.4.1. Energie absorbée par la feuille : échanges radiatifs



$$R_g - R_r - R_t + R_{rs} + \alpha \sigma T_c^4 + \alpha \sigma T_s^4 - 2 \epsilon \sigma T_f^4 = R_n \text{ feuille}$$

$$R_g (1 - r - t) + abrs R_g + \alpha \sigma T_c^4 + \alpha \sigma T_s^4 - 2 \epsilon \sigma T_f^4 = R_n \text{ feuille}$$

$$abR_g + abrs R_g + \alpha \sigma T_c^4 + \alpha \sigma T_s^4 - 2 \epsilon \sigma T_f^4 = R_n \text{ feuille}$$

$$\underbrace{abR_g (1 + rs)}_{< \lambda} + \underbrace{\alpha \sigma (T_c^4 + T_s^4)}_{> \lambda} - 2 \epsilon \sigma T_f^4 = R_n \text{ feuille}$$

- R_g = rayonnement solaire global incident
 R_{nf} = rayonnement net de la feuille
 R_r = énergie réfléchie
 R_t = énergie transmise
 R_{rs} = énergie réfléchie par le sol
 T_c = température du ciel
 T_s = température du sol
 T_f = température de la feuille
 ab = fraction absorbée

Par simplification, on admettra que les coefficients d'absorption pour l'énergie globale (ab) et réfléchie sont identiques et compris entre 0,5 et 0,7 pour l'ensemble de la bande spectrale (300 à 2800 nm)

- en réalité (cfr fig. IV.4), la valeur du coefficient d'absorption est fonction de la longueur d'onde - dans le PHAR \rightarrow le coefficient = 0,8
- dans le proche IR (700 à 1200 nm), le coefficient = 0,1 - 0,2

La feuille, tout comme le couvert, peut être assimilée à un corps gris dont le coefficient d'absorption et le coefficient d'émissivité dans les grandes longueurs d'onde sont égales : $\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda$; pour l'ensemble du spectre de grandes longueurs d'onde $\epsilon = \alpha = 0,97$.

Exemple : pour un

$$R_g = 830 \text{ Wm}^{-2}$$

$$T_c = 2^\circ\text{C} \rightarrow 307 \text{ Wm}^{-2}$$

$$T_f = 27^\circ\text{C} \rightarrow 460 \text{ Wm}^{-2}$$

$$T_s = 30^\circ\text{C} \rightarrow 479 \text{ Wm}^{-2}$$

$$ab = 0,6$$

$$a = 0,15$$

$$R_n \text{ fe} = 443 \text{ Wm}^{-2} = 2,66 \text{ J cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$$

c'est-à-dire $\frac{R_{nf}}{R_g} = 0,53$

alors qu'un couvert

$$0,65 < \frac{R_n}{R_g} < 0,75$$

si cette quantité d'énergie absorbée est stockée par la feuille sous forme de chaleur, sa température augmenterait de

$$\frac{2,66 \text{ J cm}^{-2} \text{ min}^{-1}}{4,187 \text{ J gr}^{-1} \text{H}_2\text{O C}^{-1} \times 0,02 \text{ grH}_2\text{O cm}^{-2}}$$

$$= 31,8^\circ\text{C}$$

qui ajoutée à la température de la feuille donne $27 + 31,8 = 58,8^\circ\text{C}$

En réalité cet excès d'énergie est dissipé par conduction-convection et par le phénomène d'évaporation de l'eau dans la chambre sous stomatique accompagnant le processus de transpiration.

Le soir, la quantité d'énergie solaire tend vers zéro entraînant la fermeture stomatique et du bilan radiatif, seules restent les quantités d'énergie de grandes longueurs d'onde qui s'échangent entre la feuille et le milieu.

c'est-à-dire que la quantité d'énergie absorbée égale

$$\alpha \sigma [T_c^4 + T_s^4] - 2 \epsilon \sigma T_f^4 = R_n \text{ fe}$$

Exemple :

$$\begin{aligned} T_c &= 15^\circ\text{C} \rightarrow \sigma T_c^4 \\ T_f &= 23^\circ\text{C} \rightarrow 436 \\ T_s &= 25^\circ\text{C} \rightarrow 448 \\ T_a &= 23^\circ\text{C} \rightarrow 436 \\ \text{HR} &= 90\% = \frac{e}{E_{T_a}} \end{aligned}$$

$$\text{Quantité d'énergie reçue : } 0,97 \times 5,6710^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1} (288^4 + 298^4) = 814 \text{ Wm}^{-2}$$

$$\text{Quantité d'énergie perdue : } 2 \times 0,97 \times 5,6710^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-1} (296)^4 = 846 \text{ Wm}^{-2}$$

$$\text{Bilan} = 814 - 846 = -32 \text{ Wm}^{-2} = -0,192 \text{ J cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$$

Cette perte d'énergie entraîne une diminution de la température de la feuille de :

$$\frac{-0,192 \text{ J cm}^{-2} \text{ min}^{-1}}{4,187 \text{ J gr}^{-1} \text{H}_2\text{O C}^{-1} \times 0,02 \text{ grH}_2\text{O cm}^{-2}} = -2,3^\circ\text{K}$$

température de la feuille égale $23^\circ - 2,3^\circ = 20,7^\circ\text{C}$

Sachant que la température de l'air est égale à 23°C avec une HR de : 90 %

$$\text{HR} = \frac{e}{E_{T_a}} = 28,1 \text{ mb} \quad e = 28,1 \text{ mb} \times 0,90 = 25,3 \text{ mb} \text{ (cfr tableaux tension de vapeur d'eau à saturation)}$$

température du point de rosée pour une pression de vapeur d'eau réelle de 25,3 mb = $21,3^\circ\text{C}$

Comme la température de la feuille est en dessous de cette température $21,3^\circ\text{C}$, la vapeur d'eau se condensera sur la feuille et il y aura formation de rosée.

IV.4.2. Energie perdue par la feuille : bilan d'énergie.

Au cours de la journée, la quantité d'énergie absorbée par la feuille est échangée avec le milieu non seulement sous forme radiative, mais également sous forme convective et conductive, c'est-à-dire que la chaleur est conduite d'un corps plus chaud à un corps plus froid par contact moléculaire.

- la chaleur peut être conduite au travers de la couche limite s'il existe une différence de température entre l'air proche et la surface de la feuille par le processus d'agitation thermique des molécules des gaz composant cette couche,
- la convection de chaleur implique un mouvement tourbillonnaire du fluide provoqué par une différence de pression :
 - . convection libre : se produit quand la chaleur transférée de la feuille provoque au-delà de la couche d'air stable une augmentation de volume et donc une diminution de la densité de l'air qui plus chaud s'élève et donc enlève une quantité de chaleur à la feuille ;
 - . convection forcée : se produit quand la chaleur est enlevée par le mouvement même de l'air qui est provoqué par le vent. La convection forcée est généralement le phénomène dominant du point de vue moyen de perdre de la chaleur.

$$R_n \text{ feuille} = S + LE + A.N. + \Delta t \quad \left. \begin{matrix} A.N. \\ \Delta t \end{matrix} \right\} \text{ négligées}$$

Chaleur sensible perdue par la feuille : S

$$S = 2 K \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad K = \text{coefficient de conductibilité thermique}$$

la feuille à 2 faces

$$K = 2,55 \cdot 10^{-2} \text{ Wm}^{-1} \text{ C}^{-1} \quad \text{à } 20^{\circ}\text{C}$$

$$K = 2,62 \cdot 10^{-2} \text{ Wm}^{-1} \text{ C}^{-1} \quad \text{à } 30^{\circ}\text{C}$$

le signe est positif si la chaleur va de la feuille à l'air $T_f = 27^{\circ}\text{C}$
 $T_a = 26^{\circ}\text{C}$

épaisseur couche limite : 1,3 mm

$$S = 2 \times 2,62 \cdot 10^{-2} \text{ Wm}^{-1} \text{ C}^{-1} \frac{(27 - 26) \text{ C}}{0,0013 \text{ m}} = 40 \text{ Wm}^{-2}$$

Nous avons vu précédemment que le bilan radiatif de la feuille était de 443 Wm^{-2} pour un rayonnement global de 830 Wm^{-2} .

Le flux dissipé par convection par la feuille sous forme de chaleur sensible est de

$$\frac{40 \text{ Wm}^{-2}}{443 \text{ Wm}^{-2}} = 0,09 \quad \text{ou } 9 \% \text{ Rn fe}$$

Si la couche d'air est plus épaisse, par vent calme, la température de la feuille sera nettement différente de celle de l'air.

En effet, en admettant une épaisseur de la couche limite de 4,0 mm, la température de la feuille deviendrait :

$$\frac{(27 - 26) \text{ C}}{0,0013 \text{ m}} = \frac{(x - 26) \text{ C}}{0,004}$$

$$\frac{1 \text{ C} \times 0,004}{0,0013} + 26 = x = 3,07^{\circ}\text{C} + 26^{\circ}\text{C}$$

température de la feuille $29,07^{\circ}\text{C}$, valeur supérieure à $T_a = 27^{\circ}\text{C}$

La mise en place de plantes à feuilles larges dans un climat caractérisé par des quantités d'énergie solaire incidente élevée et des vitesses de vent faibles aura pour conséquence d'augmenter considérablement la différence de température ($T_f - T_a$) avec une incidence sur l'assimilation photosynthétique.

L'effet du vent a pour conséquence de réduire l'épaisseur de la couche limite (de 0,004 à 0,002 m) favorisant la diffusion du CO_2 tout comme les pertes de vapeur d'eau, ainsi que la déperdition de chaleur sensible.

En outre, la pression de vapeur d'eau dans la chambre sous-stomatique sera plus faible, ce qui est à mettre en rapport avec le gradient de vapeur d'eau entre la feuille et l'air. Cette réduction du gradient de vapeur d'eau entraîne une diminution de la perte en eau par la transpiration.

à 40°C	$E_{40} = 74 \text{ mb}$
à 30°C	$E_{30} = 42 \text{ mb}$
à 20°C	$E_{20} = 23 \text{ mb}$

En conclusion, les feuilles à petites surfaces tendent à avoir une température proche de celle de l'air pour des vitesses de vent moyennes ou fortes, ce qui favorise la photosynthèse dans des climats secs et chauds - (cfr transect des plantes entre la forêt ivoirienne et le sahel).

Illustrons ce phénomène par l'exemple de la feuille d'ananas, plante appartenant à la famille des Broméliacées, qui, comme les Crassulacées, ont des stomates qui se ferment durant une longue période au cours de la journée. De ce fait, le refroidissement de la feuille par le mécanisme de transpiration ne fonctionne pas. Toute l'énergie absorbée par la feuille devra être contrebalancée par des transferts convectifs.

Quel doit être la température de l'air si toute l'énergie absorbée, transformée en chaleur par la feuille, est dissipée par les transferts convectifs ? La température de la feuille d'ananas atteint 44°C .

vitesse du vent : 1 m s^{-1}

épaisseur de la couche limite : 0,2 cm

R_g : 830 Wm^{-2}	T°	σT^4
T_{fe} : 44°C	44	574 Wm^{-2}
T_a : ?		
T_c : -2°C	30	479 Wm^{-2}
T_s : 30°C	-2	307 Wm^{-2}

$$R_n = 0,6 (1 + 0,15) 830 + 0,97 \times (307 + 479) - 2 \times 0,97 \times 574$$

fe ananas

$$R_n = 222 \text{ Wm}^{-2}$$

$$222 \text{ Wm}^{-2} = 2 \times 2,62 \cdot 10^{-2} \text{ Wm}^{-1} \text{ C}^{-1} \times \frac{(44 - x) \text{ C}}{0,002} \quad t_a?$$

$$44 - \frac{222 \text{ Wm}^{-2} \times 0,002 \text{ m}}{2 \times 2,62 \cdot 10^{-2} \text{ Wm}^{-1} \text{ C}^{-1}} = x$$

$$44 - 8,5^\circ\text{C} = 35,5^\circ\text{C}$$

Pour des températures de l'air inférieures à $35,5^\circ\text{C}$, les échanges par transferts convectifs pourraient facilement compenser la quantité d'énergie absorbée par la feuille d'ananas. La température maximale sous abri en basse côte, dépasse rarement 33°C .

Flux de chaleur latente de vaporisation : LE

Le processus d'évaporation de l'eau est un processus de refroidissement. Au niveau de la feuille il a lieu dans la chambre sous-stomatique à l'interface air-liquide des cellules du mésophylle. (fig. IV.7)

Tout comme pour les autres flux, la transpiration foliaire est directement proportionnelle au gradient de concentration de vapeur d'eau et inversement proportionnelle à la résistance au passage de cette vapeur d'eau :

$$T = LE = L \frac{\Delta C}{R} \quad R = \frac{dx}{D}$$

- T : flux de vapeur d'eau transpirée par unité de temps et par unité de surface foliaire
 $\text{kgH}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$
- L : chaleur latente de vaporisation de l'eau, c'est-à-dire énergie nécessaire à l'évaporation d'une quantité unitaire d'eau à la température de la feuille
à $25^\circ\text{C} = 2440 \text{ J g}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$
à $30^\circ\text{C} = 2430 \text{ J g}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$
- R : résistance à la diffusion de la vapeur d'eau (s cm^{-1})
- C₁ : concentration de vapeur d'eau au niveau de l'interface de la paroi cellulaire à la température de la feuille (gr m^{-3})
- C₂ : concentration de vapeur d'eau dans l'air turbulent autour de la feuille (gr m^{-3})
- D : coefficient de diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air - $0,26 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ à 30°C
 $0,25 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ à 25°C

Exemple : Quelle est la quantité de chaleur emmagasinée par la feuille et qui est dissipée par évaporation de l'eau au cours de la transpiration ?

$$\begin{aligned} T &= 0,9 \text{ mg H}_2\text{O} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1} \\ &= 9 \cdot 10^{-4} \text{ gr H}_2\text{O} \cdot 10^4 \text{ m}^{-2} \cdot \frac{1}{60} \text{ s}^{-1} \\ LE &= 2440 \text{ J} \times \frac{9}{60} \text{ gr H}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \\ &= \underline{\underline{366 \text{ J m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}}} \end{aligned}$$

Pour un rayonnement net de 443 Wm^{-2} , les 2/3 de l'énergie absorbée sont dissipés sous forme de vapeur d'eau, le reste de l'énergie est éliminée par convection forcée (effet du vent).

La concentration de vapeur d'eau peut se mesurer connaissant les températures sèche et humide de l'air, ainsi que la température de la feuille :

Si la feuille est turgescente, la tension de vapeur d'eau saturante est celle de la température de la feuille : E_{Tf} en mb (cfr : tableau tension de vapeur d'eau à saturation en fonction de la température).

Pour l'air, la tension de vapeur d'eau réelle :

$$e_a = E_{Th} - \gamma \Delta T \quad \gamma = \text{cte psychrométrique} : 0,66 \text{ mb C}^{-1}$$

le gradient de concentration de vapeur d'eau ($\text{gr} \cdot \text{m}^{-3}$) = $C_1 - C_2$
(masse de vapeur d'eau par unité de volume)

Concentration :

$$C_1 = \frac{E_{Th}}{C_v T} \times 216,7$$

température de la vapeur d'eau = T en K°
 $C_v = 0,998$

$$C_1 - C_2 = 216,7 \left(\frac{E_{Tf} - e_a}{C_v T} \right)$$

$$\begin{aligned} \text{ex : } T_{fe} &= 25^{\circ}\text{C} & E_{Tf} &= 31.7 \text{ mb} \\ T_{\text{sec}} &= 30^{\circ}\text{C} & e_a &= 29,8 \text{ mb} - (0,66 \text{ mb}^{\circ}\text{C}^{-1} \times 6^{\circ}\text{C}) \\ T_{\text{hum}} &= 24^{\circ}\text{C} & e_a &= 25,9 \text{ mb} \end{aligned}$$

$$\text{HR} = \frac{e_a}{E_{ta}} = \frac{25,9}{42,4} = 0,61$$

$$\text{gradient : } C_1 - C_2 = 216,7 \frac{(31,7 - 25,9)}{0,998 \times 297}$$

$$\Delta C = 4,2 \text{ gr m}^{-3}$$

si la transpiration = $0,9 \text{ mg H}_2\text{O cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, la résistance totale ($r_a + r_s$) au flux sera

$$\frac{2440 \text{ J} \cdot \text{gr}^{-1} \text{H}_2\text{O} \times 4,2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}}{366 \text{ Wm}^{-2}} = \frac{28 \text{ s m}^{-1}}{0,28 \text{ s cm}^{-1}}$$

Le déficit hydrique D.H.

Le déficit hydrique peut être défini par le rapport de la quantité d'eau présente dans la feuille à un instant donné à la quantité d'eau totale au moment de la saturation de la feuille (le matin, en présence de rosée par exemple).

$$\text{DH} = \frac{\text{PF} - \text{Ps}}{\text{PS} - \text{Ps}} \times 100$$

- PF : poids frais
- Ps : poids sec
- PS : poids à saturation

Initialement, on pensait que l'excès de perte d'eau par le processus de transpiration foliaire par rapport à l'alimentation hydrique par le système racinaire induisait le déficit en eau. Le déphasage entre l'absorption et la transpiration semblait être la cause du déficit hydrique qui en résultait.

Actuellement, l'introduction de la notion de résistance et de gradient incite à considérer que le flux d'eau au travers de la plante à partir de l'interface racine-sol jusqu'à la chambre sous-stomatique est stimulé par un gradient de potentiel hydrique.

$$\text{flux d'eau} = \frac{\text{différence de potentiel hydrique}}{\text{résistance}}$$

Théoriquement, toute perte d'eau par transpiration provoque un accroissement du gradient du potentiel hydrique, qui induit un apport immédiat des parties où le potentiel est plus élevé vers les plus faibles (algébriquement parlant). Le déficit hydrique des feuilles résulte des résistances de structure qui freinent l'écoulement de l'eau dans la plante elle-même. Il en est de même quand le potentiel hydrique du sol décroît, celui de la feuille doit décroître davantage afin de rétablir le gradient nécessaire au maintien de l'approvisionnement en eau de la feuille (sinon l'eau sortirait par les racines !). Le déficit hydrique de la feuille a un effet sur les résistances des stomates et du mésophylle donc intervient sur les échanges de vapeur d'eau et de CO₂.

L'augmentation de matière sèche au niveau d'une culture et par conséquent son rendement est la résultante des différents processus où le facteur hydrique joue un rôle primordial, en particulier sur l'activité photosynthétique.

Développement = correspond à la phase de multiplication cellulaire

Croissance = est une élongation cellulaire qui nécessite beaucoup d'eau et qui est plus sensible que l'assimilation nette au déficit hydrique.

Schématiquement, compte tenu du grand nombre de facteurs internes (dont le déficit hydrique) et externes (dont le potentiel matriciel du sol) qui interviennent dans le processus de transpiration foliaire, la figure IV.9 représente les différents cas possible de son évolution diurne.

- 1) les stomates restent ouvert en permanence, la transpiration est proportionnelle au pouvoir évaporant de l'air,
- 2) le taux de transpiration est réduit temporairement aux heures les plus chaudes de la journée par suite d'une fermeture partielle des stomates lié à un déficit hydrique passager,
- 3) transpiration cuticulaire, proportionnelle au pouvoir évaporant,
- 4) le déficit hydrique est tel que la transpiration se réduit très rapidement après la levée du soleil.

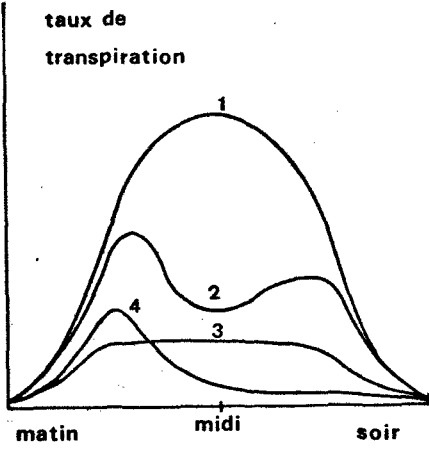


Fig. IV.9 : Evolution des différents taux de transpiration foliaire au cours de la journée.

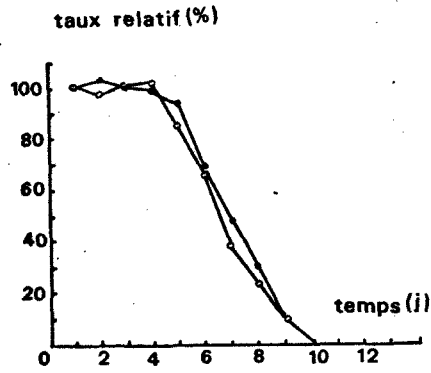


Fig. IV.10 : Réduction relative des taux de photosynthèse et de transpiration des feuilles de tomate sur 10 jours en fonction de l'augmentation du potentiel matriciel (BRUX, 1962)

Le déficit hydrique agit par des valeurs de potentiel plus élevées numériquement en réduisant l'A.N. par augmentation de la résistance stomatique. L'absorption de CO₂ à l'interface gaz-liquide et l'activité biochimique des chloroplastes sont limitées, et se traduisent par des valeurs élevées des résistances du mésophylle. Si la régulation stomatique est plus ou moins comprise, les interactions des différents facteurs sont tellement complexes qu'il est difficile de déterminer lequel domine les autres, CO₂, H₂O, lumière..., pour ce qui est des mouvements hydroactifs et hydropassifs des stomates. Toutefois, il a été constaté que la résistance stomatique se modifie assez linéairement avec le potentiel hydrique de la feuille ou plus précisément la différence de pression entre les cellules de garde et les cellules épidermiques. Le déficit hydrique influe sur l'A.N. et surtout sur la croissance (Fig. IV.10).

IV.5.- CARACTERISATION DU COUVERT VEGETAL.

Pour comprendre les relations entre le rayonnement absorbé et la production de matière sèche produite par photosynthèse par une culture, une meilleure connaissance de la distribution de l'énergie dans le couvert est nécessaire, car l'assimilation nette est étroitement liée à ce facteur végétal. La répartition du rayonnement solaire est fonction de la transmissivité des feuilles à la lumière, de l'architecture foliaire - arrangement spatial et inclinaison foliaire - de la densité de plantation, de la hauteur des plantes ainsi que de l'angle solaire.

En ce qui concerne la fraction d'énergie transmise par la feuille, elle varie en fonction de la quantité de chlorophylle qu'elle contient, de son âge et de son épaisseur (cfr. fig. IV.4) :

- feuille jeune transmission = 13-17 %
- feuille âgée transmission = 9-13 %
- feuille jaunie transmission = 15-19 %

En outre, l'énergie du rayonnement solaire s'est modifiée quantitativement et qualitativement lors de sa traversée du couvert : 30-40 % dans l'infra-rouge
 10-15 % dans la bande spectrale du vert
 5-12 % dans la bande spectrale du visible

IV.5.1.- Architecture du couvert végétal.

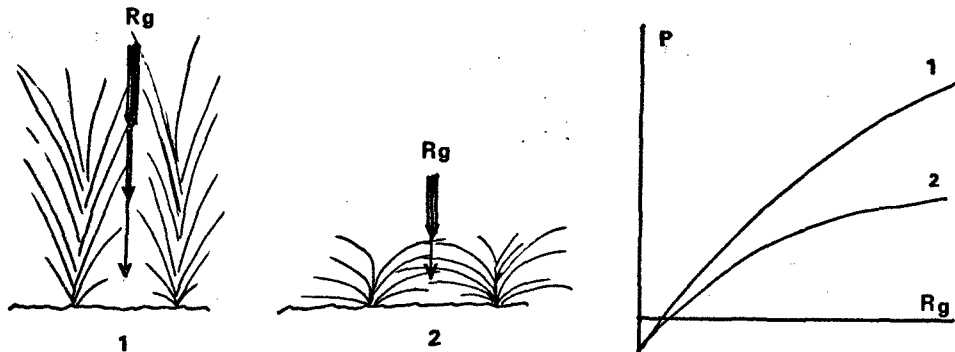


Fig. IV.11: Représentation schématique de deux types d'architecture foliaire et l'impact sur la productivité du couvert végétal.

Dans le cas d'un couvert végétal dont la distribution foliaire a le caractère horizontal, la productivité de matière sèche atteint rapidement un plateau, correspondant à une limite fonction des conditions du couvert. La fraction d'énergie transmise par les feuilles influe peu sur l'assimilation photosynthétique des feuilles de la base du couvert du fait de sa modification spectrale. Par contre, la productivité de matière sèche produite par un couvert dont les feuilles sont disposées plus verticalement, est plus importante que précédemment. La pénétration de l'énergie dans le couvert est favorisée principalement lors du passage du soleil à son zénith pour ce type d'architecture foliaire, les feuilles de la base peuvent photosynthétiser.

L'architecture foliaire peut être caractérisée par l'indice foliaire mais également par l'inclinaison des feuilles. La conjugaison de ces deux caractères du couvert fournit une meilleure interprétation des possibilités qu'offre une culture dans un climat radiatif déterminé. Le port est dit planophylle quand une grande partie des surfaces des feuilles se trouve dans des classes d'angle (α) inférieur à 30° - 40° par rapport à l'horizontale et inversement pour le port érectophylle (fig. IV.11).

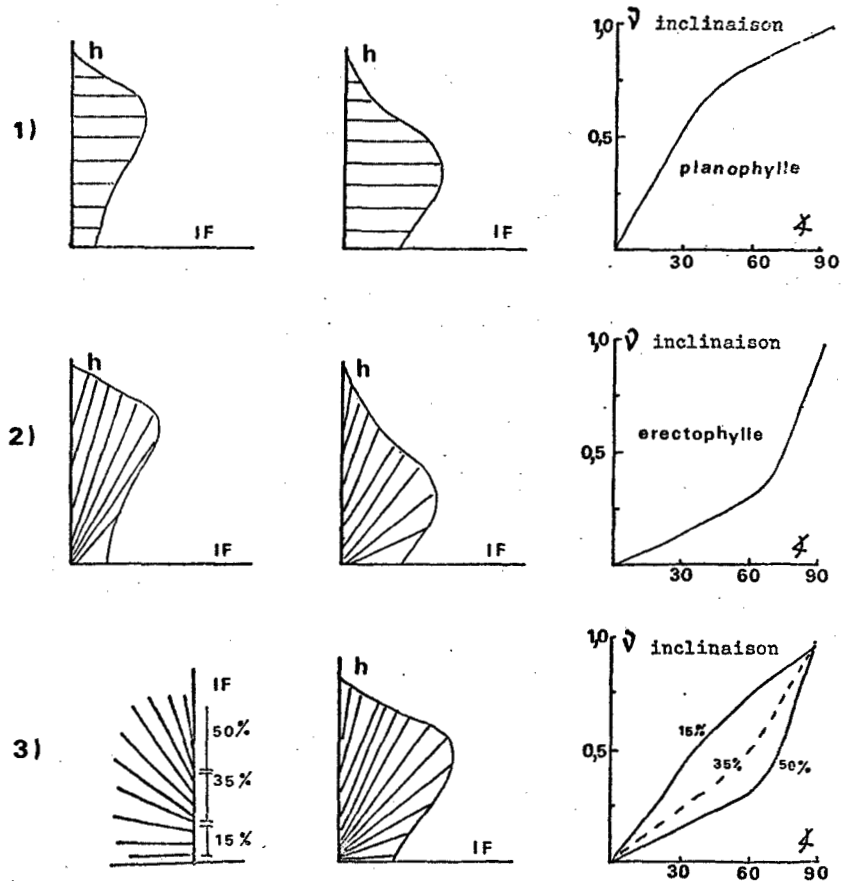


Fig. IV.12 : Caractéristiques architecturales des couverts végétaux.

v d'inclinaison = fréquence cumulée d'inclinaison des surfaces foliaires
 = $\frac{\text{surface foliaire dont l'angle est compris entre 2 valeurs}}{\text{surface foliaire totale}}$.

α : angle d'inclinaison mesuré avec un rapporteur.

Le couvert "idéal" présenterait le caractère planophylle dès la germination. Avec le développement des surfaces foliaires, il devrait tendre vers un caractère érectophylle au sommet et avoir un port plus horizontal à la base pour permettre une meilleure distribution de l'énergie solaire. La variabilité génétique de l'architecture foliaire n'a été que récemment exploitée par les généticiens pour améliorer l'efficacité photosynthétique (maïs - riz - coton ...)

Le couvert ou la culture est un système dynamique, qui est continuellement en évolution : les surfaces foliaires se développent et modifient certaines caractéristiques de l'architecture, ce qui fait que la répartition de l'énergie n'est pas constante dans le temps. En effet, il suffit de suivre l'évolution de l'indice foliaire au cours du cycle végétatif du couvert pour s'en rendre compte. (fig. IV.13 sur *Panicum*).

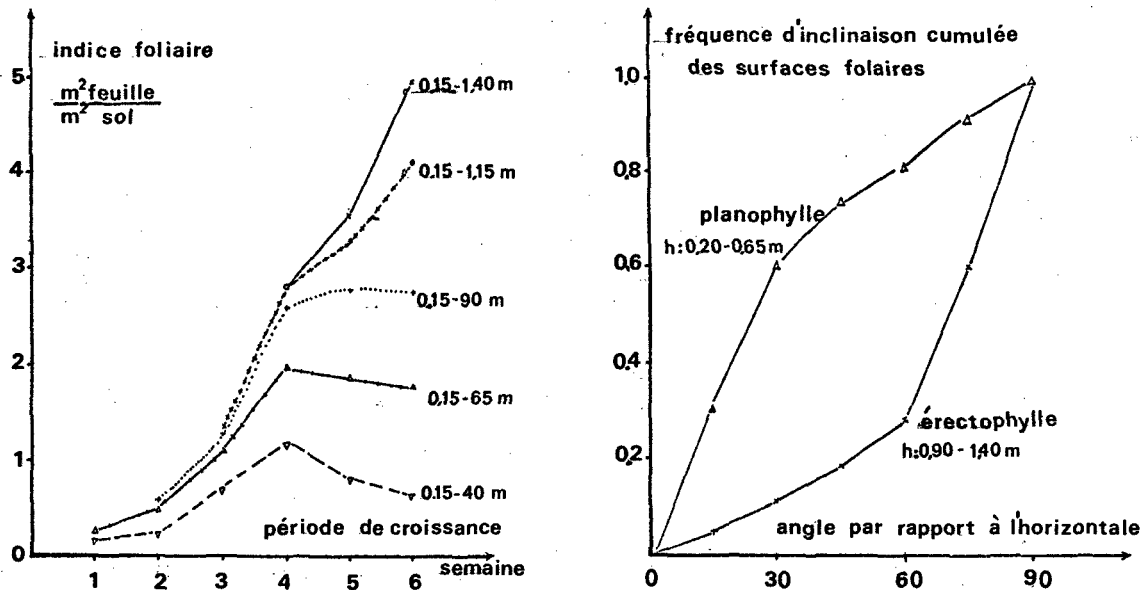
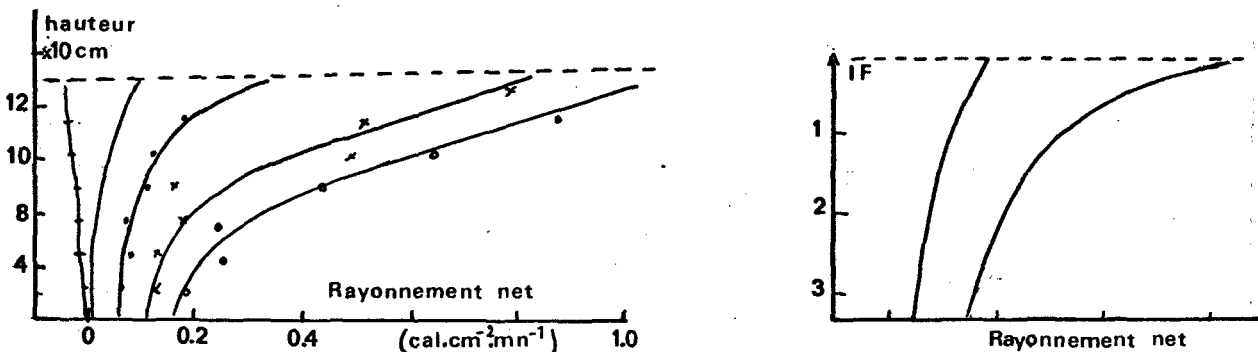


Fig. IV.13 : Importance de la distribution verticale du feuillage au cours du développement du couvert végétal.

IV.5.2.- Pénétration du rayonnement dans le couvert.

La quantité d'énergie qui atteint le sol par rapport à l'énergie initiale varie avec la hauteur du soleil et avec la quantité d'énergie diffuse (omnidirectionnelle).



On constate :

1. R_n est négatif le soir et tôt le matin,
2. il augmente très rapidement en relation avec le rayonnement global,
3. durant une grande partie de la journée, le R_n décroît exponentiellement avec la hauteur du couvert.
4. l'application de la loi de BEER pour R_n et R_g donnera des coefficients d'atténuation différents. En effet le rayonnement de courtes longueurs d'onde R_g est absorbé davantage, le rayonnement de grande longueur d'onde par contre pourrait augmenter à cause des rayonnements émis par le sol et le feuillage quand on descend vers le sol,
5. le profil de R_n varie dans le couvert suivant :
 - les types de journées nuageuses ou dégagées,
 - le stade phénologique,
 - la densité de plantation.

Si on fait l'hypothèse que le couvert est un milieu homogène, la distribution de l'énergie dans un couvert peut être exprimé par la loi de BEER.

MONSI et SAEKI (1953) ont été les premiers à démontrer la validité de l'utilisation de cette loi

$$I = I_0 e^{-kIF}$$

I : énergie mesurée à un niveau dans le couvert végétal

I_0 : énergie mesurée à la surface du couvert

k : coefficient d'extinction

IF : indice foliaire c'est à dire surface des feuilles comprise entre les mesures de I et I_0

k est déterminé principalement par l'angle foliaire et l'arrangement des feuilles entre-elles et secondairement par la transmissivité de l'énergie par la feuille.

la valeur de k, si I correspond à la bande spectrale 0,3-3,0 μ m, peut varier entre 0,3-0,6 pour des cultures graminéennes à port érigé ; valeurs mesurées entre 11h et 13h ;

pour un port plus horizontal, sa valeur est comprise entre 0,6 et 0,9.

La figure IV,14 illustre bien cette différence entre les deux types de couvert, la luzerne et le riz. Toutes conditions étant égales, plus l'indice foliaire est élevé pour intercepter la même quantité d'énergie, plus le couvert est efficient dans l'utilisation de l'énergie solaire. Il reste toutefois une limite supérieure à ne pas dépasser.

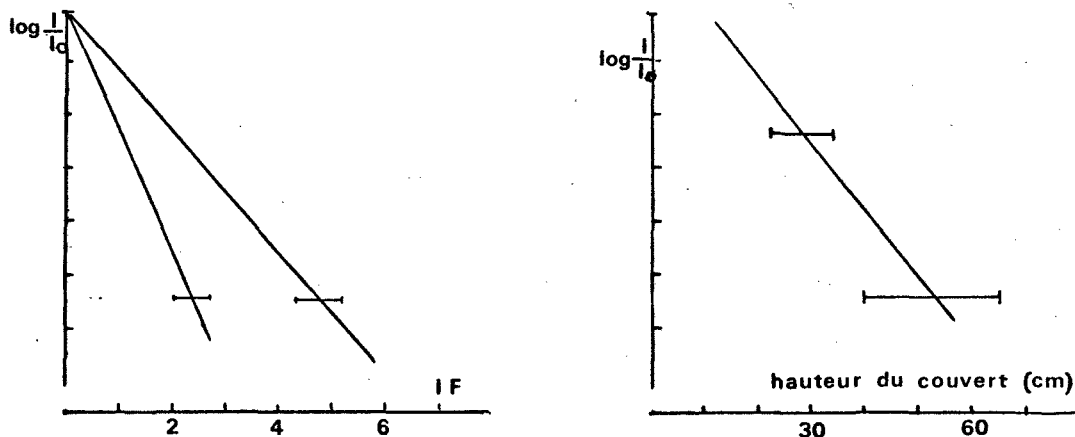


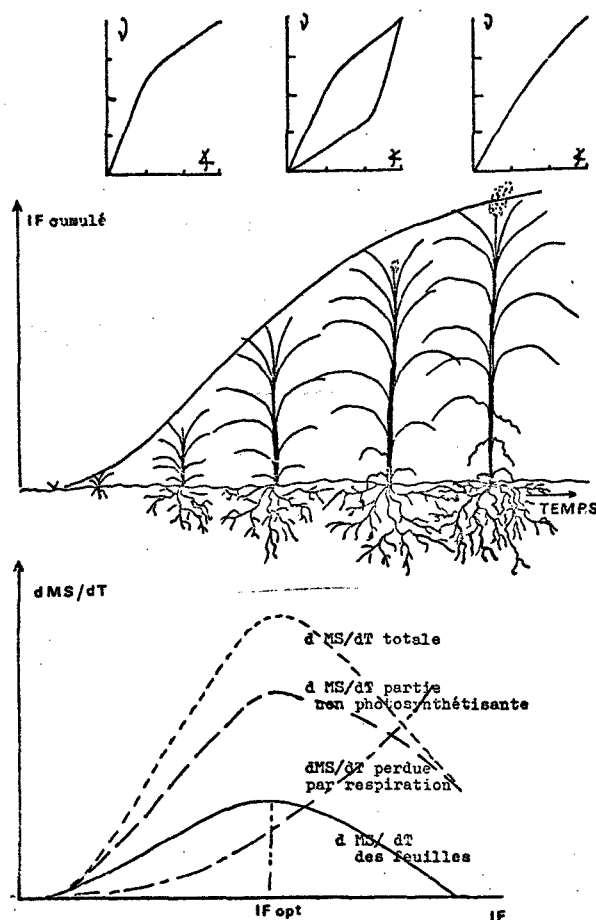
Fig. IV,14 : Relation entre la surface foliaire absorbant l'énergie et l'intensité relative de l'atténuation du rayonnement.

Vu la difficulté de la mesure de l'indice foliaire, on peut éventuellement remplacer, avec plus d'erreur, l'indice foliaire par la hauteur du couvert (fig. IV,14).

L'évaluation quantitative de la production de matière sèche nécessite la connaissance de la photosynthèse nette de la feuille, en plus de l'indice foliaire. Quand tous les facteurs sont favorables au développement de la culture, le problème de la disposition foliaire des plantes entrant en compétition, se posera en rapport avec l'efficacité de l'utilisation de l'énergie solaire.

IV.5.3.- Productivité végétale.

L'efficacité photosynthétique est étroitement dépendante de la capacité de la feuille à capter l'énergie solaire et à transformer le CO₂ en matière organique. Le développement des surfaces foliaires contrôle la productivité du couvert végétal.



Schématiquement, l'évolution de la productivité d'un couvert annuel se présente comme suit :

- au semis et au cours de la phase d'installation du couvert, l'ensemble du feuillage, jeune, fonctionne dans les conditions énergétiquement favorables. La productivité augmente, dMS/dT s'accroît journalièrement tant au niveau des feuilles qu'au niveau des parties non photosynthétisantes (racines, tiges).
- avec le développement de l'indice foliaire, il y a un effet d'ombrage sur les feuilles apparues précédemment réduisant la quantité de matière sèche produite jusqu'à atteindre le bilan nul entre la photosynthèse et la respiration : la feuille se trouve au point de compensation lumineuse. L'état de développement foliaire atteint est optimal et correspond à l'accroissement maximal de la productivité du couvert végétal.
- au delà de cet indice foliaire optimal, les feuilles se trouvent en deçà du point de compensation lumineux et parasitent la plante, diminuant partiellement la production de matière sèche journalière.

En outre, la quantité de matière organique non photosynthétisante a fortement augmenté et la respiration globale intervient pour beaucoup dans la diminution de la productivité globale du couvert.

IF maximal correspond au point où tout accroissement de la surface foliaire est annihilé par le dépérissement d'une autre feuille âgée : $DMSf/dT = 0$.

L'intérêt de la connaissance de la variation de la production de matière sèche élaborée par le couvert comme par exemple une prairie, permet de gérer la rotation des animaux dans les différents pâturages.

En maintenant l'IF près de sa valeur optimale, compte tenu du climat radiatif de la région, la productivité se situera à son niveau maximal ; ordre de grandeur : $200 \text{ kg MS/ha.j}^{-1}$ pour un *Panicum maximum*. Le passage des animaux sera plus rapide impliquant une réduction de la surface nécessaire pour leur nourriture, soit une augmentation du nombre de têtes à l'hectare.

Les caractéristiques de l'architecture foliaire déterminent bien le taux de productivité en relation directe avec la fraction d'énergie interceptée qui affecte la capacité de fonctionnement de l'appareil photosynthétique et respiratoire du feuillage. Il est évident que l'indice foliaire optimal n'est pas une constante pour un couvert donné : il se modifie en fonction de la quantité d'énergie solaire reçue et de l'eau disponible, donc dépend des saisons.

Les variations saisonnières de l'IF, liées à certains paramètres du milieu, ainsi qu'à la densité de plantation, auront un impact sur la date de mise en place des cultures annuelles. On conçoit que l'IF se développera quand les conditions climatiques, en particulier l'énergie et l'eau, ne limitent pas la photosynthèse.

exemple riz, blé :

le nombre de feuilles par tige est assez constant pour une variété donnée ; pour une certaine densité, l'IF sera fonction du nombre de talles développées. L'IF maximal est atteint en général lors du stade d'élongation de la tige. Au cours de l'épiaison et début du grossissement du grain, l'IF diminue d'1/3 à 1/2 de sa valeur maximale. Quant au grossissement du grain, il est davantage lié aux phénomènes de translocation et de respiration, processus dépendant de la température pour leur régulation.

Productivité du couvert en relation avec l'IF et le coefficient d'atténuation. (Fig.IV.15 et 16)

Le plateau de saturation d'une feuille fig.IV.1 est atteint assez rapidement. Pour un couvert, compte tenu des angles foliaires et de la disposition des surfaces les unes par rapport aux autres, l'intensité de l'énergie PHAR pour la saturation énergétique du couvert est plus élevée. Pour une même quantité d'énergie fournie, la relation entre l'A.N. et l'IF dépend du coefficient d'atténuation (k) de la lumière.

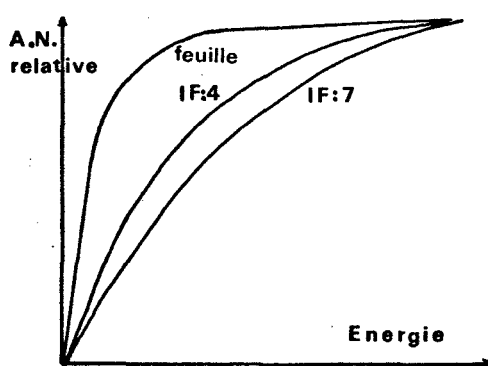


Fig.IV.15 : Assimilation nette relative en fonction de l'énergie reçue en relation avec l'indice foliaire.

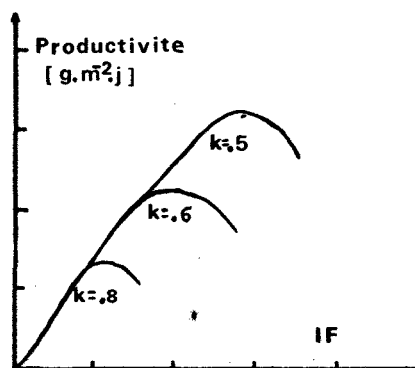


Fig.IV.16 : Productivité journalière en fonction du développement foliaire et de son pouvoir d'atténuation de l'énergie solaire.

Pour une faible valeur de IF, il y a peu de différence dans la production de MS entre les plantes ayant des coefficients d'atténuation différents. L'accroissement des surfaces d'échanges (IF) introduit des différences importantes. Cela est d'autant plus marqué si l'énergie augmente.

La figure IV.15 montre l'augmentation de la quantité de matière sèche journalière produite en relation avec l'indice foliaire et ce en fonction de l'énergie solaire. Pour chaque niveau énergétique, la productivité de matière sèche journalière augmente avec l'accroissement de la surface foliaire jusqu'à une valeur maximale. Ensuite, la quantité élaborée est plus faible en raison de l'accroissement de la respiration des parties non photosynthétisantes et qui n'intervient pas dans l'élaboration de matière organique (tiges, racines...). L'augmentation de l'énergie reçue par le couvert favorise l'accroissement de son feuillage avec déplacement de l'indice foliaire optimale vers un niveau supérieur. La productivité journalière du couvert est de ce fait en augmentation. (Fig.IV.16)

IV.5.4.- Relation entre la production de matière sèche et la consommation en eau.

Suivant les conditions climatiques du milieu et physiologiques de la culture, la relation entre la productivité du couvert et sa consommation hydrique correspondante variera. Les figures IV.16 et 17 illustrent la variabilité de l'efficacité hydrique en fonction des saisons et de la latitude.

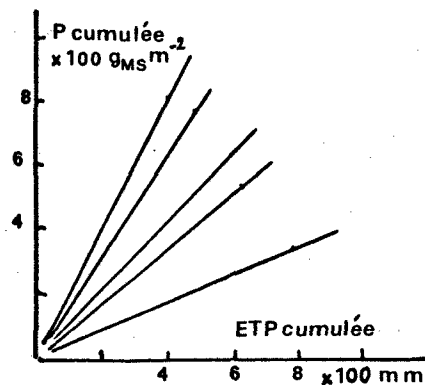
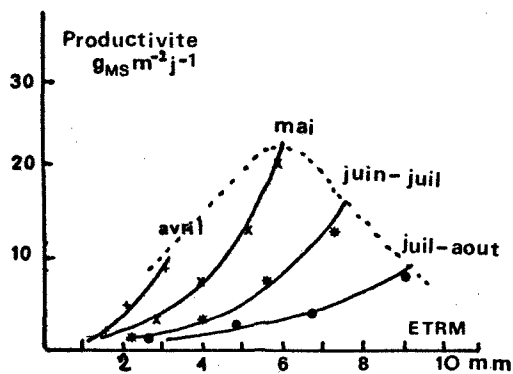


Fig. IV.16 : Relation entre la productivité d'un couvert de luzerne et son évapotranspiration réelle au cours des différents mois de l'année (Tunisie).

Fig. IV.17 : Relation entre la productivité d'une variété de blé et sa consommation en eau suivant la latitude du lieu (STANHILL 1960).

On constate :

- pour chaque relation, une augmentation entre la productivité et la consommation en eau ;
- la pente de la relation est fonction de la période de croissance;
- l'efficacité hydrique, qui est le rapport sous forme énergétique de la quantité de matière sèche produite à la quantité d'eau nécessaire à sa production est le plus favorable durant la période avril-mai, et décroît progressivement au cours de la saison de croissance.

Ces résultats sont à mettre en relation avec certains paramètres du climat qui agissent soit sur la consommation en eau (pouvoir évaporant de l'air, vitesse du vent, température du sol, réserve hydrique...

soit sur l'assimilation photosynthétique du couvert (énergie solaire, développement des surfaces foliaires et distribution du système racinaire dans le sol.

- la période mars-1/2 avril se caractérise par des températures du sol trop faibles (inférieure à 15°C) et qui limitent l'absorption de l'eau par les racines. Ces basses températures influent indirectement sur la résistance stomatique malgré les conditions énergétiques et hydriques favorables à la culture de la luzerne.

IV.6.- CONCLUSION.

La complexité des interactions entre les facteurs climatiques et les couverts végétaux rendent les interprétations difficiles.

Nous avons voulu attirer l'attention sur certaines relations mais il faut garder à l'esprit que la variation d'un paramètre du climat entraîne une fluctuation de l'état initial qui agit sur la physiologie de la plante. Inversement, le couvert végétal, de par sa dynamique influence à son tour sur les caractéristiques de son environnement. La résultante est un équilibre qui, à tout instant évolue, au cours de la journée et au cours de la saison.

Nous connaissons l'importance à accorder à certains paramètres, c'est pourquoi on les mesure.

Au stade actuel, il est possible d'estimer la productivité d'un couvert végétal connaissant les caractéristiques radiatives, pluviométriques et thermiques d'une région, compte tenu de la réserve en eau du sol. En outre, le couplage à l'analyse fréquentielle des déficits hydriques (Pluies-évapotranspiration) au cours de la période de croissance permet de moduler les estimations de la productivité végétale. C'est un outil de travail qui permet de déterminer :

- les potentialités agricoles des régions pour l'installation de nouvelles cultures,
- la nécessité éventuelle d'apport d'eau par irrigation au couvert végétal,
- possibilité de rotation annuelle pour différentes cultures.

CHAPITRE V

LES CLIMATS EN CÔTE D'IVOIRE

LES CLIMATS EN CÔTE D'IVOIRE

PLAN

- V.1.- LE MOTEUR DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE GENERALE
- V.2.- MECANISME DE LA CIRCULATION GENERALE EN AFRIQUE DE L'OUEST
- V.3.- LES CARACTERISTIQUES DES CLIMATS EN CÔTE D'IVOIRE
- V.4.- INFLUENCE DES TRANSFERTS RADIATIFS ET CONVECTIFS SUR LES PARAMETRES SECONDAIRES DU CLIMAT.

CHAPITRE V - LES CLIMATS EN CÔTE D'IVOIRE.

V.1.- LE MOTEUR DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE GENERALE. (Schéma v.1)

La quantité d'énergie reçue du soleil au cours d'une journée en un lieu dépend de l'inclinaison des rayons (latitude du lieu) et de la déclinaison solaire (période dans l'année). (Cfr Ch. I)

Compte tenu de ces facteurs, les régions polaires reçoivent moins d'énergie incidente que les régions équatoriales comprises entre les latitudes de 30° N et 30° S. Par ailleurs, le bilan des rayonnements - différence entre les apports et les pertes d'énergie - accuse un déficit aux pôles et un gain à l'équateur. De ce fait, il va s'établir un transport de chaleur de l'équateur vers les pôles. Les températures observées restent d'année en année approximativement inchangées et elles résultent bien d'un équilibre formé par les échanges radiatifs auxquels se superpose un flux de chaleur allant de la zone équatoriale vers les pôles. Ce flux de chaleur est du type convectif, c'est-à-dire que la chaleur est transportée soit par les masses d'air, soit par les courants marins suivant le milieu considéré.

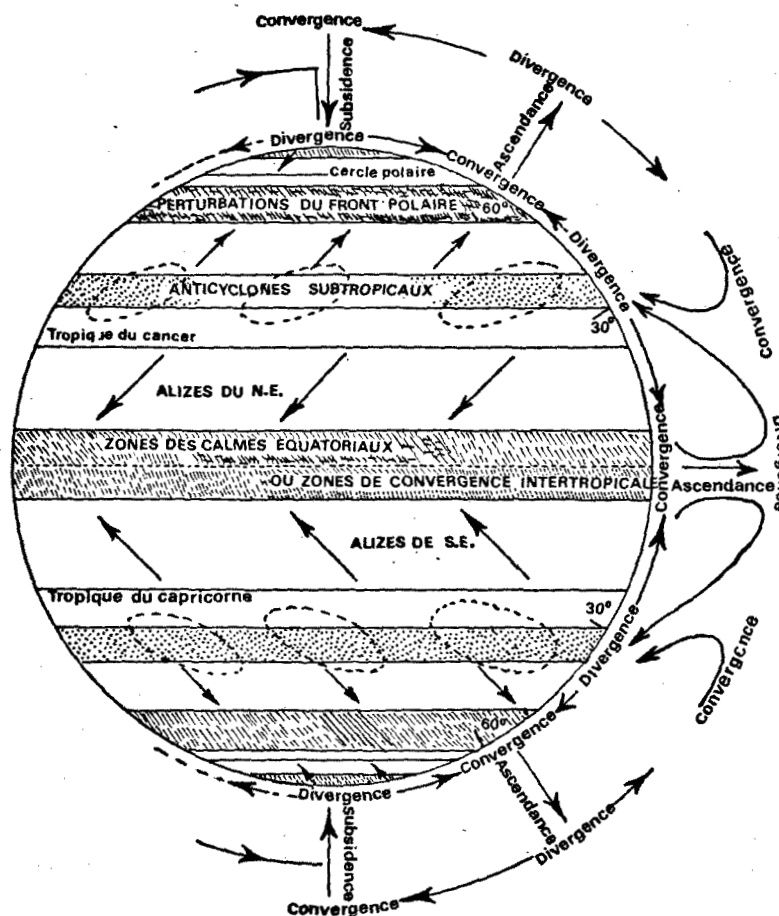


Schéma V.1 : Représentation de la circulation atmosphérique générale.

Pour l'ensemble de la terre, la majeure partie du transport de chaleur s'effectue dans l'atmosphère qui agit comme une énorme machine thermique dont la source chaude se situe dans les régions équatoriales et la source froide aux pôles. Cette machine transforme donc l'énergie potentielle représentée par la différence de température en énergie cinétique des courants atmosphériques caractéristiques de la circulation générale.

Cette circulation générale est un système de courants extrêmement complexe et encore mal connu car difficile à observer expérimentalement. Toutefois, il est possible d'en donner une description schématique et en particulier pour la zone qui nous intéresse.

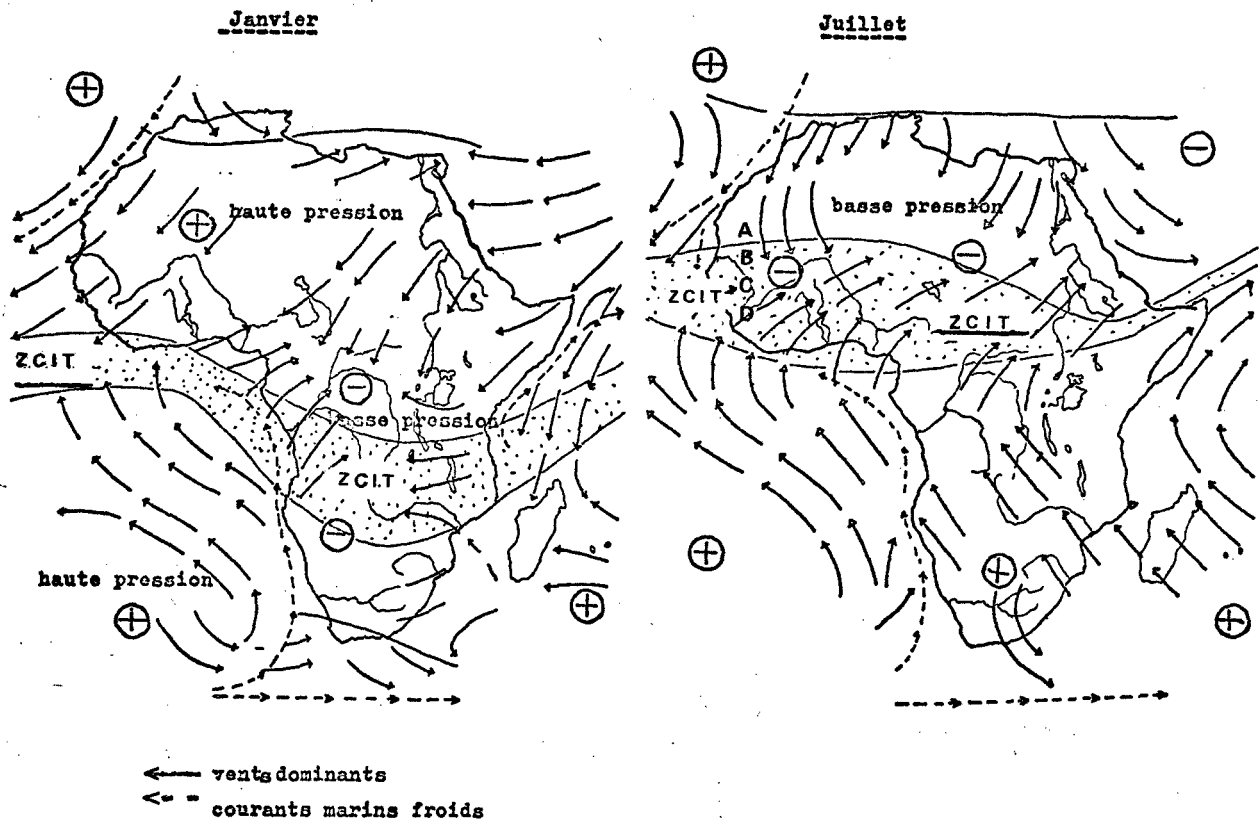
V.2.- MECANISME DE LA CIRCULATION GENERALE EN AFRIQUE DE L'OUEST. (Schéma V.2.)

La plus grande partie du continent africain, située entre les latitudes de 34° N et 34° S se trouve dans la zone intertropicale. Le soleil passe au zénith à l'équateur le 21.03 et le 23.09 ; il se trouve au niveau du tropique du cancer le 21.06 et au niveau du tropique du Capricorne le 22.12.

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 (100 à 200 km/h) aux latitudes subtropicales et qui rabat l'air de haut en bas, créant à basse altitude les zones de haute pression. (H.P.). S'accumulant au sol, les masses d'air se compriment, se réchauffent et s'assèchent. Elles sont responsables des déserts tropicaux de part et d'autre de l'équateur dont le Sahara-Ténéré et le Kalhari. Ces zones de haute pression subtropicale sont

- les anticyclones des Açores et du Sahara
- les anticyclones de St Hélène, du Kalhari et de l'Océan Indien (schéma V.2)

Schéma V.2 : Position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT)



Ces centres de haute pression subtropicale émettent des vents - les alizés - qui soufflent en direction des zones à pression plus faible, en particulier vers les zones équatoriales (basse pression équatoriale). Ils transportent avec eux ces caractéristiques de sécheresse sur une certaine distance. Toutefois, celles passant sur les étendues océaniques se chargent au fur et à mesure de vapeur d'eau et arrivées dans la région équatoriale, l'air est très humide. La convergence des alizés boréaux (N) et australs (S) venant des deux hémisphères explique l'ascension généralisée de l'air au niveau de l'équateur. La zone de contact entre l'air tropical sec venant du continent et l'air humide d'origine océanique s'appelle la zone de convergence intertropicale ZCIT. Elle 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 de vapeur d'eau, la convection thermique est généralisée. Les vents y sont faibles et irréguliers. Toutefois la position des zones de basses pressions équatoriales est davantage décalées vers l'hémisphère nord en été et ceci en liaison avec l'importance des masses de terre.

La confluence des alizés dans cette zone équatoriale est compensée par une divergence en altitude liée aux courants ascendants qu'elles 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, provoquant des pluies abondantes à caractère souvent orageux. (schéma V.3.)

En liaison avec le déplacement apparent du soleil, le front intertropical boréal avance vers le nord du 21.03 au 21.06 ensuite, il recule vers le sud du 21.06 jusqu'à fin septembre pour disparaître peu à peu au voisinage de la zone équatoriale.

Le FIT austral prend consistance à mesure que le déplacement apparent du soleil l'entraîne au sud de l'équateur, entre le 23 septembre et le 22 décembre, avec retour vers le 21 mars.

Le balancement de l'axe terrestre et l'alternance des zones de pressions équatoriales (basses pressions) et subtropicales (hautes pressions) déterminent le mouvement général des vents sur l'ensemble de l'Afrique intertropicale et délimitent des zones climatiques, qui dans l'Ouest africain sont disposées en bandes approximativement parallèles à l'équateur. Cette disposition en bandes des zones climatiques est sous l'influence de caractéristiques secondaires comme le relief, l'orientation des côtes, l'altitude et l'importance des courants marins froids ou chauds.

En Afrique Orientale, cette disposition se trouve perturbée pour diverses raisons (vents secs, eaux froides, reliefs...).

V.3.- LES CARACTERISTIQUES DES CLIMATS EN CÔTE D'IVOIRE.

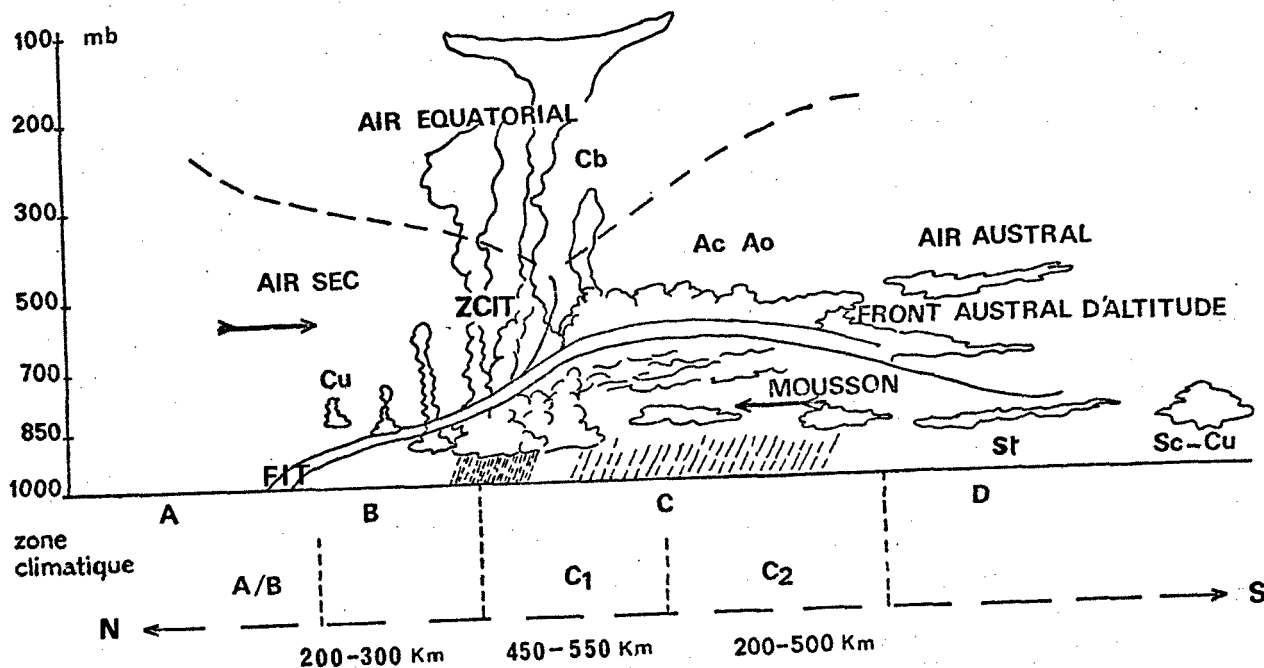
Le schéma V.3. représente une coupe N-S dans la zone de convergence entre les alizés boréaux et australs. Elle montre la disposition des différentes zones climatiques que l'on peut définir comme suit :

- La zone A : située au nord du Z.C.I.T., elle est caractéristique de l'alizé continental : air sec (HR : 10 à 30%), chaud le jour, 35 à 44°C, froid la nuit 10-15°C, souvent chargé de poussières. La nébulosité est très faible;
- La zone B : d'une largeur de 200 à 300 km, est située au sud du Z.C.I.T. Elle caractérise un climat de grande saison sèche sous l'influence des masses d'air continentales :
 - frais la nuit, brouillards matinaux,
 - amplitude thermique journalière importante (14 à 20°C),
 - énergie solaire reçue au sol élevée 60 à 80% de la fraction extra terrestre;
- La zone C : est très grande (1000 à 1200 km) et caractérise
 - la saison des pluies : averses orageuses, tornades, pluies abondantes,
 - l'amplitude thermique journalière moyenne est de 8 à 15°C,
 - fluctuation importante de la fraction d'énergie solaire au sol.

On peut subdiviser cette zone en :

- C₁ : qui se caractérise par des pluies orageuses intenses. Les apports importants de vapeurs d'eau par la mousson forment, par ascendance, des nuages à fort développement vertical du type cumulo-nimbus; les orages lessivent l'atmosphère des poussières diminuant le trouble atmosphérique : les valeurs des rayonnements solaires sont les plus élevées durant cette phase.
- C₂ : qui se caractérise par des précipitations assez continues et abondantes. Le type de nuages formé est stratiforme et la nébulosité de ce fait y est importante.

La zone D : se caractérise principalement par un ciel nuageux uniforme, nébulosité très forte due à des nuages stratiformes : les précipitations se font sous forme de petites pluies ou de bruine. L'occultation de l'énergie solaire est importante, elle ne représente plus que 25 à 35% de l'énergie extraterrestre, ce qui entraîne des variations faibles de la température journalière (4 à 8°C).



SCHEMA V.3 : DISPOSITION DES DIFFERENTES ZONES DANS LA Z.C.I.T.

Le déplacement saisonnier de la Z.C.I.T. qui détermine le climat en Afrique de l'Ouest et en Côte d'Ivoire en particulier est lié au rayonnement solaire reçu au sol. Ce déplacement suit une variation saisonnière semblable à celle de la déclinaison solaire mais avec un certain retard, lié à la grande inertie thermique des masses d'air.

La juxtaposition de ces zones climatiques sur la carte géographique de la Côte d'Ivoire (schéma V.4) montre leurs positions pour 2 mois distincts. La succession de ces zones climatiques, du fait du déplacement de la Z.C.I.T. détermine le type de climat pour une région donnée.

de novembre à février : s'installe dans le Sahara, une zone de haute pression HP qui donne naissance à un vent NE (harmattan) qui souffle dans les régions du Sahel et même plus au sud, dans les régions soudano-guinéenne. L'ensemble des zones ABC et D atteint donc sa limite australe.

de juin à août : dans l'hémisphère nord, s'installe au-dessus du Sahara une zone de basse pression (dépression thermique). Les régions soudano-guinéenne et saharienne sont sous l'effet de la mousson correspondant à la saison des pluies. L'ensemble des zones ABCD est entraîné vers le nord.

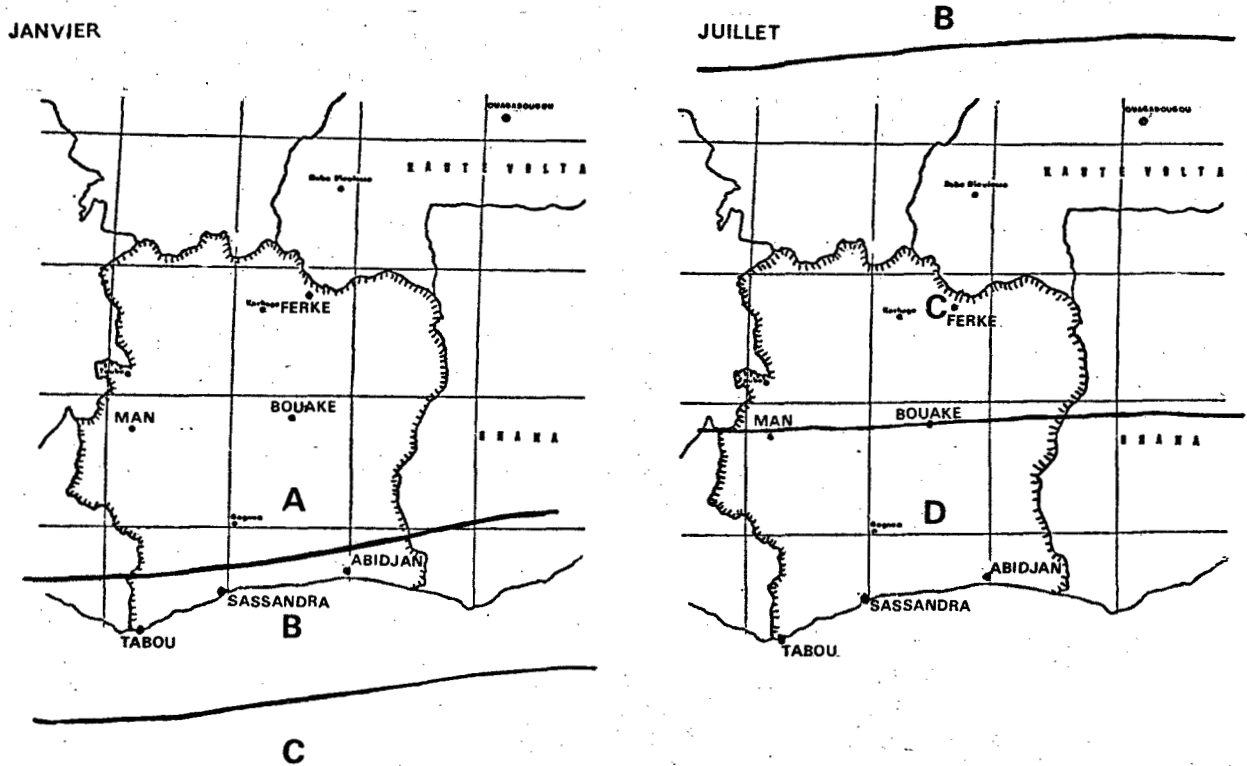


Schéma V.4 - Position des différentes parties de la Z.C.I.T. en janvier et juillet au-dessus de la Côte d'Ivoire.

Considérons 3 régions distinctes de Côte d'Ivoire correspondant au transect NS; Ferkéssédougou, Bouaké et Abidjan et comparons l'évolution des différents paramètres climatiques (fig. V.1-2) compte tenu du va et vient de la zone de convergence intertropicale.

de novembre à février : (schéma V.4) seules les zones A et B recouvrent le territoire.

- a) Ferkéssédougou : - le rayonnement solaire est atténué par les poussières contenues dans l'atmosphère continentale, les quantités d'énergie arrivant au sol représentent 60-70% de la fraction extraterrestre,
 - absence de pluies, l'évapotranspiration potentielle est élevée (220 mm/mois),
 - l'amplitude thermique est de l'ordre de 20°C avec des valeurs de températures minimales nocturnes avoisinant 15°C. Ces basses températures nocturnes sont dues à la déperdition d'énergie par rayonnement terrestre favorisée par les faibles valeurs de l'humidité relative. (tableau V.1)
- b) Bouaké : - le rayonnement solaire est soit atténué par les poussières soit par les brouillards matinaux qui disparaissent entre 9 h et 11 h. Les fractions d'énergie reçues au sol sont inférieures à celles de Ferkéssédougou,
 - l'amplitude thermique est de l'ordre de 11 à 14°C avec des valeurs des températures minimales nocturnes proches de 20°C. Ceci est à mettre en relation avec l'humidité atmosphérique plus élevée (30-40%) du fait des quelques pluies d'orages dont l'action est également de diminuer la température moyenne de l'air.

Fig. 5.1: Evolution annuelle du rayonnement global (Rg), de la pluie (P) et de l'évapotranspiration (ETP) pour trois régions de Côte d'Ivoire.

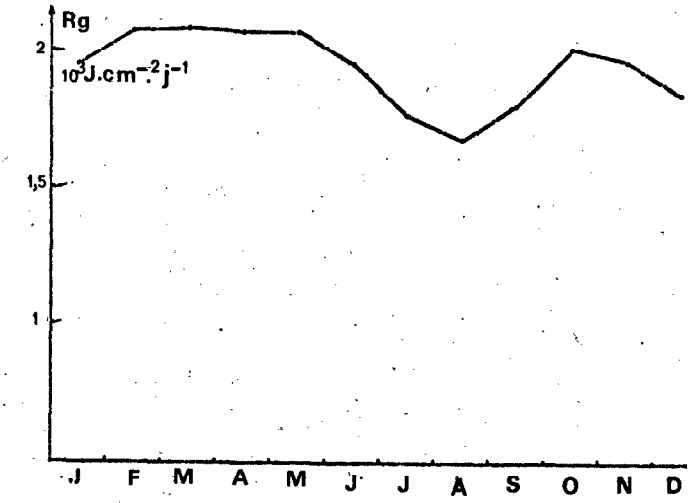
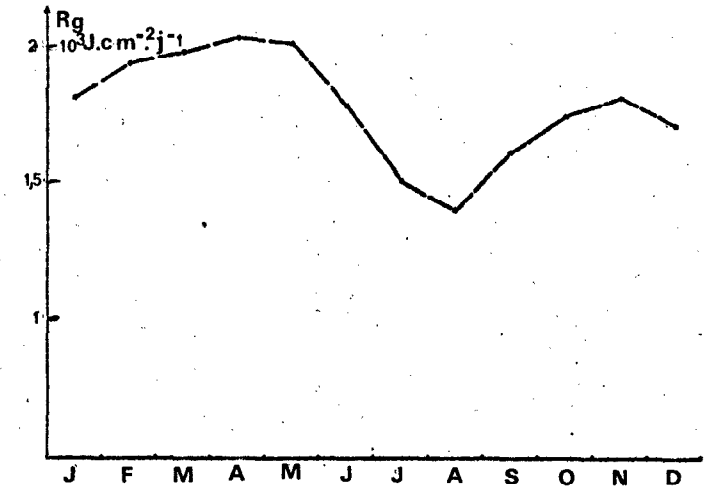
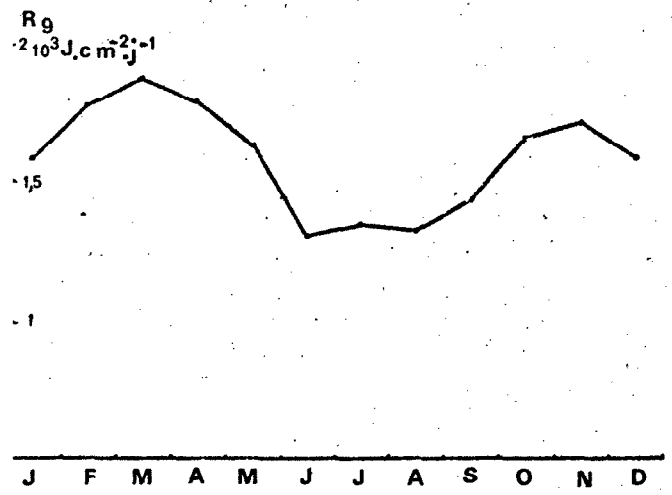
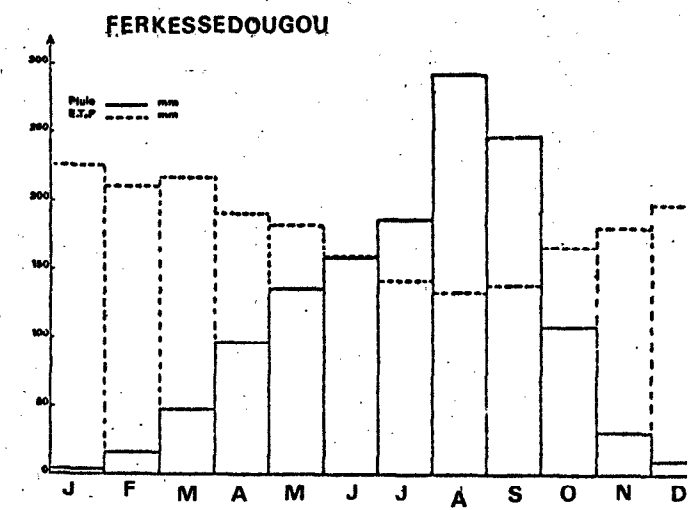
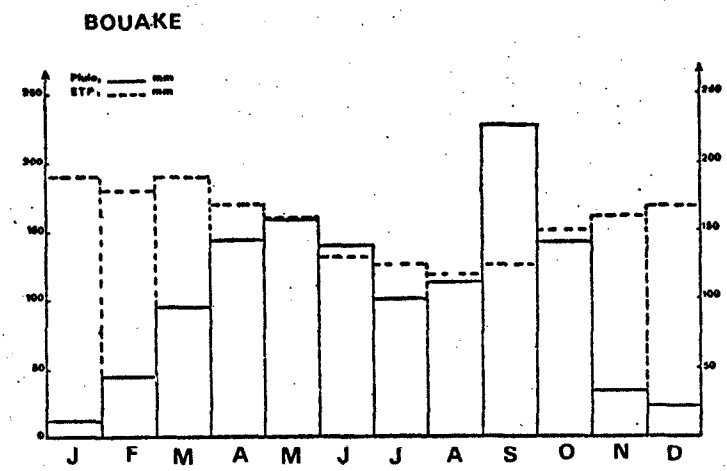
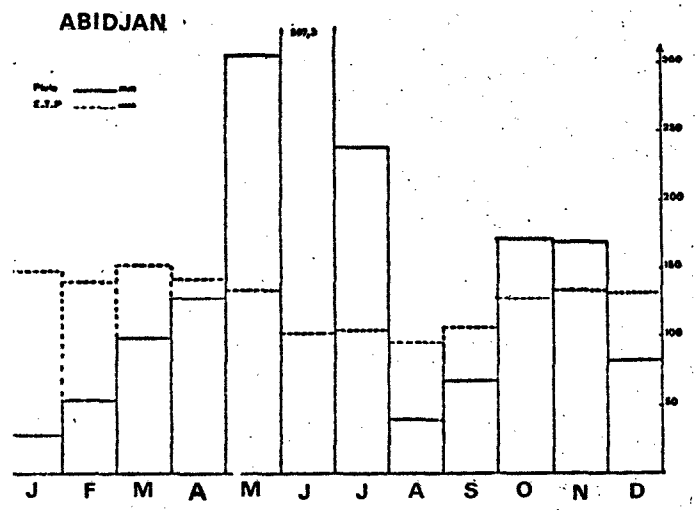
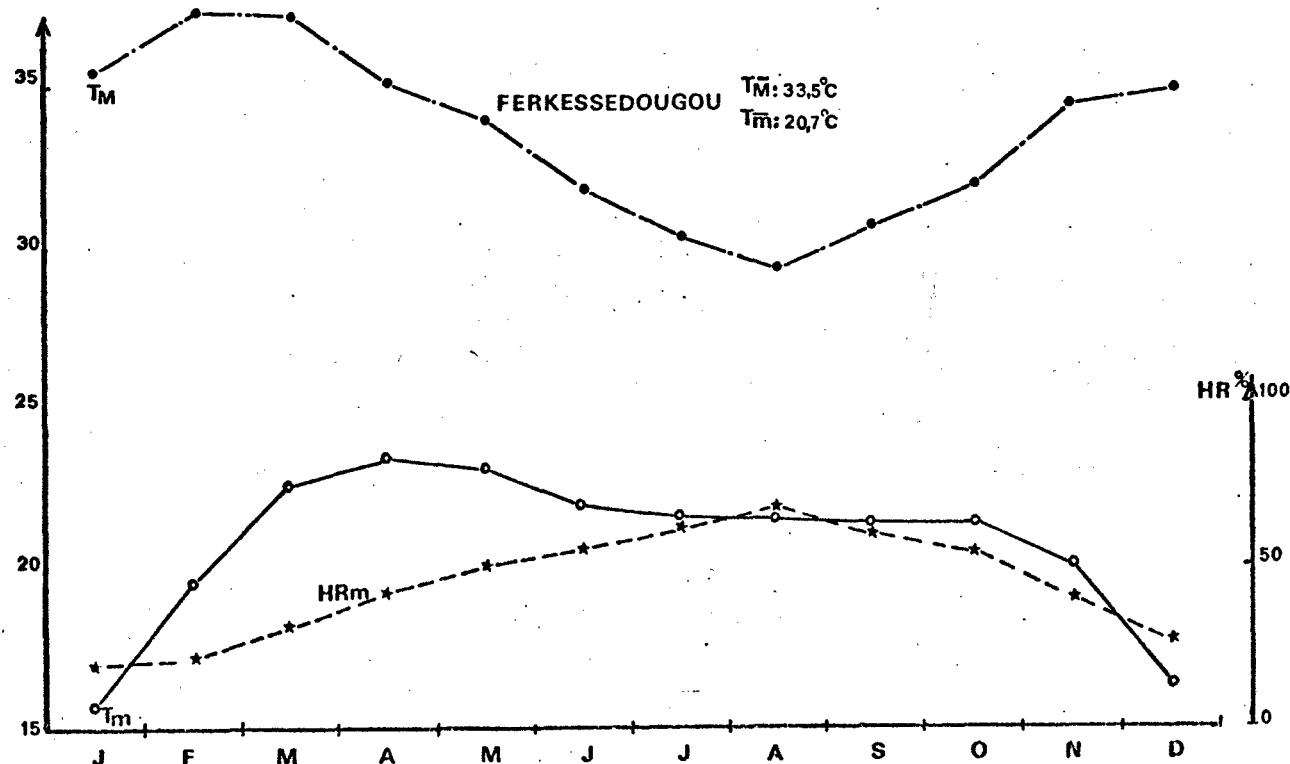
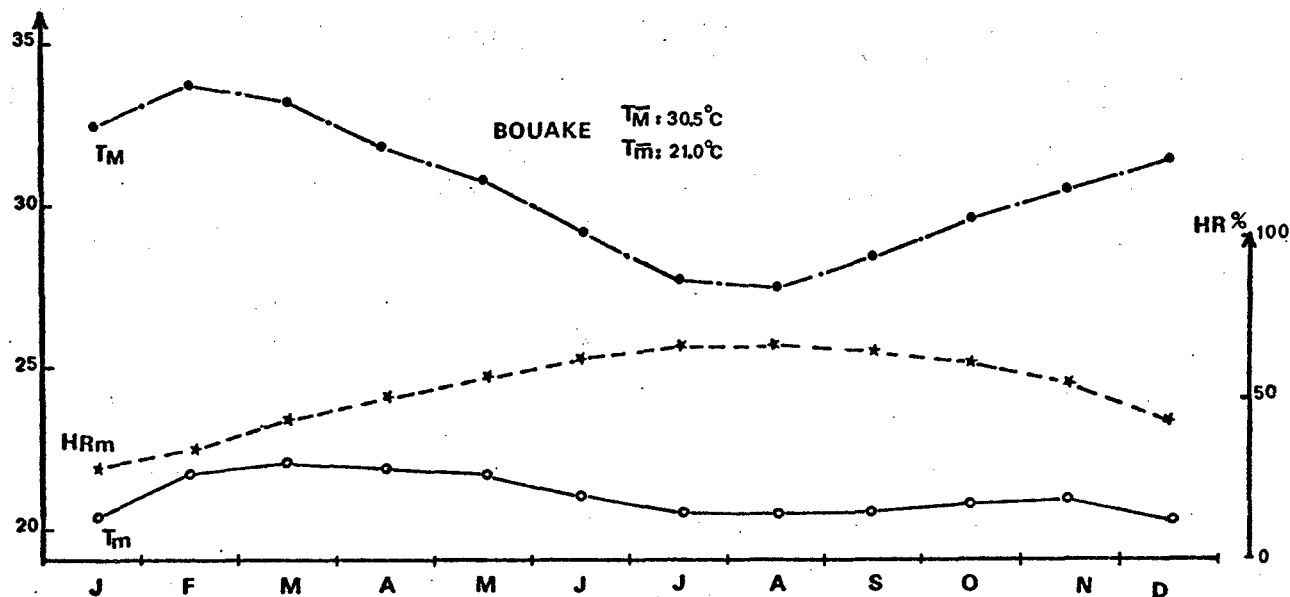
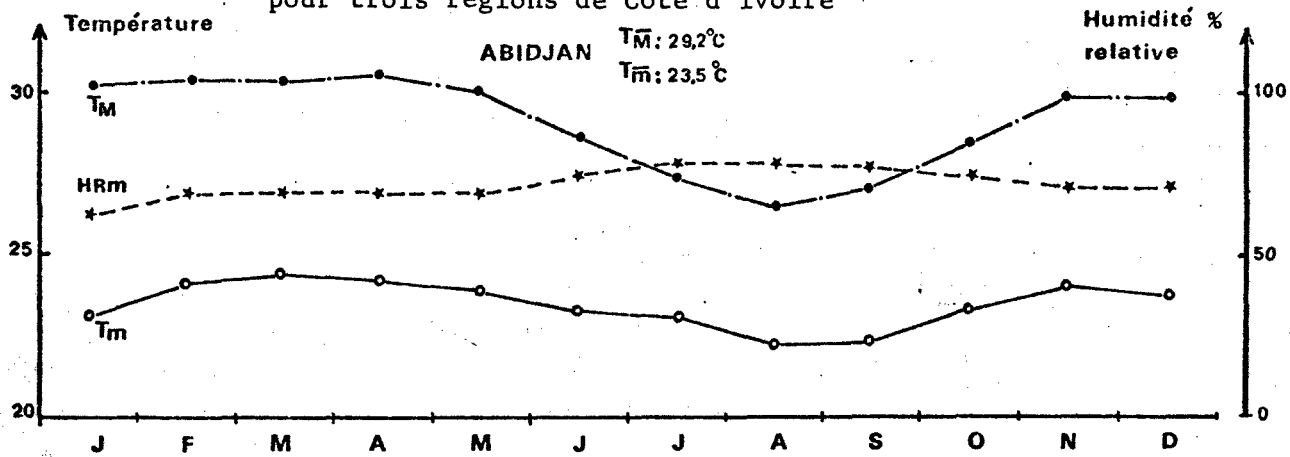


Fig. 5.2 : Evolution annuelle des caractéristiques des masses d'air pour trois régions de Côte d'Ivoire



- c) Abidjan : - le rayonnement solaire est plus faible qu'à Ferkéssédougou et Bouaké. L'atténuation provient essentiellement de l'occultation des rayons solaires directs par les nuages (type cumulus) et par l'absorption d'une fraction de son énergie par la vapeur d'eau. La réduction progressive de l'amplitude thermique constatée en allant du nord vers le sud est en relation directe avec la quantité d'énergie reçue au sol et le taux plus élevé de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère (HR : 60%). Le refroidissement nocturne est faible car la vapeur d'eau absorbe et réémet de l'énergie dans les grandes longueurs d'onde (effet de serre).

Si l'harmattan descend jusque dans cette région, son effet est immédiat : HR diminue, la température maximale augmente, le ciel est dégagé. L'air sec continental peut se situer à une hauteur de 1000 à 2500 m d'altitude au-dessus du poste d'observation alors que la trace du F.I.T. au sol est positionnée nettement plus au nord. La couleur du ciel est jaune ocre quand l'atmosphère est chargée de poussières.

De mars à novembre : le mouvement de la Z.C.I.T. vers le nord et son retour vers le sud fait se succéder les zones climatiques B, C et D sur le territoire (fig. 5.1 et 5.2)

- a) Ferkéssédougou: - la saison des pluies (zones C₁ et C₂) atteint cette latitude vers les mois de juillet à septembre (une saison de pluies), réduisant l'évapotranspiration potentielle.
- b) Bouaké : - aura tantôt deux saisons des pluies mai-juin et septembre-octobre, tantôt une saison unique (septembre-octobre) selon que la remontée vers le nord des zones C₁ et C₂ sera plus ou moins marquée avec le passage ou non de la zone D.
- c) Abidjan : - les deux périodes de pluies sont bien distinctes l'une (mi-mai à mi-juillet) étant plus abondante que l'autre (octobre-novembre). Les mois intermédiaires correspondent à la petite "saison sèche" en relation avec le passage de la zone D.

L'occultation du rayonnement solaire par le système nuageux entraîne une forte réduction de l'apport d'énergie au sol : les températures maximales diminuent fortement et atteignent 28°C à Ferkéssédougou, 27°C à Bouaké et 26°C à Abidjan.

Outre le mouvement de cette zone de convergence au-dessus du territoire, certains caractères secondaires peuvent intervenir :

- chaîne de montagne présentant une barrière à l'écoulement des masses d'air (à l'ouest de la C.I.)
 - pluviométrie à Man : 1600 mm/an
 - pluviométrie à Bouaké 1100 mm/an
- orientation de la côte par rapport à la direction de pénétration de l'alizé atlantique
 - pluviométrie à Tabou : 2200 mm/an
 - pluviométrie à Sassandra : 1800 mm/an
- le long de la côte même, il existe des effets thermiques quand l'air passe de l'élément liquide (la mer) à l'élément solide (la terre) qui engendrent les brises.

V.4.- INFLUENCE DES TRANSFERTS RADIATIFS ET CONVECTIFS SUR LES PARAMETRES SECONDAIRES DU CLIMAT.

Les grands mouvements des zones de la convergence intertropicale décrits précédemment aboutiront localement à des états d'équilibre différents qui entraînent des modifications des paramètres climatiques secondaires. Il en résultera des particularités qui peuvent être analysées à travers les trois exemples suivants :

Abidjan-Adiopodoumé (5° N), Ferkéssédougou (9° N) en Côte d'Ivoire et Agades (16° N) au Niger.

En fait, le climat en un lieu donné, correspond à la résultante entre les différents échanges énergétiques sol-atmosphère et dépendra :

- de la quantité d'énergie reçue du soleil et des caractéristiques physiques de la surface réceptrice;
- des quantités de chaleur et d'humidité présentes dans les masses d'air et de la formation des nuages qui conditionnent la transparence de l'atmosphère aux rayons solaires.

Le calcul des bilans radiatifs globaux au sol, correspondant à la somme des deux bilans radiatifs de courte et de grande longueur d'onde, a été réalisé compte tenu de certaines hypothèses simplificatrices (tableau V.1). En effet, les flux d'énergie rayonnée ont été estimés à partir de la formule de BRUNT :

$$= \epsilon \sigma T_a^4 (0,56 + 0,08 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 n/N)$$

T_a : température moyenne mensuelle de l'air (8 observations journalières)

e : tension de vapeur d'eau de l'air (valeur moyenne mensuelle à partir de 8 observations journalières)

n/N : durée d'insolation relative moyenne mensuelle

(0,1 + 0,9n/N): facteur correctif lié à la nébulosité.

Fig.V.3 : Evolution des caractéristiques des masses d'air en relation avec le bilan radiatif journalier. Conséquence sur les températures du sol (2 + 10 cm, - 1 cm et - 10 cm) (Adiopodoumé 1975)

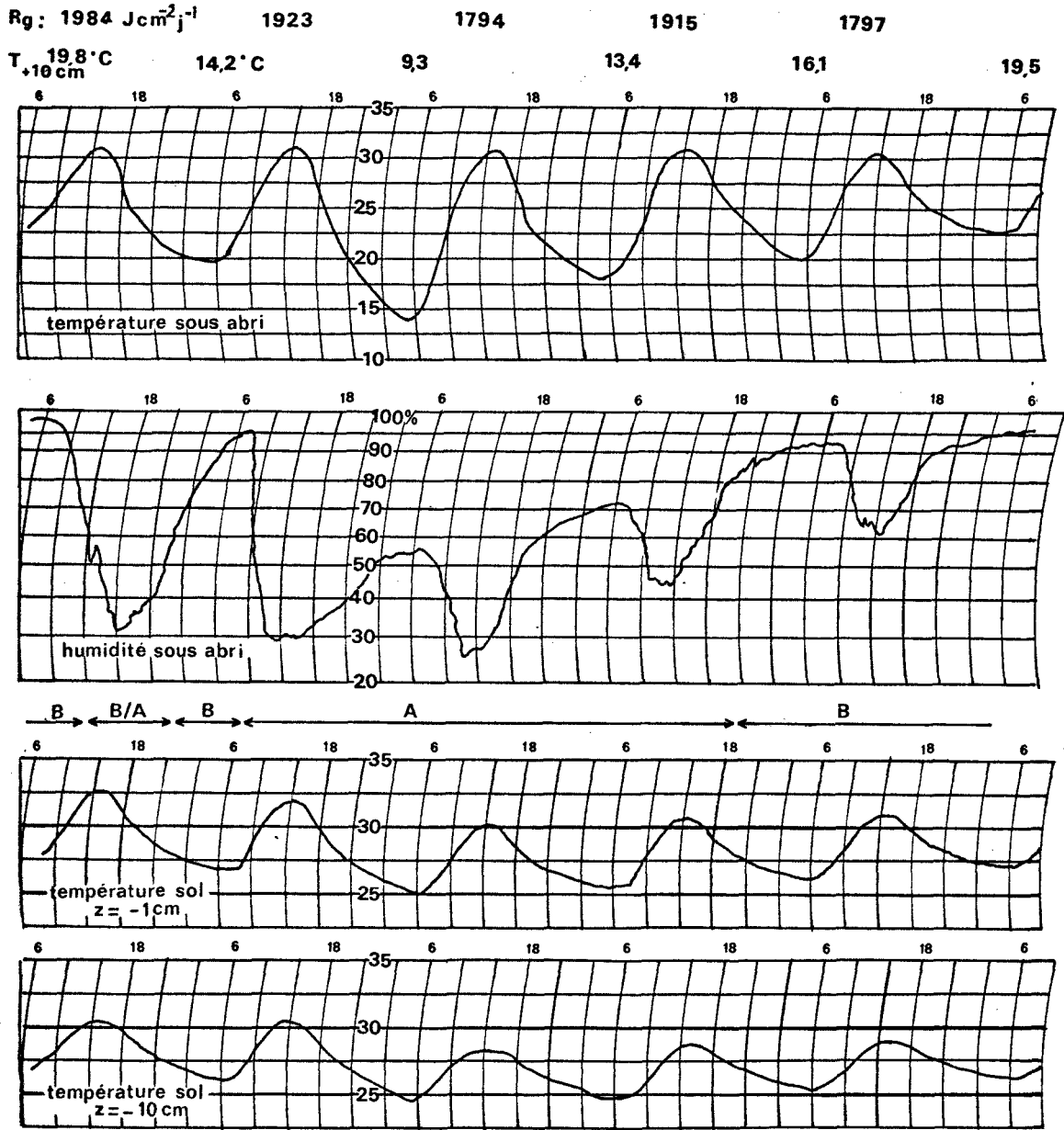


TABLEAU V.1 : Résumé des calculs des bilans radiatifs pour trois localités distinctes.

	ABIDJAN-ADIOPODOUME		FERKESSEDOUGOU		AGADES	
	Février	Août	Février	Août	Février	Août
Rg (J.cm ⁻² .j ⁻¹)	1700	1054	1894	1476	2117	2160
Rg _o (J.cm ⁻² .j ⁻¹)	3570	3640	3440	3704	3230	3740
n (h)	6,9	2,5	8,2	4,5	10,6	9,4
N (h)	12,0	12,3	11,8	12,4	11,5	12,3
albédo	0,20	0,20	0,30	0,20	0,35	0,25
T _a (°C)	27,7	23,4	28,6	24,5	21,6	30,3
H.R. (%)	86	92	26	82	21	49
e (mb)	30,0	25,9	10,1	25,3	5,4	21,1
- Bilan de courtes longueurs d'onde (J.cm ⁻² .j ⁻¹)	1360	843	1326	1180	1376	1620
- Bilan de grandes longueurs d'onde (idem)	- 292	- 158	- 871	- 252	- 1242	- 605
- Bilan radiatif net (idem)	1068	685	455	928	134	1015
T° minimale moyenne au sol à 6 h (°C)	22,7	20,1	17,7	20,7	1,5	23,9
T° maximale moyenne sous abri (°C)	31,9	26,6	36,0	27,1	30,1	37,2

Le tableau V.I permet d'expliquer l'essentiel des effets constatés :

Au mois de février :

Le bilan radiatif net est élevé à Abidjan et passe progressivement avec la latitude à des valeurs plus faibles. Pour des quantités d'énergie solaire reçue au sol assez voisines, c'est la valeur du bilan des grandes longueurs d'onde qui est déterminante pour le bilan général. Les valeurs élevées de ce bilan correspondent à une déperdition d'énergie importante qui au cours de la période nocturne n'est pas compensée par des apports et entraîne un refroidissement d'autant plus élevé que les quantités d'énergie émises par la surface du sol sont importantes. Ce phénomène est encore favorisé par la quasi absence de vapeur d'eau dans l'atmosphère (H.R. inférieur à 25 %; e inférieur à 10 mb).

La résultante de ces échanges radiatifs s'observe sur les valeurs des températures minimales moyennes mesurées à 10 cm au-dessus du sol : 1,5 °C à Agades, 17,7 °C à Ferke alors qu'à Adiopodoumé, la température est plus élevée : 22,7 °C. Ce phénomène est en liaison directe avec la quantité de vapeur d'eau contenue dans les masses d'air. Parallèlement, l'abaissement de la température de l'air jusqu'à la température du point de rosée provoque la condensation de cette vapeur d'eau:

Adiopo : e = 30mb Tr = 24°C rosée importante au sol

Ferke : e = 10mb Tr = 7°C absence de rosée

Agades : e = 5mb Tr = -2°C absence de rosée

Le changement de phase (vapeur - liquide) dégage de la chaleur et entretient une certaine température de la masse d'air malgré les pertes d'énergie par radiation. (chaleur de condensation = 2450 J gr⁻¹ eau, chaleur spécifique de l'air = 130 J cm⁻² °C⁻¹ pour une colonne de 1000m de hauteur)

L'effet des quantités de vapeur d'eau dans les masses d'air sur le bilan thermique est très net : l'exemple du passage de l'harmattan au-dessus d'Abidjan-Adiopodoumé est une illustration de ce phénomène (fig. V.). Le passage de la zone B du Z.C.I.T. perturbée par les brises marines, à la zone A caractérisée, s'observe parfaitement sur les diagrammes de température et d'humidité de l'air, ainsi que sur ceux des températures dans le sol. L'importance de la déperdition d'énergie durant la période nocturne est très marquée : la température minimale de l'air à 10 cm du sol atteint 9,3° C ; celle sous abri 14,0° C et ce pour une tension de vapeur d'eau de l'air de 12 mb.

Au mois d'août :

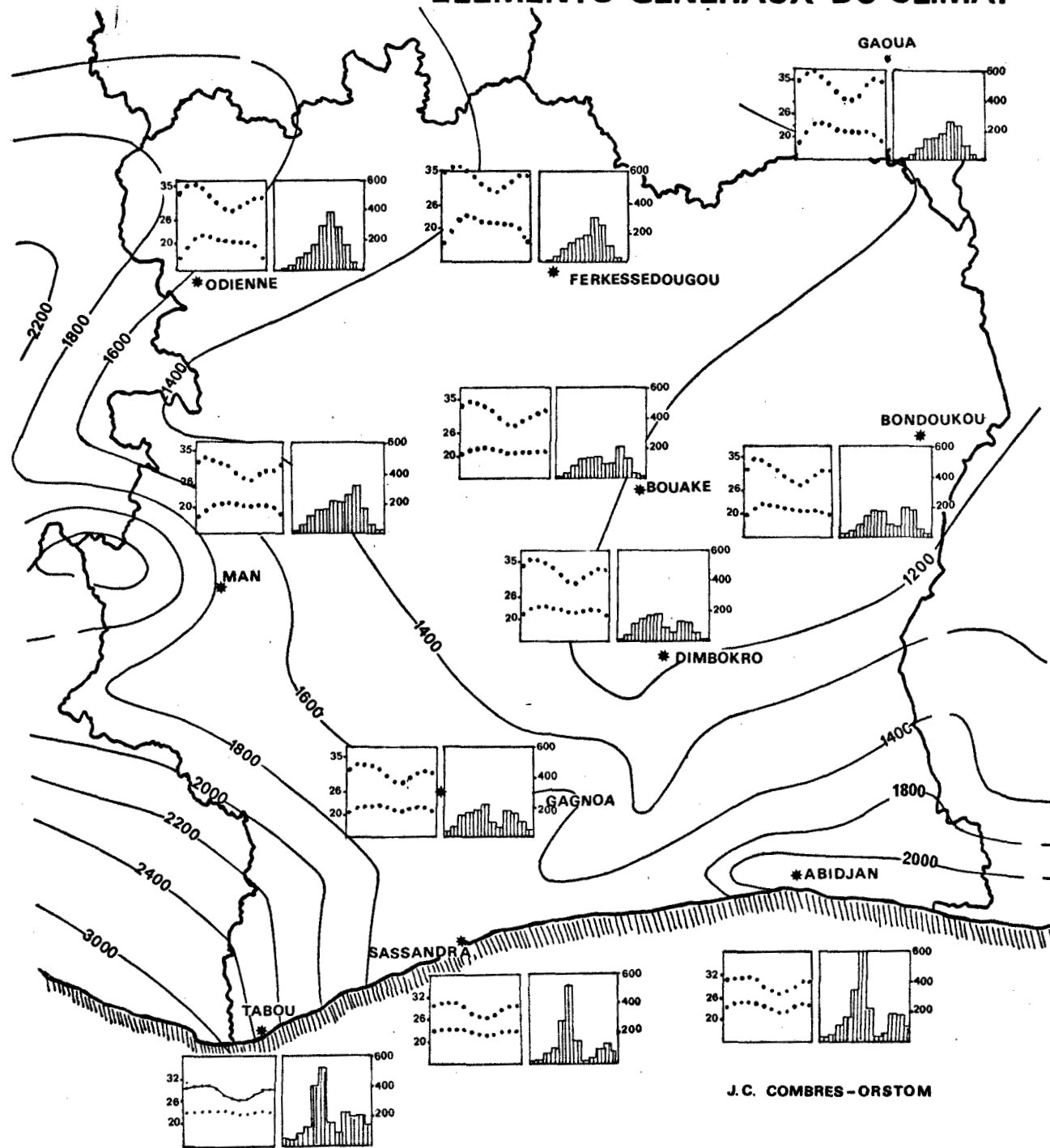
Le bilan radiatif net croît cette fois avec la latitude en relation directe avec les quantités d'énergie solaire reçue au sol : il a été fortement réduit à Adiopodoumé par suite de la présence des nuages, nettement moins à Ferke et très peu à Agades.

La déperdition d'énergie rayonnante, de grande longueur d'onde est fortement limitée sous l'effet de l'accroissement de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère (on passe de 10 à 25 mb). Ce constituant absorbe et réémet une grande partie de ce rayonnement thermique vers le sol.

D'autre part, une fraction élevée de l'énergie solaire absorbée durant le jour par la végétation est utilisée dans le processus d'évapotranspiration en relation avec les apports d'eau de pluie. Ce processus injecte dans l'atmosphère des quantités élevées de vapeur d'eau et participe à l'accroissement de l'humidité de l'air. L'élévation de la température s'en trouve de ce fait réduite. Les amplitudes thermiques sont plus faibles qu'en saison sèche et la température minimale moyenne au sol fluctue autour de 21° C pour les trois stations.

Les remontées d'eau froide (upwelling) le long de la Côte du Golfe de Guinée en août et septembre perturbent l'alimentation en vapeur d'eau des masses d'air. En effet, l'eau océanique passe de 28-29°C à 18-22°C et entraîne un certain refroidissement de l'air marin qui ralentit fortement les ascendances thermiques génératrices de précipitations. Cet effet est bien marqué entre le Ghana et le Bénin où la zone forestière disparaît remplacée par une savane arborée.

ÉLÉMENTS GÉNÉRAUX DU CLIMAT



J.C. COMBRES-ORSTOM

CHAPITRE . VI

NOTIONS D'AGROCLIMATOLOGIE

CHAPITRE VI

NOTIONS D'AGROCLIMATOLOGIE

P L A N

VI.1.- LES DONNEES DE BASE.VI.1.1.- Les données climatiques d'observations.VI.1.2.- Réduction des séries climatologiques.VI.2.- ESTIMATION DE CERTAINS PARAMETRES A L'AIDE DE FORMULES EMPIRIQUES.VI.2.1.- Estimation des différents termes du bilan radiatif.VI.2.2.- Les formules climatiques d'évapotranspiration.VI.3.- FIGURATION DE LA REPARTITION SPATIALE DES PARAMETRES CLIMATOLOGIQUES.VI.3.1.- Cartes climatiques.VI.3.2.- Figuration analytique.VI.4.- ANALYSE FREQUENTIELLE DES DONNEES CLIMATIQUES.VI.4.1.- Représentation graphique des séries climatologiques.VI.4.2.- Formes des distributions empiriques.VI.4.3.- Paramètres caractéristiques.VI.4.4.- Lois théoriques représentatives des distributions empiriques.VI.5.- CAS PARTICULIER DE L'AGROCLIMATOLOGIE TROPICALE.CHAPITRE VI - NOTIONS D'AGROCLIMATOLOGIE.

L'agroclimatologie est une branche de la climatologie qui s'intéresse au climat dans ses rapports avec l'agriculture. Sous ce vocable on réunit aussi bien les études portant sur la simple caractérisation du climat à des fins agricoles que celles qui cherchent à préciser statistiquement les relations existant entre paramètres agronomiques (croissance, développement, rendement, etc...) et climatiques (températures, pluviosité, etc..). Ces études s'appuient généralement sur les données météorologiques d'observation et sur un certain nombre de considérations agronomiques. Elles sont faites le plus souvent dans un but prévisionnel et demandent, pour être représentatives, la prise en compte d'un nombre suffisant d'années d'observations.

Nous nous limiterons, dans le cadre de cet exposé, à une présentation sommaire des méthodes utilisées pour la caractérisation agroclimatique du milieu naturel.

VI.1.- LES DONNEES DE BASE.VI.1.1.- Les données climatiques d'observation.

Ce sont celles enregistrées ou observées quotidiennement dans les stations d'un réseau météorologique. L'équipement de ces stations n'est pas rigoureusement le même partout. Certaines sont mieux équipées que d'autres. Par ordre de fréquence décroissante on trouve généralement en Afrique de l'Ouest les appareils permettant les enregistrements suivants :

a) Les précipitations (P) sous forme d hauteurs d'eau journalières : l'appareil est un pluviomètre.

b) Les températures sous abri :

- thermomètre à maxima donnant la température maximale journalière t_x

- thermomètre à minima donnant la température minimale journalière t_n

- thermomètres sec et mouillé constituant le psychromètre et donnant les températures sèche et humide desquelles on déduit la tension réelle de vapeur d'eau de l'air (au moins trois observations par jour).

Ces thermomètres sont à lecture directe.

- c) L'humidité relative (H) et la température de l'air enregistrées sous abri sur diagrammes hebdomadaires. Les appareils sont respectivement l'hygromètre et le thermographe.
- d) La durée d'insolation journalière (n). Elle est enregistrée par l'héliographe (Campbell-Stokes).
- e) Le rayonnement global journalier (Rg). Il est mesuré par un pyranomètre soit à distillation (type Gun-Bellani) soit thermoélectrique (thermopile).
- f) L'évaporation journalière (E) d'un bac d'eau libre. Le bac peut se trouver en position enterrée (bac Colorado) ou en position aérienne sur un lit de chevrons en bois (bac Classe A).
- g) La vitesse du vent (V). L'appareil est un anémomètre.

VI.1.2.- Réduction des séries climatologiques.

Les données quotidiennes d'observation constituent des séries numériques extrêmement longues. Quelquefois on a besoin de ces données élémentaires mais le plus souvent on les réduit en une quantité limitée de nombres appelés paramètres : pour les données sommables (pluie, évaporation, durée d'insolation, rayonnement) ce sont les sommes, pour les autres, les moyennes, sur un laps de temps déterminé multiple de 24 heures (décade, mois).

On étudie souvent la répartition interannuelle de ces valeurs réduites qui peut être caractérisée simplement par deux paramètres, l'un indiquant la tendance centrale, l'autre la dispersion.

a) Paramètres indiquant la tendance centrale.

- moyenne arithmétique. C'est le quotient de la somme des valeurs par leur nombre

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum x_i$$

- normale. C'est une moyenne arithmétique "stabilisée" portant sur un grand nombre de données et donc représentative de l'élément considéré : en général moyenne portant sur un grand nombre d'années d'observation.
- médiane. Les termes d'une série étant ordonnés selon leurs valeurs croissantes, la médiane est le terme tel qu'il existe un nombre égal d'observations de part et d'autre. S'il y a un nombre impair de données $2N + 1$, la médiane est le $(N + 1)^e$ nombre, et dans le cas d'un nombre pair, la moyenne arithmétique du N^e et $(N + 1)^e$.

b) Paramètres caractérisant la dispersion.

- étendue de variation. C'est la différence entre la plus grande et la plus petite valeur de la série : $x_x - x_n$

- écart type ; racine carrée de la variance définie comme la moyenne arithmétique des carrés des écarts à la moyenne \bar{x} :

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum (x_i - \bar{x})^2$$

- coefficient de variation : quotient de l'écart type par la moyenne

$$V = \frac{\sigma}{\bar{x}} \text{ en } \%$$

Il caractérise la dispersion par rapport à la moyenne et, par suite, la valeur représentative de celle-ci.

VI.2.- ESTIMATION DE CERTAINS PARAMETRES A L'AIDE DE FORMULES EMPIRIQUES.

Certains paramètres climatiques ou bioclimatiques peuvent être estimés au moyen de formules faisant intervenir des paramètres climatiques connus.

VI.2.1.- Estimation des différents termes du bilan radiatif.

Le rayonnement net ou bilan radiatif R_n est la somme de deux bilans partiels, celui de courtes longueurs d'onde R_{nc} et celui de grandes longueurs d'onde R_{n1} (cfr I.5).

Si a est l'albédo de la surface considérée, R_g le rayonnement global, R_a le rayonnement atmosphérique et R_t le rayonnement terrestre, on peut écrire en négligeant l'émissivité :

$$R_{nc} = (1-a) R_g$$

$$R_{n1} = R_a - R_t$$

a) Estimation du rayonnement global par la formule de Black.

La formule de Black estime le rayonnement global journalier R_g à partir de la durée d'insolation n mesurée par l'héliographe. Elle fait intervenir la durée du jour N et le rayonnement global hors atmosphère correspondant R_{g0} :

$$R_g = R_{g0} \left(a \frac{n}{N} + b \right)$$

a et b sont deux coefficients obtenus statistiquement dont les valeurs varient suivant les zones climatiques. En Europe on utilise $a = 0,62$, $b = 0,18$. En Côte d'Ivoire, nous recommandons $a = 0,46$ et $b = 0,23$. N et R_{g0} sont des paramètres astronomiques qui dépendent de la latitude du lieu considéré et de la période de l'année. Leurs valeurs se trouvent dans des tables.

b) Estimation du rayonnement atmosphérique par la formule de Brunt.

Comme pour le rayonnement global il existe plusieurs formules empiriques permettant d'estimer le rayonnement atmosphérique. Nous ne citerons que celle de Brunt qui se présente sous la forme suivante :

$$R_a = \sigma T^4 (a + b \sqrt{e})$$

σ est la constante de Stefan ($4,89 \cdot 10^{-7} \text{ J. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1} \cdot \text{K}^{-4}$)

T la température moyenne de l'air en Kelvin

e la tension de vapeur d'eau moyenne en mb

a et b sont des coefficients empiriques. On adopte généralement les valeurs suivantes : a = 0,44 et b = 0,08.

c) Estimation du rayonnement net.

Le rayonnement terrestre est estimé par la formule :

$$R_t = \sigma T^4$$

Le bilan des rayonnements de grandes longueurs d'onde vaut donc :

$$R_{n1} = -\sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e})$$

Généralement on multiplie cette expression par un terme correctif qui tient compte de l'enneuagement :

$$(0,1 + 0,9 \frac{n}{N})$$

n/N étant la fraction d'insolation.

L'albédo d'une culture verte et couvrante étant voisin de 0,20, on pourra écrire son bilan radiatif sous la forme suivante :

$$R_n = 0,80 R_g - \sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})$$

VI.2.2. Les formules climatiques d'évapotranspiration.

Les formules donnant ce qu'on appelle l'évapotranspiration potentielle climatique sont basées sur "l'hypothèse ETP". Les couverts végétaux, indépendamment de leur nature seraient soumis à la même "demande climatique". Elles résultent toutes d'ajustements empiriques à des valeurs d'ETM mesurées le plus souvent sur gazon ou prairie. Il est conseillé de les employer sur des laps de temps supérieurs ou égaux à la décade, compte tenu de la façon dont elles ont été établies.

a) Formule de Penman (1956)

Cette formule est déduite de l'expression théorique de l'évapotranspiration (cf. II.3.2.a) dans laquelle le flux conductif G et le déficit de saturation au sommet du couvert ΔP_h ont été pris égaux à zéro. A l'échelle de la journée G est, en effet, pratiquement nul, le gain diurne de chaleur par le sol équilibrant la perte nocturne. La réduction de l'évapotranspiration par rapport au cas saturé EP* correspondant à $\Delta P_h = 0$ s'opère par le biais du coefficient d'échange convectif h, fonction empirique de la vitesse du vent. La formule s'écrit :

$$ETP/Pe = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$$

$E_a = (\rho c_p / \gamma) h \Delta P_r$ est appelé pouvoir évaporant de l'air et représente la quantité d'eau qui serait évaporée par la surface considérée si elle était saturée et avait la même température que l'air au niveau de référence. Il est estimé par la formule suivante :

$$E_a = 0,26 (1 + 0,54 V) (E(t_a) - e)$$

V est la vitesse moyenne du vent mesurée à 2 m en m.s^{-1}

e est la tension de vapeur d'eau moyenne en mb

$E(t_a)$ la pression maximale de vapeur d'eau en mb pour la température moyenne de l'air t_a

E_a est donné en millimètres d'eau par jour (mm.j^{-1}).

Quant au rayonnement net R_n , il peut être estimé par la formule donnée dans le paragraphe précédent. Pour passer des $\text{J.cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ aux mm.j^{-1} , il faut multiplier par 0,0041.

γ est la constante psychrométrique ($0,66 \text{ mb. } ^\circ\text{C}^{-1}$) et Δ la dérivée de la fonction E(t) pour la température moyenne de l'air t_a . La valeur de Δ varie avec la température. Pour le calcul des coefficients de R_n et E_a on peut utiliser la formule suivante d'approximation :

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = 0,51 + 0,009 t_a$$

b) Formule de Turc (1961)

$$ETP/T_u = 0,013 \frac{t_a}{t_a + 15} (R_g + 50)$$

ETP : évapotranspiration en mm.j^{-1}

t_a : température moyenne de l'air en $^\circ\text{C}$

R_g : rayonnement global en $\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$

Si l'humidité relative moyenne de l'air H est inférieure à 50%, il faut multiplier l'expression précédente par le facteur correctif suivant :

$$\left(1 + \frac{50 - H}{70}\right)$$

c) Formule de Priestley-Taylor (1972)

Elle s'écrit tout simplement en fonction du terme de référence ET₀ :

$$ETP/PT = 1,3. ET_0 = 1,3 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G)$$

La valeur journalière (période diurne) du terme (R_n + G) peut être estimée à partir du rayonnement global journalier par la formule suivante :

$$R_n + G = 0,64. R_g$$

établie empiriquement en Côte d'Ivoire.

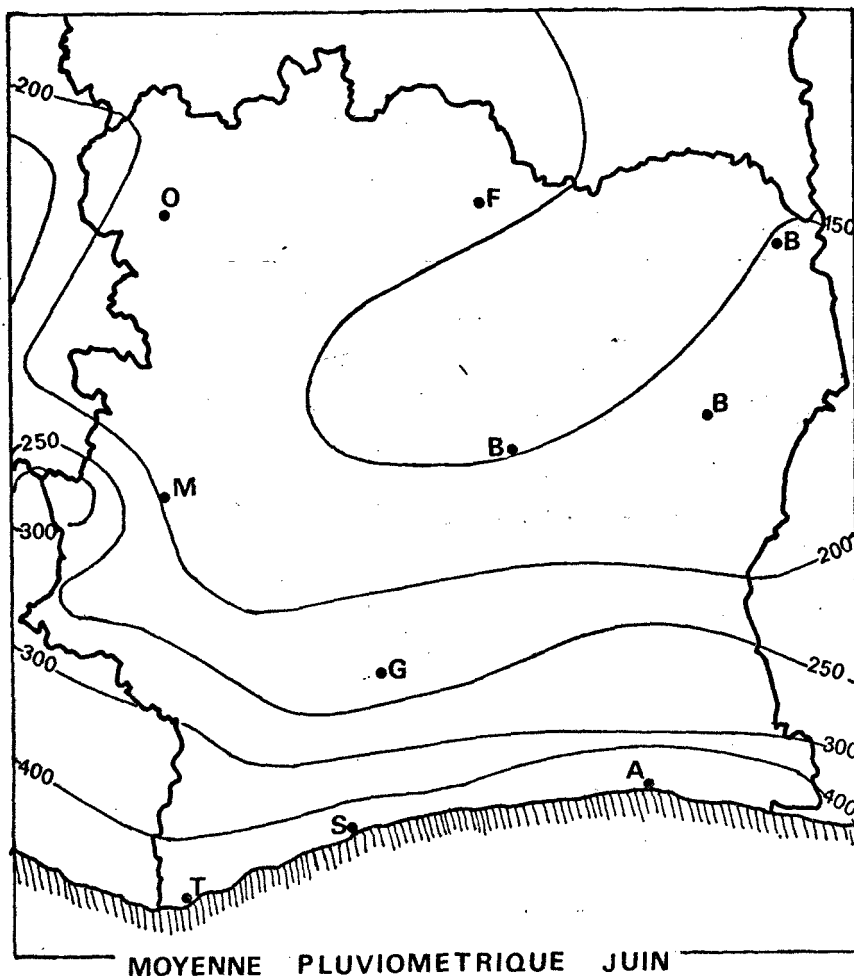
VI.3.- FIGURATION DE LA REPARTITION SPATIALE DES PARAMETRES CLIMATIQUES.

L'étude de cette répartition spatiale revient à comparer entre elles les séries climatologiques de différentes stations, souvent à travers leurs valeurs moyennes mensuelles ou annuelles. Avant toute comparaison il est indispensable de s'assurer que les séries sont homogènes et qu'elles portent sur le même nombre d'années d'observation.

VI.3.1.- Cartes climatiques.

Il est toujours possible de porter sur une carte géographique aux différents points d'observation les valeurs de paramètres climatiques soit sous forme d'un nombre soit au moyen d'un procédé graphique adéquat visualisant l'intensité du phénomène.

Lorsque les points d'observation forment un réseau suffisamment dense, il est alors intéressant de tracer des lignes d'"iso-valeur" reliant les points où l'élément considéré présente la même valeur. Par interpolation entre les lignes ainsi tracées on peut déterminer en tout point de la carte la valeur de l'élément considéré. Lorsque les lignes représentent la température on parle d'isothermes, lorsqu'elles représentent la pluviosité d'isohyètes. D'une façon générale on parle d'isoplètes.



VI.3.2.- Figuration analytique.

Lorsque l'élément considéré présente un gradient approximativement linéaire dans une direction géographique précise ou suivant l'altitude, il peut être intéressant de le faire figurer sous forme d'une équation de régression linéaire multiple sur les trois variables spatiales (latitude, longitude, altitude) ou sur deux ou l'une d'entre elles si les autres ne sont pas significatives. Ces équations se présentent donc sous la forme générale suivante :

$$y = a. \text{ lat} + b. \text{ long} + c. \text{ alt} + d$$

La latitude et la longitude sont exprimées en degrés et dixièmes et l'altitude en mètres. a, b, c et d sont des constantes à déterminer, y représente la valeur de l'élément considéré.

Généralement c'est l'examen du coefficient de corrélation multiple (r) de l'équation qui permet de se rendre compte si une telle représentation est acceptable.

Ce genre de représentation est particulièrement utile dans le traitement automatique des données. Toute interpolation peut se faire automatiquement à partir des trois coordonnées spatiales.

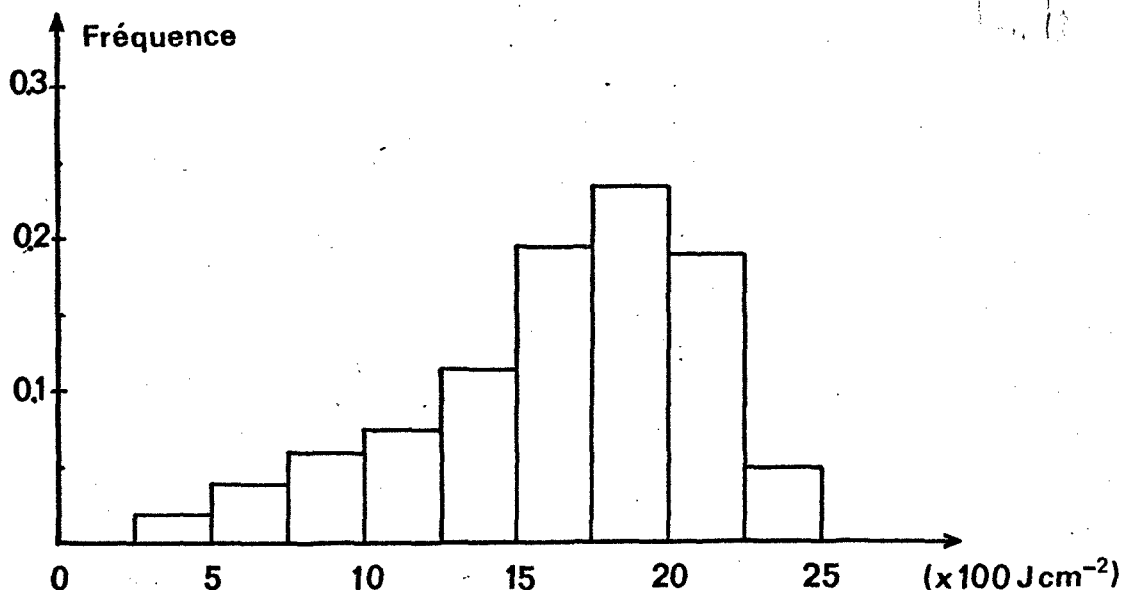
VI.4.- ANALYSE FREQUENTIELLE DES DONNEES CLIMATIQUES.

Une moyenne n'a de réelle signification que si les données ne sont pas trop dispersées autour d'elle. Dans le cas où le paramètre de dispersion est particulièrement élevé, il faut procéder à une analyse fréquentielle dont le principe de base est la répartition des données en classes de valeurs. Elle seule rendra compte de la structure de la série climatologique considérée.

VI.4.1. Représentation graphique des séries climatologiques.

On les représente généralement sous forme d'histogrammes. Le domaine de variation de l'élément considéré ayant été divisé en intervalles égaux appelés classes, on trace des rectangles contigus de bases constantes égales à l'intervalle choisi et d hauteurs proportionnelles aux fréquences de chaque classe. Si N est l'effectif total et n_i l'effectif de la classe i, la fréquence de la classe i vaut :

$$f_i = \frac{n_i}{N} \quad \text{avec} \quad N = \sum_i n_i$$



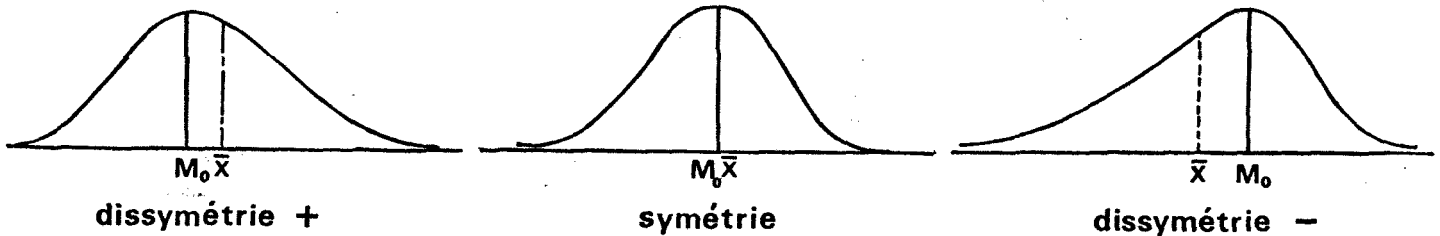
Distribution du rayonnement global
journalier (Adiopodoumé 1975)

La classe modale est celle qui correspond à la fréquence la plus élevée. La ligne qui joint les milieux des sommets des rectangles est appelée polygone des fréquences. Quand l'intervalle de classe devient très petit le polygone des fréquences tend vers une courbe limite qu'on appelle courbe empirique des fréquences.

VI.4.2. Formes des distributions empiriques.

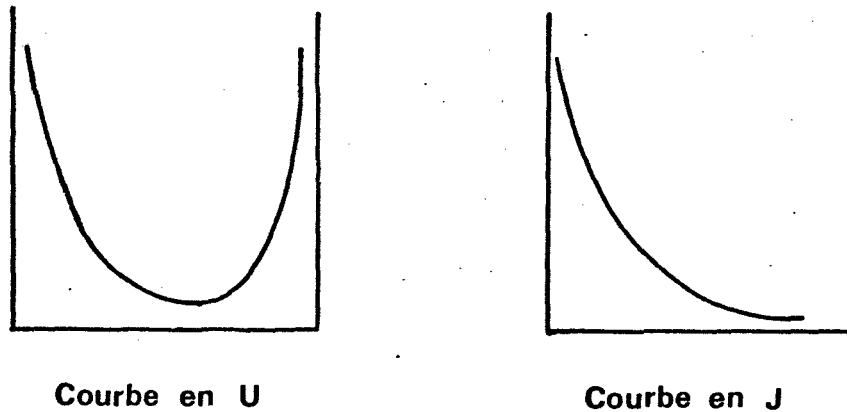
a) Distributions unimodales.

La courbe des fréquences a un sommet unique. Elle peut être symétrique ou dissymétrique par rapport à l'axe passant par le sommet. Cet axe symbolise le mode M_0 défini comme la valeur de la variable qui présente la fréquence maximale.



b) Courbes en J et en U

Ce type de forme se rencontre quand l'intervalle total de variation est borné par un ou deux valeurs limites.



c) On rencontre parfois des formes plus complexes, en particulier des distributions bimodales, à deux sommets.

VI.4.3. Paramètres caractéristiques.

La forme de ces distributions empiriques est caractérisée par un certain nombre de paramètres

- certains mesurent la dissymétrie comme le coefficient de dissymétrie de Pearson :

$$S = \frac{\bar{x} - M_0}{\sigma}$$

\bar{x} , moyenne. M_0 , mode. σ , écart type.

S est nul lorsqu'il y a symétrie parfaite ($\bar{x} = M_0$).

- D'autres mesurent l'aplatissement comme le coefficient β_2 de Pearson :

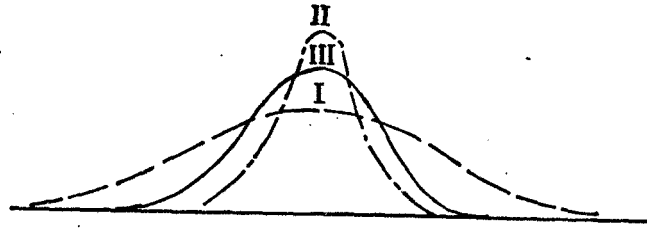
$$\beta_2 = \frac{\mu_4}{\mu_2^2}$$

μ_n représentant le moment d'ordre n : $\mu_n = \frac{1}{N} \sum_i (x_i - \bar{x})^n$

$\beta_2 = 3$ correspond à une courbe mésocurtique (même aplatissement que la courbe de Gauss)

$\beta_2 > 3$ correspond à une courbe leptocurtique (plus aiguë que la courbe de Gauss)

$\beta_2 < 3$ à une courbe platicurtique (plus plate que celle de Gauss).



I, platicurtique; II, leptocurtique; III, mésocurtique.

VI.4.4.- Lois théoriques représentatives des distributions empiriques.

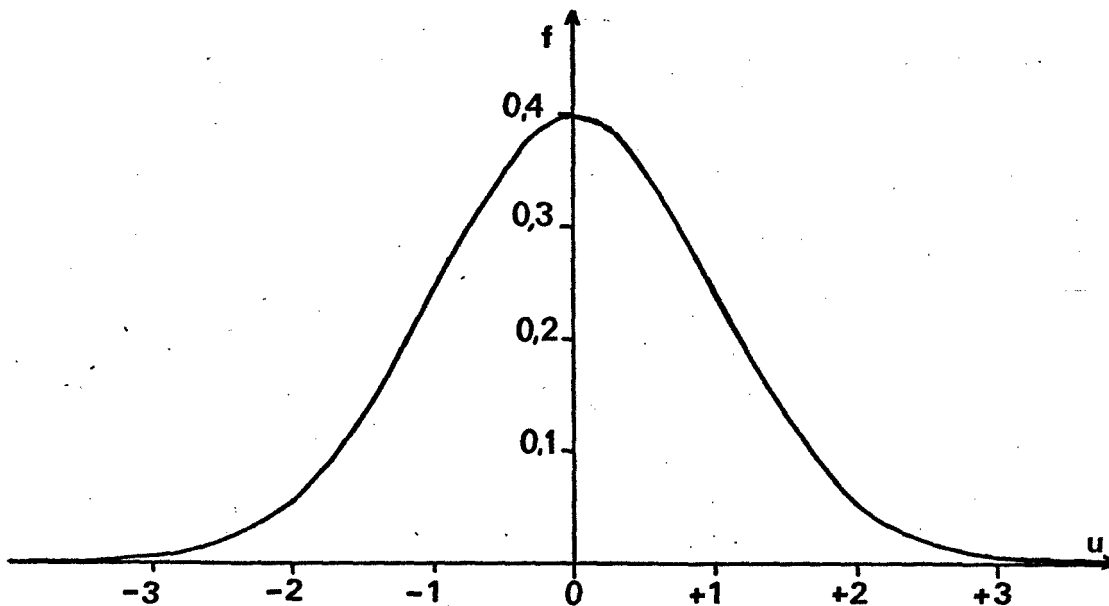
Il est souvent intéressant en analyse fréquentielle de représenter les distributions empiriques par des lois théoriques. Il est plus facile en effet de travailler sur une expression mathématique que sur une représentation graphique. Le choix de la loi est généralement guidé par l'examen de l'histogramme et des paramètres caractéristiques. Nous citerons quelques distributions théoriques parmi les plus utilisées. Les paramètres qui entrent dans les expressions des fonctions sont calculés à partir des données de l'échantillon.

a) Loi de Laplace-Gauss (loi normale)

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) \quad \text{avec} \quad t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

\bar{x} est la moyenne et σ l'écart type.

Cette loi caractérise les distributions unimodales, symétriques et mésocurtiques. Sa courbe représentative est appelée courbe en cloche.



Fonction de densité de la loi normale (courbe en cloche)

b) Loi Gamma (Γ) incomplète

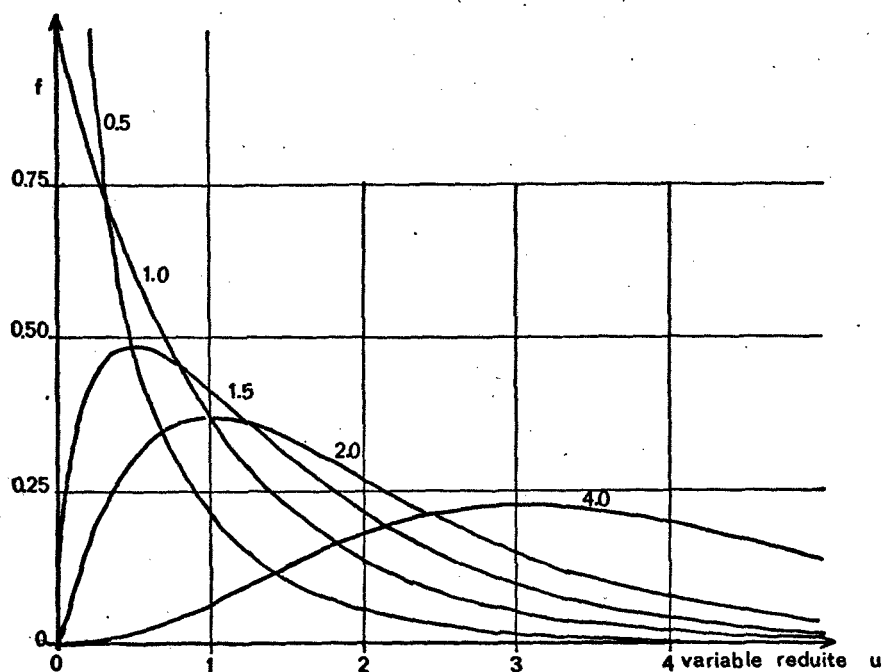
$$f(u) = \frac{1}{\Gamma(\gamma)} \cdot u^{\gamma-1} \cdot e^{-u} \quad \text{avec} \quad u = \frac{x - x_0}{s}$$

$\gamma (> 0)$ est le paramètre de forme, x_0 de position et $s (> 0)$ d'échelle. $\Gamma(\gamma)$ est la fonction Γ complète :

$$\Gamma(\gamma) = \int_0^{\infty} u^{\gamma-1} e^{-u} \cdot du$$

Suivant la valeur de γ on a des courbes en J ou des courbes unimodales à dissymétrie positive et platicurtique.

FONCTIONS DE DENSITE DE LA DISTRIBUTION GAMMA INCOMPLETE POUR
DIFFERENTES VALEURS DU PARAMETRE DE FORME γ
(D'APRES BRUNET.MORET)



Cette loi est souvent utilisée pour représenter la distribution de la pluviosité sur un laps de temps donné.

c) Loi Bêta (β) incomplète

Cette loi dont la formulation mathématique fait intervenir deux paramètres de forme est représentative des distributions unimodales à dissymétrie positive ou négative, des courbes en J et en U. Ses deux paramètres de forme lui donnent beaucoup de souplesse.

VI.5.- CAS PARTICULIER DE L'AGROCLIMATOLOGIE TROPICALE.

De tous les facteurs climatiques, ceux qui retiennent l'attention en agriculture sont certainement les facteurs hydriques et thermiques. Ce sont eux les plus limitants pour la plante. En régions tropicales où le régime thermique est relativement constant, les problèmes de température perdent de leur acuité au profit de ceux liés à l'eau, qui apparaît comme l'élément véritablement déterminant pour la réussite des cycles culturaux. C'est pourquoi une étude agroclimatique en milieu tropical doit porter en priorité sur les deux composantes du bilan hydrique : la pluviosité, qui constitue l'apport d'eau au niveau du sol et l'évapotranspiration, qui en constitue la perte.

Dans l'alternance saison sèche - saison des pluies, caractéristique du milieu tropical, ce qui intéresse avant tout l'agronome c'est la détermination des périodes les plus favorables au développement des cultures annuelles, c'est-à-dire celles qui minimisent les risques climatiques. Pour cela ont été mises au point des méthodes variées, qui intègrent un nombre plus ou moins grand de facteurs se rapportant au climat, au sol et à la plante. Nous renvoyons le lecteur aux publications correspondantes.

Annexe 1 : Tension saturante de vapeur d'eau en fonction de la température.

Température °C	Tension saturante (mb.)										Température °C	Tension saturante (mb.)									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	6.1078	6.1523	6.1971	6.2422	6.2876	6.3333	6.3793	6.4256	6.4721	6.5190	50	123.40	124.01	124.63	125.25	125.87	126.49	127.12	127.75	128.38	129.01
1	6.5662	6.6137	6.6614	6.7095	6.7579	6.8066	6.8556	6.9049	6.9545	7.0044	51	129.65	130.29	130.93	131.58	132.23	132.88	133.53	134.19	134.84	135.51
2	7.0547	7.1053	7.1562	7.2074	7.2590	7.3109	7.3631	7.4157	7.4688	7.5218	52	135.17	136.84	137.51	138.18	138.86	139.54	140.22	140.91	141.60	142.29
3	7.5753	7.6291	7.6833	7.7379	7.7928	7.8480	7.9036	7.9595	8.0158	8.0724	53	142.98	143.68	144.38	145.08	145.78	146.49	147.20	147.91	148.63	149.35
4	8.1294	8.1868	8.2445	8.3026	8.3610	8.4198	8.4789	8.5384	8.5983	8.6586	54	150.07	150.80	151.53	152.26	152.99	153.73	154.47	155.21	155.96	156.71
5	8.7192	8.7802	8.8416	8.9033	8.9655	9.0280	9.0909	9.1542	9.2179	9.2820	55	157.46	158.22	158.97	159.74	160.50	161.27	162.04	162.82	163.59	164.38
6	9.3465	9.4114	9.4766	9.5423	9.6083	9.6748	9.7416	9.8089	9.8765	9.9446	56	165.16	165.95	166.74	167.53	168.33	169.13	169.93	170.74	171.55	172.36
7	10.013	10.082	10.151	10.221	10.291	10.362	10.433	10.505	10.577	10.649	57	173.18	174.00	174.82	175.65	176.48	177.31	178.15	178.99	179.83	180.68
8	10.722	10.795	10.869	10.943	11.017	11.092	11.168	11.243	11.320	11.397	58	181.53	182.38	183.24	184.10	184.96	185.83	186.70	187.58	188.45	189.34
9	11.474	11.552	11.630	11.708	11.787	11.867	11.947	12.027	12.108	12.190	59	190.22	191.11	192.00	192.89	193.79	194.69	195.60	196.51	197.42	198.34
10	12.272	12.355	12.438	12.521	12.606	12.690	12.775	12.860	12.946	13.032	60	199.26	200.18	201.11	202.05	202.98	203.92	204.86	205.81	206.76	207.71
11	13.119	13.207	13.295	13.383	13.472	13.562	13.652	13.742	13.833	13.925	61	208.67	209.63	210.59	211.56	212.53	213.51	214.49	215.48	216.46	217.45
12	14.017	14.110	14.203	14.297	14.391	14.486	14.581	14.678	14.774	14.871	62	218.45	219.45	220.45	221.46	222.47	223.48	224.50	225.52	226.54	227.58
13	14.969	15.067	15.166	15.266	15.365	15.466	15.567	15.669	15.771	15.874	63	228.61	229.65	230.70	231.74	232.79	233.85	234.91	235.97	237.03	238.11
14	15.977	16.081	16.186	16.291	16.397	16.503	16.610	16.718	16.826	16.935	64	239.18	240.26	241.34	242.43	243.52	244.62	245.72	246.82	247.93	249.04
15	17.044	17.154	17.264	17.376	17.487	17.600	17.713	17.827	17.942	18.057	65	250.16	251.28	252.41	253.54	254.67	255.81	256.95	258.10	259.25	260.40
16	18.173	18.290	18.407	18.524	18.643	18.762	18.882	19.002	19.123	19.245	66	261.56	262.73	263.90	265.07	266.25	267.43	268.61	269.80	271.00	272.20
17	19.367	19.490	19.614	19.739	19.864	19.990	20.117	20.244	20.372	20.501	67	273.40	274.61	275.82	277.04	278.26	279.49	280.72	281.96	283.20	284.45
18	20.630	20.760	20.891	21.023	21.155	21.288	21.422	21.556	21.691	21.827	68	285.70	286.96	288.21	289.48	290.75	292.02	293.30	294.58	295.86	297.15
19	21.964	22.101	22.240	22.379	22.518	22.659	22.800	22.942	23.085	23.229	69	298.45	299.75	301.06	302.37	303.69	305.01	306.34	307.67	309.00	310.34
20	23.373	23.518	23.664	23.811	23.959	24.107	24.256	24.405	24.557	24.709	70	311.69	313.04	314.39	315.75	317.12	318.49	319.87	321.25	322.63	324.02
21	24.861	25.014	25.168	25.323	25.479	25.635	25.792	25.950	26.109	26.269	71	325.42	326.82	328.22	329.63	331.05	332.47	333.89	335.33	336.76	338.20
22	26.430	26.592	26.754	26.918	27.082	27.247	27.413	27.580	27.748	27.916	72	339.65	341.10	342.56	344.03	345.50	346.97	348.45	349.93	351.42	352.91
23	28.086	28.256	28.428	28.600	28.773	28.947	29.122	29.298	29.475	29.652	73	354.41	355.91	357.43	358.94	360.46	361.99	363.52	365.06	366.61	368.15
24	29.831	30.011	30.191	30.373	30.555	30.739	30.923	31.109	31.295	31.483	74	369.71	371.27	372.84	374.41	375.99	377.57	379.16	380.75	382.35	383.95
25	31.671	31.860	32.050	32.242	32.434	32.627	32.821	33.016	33.212	33.410	75	385.56	387.18	388.80	390.43	392.06	393.70	395.34	396.99	398.65	400.31
26	33.608	33.807	34.008	34.209	34.411	34.615	34.820	35.025	35.232	35.440	76	401.98	403.65	405.34	407.02	408.71	410.41	412.11	413.82	415.53	417.25
27	35.649	35.859	36.070	36.282	36.495	36.709	36.924	37.140	37.358	37.576	77	418.98	420.71	422.45	424.20	425.95	427.71	429.47	431.24	433.02	434.80
28	37.796	38.017	38.239	38.462	38.686	38.911	39.137	39.365	39.594	39.824	78	436.59	438.38	440.18	441.99	443.80	445.62	447.45	449.28	451.11	452.96
29	40.055	40.287	40.521	40.755	40.991	41.228	41.466	41.705	41.945	42.187	79	454.81	456.67	458.53	460.40	462.28	464.16	466.05	467.94	469.85	471.76
30	42.430	42.674	42.919	43.166	43.414	43.663	43.913	44.165	44.418	44.672	80	473.67	475.59	477.52	479.45	481.39	483.34	485.29	487.25	489.22	491.19
31	44.927	45.184	45.442	45.701	45.961	46.223	46.486	46.750	47.016	47.283	81	493.17	495.16	497.15	499.16	501.17	503.18	505.20	507.23	509.26	511.30
32	47.551	47.820	48.091	48.364	48.637	48.912	49.188	49.466	49.745	50.025	82	513.35	515.41	517.47	519.54	521.62	523.70	525.79	527.89	529.99	532.10
33	50.307	50.590	50.874	51.160	51.447	51.736	52.026	52.317	52.610	52.904	83	534.22	536.35	538.48	540.62	542.77	544.92	547.08	549.25	551.43	553.61
34	53.200	53.497	53.796	54.096	54.397	54.700	55.004	55.310	55.617	55.926	84	555.80	557.99	560.20	562.41	564.62	566.85	569.08	571.32	573.57	575.83
35	56.236	56.548	56.861	57.176	57.492	57.810	58.129	58.450	58.773	59.097	85	578.09	580.36	582.64	584.93	587.22	589.52	591.83	594.14	596.46	598.79
36	59.422	59.749	60.077	60.407	60.739	61.072	61.407	61.743	62.081	62.421	86	601.13	603.48	605.83	608.19	610.56	612.94	615.32	617.72	620.12	622.52
37	62.762	63.105	63.450	63.796	64.144	64.493	64.844	65.196	65.550	65.906	87	624.94	627.36	629.79	632.23	634.68	637.13	639.59	642.07	644.55	647.03
38	66.264	66.623	66.985	67.347	67.712	68.078	68.446	68.815	69.186	69.559	88	649.53	652.03	654.54	657.06	659.59	662.12	664.66	667.22	669.78	672.34
39	69.934	70.310	70.688	71.068	71.450	71.833	72.218	72.605	72.994	73.385	89	674.92	677.50	680.09	682.69	685.30	687.92	690.55	693.18	695.82	698.47
40	73.777	74.171	74.568	74.966	75.365	75.767	76.170	76.575	76.982	77.391	90	701.13	703.80	706.47	709.16	711.85	714.55	717.26	719.98	722.71	725.45
41	77.802	78.215	78.630	79.046	79.465	79.885	80.307	80.731	81.157	81.585	91	728.19	730.94	733.70	736.47	739.25	742.04	744.84	747.64	750.46	753.28
42	82.015	82.447	82.881	83.316	83.754	84.194	84.636	85.079	85.525	85.973	92	756.11	758.95	761.80	764.66	767.52	770.40	773.29	776.18	779.09	782.00
43	86.423	86.875	87.329	87.785	88.243	88.703	89.165	89.629	90.095	90.564	93	784.92	787.85	790.79	793.74	796.69	799.66	802.63	805.62	808.61	811.62
44	91.034	91.507	91.981	92.458	92.937	93.418	93.901	94.386	94.874	95.363	94	814.63	817.65	820.69	823.73	826.78	829.84	832.91	835.99	839.08	842.17
45	95.855	96.349	96.845	97.343	97.844	98.347	98.852	99.359	99.869	100.38	95	845.28	848.40	851.52	854.66	857.80	860.96	864.12	867.30	870.48	873.68
46	100.89	101.41	101.93	102.45	102.97	103.50	104.03	104.56	105.09	105.62	96	876.88	880.09	883.31	886.55	889.79	893.04	896.30	899.57	902.86	906.15
47	106.16	106.70	107.24	107.78	108.33	108.88	109.43	109.98	110.54	111.10	97	909.45	912.76	916.08	919.42	922.76	926.11	929.47	932.84	936.23	939.62
48	111.66	112.22	112.79	113.36	113.93	114.50	115.07	115.65	116.23	116.81	98	943.02	946.43	949.85	953.28	956.73	960.18	963.65	967.12	970.61	974.10
49	117.40	117.99	118.58	119.17	119.77	120.37	120.97	121.57	122.18	122.79	99	977.61	981.13	984.65	988.19	991.74	995.30	998.87	1002.45	1006.04	1009.64
100											100	1013.25	1016.87	1020.50	1024.14	1027.80	1031.46	1035.13			

Annexe 3 : Valeurs moyennes mensuelles du rayonnement global au sommet de l'atmosphère
Go en J. cm⁻²j⁻¹ (pour différentes latitudes de Côte d'Ivoire).

Latitude	Stations	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
4° 25' N	TABOU	3366	3597	3725	3697	3574	3477	3504	3566	3692	3628	3462	3346
4° 44'	SAN-PEDRO	3403	3588	3721	3704	3582	3487	3514	3625	3691	3621	3450	3282
5° 19'	ADIOPODOUME	3378	3571	3715	3710	3597	3507	3532	3636	3691	3608	3427	3304
5° 27'	LAME	3352	3547	3699	3714	3609	3507	3518	3618	3684	3621	3441	3303
5° 53'	TIASSALE	3354	3554	3719	3716	3612	3526	3549	3646	3690	3596	3405	3278
6° 08'	GAGNOA	3337	3554	3695	3715	3617	3535	3557	3649	3686	3589	3393	3264
6° 13'	LAMTO	3308	3511	3675	3726	3306	3541	3546	3630	3687	3606	3405	3265
6° 49'	YAMO USSOKRO	3314	3526	3699	3726	3637	3557	3577	3662	3688	3575	3369	3234
6° 56'	TOMBOKRO	3303	3520	3687	3720	3638	3562	3602	3663	3686	3571	3361	3228
7° 23'	MAN	3273	3494	3686	3687	3729	3658	3603	3674	3683	3553	3331	3189
7° 44'	BOUAKE	3274	3497	3689	3732	3659	3586	3604	3677	3686	3554	3334	3192
8° 03'	BONDOUKOU	3260	3487	3682	3734	3667	3597	3612	3681	3684	3546	3321	3177
9° 26'	KORHOGO	3198	3443	3666	3740	3699	3639	3651	3702	3679	3513	3264	3110
9° 35'	FERKESSEDOUGOU	3191	3438	3664	3741	3703	3644	3655	3704	3678	3509	3258	3103

Valeurs moyennes mensuelles de la durée astronomique du Jour en heures et dixièmes (pour différentes latitudes de Côte d'Ivoire).

Latitude	Stations	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
4° 25' N	TABOU	11.9	12.0	12.1	12.2	12.4	12.4	12.4	12.3	12.2	12.0	11.9	11.8
4° 44'	SAN-PEDRO	11.9	12.0	12.1	12.2	12.4	12.4	12.4	12.3	12.2	12.0	11.9	11.8
5° 19'	ADIOPODOUME	11.9	12.0	12.1	12.2	12.4	12.4	12.4	12.3	12.2	12.0	11.9	11.8
5° 27'	LAME	11.8	11.9	12.1	12.2	12.4	12.4	12.4	12.3	12.1	12.0	11.9	11.8
5° 53'	TIASSALE	11.8	11.9	12.1	12.3	12.4	12.5	12.5	12.3	12.2	12.0	11.8	11.7
6° 08'	GAGNOA	11.8	12.0	12.1	12.2	12.4	12.4	12.3	12.2	12.0	11.9	11.9	11.8
6° 13'	LAMTO	11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.4	12.3	12.2	12.1	11.9	11.7	11.7
6° 49'	YAMO USSOKRO	11.8	11.9	12.1	12.3	12.4	12.5	12.5	12.3	12.2	12.0	11.8	11.7
6° 56'	TOMBOKRO	11.8	11.9	12.1	12.3	12.4	12.5	12.5	12.3	12.2	12.0	11.8	11.7
7° 23'	MAN	11.6	11.8	12.0	12.2	12.4	12.5	12.5	12.3	12.1	11.9	11.7	11.6
7° 44'	BOUAKE	11.7	11.9	12.1	12.3	12.5	12.6	12.5	12.4	12.2	12.0	11.8	11.7
8° 03'	BONDOUKOU	11.8	11.9	12.1	12.3	12.5	12.5	12.5	12.4	12.2	12.0	11.8	11.7
9° 26'	KORHOGO	11.6	11.8	12.1	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.2	11.9	11.7	11.6
9° 35'	FERKESSEDOUGOU	11.6	11.8	12.1	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.2	11.9	11.7	11.6

Annexe 4 : Rayonnement émis (σT^4) par un corps noir suivant sa température de surface.

(°C)	T (K)	$e_s(T)$ (mbar)	$\Delta(T)$ mbar °C ⁻¹	σT^4 W m ⁻²	$4\sigma T^3$ W m ⁻² K ⁻¹
-5	268.2	4.21	0.32	293.4	4.4
-4	269.2	4.55	0.34	297.8	4.4
-3	270.2	4.90	0.37	302.2	4.5
-2	271.2	5.28	0.39	306.7	4.5
-1	272.2	5.68	0.42	311.3	4.6
0	273.2	6.11	0.45	315.9	4.6
1	274.2	6.57	0.48	320.5	4.7
2	275.2	7.05	0.51	325.2	4.7
3	276.2	7.58	0.54	330.0	4.8
4	277.2	8.13	0.57	334.8	4.8
5	278.2	8.72	0.61	339.6	4.9
6	279.2	9.35	0.65	344.5	5.0
7	280.2	10.01	0.69	349.5	5.0
8	281.2	10.72	0.73	354.5	5.1
9	282.2	11.47	0.78	359.6	5.1
10	283.2	12.27	0.83	364.7	5.2
11	284.2	13.12	0.88	369.9	5.2
12	285.2	14.02	0.93	375.1	5.3
13	286.2	14.97	0.98	380.4	5.3
14	287.2	15.98	1.04	385.8	5.4
15	288.2	17.04	1.10	391.2	5.4
16	289.2	18.17	1.17	396.6	5.5
17	290.2	19.37	1.23	402.1	5.6
18	291.2	20.63	1.30	407.7	5.6
19	292.2	21.96	1.37	413.3	5.7
20	293.2	23.37	1.45	419.0	5.7
21	294.2	24.86	1.53	424.8	5.8
22	295.2	26.43	1.62	430.6	5.8
23	296.2	28.09	1.70	436.4	5.9
24	297.2	29.83	1.79	442.4	6.0
25	298.2	31.67	1.89	448.3	6.0
26	299.2	33.61	1.99	454.4	6.1
27	300.2	35.65	2.10	460.5	6.2
28	301.2	37.80	2.21	466.7	6.2
29	302.2	40.06	2.32	472.9	6.3
30	303.2	42.43	2.44	479.2	6.3
31	304.2	44.93	2.57	485.5	6.4
32	305.2	47.55	2.69	492.0	6.5
33	306.2	50.31	2.83	498.4	6.6
34	307.2	53.20	2.97	505.0	6.6
35	308.2	56.24	3.12	511.6	6.7
36	309.2	59.42	3.27	518.3	6.7
37	310.2	62.76	3.43	525.0	6.8
38	311.2	66.26	3.57	531.8	6.9
39	312.2	69.93	3.76	538.7	6.9
40	313.2	73.78	3.94	545.6	7.0
41	314.2	77.80	4.13	552.6	7.1
42	315.2	82.02	4.32	559.7	7.1
43	316.2	86.42	4.52	566.8	7.2
44	317.2	91.03	4.73	574.0	7.3
45	318.2	95.86	4.94	581.3	7.3