

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

Université Pierre et M. Curie
Paris -6-
Géologie Dynamique

PRECIPITATIONS OCCULTES

MEMOIRE DE D.E.A
Sciences de l'eau

MAHJOUR Mohamed Raouf

SOMMAIRE

- INTRODUCTION
- L'AIR ATMOSPHERIQUE .
- LA ROSEE
- CONDENSATION OCCULTE.
- PRECIPITATIONS OCCULTES AUX ILES DU CAP. VERT.
- PROPOSITION D'UN PROJET.
- CONCLUSION GENERALE .

I INTRODUCTION

Les phénomènes de rosée, brumillard, brume ^{sont} essentiellement liés au point de rosée de l'air et au minimum thermique atteint par le sol au cours de la nuit.

La fixation directe de la vapeur d'eau dans le sol, appelée condensation occulte ou invisible par certains auteurs se produit selon un processus général d'adsorption.

Les phénomènes auxquels on donne le nom de précipitations occultes, constituent un apport d'eau faible mais répété, difficile à mesurer, de sorte que les climatologues ne s'y sont guère intéressés.

Des travaux récents, qui se sont surtout développés depuis l'institution, à l'UNESCO, d'un projet majeur d'étude des terres arides, ont cependant montré quelle importance il fallait accorder à ces sources secondaires non enregistrables par les pluviomètres classiques, pour expliquer par sa fréquence le comportement, parfois stupéfiant, de certains végétaux et cultures se développant en zone aride (forêts d'olivier africaine en Tunisie, culture du blé dans les plaines de dry farming aux U.S.A), le faible rabattement des nappes surexploitées en zone où la pluviométrie est faible et l'humidité importante (nappe du pascu' il du cap - Vert), Les comportements des métaux.

-2-

Les précipitations occultes (rosée, brouillards, condensation occultes, dépôts des gouttelettes des brouillards ou de nuages) sont des phénomènes dont les effets peuvent être importants et qui de ce fait méritent qu'on leur consacre une étude systématique.

Cette étude s'intéressera au mécanisme de formation, aux différents moyens de mesure déjà appliqués et l'importance de chaque phénomène.

L'exemple des îles du Cap-Vert, où les conditions de formation et du captage du brouillard sont favorables, a été retenu.

Pour comprendre les mécanismes de formations de ces phénomènes, il nous faut être plus familiers avec les principales lois de base régissant la dynamique du climat.

II L'air atmosphérique³

Avant d'aborder les précipitations occultes, nous allons rappeler brièvement les principales caractéristiques et propriétés de l'air atmosphérique

II.1. Principales caractéristiques

a. 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 les proportions pratiquement constantes dans les basses couches de l'atmosphère. Ce mélange est constitué principalement :

	% au volume	% en poids
N_2 : 28 v.m.a	78,084	75,51
O_2 : 32 "	20,946	23,15
Ar: 40 "	0,934	1,28
CO_2 : 44 "	0,033	0,046
Ne, He, Kr, H_2	0,003	0,014

En plus de ces composants gazeux figure en suspension dans l'air un nombre considérable des particules (poussières diverses, sels, pollen, etc...) provenant des déserts, des volcans, des végétations, des émanations industrielles...

Les particules sont souvent imperceptibles à l'œil nu, mais elles peuvent affecter la visibilité. En outre, certaines d'entre elles (particules hygroscopiques) jouent le rôle important de noyaux de condensation sur lesquels se produit la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère.

b. Pression atmosphérique

L'atmosphère exerce sur toute surface une force de pression (Hydrostatique), normale à cette surface et proportionnelle à l'air considéré.

La 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 "sont les Anticyclones".

La distribution horizontale de la pression est directement liée au vent. Verticalement, la pression varie très rapidement. Elle décroît de 1 mb tous les 8 m dans les basses couches.

L'unité généralement utilisée est le millibar (mb) 1013 mb est considéré comme la valeur normale de la pression au niveau de la mer.

$$1 \text{ millibar} = 100 \text{ Pascals} \quad \text{ou} \quad 1 \text{ millibar} = \frac{3}{4} \text{ mm de Hg.}$$

On mesure la Pression par un baromètre ou un barographe.

c. 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 mouvements horizontaux liés aux vents.

A l'échelle synoptique, les mouvements atmosphériques sont essentiellement horizontaux. Les montagnes se présentent comme une véritable barrière au courant aérien, il s'ensuit des mouvements verticaux plus importants.

Le vent 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 combent.

II.2. Notions de thermodynamiques appliquées à l'atmosphère

a. L'équation d'état des gaz et la loi de Dalton

L'air humide est de l'air atmosphérique qui ne contient ni eau liquide, ni glace. Il est composé uniquement d'air sec et de vapeur d'eau, considérés comme des gaz parfaits pour les pressions et les températures observées dans l'atmosphère car la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air atmosphérique est toujours faible.

Un gaz parfait obéit à un certain nombre de lois et vérifie en principe 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

M est la masse molaire du gaz considéré.

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

$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{M \cdot P}{R \cdot T} \quad [\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}]$$

- Loi de Dalton :

La pression totale d'un mélange de gaz occupant un volume 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 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 s'évaporer, l'eau emprunte de la chaleur au milieu extérieur. Ce qu'on appelle la chaleur latente de vaporisation de l'eau L_v . A 25° et sous la pression atmosphérique normale.

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

- La quantité de vapeur d'eau qu'une masse d'air peut contenir n'est pas illimitée; en effet lorsque l'eau est vaporisée, la pression de vapeur d'eau augmente progressivement jusqu'à un seuil où apparaissent des 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 leur liquide est dite saturante. La pression

correspondante s'appelle pression de vapeur saturante ou pression maximale de la vapeur d'eau.

La pression de saturation ne dépend que de la température et croît avec celle-ci.

C. Caractérisation de l'air humide

L'air humide est de l'air atmosphérique composé uniquement d'air sec et de vapeur d'eau non saturante, que l'on considère généralement comme des gaz parfaits pour les pressions et les températures observées dans l'atmosphère.

$$m = m_a + m_v$$

m : masse d'air humide

m_a : masse d'air sec.

m_v : masse de vapeur d'eau

- Le rapport de mélange: r

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

D'après l'équation d'état 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

e = pression partielle de la vapeur d'eau.

d'où le rapport de mélange en fonction de e :

$$r_v = 0,622 \frac{e}{P_a - e} = 0,622 \frac{e}{P - e}$$

- L'humidité relative :

$$H\% = 100 \cdot \frac{e}{e_w(t)}$$

$e_w(t)$ = pression maximale de la vapeur d'eau correspondant à la température de l'air

si l'air est sec $H\% = 0\%$ et $e = 0$.

si l'air est saturé $e = e_w(t)$ et $H = 100\%$.

- La température du point de rosée : c'est la température T_d 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,

$$e_w(T_d) = e$$

- Humidité absolue m :

C'est la masse en grammes de la vapeur d'eau contenue dans 1 m^3 d'air. L'humidité absolue m correspond approximativement à la pression e de la vapeur d'eau en mm de Hg.

- Humidité spécifique s :

C'est la masse en grammes de la vapeur d'eau contenue dans 1 m^3 d'air

$$s = \frac{622}{P} \times e = A \times e.$$

Pour arriver à la saturation, 1 kg d'air sec pourra absorber S

$$S = 622 \cdot \frac{e_w}{P - e_w}$$

d. Condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

Quand la température de l'air atmosphérique atteint la température du point de rosée t_d , la particule est juste à la limite de la saturation. Son état lui permet de contenir $m_w(P, t_d)$: m grammes de vapeur d'eau par 1 kg d'air sec. Si le refroidissement isobare se poursuit au dessous de t_d , la capacité nominale en vapeur d'eau, exprimée par m_w , continue de décroître, et la particule ne peut plus conserver intégralement son "stock" de vapeur d'eau. C'est alors que se produit un phénomène de condensation de la vapeur d'eau excédentaire.

Le processus est à l'origine de formation de la rosée et

de la plupart des brouillards nocturnes

- Les noyaux de condensation

Les noyaux de condensation sont des particules capables de fixer la vapeur d'eau sous forme de liquide. Ils sont en général classés soit en fonction de leur diamètre, d :

a - noyaux d'Aitken ($0,001 \mu\text{m} < d < 0,2 \mu\text{m}$, avec une concentration moyenne de l'ordre de $10^4 / \text{cm}^3$)

b - gros noyaux ($0,2 \mu\text{m} < d < 2 \mu\text{m}$, avec une concentration moyenne de l'ordre de $200 / \text{cm}^3$)

c - noyaux géants ($d > 2 \mu\text{m}$, avec une concentration de quelques unités par cm^3)

- Soit en fonction de leur origine :

a - noyaux salins (NaCl, embruns)

b - noyaux acides (gouttelettes de H_2SO_4 , HNO_3 ...)

c - noyaux insolubles (poussières, pollens).

Les noyaux de condensation sont caractérisés par leur hygroscopicité, c'est à dire la valeur minimale de l'humidité relative pour laquelle le noyau est susceptible de provoquer la condensation de la vapeur d'eau.

III LA ROSEE

III.1. Définition

On appelle rosée des gouttelettes d'eau qui se forment sur des surfaces lorsque l'air humide adjacent devient saturé, c'est à dire lorsque sa température tombe au dessous du point de rosée.

En général, cela se produit, lorsque la température de la surface diminue sous l'effet du rayonnement nocturne, exceptionnellement, lorsque de l'air chaud et humide arrive au contact de cette surface froide.

III.2. Formation de la rosée.

La condensation atmosphérique sous forme de rosée peut se produire de différentes manières:

- Après une pluie, lorsque les rayons du soleil brûlant frappent le sol humide, celui-ci se réchauffe, l'évaporation de l'eau des couches superficielles se produit, et une partie de la vapeur d'eau ainsi formée diffuse vers les parties les plus froides du sol où elle se condense. On a désigné ce phénomène par la rosée intérieure. Cette rosée intervient donc dans la répartition verticale de l'eau qui imprègne les couches superficielles du sol.

Sous l'effet du rayonnement nocturne, la température de la surface du sol diminue et le phénomène inverse se produit. En effet, on constate une ascension de la vapeur d'eau des parties chaudes inférieures vers les parties plus froides

supérieures. On rencontre ce phénomène partout où le sous-sol est suffisamment humide et le rayonnement nocturne du sol est suffisamment intense.

La rosée intérieure peut prolonger l'action bienfaisante d'une pluie abondante et de courte durée. En effet, après une évaporation importante, le sol se dessèche rapidement, et sous l'effet du rayonnement nocturne intense, l'eau qui s'est infiltrée peut ainsi revenir à la surface et se trouver ainsi disponible pour l'évaporation. On peut dire alors que la rosée intérieure tend aussi à affaiblir le sol en eau.

Le phénomène est fréquent dans les régions chaudes durant la saison des pluies.

Une autre rosée qui se produit d'une façon plus visible est celle qui le matin mouille le sol et imprègne les objets laissés à l'air. En effet, quand l'insolation cesse, la température de l'atmosphère diminue, le sol se refroidit par rayonnement nocturne plus rapidement que l'air ambiant. Une différence de température entre le sol et l'air adjacent apparaît. Une couche de transition se forme dans l'atmosphère. L'épaisseur de cette couche varie avec l'intensité de refroidissement.

Une fois, que le point de saturation est atteint dans cette couche, l'eau peut se condenser. Si elle se condense sur le corps refroidi par rayonnement, c'est la rosée proprement dite. Si elle se condense dans l'air de la

couche de transition, c'est le brouillard au sol.

Si le refroidissement sur le corps est suffisamment intense, il y a soit congélation de l'eau condensée soit givrage de la vapeur et on obtient de la gelée blanche.

La rosée, le brouillard au sol et la brume au sol diffèrent par la dimension des gouttelettes formées.

III. 3. Considérations théoriques.

Pour comprendre les différentes actions et interactions entre facteurs qui vont définir la valeur de la condensation, il faut bien analyser l'équilibre énergétique dont dépendent la tension de surface et finalement, en partie, la condensation occulte d'où les précipitations occultes.

III. 3. 1. Equilibre énergétique.

Le rayonnement solaire constitue la source principale de l'énergie atmosphérique. Il provient jusqu'au sol et celui-ci restitue une grande partie de l'énergie ainsi reçue, ce qui met en jeu des transferts radiatifs mais aussi conductifs dans les matériaux solides et convectifs vers l'atmosphère.

D'après le principe de la conservation d'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.

Le bilan d'énergie au niveau de surface s'écrit alors :

$$R_N + LE + G + S = 0$$

- R_N : représente le flux des échanges radiatifs ou rayonnement net ; défini par : $R_N = (1 - a) R_g + \epsilon' R_a - \epsilon \sigma T_s^4$

a : albédo = rapport d'énergie réfléchi par diffusion à l'énergie incidente.

R_g rayonnement global

R_a rayonnement atmosphérique

T_s température de la surface en : K.

σ constante de Stephan - Boltzman ($W.m^{-2}.K^{-4}$)

ϵ émissivité de la surface

ϵ' facteur d'absorption pour le rayonnement atmosphérique

- LE : flux de la chaleur latente

$$LE = L.H (C_a - C_s).$$

H coefficient d'échange convectif de masse ($m.s^{-1}$)

C_a concentration en vapeur d'eau dans l'air (kg/m^3) au niveau de référence climatique.

C_s concentration en vapeur au niveau de l'interface de la tranche considérée.

- G : flux ^{des échanges} de chaleur conductif dans le sol et sa surface

$$G = \theta \sqrt{\frac{\lambda_s \rho_s c_{ps}}{\tau / 2\pi}} \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t + \frac{\pi}{4}\right)$$

θ représente l'amplitude thermique

τ la période

λ_s conductivité thermique du sol.

ρ_s masse spécifique du sol.

c_{ps} chaleur massique du sol.

- S : flux des échanges convectifs dans l'air

$$S = \rho C_p R_s (T_a - T_s)$$

ρ : masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$)

C_p : chaleur massique de l'air ($J.kg^{-1}.C^{-1}$)

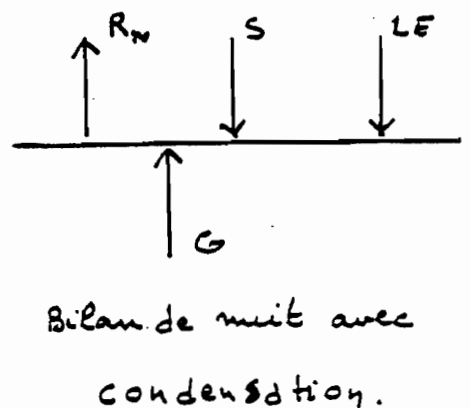
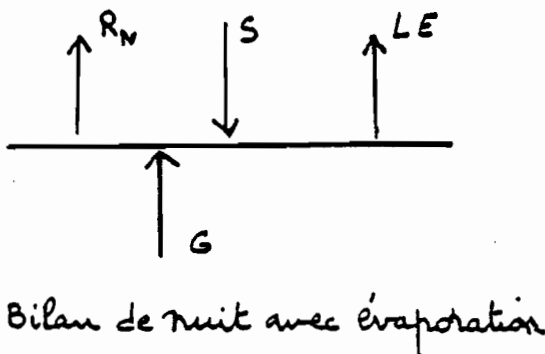
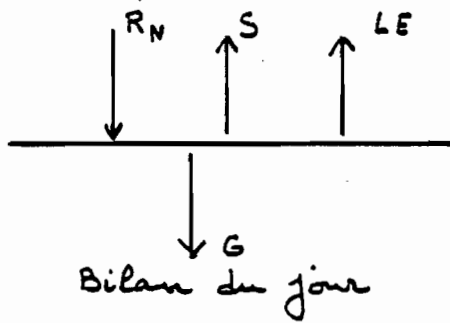
R_s : coefficient de transfert pour la chaleur dans l'air
 T_a : température de l'air au niveau de référence ($^{\circ}K$)

Ces flux sont des échanges d'énergie par unité du temps et de surface. Ils s'expriment en $cal. cm^{-2}. min^{-1}$ ou en W/m^2 ; cette énergie peut s'exprimer en hauteur d'eau évaporée ou condensée sachant que :

$$1 \text{ cal. cm}^{-2}. \text{min}^{-1} = 700 \text{ W. m}^{-2} = 1 \text{ mm} / \text{heure.}$$

Ces flux sont affectés de signe + s'ils représentent un gain pour la surface et du signe - s'ils représentent une perte.

		R_N	LE	G	S	$= 0$
JOUR		+	-	-	-	
NUIT	Evaporation	-	-	+	+	
	Condensation	-	+	+	+	



Dans l'expression générale (1), le flux de chaleur conductif G à la surface du sol ne représente qu'un terme énergétique généralement secondaire sauf dans le cas d'un sol nu ou presque nu, et est défini par sa fonction périodique diurne et met ^{en incidence} un déphasage de $\frac{\pi}{4}$ entre les oscillations de température et celles de flux.

Le rapport de Bowen est donné par :

$$\beta = \frac{S}{LE} \quad \Rightarrow \quad S = \beta \cdot LE$$

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

$$R_N + G + \beta \cdot LE + LE = 0$$

$$R_N + G + LE[\beta + 1] = 0.$$

On tire l'expression suivante du flux de chaleur latente

$$LE = - \frac{R_N + G}{1 + \beta}$$

Comme G est négligeable devant R_N , alors :

- si LE est positif, le flux de la chaleur latente sera un apport d'énergie pour la surface, soit une condensation

- si LE est négatif, il s'agira d'une évaporation

III.3.2 Expression quantitative de l'eau condensée

Si on fait une certaine abstraction d'une arrivée d'une masse d'air convective, on pourrait avoir la quantité d'eau condensée pour une quantité d'air qui se refroidit pendant l'unité du temps, par unité de

surface est donnée par :

$$U = C (e_{1w} - e_{2w})$$

avec $C = \frac{dm}{dt \cdot d\sigma} \cdot \frac{\sigma_{22}}{P}$, C est un "facteur de ventilation"

dm : masse d'air qui se refroidit pendant le temps dt en passant sur la surface $d\sigma$ (dm^2).

$(e_{1w} - e_{2w})$: différence des pressions maximales de vapeur saturante aux deux températures considérées t_1 et t_2 .

Pour qu'il y ait rosée alors, il faut que la température du corps au sol soit inférieure à la température de l'air d'où $e_{w1} < e_{w2}$.

Si $e_{1w} = e_{2w}$, la température du corps et de l'air s'égalisent et la rosée cesse.

Si $e_{1w} < e_{w}$, à ce moment la température de l'air devient inférieure à celle du corps, l'eau du sol alors s'échappe parfois sous forme de brouillard. D'où appauvrissement du sol en eau qui se dépose sur les objets en contact avec l'air plus froid et on voit les feuilles qui ont un pouvoir rayonnant 'élevé'.

III.33 Rôle thermorégulateur de la rosée :

Chaque gramme d'eau condensée dégage 600 calories environ. Dès lors une rosée de 50 g par dm^2 dégageait une quantité de chaleur suffisante pour élever de 1m degré une hauteur d'air de 100 mètres. Cette chaleur dégagee intervient en limitant le flux de chaleur air-sol. Cette chaleur limite le refroidissement de

l'air, d'où l'importance du rôle thermorégulateur de la rosée.

III. 5. Conditions météorologiques de formation de la rosée.

Les paramètres météorologiques qui prévalent à la formation de la rosée sont relativement nombreux :

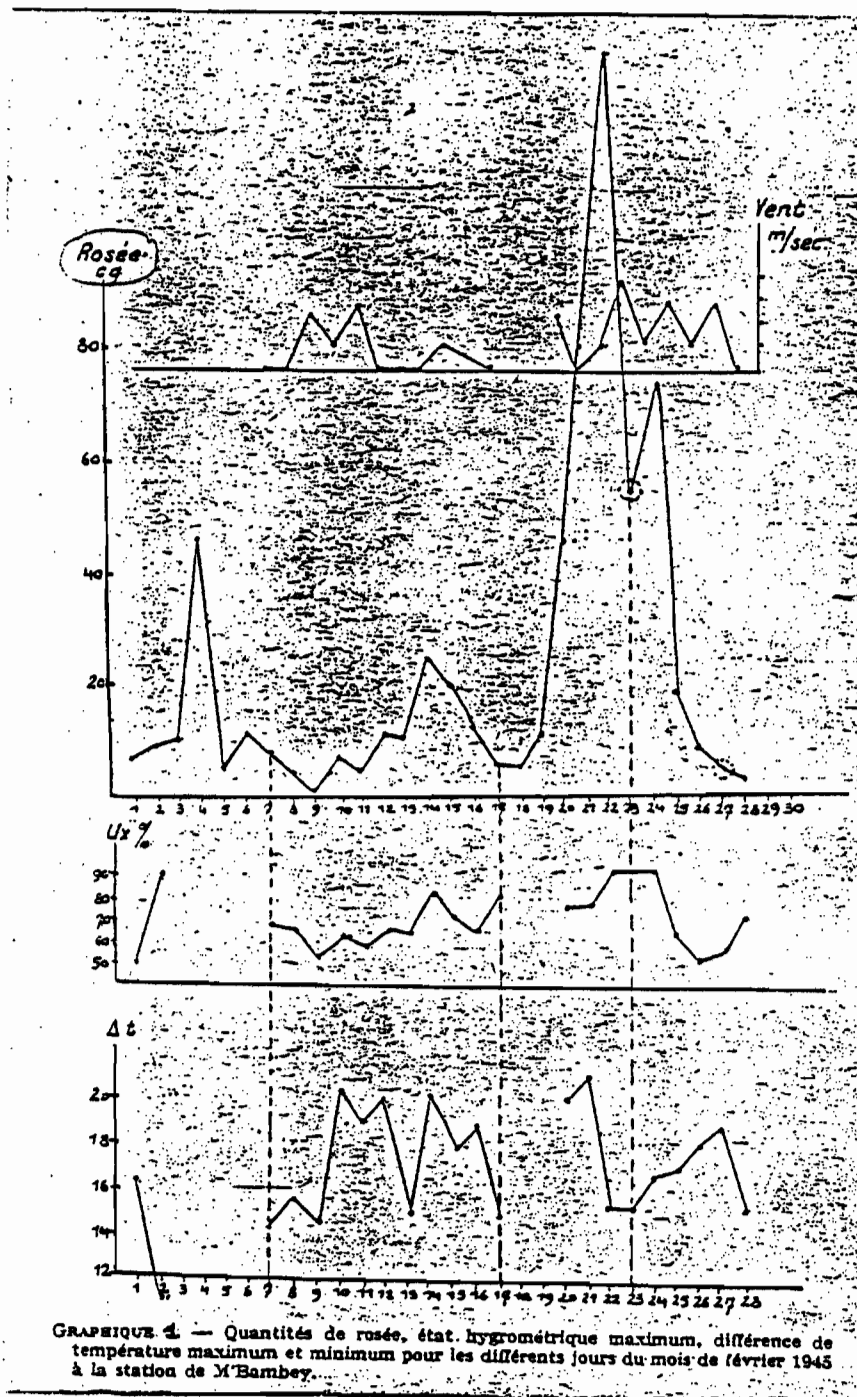
Humidité, température, rayonnement net, vitesse du vent, turbulence.

III. 5. 1. Humidité et température.

On a vu, précédemment, que la quantité de rosée déposée est liée à l'humidité de l'air et à la chute de la température nocturne.

Mason a fait des observations à la station de M'BAMBEY et a établi des courbes qui montrent qu'une chute de rosée plus abondante correspond à une humidité relative maximale plus forte ou à une chute de température nocturne plus importante pour un vent de direction constante Nord-Nord-Ouest.

Mais on pourrait remarquer d'après la figure 1. que la quantité de rosée tombée le 23 Février a été beaucoup plus faible que la veille malgré que l'humidité relative maximale et le refroidissement nocturne sont restés constants. Cela est dû au changement de vent la direction du vent du N.N.W au N.W. La température de l'air est temporairement modifiée et le rayonnement superficiel du sol se trouve par le fait accéléré ou ralenti.



III.5.2. Influence de l'état du ciel.

Le rayonnement terrestre est lié étroitement à l'état du ciel. Le rayonnement nocturne est intense ; sous un ciel clair la différence des températures maximales et minimales du sol devient importante et on obtient une rosée abondante. La présence des nuages réduit considérablement.

- ablement le rayonnement du sol et par conséquent la formation de rosée.

D'après les graphes établis par Masson à la station de Mascine (fig 2), on constate que du 3 à 11 Mars, le ciel est clair, sauf le 5 et le 6 en raison d'une brume légère, où l'on enregistre effectivement un minimum.

Enfin, on peut dire que la turbidité de l'atmosphère intervient d'une manière non négligeable dans la formation de rosée.

III.5.3 Influence du Vent.

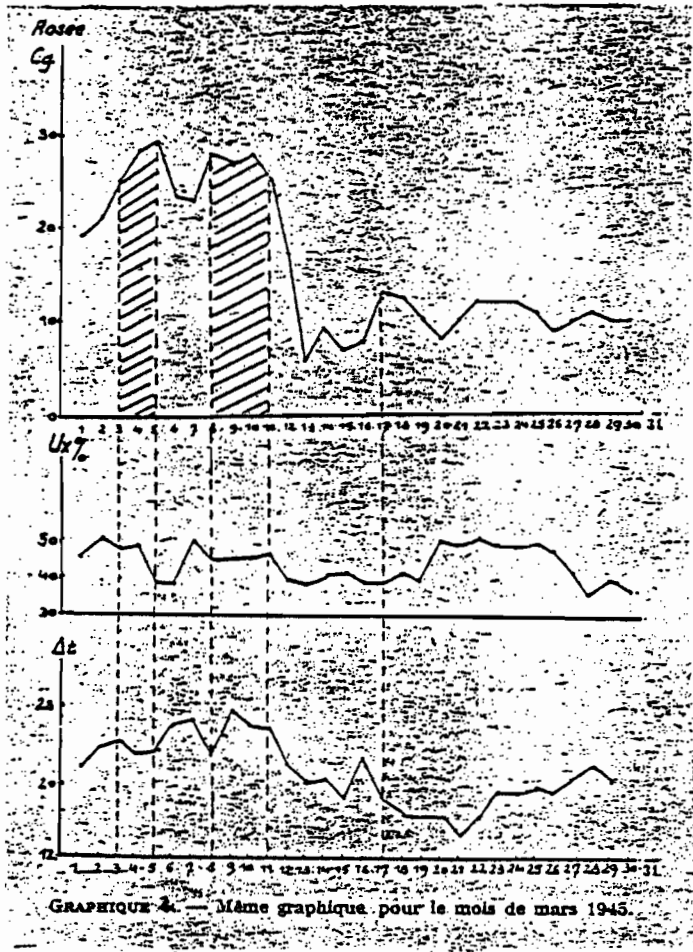
La vitesse du vent est un paramètre important pour la formation de la rosée. La quantité d'eau condensée dépend du "facteur de ventilation" C qui est lié à la vitesse de l'air qui se met en contact avec le corps qui se refroidit.

Le vent variable dans sa direction et son intensité amène des modifications constantes de l'état hygrométrique de l'air, spécialement dans les régions semi-désertiques proches de la mer.

III. 6. Mesures de la rosée.

La mesure de la rosée, quantités d'eau qui parviennent au sol autrement que la pluie, est peu aisée et pose un difficile problème instrumental.

Depuis un siècle, sous divers climats, de nombreux essais ont été faits. Plusieurs auteurs estiment que les rosées compensent en partie, la rareté des pluies.



d'été dans les régions tempérées tel que le midi de la France, et des saisons riches dans les régions tropicales et du Sahel tels que le Sénégal, le Soudan, les Iles du Cap-Vert. Toutefois, les résultats trouvés par ceux qui ont fait des mesures au Sud de la France et dans une partie de l'Italie ne justifient pas cette opinion.

En revanche sur la presqu'île du Cap-Vert au Sénégal, pour une surface de 210 km^2 environ, on obtient le chiffre approximatif de 10.000 m^3 en une nuit. Cette quantité est non négligeable, pour une région sahélienne où la pluie ^{souvent} ne dépasse pas les 200 mm par an soit 2000 m^3 par ha.

En 1844 déjà, Bousniquault a essayé de mesurer la rosée à l'aide d'éponges dont il déterminait ensuite l'augmentation de poids. Ce procédé manquait de précision.

En 1918, le Dr PARGHINGER, recueillait la rosée en appliquant le matin sur le gazon, une feuille de buvard de 100 cm^2 jusqu'à ce que l'eau soit complètement absorbée. L'inconvénient de ce système est de ne pas tenir compte de l'eau qui a pu pénétrer à l'intérieur des feuilles.

En Grèce, Critikos en 1929, a utilisé un papier enduit de suie pour en augmenter le pouvoir rayonnant. Il a constaté que l'eau se condense dans l'air à une faible distance du sol et non sur le corps rayonnant.

En 1948, Nason a utilisé les plaques de rosée de Lück de forme carrée de 10 cm de côté et 1 cm d'épaisseur. La quantité d'eau de rosée déposée sur la plaque est déterminée

par le poids P_s de la plaque mise à saturation et par le nouveau poids P de cette plaque à saturation une fois exposée pendant la nuit.

Si $P > P_s$, la différence $(P - P_s)$ donne la quantité d'eau de rosée par dm^2 .

Pour soustraire les plaques à l'action de pluie, Nasson a utilisé un toit de tôle largement débordant, reposant sur 4 piquets.

La méthode de Leick est très pratique nécessite peu de matériels, faciles à procurer. Cette méthode peut, d'après Nasson, apprécier 1 cg de rosée qui correspond à une chute d'eau de 0,001 mm. ce qui montre la sensibilité du procédé.

La rosée ainsi mesurée sur le dispositif de Leick est la rosée aérienne. La rosée formée au sol ne peut pas être enregistrée par ce dispositif.

Calvet Claude a effectué des mesures de la rosée à Rabat à l'aide d'une planche de couleur verte et de surface égale à 7,857 cm^2 faisant un angle de 27° degrés avec le plan horizontal. La valeur maximale trouvée par CALVAT est 9,4 mm.

Calvet a utilisé, à Bangang, quatre tôles ondulées (2m x 1m) de couleurs et d'environnements différents. En outre, durant quelques jours, ^{Calvet} a réussi à recueillir de la rosée sur des blocs de mousse de polyéthylène.

Il a constaté que les plaques de mousses se sont avérées meilleurs capteurs que les tôles, cela est dû à la différence de rugosité à laquelle s'ajoute qu'une grande partie de

gouttelets de rosée restait sur la toile. Ainsi, que la quantité d'eau condensée dépend du type de récepteur employé et de son environnement.

Il est nécessaire alors, pour pouvoir comparer les différentes hauteurs de différents endroits, d'identifier non seulement la nature du récepteur, mais la constitution du terrain qui l'entourait.

Mamon, dans sa publication, donne les valeurs "record", mesurés dans des différents pays du monde avec divers dosomètres : aucune ne dépasse 0,6 mm. Voici quelques valeurs maximales trouvées :

LEICK à HIDDENSEE	: 0,19 mm
CALVAT à RABAT	0,4 mm
NAGEL à PRETORIA	0,3 mm
CRABBE au Zaïre	0,4 mm
Mamon à Ouïan	0,5 mm
PASTEUR à PARIS	0,06 mm.

IV Condensation occulte.

IV. 1. Définition

Les apports des précipitations occultes constituent l'une l'une des sources secondaires de l'humidité des sols. Ces apports occultes comprennent une fixation directe de la vapeur d'eau atmosphérique dans le sol, liée à un processus général d'adsorption. Cette condensation invisible, difficile à mettre en évidence, amenant l'eau au sol d'une manière invisible est désignée sous le nom de condensation occulte.

La condensation occulte est liée, comme la rosée, au point de rosée et au minimum thermique atteint par le sol au cours de la nuit ou à l'augmentation de l'état hygrométrique de l'air.

On doit noter qu'il y a différence entre la formation de la rosée et celle de la condensation occulte.

En effet, comme on a vu, pour qu'il y ait rosée il faut que la température du corps atteigne ou tombe au dessous du point de rosée par suite d'un abaissement de température du corps rayonnant ou d'une augmentation de l'état hygrométrique de l'air.

Dans le cas de la condensation occulte, au contraire le point de rosée ne doit pas être forcément atteint.

Chaptel a effectué des essais pendant les mois de juillet et Août, à Montpellier, et a constaté que dans la journée la condensation occulte est plus souvent cachée par l'évaporation, mais on peut l'observer presque tous les soirs. Elle commence

a: se manifester, en général, deux heures ou deux heures et demi avant le coucher du soleil, alors que le point de rosée n'est, à ce moment, que très rarement atteint.

On peut alors conclure que l'adsorption est un phénomène régulier et quotidien, tandis que la rosée proprement dite est un phénomène accidentel plus ou moins fréquent.

En réalité condensation occulte et rosée sont intimement liées, la première a une influence sur la seconde dont il peut provoquer l'apparition précoce qui apparaît déjà quand le point de rosée n'est pas atteint mais quand le degré hygrométrique augmente. Alors que la rosée vraie n'est que le prolongement de la rosée précoce.

IV 2. Relations physico-chimiques entre la vapeur d'eau et le sol.

L'adsorption est un phénomène interfacial résultant de la différence des forces d'attraction ou de répulsion existant entre les molécules des différents phases à leurs surfaces de contact.

Comme la condensation occulte est liée au phénomène d'adsorption, il est nécessaire alors pour étudier ce phénomène de préciser les relations physico-chimiques entre la vapeur d'eau et le sol et particulièrement leur aspect dynamique. Alors, il faut commencer à étudier les équilibres d'hygroscopicité aux différentes températures.

IV.2.1. Equilibre d'hygroscopicité.

Chaque sol peut être caractérisé par une courbe

exprimant en fonction de l'humidité H le potentiel capillaire Ψ . Le dernier est défini comme étant "la différence d'énergie libre entre un gramme d'eau liée au sol et un gramme d'eau libre. Le potentiel est lié au potentiel de la vapeur d'eau e_s en équilibre avec l'eau du sol à la température T par la relation de GIBBS.

$$\Psi_a = \frac{RT}{M} \text{Log} \frac{e_w(T_d)}{e_s}$$

M = masse molaire de la vapeur d'eau

R = constante du gaz parfait

e_s = tension de la vapeur d'eau en équilibre avec l'eau du sol

$e_w(T_d)$ = tension saturante de la vapeur d'eau.

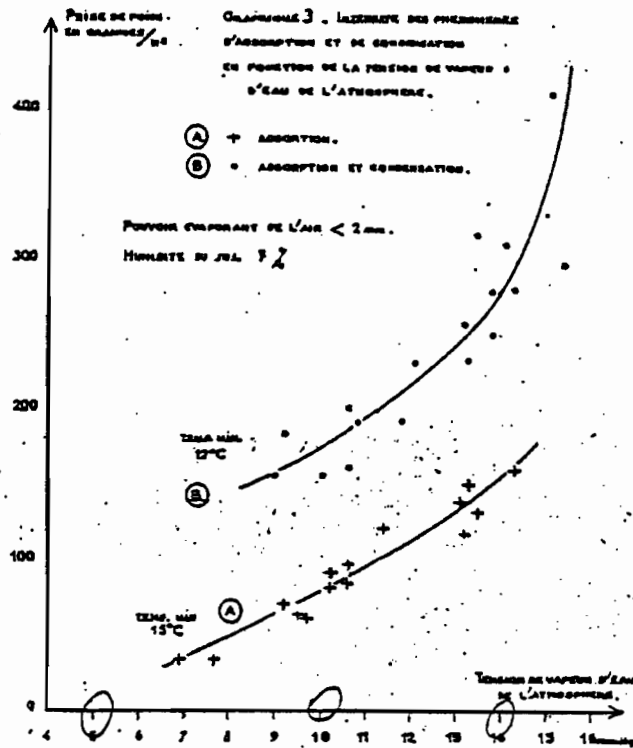
IV. 3 Différents facteurs qui interviennent dans la formation de la condensation occulte.

IV. 3. 1. Influence de la tension de vapeur d'eau atmosphérique

A partir des mesures, Damagnez a établi des courbes (graphique 3) mettant en évidence l'action prépondérante de la tension de vapeur ^{d'eau} atmosphérique durant la phase nocturne sur le phénomène de fixation (courbe A).

En effet pour une température minimale du sol voisine de 15°C , on remarque que l'intensité du phénomène de fixation est passé de 80g à 180g par m^2 , si la tension de vapeur e passe de $10,5$ à 15mm de Hg.

Le phénomène de fixation est très fréquent au cours de la saison chaude.



IV.3.2 Influence de l'état hygrométrique :

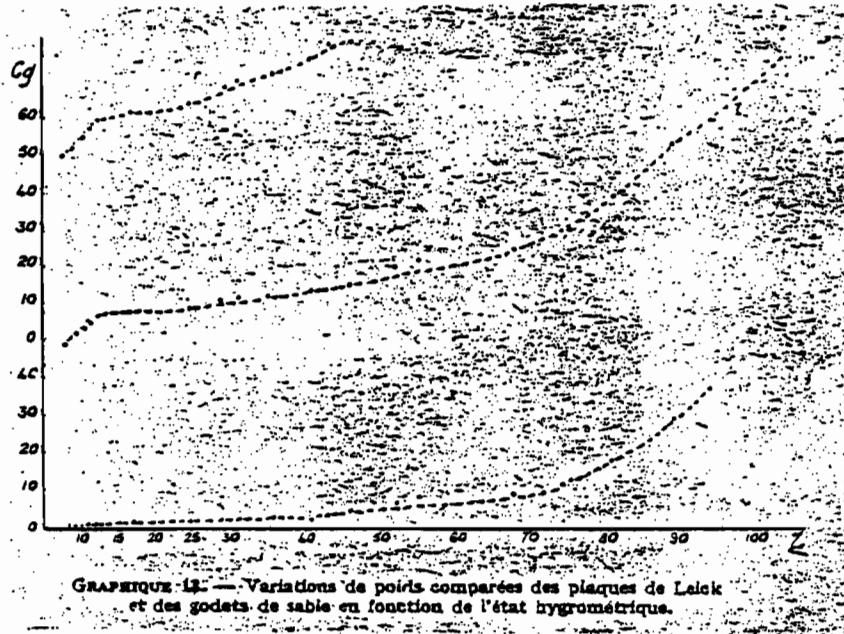
Mason, de sa part, a fait des séries d'expériences pour étudier l'influence de l'état hygrométrique sur le phénomène de condensation occulte. Les graphiques 4 et 5 illustrent les résultats et demandent certains analyses.

D'après le graphique 4, on remarque que la partie initiale de chaque courbe représente un accroissement ^{rapide} de poids en fonction de l'état hygrométrique. Cette partie initiale prend fin entre 15 et 20% d'humidité.

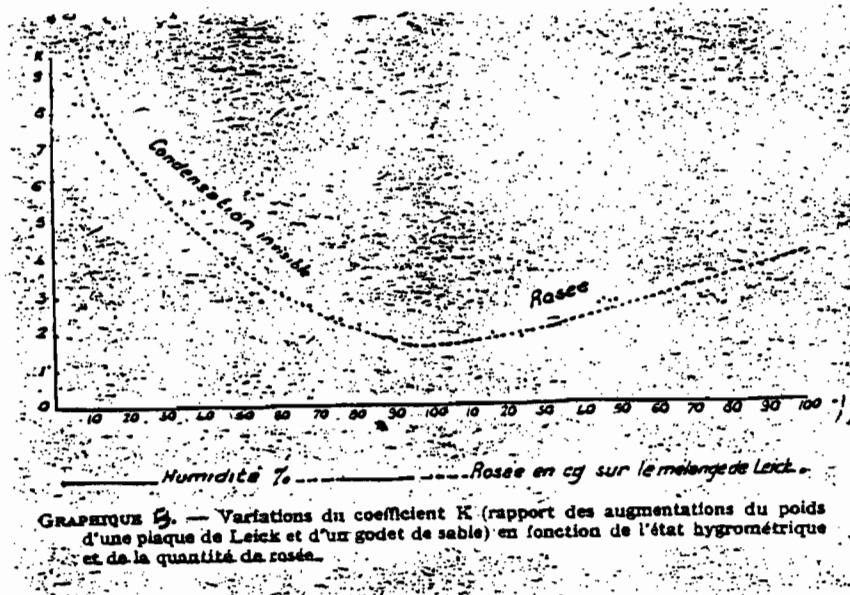
La dernière partie de chaque courbe, correspond à une période d'accroissement du poids plus lent

Et à partir d'une humidité de 70%, l'accroissement devient à nouveau plus rapide et les deux courbes se redressent vivement. Cette condensation plus active semble

due à un dépôt de rosée "précoce", puisque, d'après Tarnon, le point de rosée n'est pas atteint.



Le graphique 5 montre que la rosée vraie n'est que le prolongement de la rosée "précoce", qui apparaît déjà quand le point de rosée n'est pas atteint, mais quand le degré hygrométrique augmente.



IV.3.3 Influence de l'humidité du sol.

a. Aspect théorique du phénomène.

Dans les conditions naturelles, l'amplitude de l'oscillation thermique journalière (fig 6) affectant les couches superficielles du sol joue un rôle déterminant sur la dessiccation et la rehumectation de la surface du sol.

La tension de vapeur atmosphérique e_a est prise comme constante lorsqu'il ne survient aucun changement de masse d'air au cours de la journée.

Si la tension de vapeur d'eau e_s en équilibre avec le sol en surface est supérieure à e_a , un phénomène d'évaporation se produit.

Dès que le maximum thermique se produit, e_s s'abaisse et elle peut devenir inférieure à e_a et les conditions sont alors favorables à un processus de fixation.

Au sein d'un mulch prononcé, la température s'abaisse davantage et un phénomène de rosée se produira alors dès que le point de rosée à la surface du sol sera atteint, c'est à dire lorsque $e_w(t) \leq e_a$.

À un moment du minimum thermique, le matin on observe donc un profil de tension de vapeur en équilibre avec l'humidité du sol tel que le profil H (voir fig 6). Le profil 3 de la figure 6 est observé si aucun phénomène d'apport ne se produit ^{était}.

La zone hachurée représente le gain d'humidité dû à une augmentation de la tension de vapeur en équilibre avec le sol.

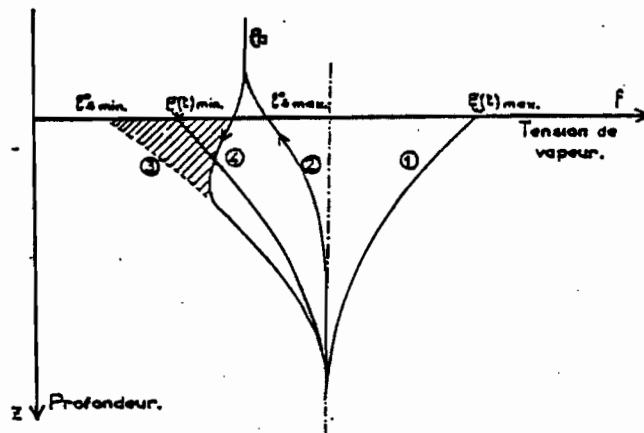


Fig. 6 — Humidité du sol et fixation de la vapeur d'eau — Régime variable.

- La courbe ① représente sensiblement le profil des tensions naturelles de la vapeur d'eau à l'instant où se produit le maximum thermique dans les couches du sol immédiatement voisines de la surface.

- La courbe ② indique la tension réelle de vapeur d'eau en équilibre avec le sol aux différents niveaux au même moment.

b. Vérifications expérimentales.

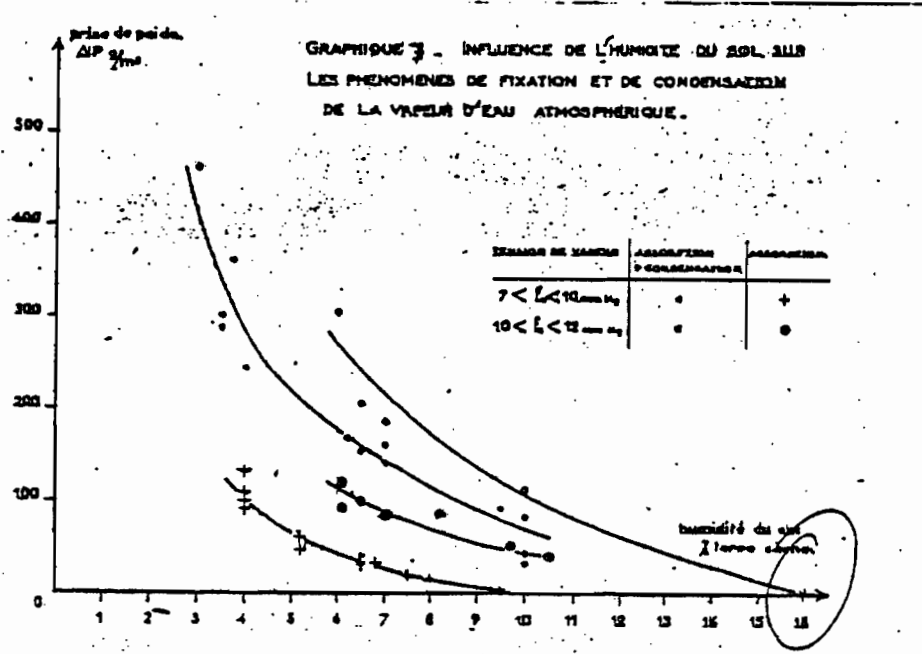
Des expériences ont été faites pour vérifier ces vues théoriques et on a abouti aux conclusions suivantes :

- Le phénomène de fixation est d'autant plus intense que l'humidité du sol est plus basse.

- Lorsque l'humidité est supérieure au point de flétrissement permanent, la tension en équilibre avec le sol e_s est entièrement voisine de e_w et de lors la condensation occulte correspondant au simple phénomène de rosée.

En effet d'après le graphique 7, on remarque que dès que le seuil de 9 à 10% d'humidité globale est atteint, ce qui correspond sensiblement au point de flétrissement permanent pour le linon considéré, l'intensité du phénomène de fixation et de condensation

.croit très rapidement.



V Importance des phénomènes rosée et condensation occulte.

Les quantités d'eau apportées au sol par la condensation occulte sont très faibles (0,3% du poids d'un sol sablonneux).

Mais comme il y a une continuité entre la rosée et la condensation occulte, ces quantités peuvent déclencher des condensations plus importantes.

L'apport d'eau au sol n'est plus négligeable et pourrait être absorbé par la racine de la plante.

Un sol sablonneux, par exemple, a des propriétés hygroscopiques beaucoup moins prononcées, il se comportera très difficilement puisque dans le cas d'un mulch superficiel n'aura pas ce rôle de "tampon" dans les échanges de vapeur d'eau entre l'atmosphère et le sol; les apports pourront donc théoriquement se manifester plus profondément dans le sol. On peut se demander alors si ce processus ne

peut expliquer le comportement des oliviers plantés dans les zones salées des environs de Sfax (Tunisie) sous une pluviométrie annuelle de l'ordre de 200 mm.

En effet l'expérience de Jachies de Dray Farming aux Etats Unis, montre que la culture du blé devenait possible seulement dans un sol convenablement remué sans apport extérieur d'eau. Car dans un terrain ameublé, les canaux capillaires sont détruits et par conséquent le phénomène d'évaporation est ralenti. Nous aurons une terre remuée offre à l'atmosphère une surface de contact plus grande, d'où condensation invisible, captation d'eau atmosphérique et formation de rosée d'une façon importante.

Nous avons conclu, d'après une série de mesures du poids des feuilles détachées et non détachées à leurs plants mères, que l'eau apportée par la condensation occulte peut pénétrer à l'intérieur des tiges de la plante par l'intermédiaire de ses feuilles. Cette pénétration pourrait être généralisée à la rosée. D'où possibilité d'alimentation de plantes par les condensations occultes surtout dans les pays arides où les précipitations atmosphériques ne sont ni importantes ni suffisantes pour le besoin de l'agriculture.

Le Savant russe A. Libédev a étudié expérimentalement le mécanisme du mouvement des eaux dans les terrains, et a montré que la condensation de l'eau a effectivement lieu par passage de la vapeur d'eau dans le terrain (par suite de la différence de tension de la vapeur d'eau);

elle passe à l'état liquide dans des conditions déterminées de la température. Cet apport d'eau, par condensation occulte, pour les eaux souterraines ne constitue, en règle générale, qu'une faible fraction des réserves d'eau souterraines. Comment concevoir, pourtant, autrement que la condensation, la formation, dans les niveaux calcaires situés au cœur des régions très sèches et souvent près des sommets, de rivières souterraines permanentes, parfois importantes, qui jaillissent à leur base. Imbeau cite un exemple de condensation dans les laves proches du sommet du Puy-de-Dôme. On doit rappeler qu'en Crimée, la ville de THEODOSIA était probablement anciennement alimentée par un grand amas de pierres calcaires, ayant 30 m de diamètre sur 10 m de hauteur et servant à condenser une eau abondante, acheminée ensuite vers la ville par des tuyaux de grès.

En revanche, Kuller à BANGANG, a conclu que les condensations occultes apparaissent trop faibles pour avoir une influence directe sur l'alimentation de la nappe et sur les oscillations du débit des rivières. Mais comme la rosée est de 0,3 mm, une valeur non négligeable vis à vis de la valeur journalière de l'évaporation potentielle (3 à 5 mm), peut servir déjà de source secondaire d'approvisionnement en eau de plantes.

En fait, l'adsorption de la vapeur d'eau atmosphérique par la surface du sol et les végétaux qui le recouvrent et de sa condensation à l'intérieur de la terre sont, dans les régions semi-arides, sahéliennes ou la côte ouest

tels que les îles du Cap-vert, le Sénégal où l'humidité est assez importante, sans doute de sources secondaires de l'humidité interne. Pendant la saison chaude, elles sont suffisantes pour compenser le déficit habituel des précipitations et apporter aux couches superficielles de la terre, et directement aux feuilles, l'humidité indispensable pour que les plantes cultivées puissent continuer à se développer.

L'adoption de systèmes de cultures favorisant la formation, l'entreposage et l'utilisation de ces dépôts acquis est le premier moyen de défense contre la sécheresse auquel les agriculteurs de ces régions semi-arides et arides doivent avoir recours.

Kilham et D. Fisher ont montré que les apports de l'humidité peuvent favoriser l'action microbienne de nitrification sous un climat aride. Les différences de comportement entre les divers microorganismes telluriques aux faibles humidités ont parfois des conséquences agronomiques non négligeables; ainsi la coexistence de la microflore ammonifiante, qui est peu exigeante en eau et de la microflore nitrifiante, qui est plus exigeante et manifestant une forte activité pour des taux d'humidité du sol relativement bas, entraîne une accumulation importante d'azote ammoniacal qui s'observe couramment in situ dans les sols au cours de dessèchement.

Ce serait là, outre leur contribution au bilan hydrique, un aspect agronomique très important résultant de condensations occultes.

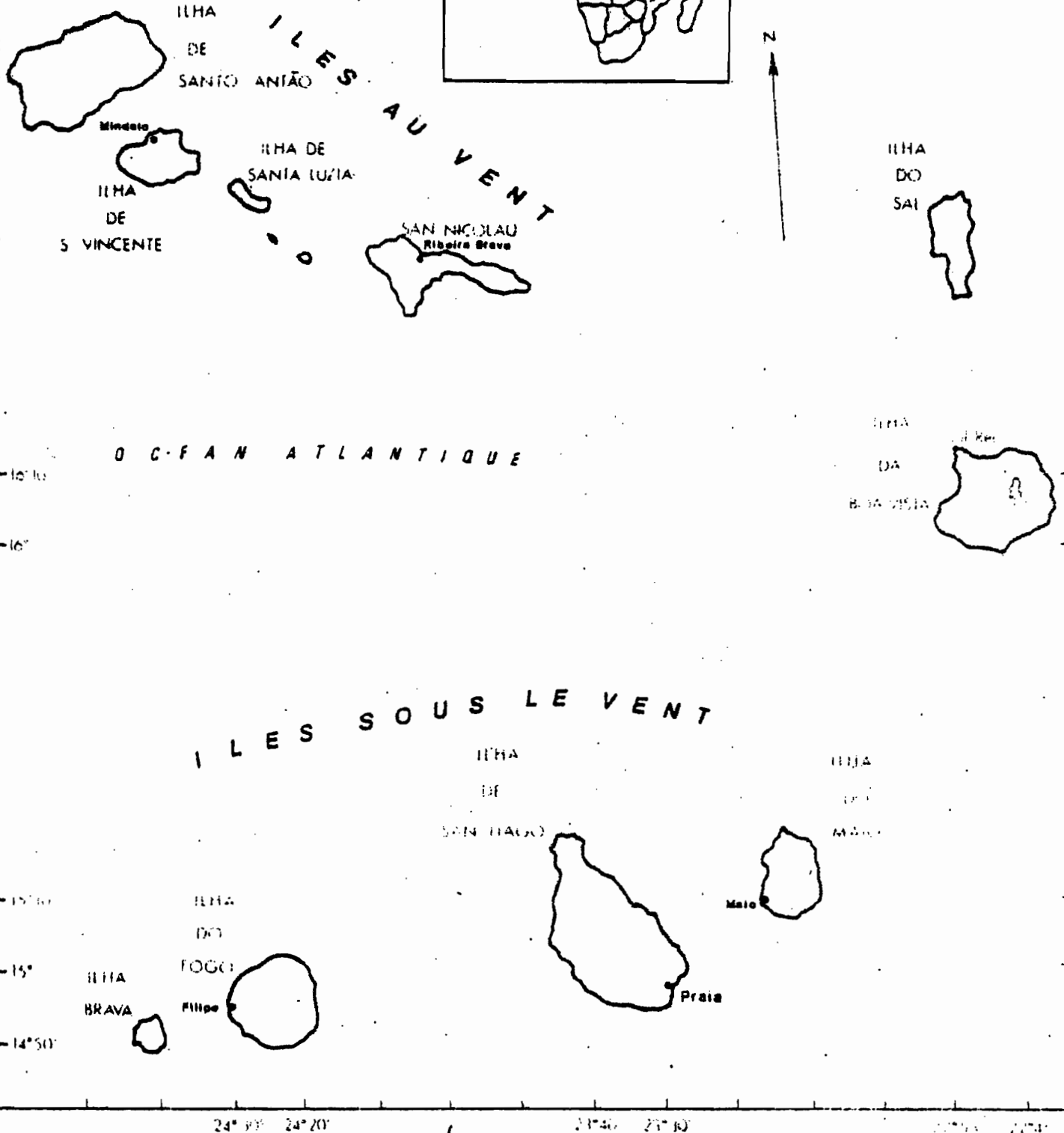
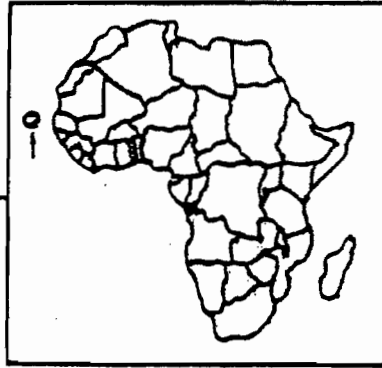
Mais il faut noter que l'état d'humidité sur les feuilles entretenues par la condensation occulte pourrait être favorable au développement des parasites, donc nuisible pour la plante.

Enfin, les condensations occultes et rosées pourraient justifier la possibilité d'altération par l'hydrolyse acide de certaines roches graniques dures telles que les diorites comme l'a constaté A. RONDEAU en CORSE.

RÉPUBLIQUE DES ILES DU CAP-VERT

Fig. 1

SITUATION



PRECIPITATIONS OCCULTES aux ILES DU CAP. VERT

Le terme des précipitations occultes englobe

- la rosée
- les condensations occultes (ou invisibles)
- les dépôts de gouttelettes des nuages ou du brouillard qui ont pu se former ailleurs.

Dans cette dernière partie de l'étude, on va étudier les dépôts de gouttelettes des nuages ou du brouillard et leur captation aux Iles du Cap-Vert.

I Données climatiques.

Situé dans la partie orientale de l'océan atlantique, entre 15° et 17° de latitude Nord et 23° et 25° de longitude ouest, à 500 Km des côtes du Sénégal et à 1200 Km au S.S.W des Canaries, l'Archipel des Iles du Cap-Vert comprend dix îles :

- au Nord, six îles au vent : Ilhas do Barlavento.
- au Sud, quatre îles sous le vent : Ilhas do Sotavento.

Ces îles émergent une superficie de 4033 Km² et constituent avec Madère, les Açores, le petit Archipel de Salvage et les Canaries le groupe volcanique Macaronésien.

Par sa position géographique, bien qu'appartenant au domaine intertropical à saisons contrastées et à tendances riches, c'est à dire à la zone soudanaise-sahélienne caractérisée par une saison sèche et fraîche (Novembre - Mai) et une saison humide et chaude (Juin - octobre), l'Archipel des Iles du Cap-Vert

37

présente un régime climatique particulier dû aux influences à la fois océanique et palarienne.

1. Les vents.

Les données relatives au régime des vents au sol au cours d'une année font apparaître que les îles du Cap-Vert est soumise à des vents d'origine et de direction variables selon les saisons.

① De Novembre à Juin : les vents dominants sont les vents du Nord-Est, appelés alizés, qui sont issus de l'Anticyclone des Açores. Ce sont des masses d'air anticycloniques, donc subsidents et stables, peu susceptibles d'apporter des précipitations.

Les Alizés soufflent souvent avec une assez grande violence (la vitesse peut aller de 20 à 30 km/h). Les vents sont assez froids et ordinairement chargés d'humidité.

② De Décembre à Juin : en général, soufflé à certaines heures de la journée le vent d'Est ou HARMATTAN, vent chaud chargé de littoraux.

③ De Août à Octobre (saison de pluies) : ce sont les vents dominants de direction S-E et S-W qui caractérisent le flux de mousson issu de l'Anticyclone austral de St. Helène. C'est une masse d'air chaude et humide qui apporte de la pluie.

La vitesse moyenne annuelle estimée du vent en site dégagé est de 7,5 m/s à 10 mètres au dessus du sol, d'après les mesures faites dans la station de l'actinodrome de PRAIRA.

D'importantes variations apparaissent selon l'heure de la journée voir (fig 8)

graphique: VARIATIONS HORAIRES DE LA VITESSE DU VENT A PRAIA

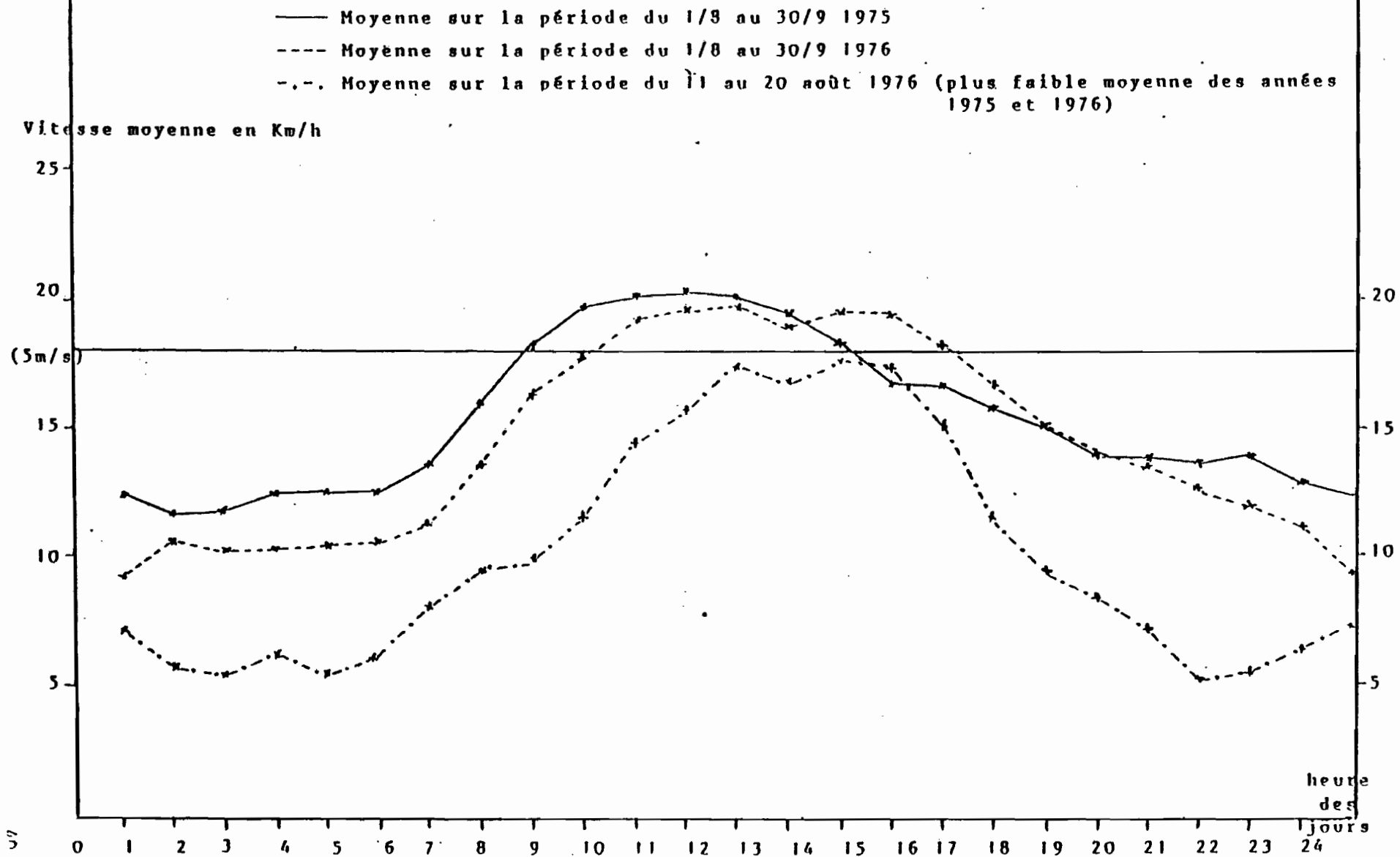
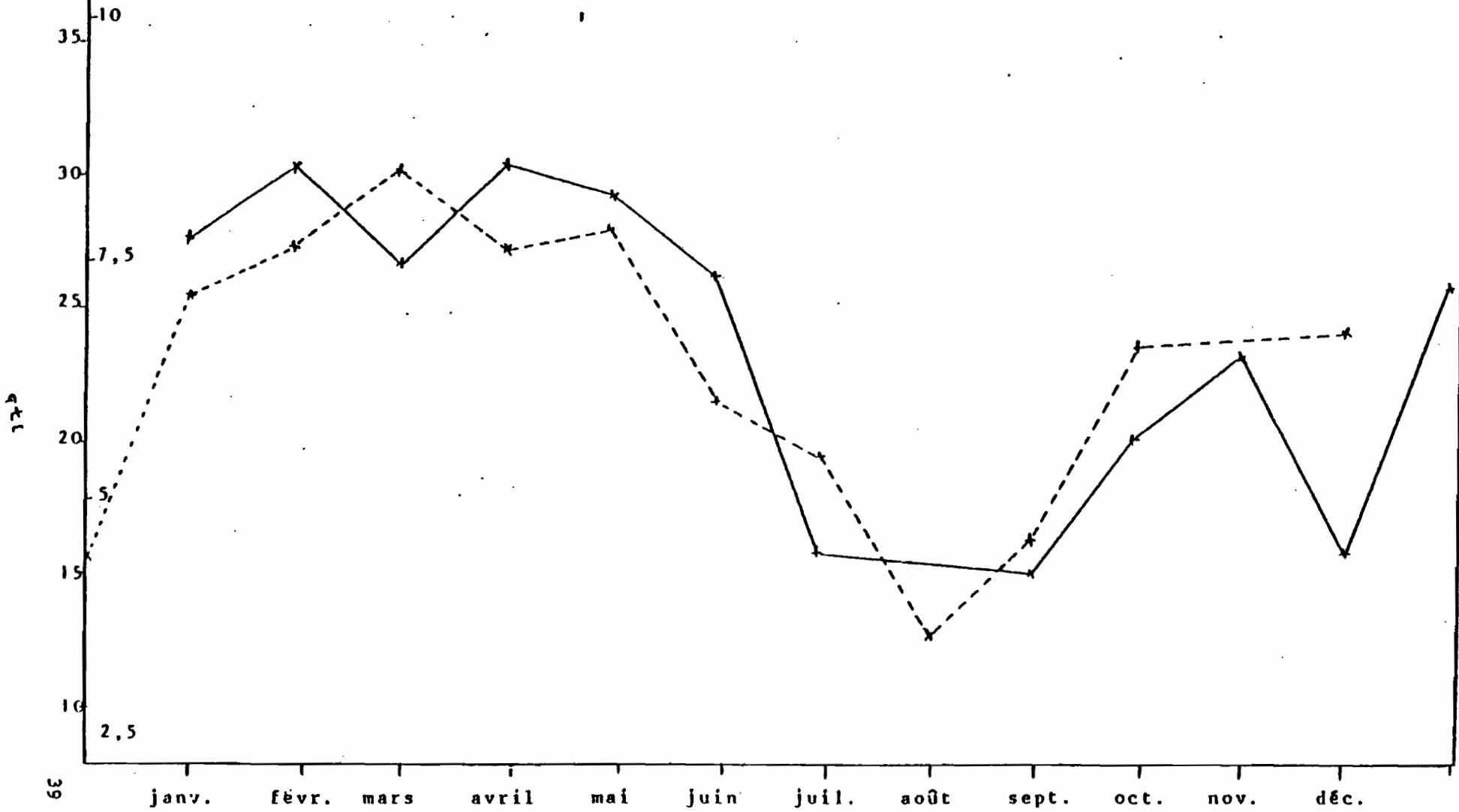
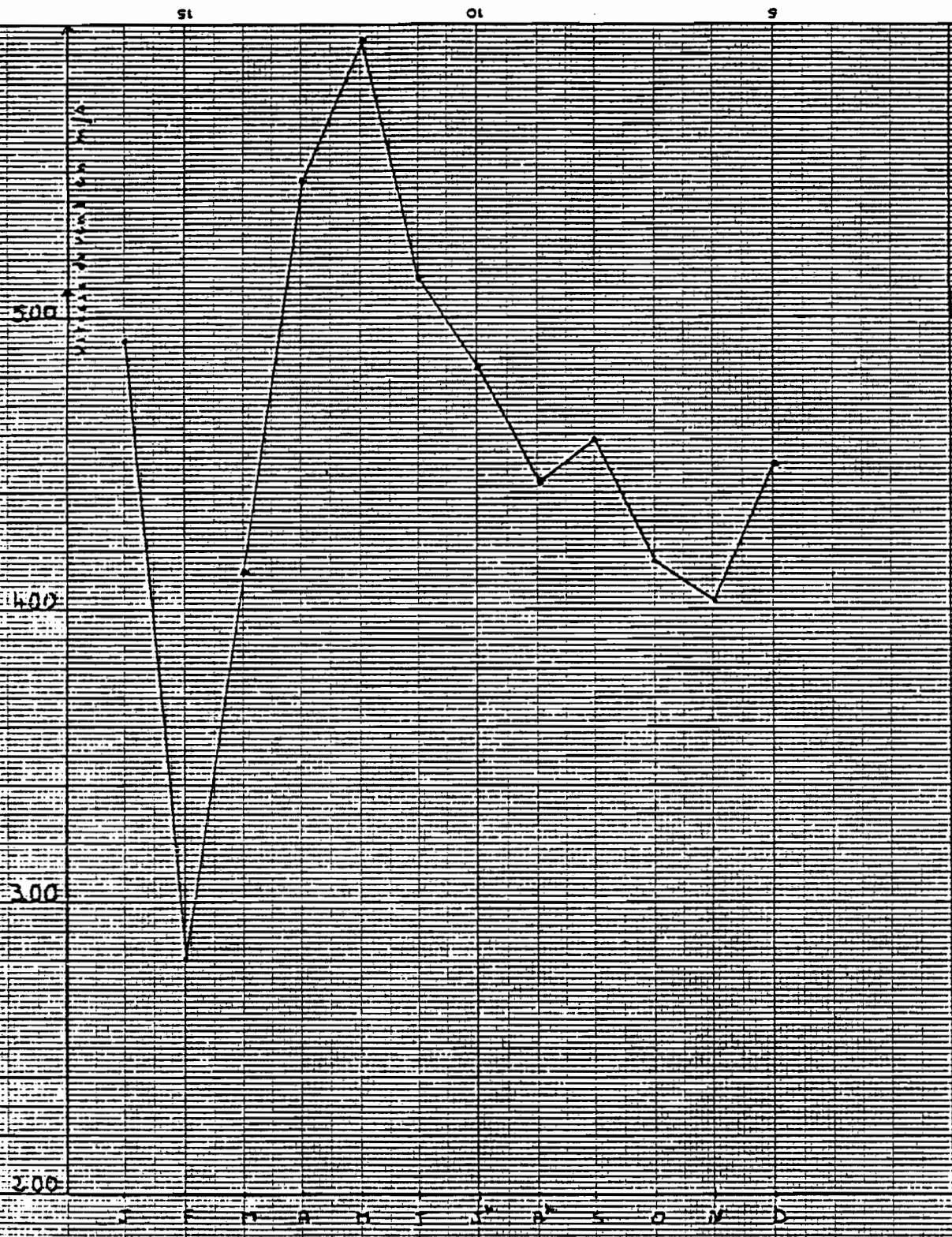


fig 8 VITESSE MOYENNE DU VENT A PRAIA SELON LES MOIS
DE L'ANNEE

Vitesse moyenne
en Km/h m/s

— Année 1975
- - - Année 1976





VITESSES MOYENNES DU VENT AU SOL A V. R. DRAVH
(période 1951-1960)

SOURCE METEOROLOGIE NATIONALE
L'OSBONNE

-38-

Le relief modifie considérablement l'écoulement général, du fait du caractère unidirectionnel de l'écoulement, ces modifications peuvent conduire à l'existence de véritables corridors du vent (témoin: arbres en drapeau).

2. L'HUMIDITE:

Les données sur l'humidité atmosphérique montrent qu'elle a toujours des valeurs moyennes élevées. Ces fortes valeurs de l'humidité sont liées à l'intervention de l'Alizé maritime pendant la période sèche.

L'humidité varie inversement à la température. Elle est minimale aux heures chaudes de la journée, maximale au petit matin.

Les maxima hygrométriques sont généralement élevés (jusqu'à 95%) et les minima ne descendent presque pas au dessous de 60%. (graph: 9).

La variation de l'amplitude entre maxima et minima dépend de la ~~différence~~ altitude et de la situation par rapport à l'océan.

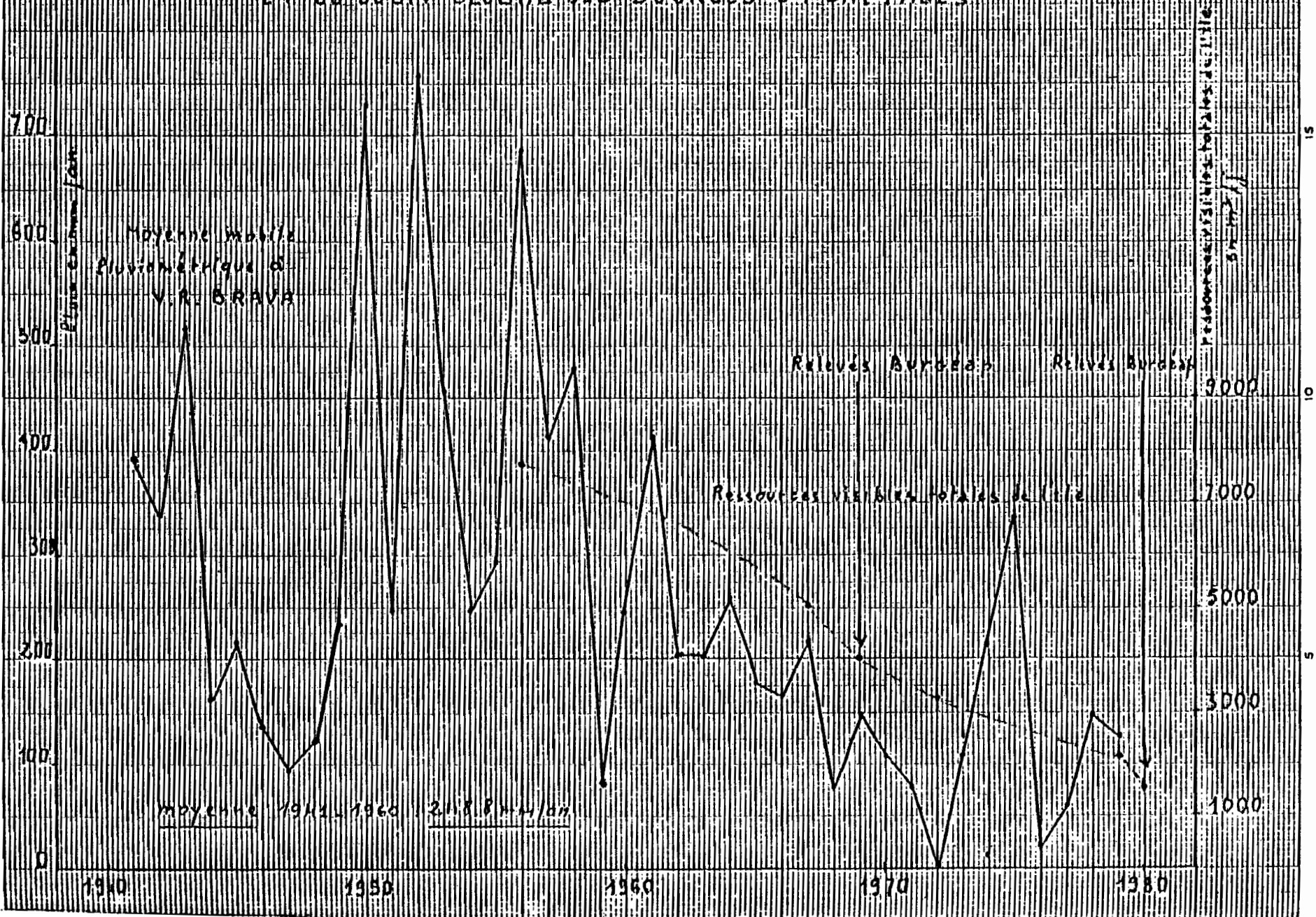
Cette humidité atmosphérique importante est à l'origine des précipitations occultes qui se produisent en saison sèche.

3. Les pluies:

Depuis 1966, l'Archipel des îles du Cap-Vert passe par une période de sécheresse. Le F.I.T. atteint tardivement, et pour peu de temps, la latitude de l'Archipel, ce qui a pour conséquence un affaiblissement très sensible de la pluviosité.

St. NICOLAU

EVOLUTION DANS LE TEMPS DE LA PLUVIOMETRIE ET DU DEBIT GLOBAL DES SOURCES ET CAPTAGES



L'île de SAO NICOLAU, par exemple, est la plus sévèrement touchée par la sécheresse (depuis 1962). L'analyse du graphique 10 montre qu'à SAO NICOLAU, les précipitations sont tombées, dans la période 1971-1972, à moins du 1/10^e des précipitations moyennes. Par ailleurs en Septembre 1975 des pluies importantes (quoique non exceptionnelles) surviennent après plus de 10 ans de sécheresse.

Les pluies qui relèvent du régime du "Pousson" sont fortement concentrées : les mois d'Août à Octobre totalisent plus de 80% de la pluie annuelle.

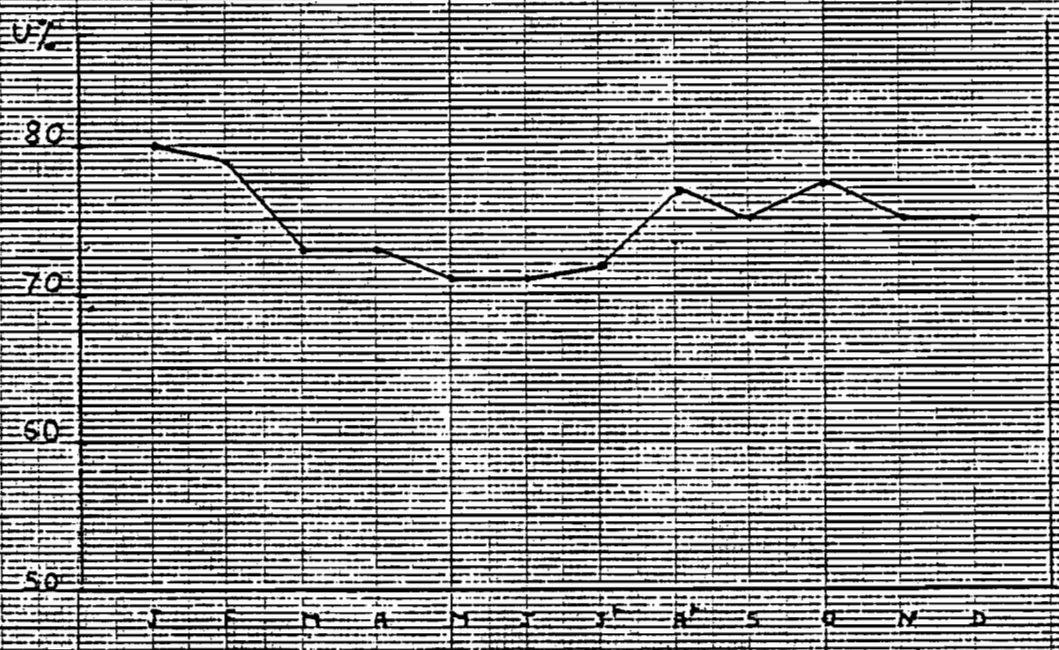
L'Archipel des îles du Cap-Vert a une pluviométrie très irrégulière d'une année à une autre avec une succession aléatoire d'années riches et humides. Elle varie en fonction de l'altitude et de l'exposition des versants aux vents.

Compte tenu de la persistance de la sécheresse et des températures élevées en raison de pluie, il est évident que le dessèchement sera prédominant à cause de manque de végétation et l'évaporation sera favorisée. Ainsi l'apport à la nappe sera très réduit par rapport aux quantités tombées.

4: Les températures :

Une des particularités les plus remarquables du climat de tout l'Archipel du Cap-Vert est la grande uniformité de température pendant toute l'année, même au niveau de la mer. Les relevés de températures recueillis sur les îles de Santiago, Brava, Sao Nicolau montrent que l'amplitude thermique est faible même en altitude (voir graph: 11)

S. NICOLAEU



HUMIDITE RELATIVE MOYENNE A VER BRAVA
(periode 1961-1969)

La faiblesse de variations est aussi bien journalières que mensuelles. Entre le jour et la nuit, il y a de très faibles oscillations de température (2° ou 3° au maximum).

1941-1960	J	F	M	A	M	J	J ^e	A ^t	S	O	N	D
t ^{max}	20,3	20,3	21,1	21,4	22	22,2	22,9	23,8	24,3	24,1	23,1	21,3
BARVA t ^{min}	16,3	15,8	16,2	17	17,8	18,6	19,4	20,4	21	20,4	19,2	17,6
t ^{moy}	18,3	18,0	18,6	19,2	19,9	20,4	21,2	22,1	22,6	22,2	21,2	19,4
FOGO t ^{moy}	16,3	15,6	18,4	20,4	22,5	22,8	18,5	19,1	19,4	19,4	17,9	15,6

Tableau 1. d'après la Météorologie Nationale de Lisbonne.

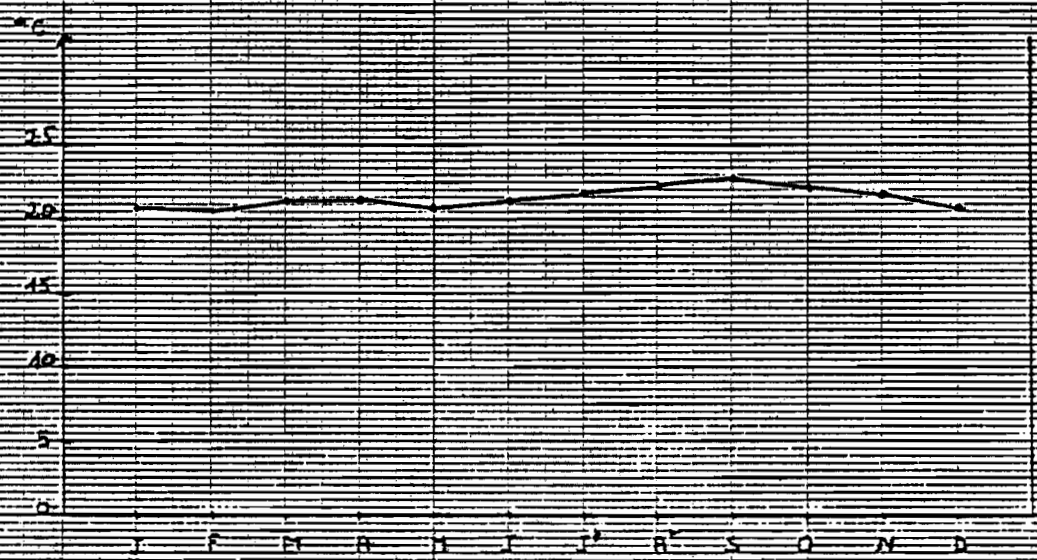
5. L'Evaporation

1941-1960	J	F	M	A	M	J	J ^e	A ^t	S	O	N	D	Total annuel	
PREGUIÇA (SAO-NICOLAU)	Precipitation (mm)	4	4,4	0,1	1,9	0,1	0,0	1,5	29,4	40,9	18,4	9,0	9,3	119
	Evaporation (mm)	162,8	132,4	153,6	152,7	159,2	155,5	149,7	136,5	131,7	147,1	146,8	144,4	1749,4
VILA DE NOVA SINTAA (BARVA)	Precipitation (mm)	9	4,5	0,3	0,0	0,3	2,4	25,3	136,5	115,6	87,5	65,6	20,1	488,1
	Evaporation (mm)	144,9	51,7	56,7	54,2	50,4	36,7	30,9	27,7	24,7	28,6	34,6	40	489,5
MONTEVELHA (FOGO)	Precipitation (mm)	69,9	25,5	4,1	2,2	0,2	2,6	53,9	215	191,1	653,2	243,8	148,5	1610,3
	Evaporation (mm)	158,3	171,8	216,3	270,9	317,2	306,4	189,3	87,2	92,9	140,7	137,7	113,6	2247,7

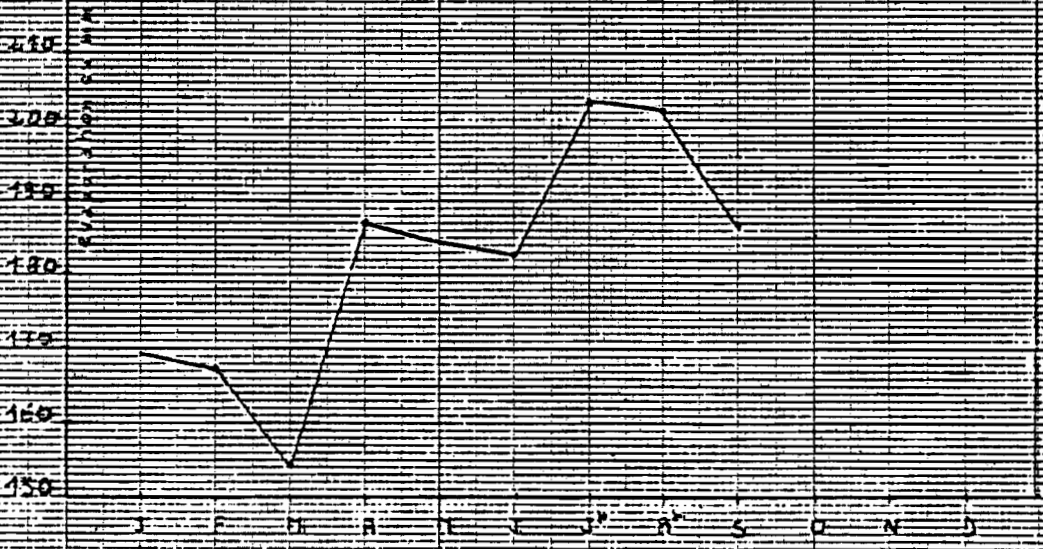
Tableau 2. d'après la Météorologie Nationale de Lisbonne.

D'après le tableau 2, on remarque que les quantités d'eau évaporées sont dans l'ensemble élevées; Les variations ^{d'évaporation} sont importantes selon le mois; Les trois stations connaissent un déficit pluviométrique permanent, sauf pour le mois pluvieux.

S. NICOLAU



TEMPERATURES MENSUELLES MOYENNES A V.R. BRAVA (PERIODE 1948-1950)



EVAPORATION ANNEUELLE A V.R. BRAVA (PERIODE 1948-1950)

Pour établir un bilan climatique, il faut tenir compte non seulement de l'évaporation, mais aussi de la transpiration et du ruissellement.

6. Evapotranspiration : E.T

La formule de TURC est la plus adaptée pour le calcul de l'E.T à l'Archipel des îles du Cap-Vert.

$$D = P - E$$

- D = écoulement
- P = précipitation
- E = évaporation

L'ajustement statistique a conduit Turc à une formule de la forme :

$$E.T = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2(t)}}}$$

L(t) exprime le pouvoir évaporant de l'air

$$\text{avec } L(t) = 300 + 25t + 0,05t^3$$

t : température moyenne annuelle de l'air sous abri exprimée en °C

$$EI = P \text{ si } \frac{P^2}{L^2(t)} \leq 0,1.$$

Cette formule de Turc ne tient pas compte de la répartition des pluies dans l'année.

Le tableau 3 donne les valeurs moyennes annuelles des évapotranspirations, pour quatre stations différents, calculés par la formule de TURC.

1941-1960	MONTO VELHA (FOGO)	VILA DE NOVA SINTRA (BRAVA)	PREGUIÇA (SAO NICOLAU)	VILA R. BRAVA (SAO NICOLAU)
Pmoy	1610	488,1	92,6	248,8
ti	18,9	20,2	23,9	22,8
E.T.ann. (TURC)	928,98	473,9	97,423	258,14

Tableau 4.

On remarque, d'après le tableau 4, que l'évapotranspiration est très importante en la comparant avec la pluviométrie moyenne annuelle.

Le bilan est déficitaire à l'île de SAO NICOLAU, tandis qu'à FOGO et BRAVA où le brouillard est persistant, le bilan est excédentaire.

7. Nébulosité

Elle est très forte en saison des pluies, véritable bande nuageuse encadrant les reliefs jusqu'à des altitudes relativement basses (300 à 400 m).

Le tableau 5 nous donne les fréquences de la nébulosité dans trois stations différentes.

1941-1960 Moy.		J	F	M	A	M	J	JH	At	S	O	N	D	Annuel
VILLA DE NOVA SINTRA (BRAVA) Alt: 490m	$N > \frac{8}{10}$	11	9	11	13	15	18	19	19	18	15	13	14	175
	$N \leq \frac{2}{10}$	1	1	2	1	1	0	0	0	0	1	1	0	8
Monte VELH2 (FOGO) Alt: 1300m	$N > \frac{8}{10}$	8	4	4	3	1	2	7	11	7	7	8	10	72
	$N \leq \frac{2}{10}$	11	14	16	15	18	17	12	6	8	10	10	9	146
PREGUICA (SAO NICOLAO) Alt: 25m	$N > \frac{8}{10}$	3	2	1	1	1	2	5	5	4	2	2	3	37
	$N \leq \frac{2}{10}$	5	6	7	5	4	4	2	1	2	5	4	4	49

Tableau 5 - fréquence mensuelle de la nébulosité.

D'après le tableau, on remarque que le maximum du nombre de jours nuageux coïncide avec l'altitude et correspond aux mois pluvieux qui coïncident bien avec l'arrivée de l'Alizé S.E. et S.W. La nébulosité reste sensible en saison sèche.

Les précipitations occultes :

Les condensations occultes sont abondantes dans tout l'Archipel, spécialement sur les versants exposés à l'Alizé froid. La rosée est surtout abondante dans les montagnes et au bord de la mer où l'humidité est importante. Pendant la période d'HARMATTON, elle fait défaut et on constate alors une aridité surprenante comparable à celle même au Sahara.

Ce sont les versants Nord exposés aux alizés qui sont affectés par un brouillard dense et persistant au dessus de 100 m. En effet la masse d'air fraîche et humide se glisse sous l'air chaud, la température diminue, l'humidité augmente et une dégradation de la visibilité est observée. Il y a presque toujours de la brume ou du brouillard. Cette bande de nuage au sol assez dense s'accompagne souvent d'un type de végétation arborescente particulier.

La quasi-permanence des Alizés N.E. et la persistance de cette masse d'air saturée en humidité, qui est le brouillard, assurent le renouvellement de la masse d'air humide garantissant un stock d'eau important en altitude dont la quantité d'eau provenant de la rosée ne représente qu'une faible part disponible pour la végétation.

1961 - 1960	J	F	M	A	M	J	J ^t	A ^t	S	O	N	D	Total
MONTE VETRA (FOGO) Alt = 1300 m	10	8	8	7	5	6	16	15	11	10	10	11	117
VILA DE NOVA SINTRA (BAVA) Alt = 1000 m	8	6	8	7	8	12	14	13	15	13	9	9	122
PRÉ GUIGUA (SAO NICOLAU) Alt = 25 m	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1

Tableau 6. Nbre de jours de brouillard à l'Archipel des îles du Cap-Vert (période 1961-1960).

On remarque d'après le tableau que la fréquence de brouillard varie avec l'altitude de la station et son exposition à l'Alizé froid.

Conclusion :

Les conditions climatiques de l'Archipel des îles du Cap-Vert sont dans l'ensemble moins rigoureuses que dans les régions Soudanaises - Sahéliennes. Les températures sont élevées pendant une bonne partie de l'année et le fort degré hygrométrique limite beaucoup l'évaporation.

Les conditions climatiques sont favorables à la formation de la rosée, de la condensation occulte et brouillard qui sont des phénomènes persistants durant la plus grande partie de l'année.

En proposant un système de captage des gouttelettes d'eau de brouillard par l'intermédiaire de panneaux montés sur des poteaux, l'ingénieur R. Guilha a donné une certaine impulsion pour la mise en œuvre de systèmes pour l'exploitation de la réserve d'eau importante que pourrait apporter le brouillard. Cet aspect

pouvait jouer un grand rôle économique et social en résolvant au moins en partie le problème de l'eau potable aux habitants des régions d'altitude.

Une analyse des expériences de R. E. S. GUNHA et son mérite, et une étude sur le mécanisme de formation de bouillants s'impose.

BROUILLARD

1. Définition :

Le brouillard est considéré comme un nuage qui repose sur le sol. Il est composé de très fines gouttelettes fréquemment invisibles à l'œil nu formées par condensation ou par congélation sur des noyaux hygroscopiques.

Du point de vue physique, il n'y a pas absolument pas de différence entre le brouillard et le nuage, mais les processus de formations sont fondamentalement différents. En fait, le nuage est la conséquence d'une condensation de vapeur d'eau due à un refroidissement adiabatique et non isobarique, tandis que le brouillard est la conséquence d'une condensation de la vapeur due soit à un rapport de vapeur d'eau supplémentaire (par exemple l'évaporation d'une nappe d'eau), soit à un refroidissement de l'air adiabatique et isobarique.

Le rayon minimum des gouttelettes de brouillard est plus petit que celui des gouttelettes nuageuses ; il en est de même pour le contenu en eau liquide, tandis que c'est l'inverse pour la concentration liquide maximale des gouttelettes.

Pour des raisons pratiques, c'est la visibilité qui est retenue comme critère dans la classification des brouillards.

La visibilité est estimée plus ou moins subjectivement.

D'après la théorie de Nic, la visibilité V est reliée au rayon moyen des gouttes, r (μm), et à la teneur en eau liquide, w ($g \cdot m^{-3}$)

$$V = A \cdot \frac{r}{w}$$

avec $A = \sqrt[3]{6} = 2,6$.

2. Les différents types de brouillard

On distingue en général trois grandes familles du brouillard:

a. Le brouillard de rayonnement, dû à un refroidissement radiatif du sol et des couches d'air situées près du sol. En effet à cause du refroidissement, l'humidité de l'air augmente, et si ce refroidissement est assez fort, le point de rosée est atteint et du brouillard de rayonnement au sol se forme.

On peut distinguer le brouillard de rayonnement élevé, dont la formation est liée à celle des stratus de turbulence qui apparaissent après arrivée de l'Alizé froid, à l'Archipel de l'Est du Cap-Fert, en remplaçant le cumulus du beau temps. Lors de l'apparition de ce nuage, l'humidité de la couche d'air située entre le sol et la base du nuage est toujours très forte, car toute la vapeur d'eau résultant de l'évaporation reste concentrée dans cette couche de faible épaisseur. Ce qui explique la forte humidité relative dans l'Archipel. Il suffit alors d'un refroidissement nocturne même faible pour provoquer la condensation.

b. Le brouillard d'advection, causé par le refroidissement d'air humide se déplaçant sur un sol de plus en plus froid. La vitesse du déplacement de cette masse d'air ne peut être trop élevée, car la turbulence résultant du frottement empêcherait alors la formation du brouillard.

c. Le brouillard d'évaporation, dû à l'évaporation d'une nappe d'eau dont la température est supérieure à celle de l'air.

d. Les brouillards de détente : ne peut se former que par détente due à un mouvement vers le haut et permise uniquement dans une masse d'air s'élevant ou le versant d'une colline ou d'une montagne. C'est donc un brouillard de pente, dans la formation duquel le refroidissement par rayonnement et parfois aussi par advection joue un rôle non négligeable. Généralement, ce brouillard apparaît dans des masses d'air humide et est plus fréquent le matin, à cause du rayonnement nocturne.

Les brouillards de détente sont les plus distingués à l'Archipel des îles du Cap-Vert.

3. La Structure microphysique des brouillards.

Cette structure est définie par un certain nombre de paramètres, notamment :

a. Les noyaux de condensation (voir chapitre sur la condensation).

b. La teneur en eau condensée :

La teneur en eau condensée de brouillard varie dans d'assez grandes limites (0,001 g/m³ à 2 g/m³), avec une valeur moyenne de l'ordre de 0,2 g/m³.

c. La distribution des rayons des gouttes

Les gouttes d'un brouillard présentent à un moment donné des dimensions très différents. Leur distribution suit en général une loi log-Normale, du type :

$$\frac{N(r)}{N} = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\log r - \overline{\log r})^2}{2\sigma^2}}$$

$N(r)$: nombre de gouttes de dimensions r , N le nombre de gouttes total et σ l'écart type de la distribution.

Le rayon moyen est en général compris entre 5 μ m et 15 μ m, alors que le rayon dominant varie entre 1 μ m et 10 μ m.

d. Concentration volumique des gouttes :

C'est également un paramètre très variable, qui dépend de la concentration en noyaux de condensation et de la densité du brouillard. Elle varie en général de 0,00 \pm / cm^3 pour les brouillards glacés jusqu'à 5000 gouttes / cm^3 dans les brouillards très denses des zones industrialisées. Elle est de l'ordre de 10 à 50 gouttes dans les brouillards de campagne.

II - Conditions météorologiques de formation :

Les paramètres météorologiques qui entrent en jeu dans la formation du brouillard sont : l'humidité, la température, le rayonnement net, la vitesse du vent, la turbulence et les effets du relief.

a. Humidité

L'humidité relative est en général très proche de 100% dans un brouillard. Les mesures courantes de l'humidité relative sont malheureusement trop peu précises près de la saturation pour pouvoir introduire actuellement la valeur de cette humidité dans la définition du brouillard.

En général le profil vertical d'humidité est uniforme, avec assez souvent, une décroissance au sommet de la couche du brouillard (voir figure 16)

b. Température et rayonnement

La formation du brouillard s'accompagne d'une hausse de température, ou au moins d'un ralentissement de refroidissement, qui sont dus à trois causes principales :

(1) la libération d'une certaine quantité de chaleur latente due à la condensation. Cette quantité de chaleur doit être toujours inférieure à celle perdue par la masse d'air qui est la cause du brouillard (rayonnement, mélange advectif, ...), sinon il y aurait autodestruction du brouillard

(2) aux modifications des conditions de rayonnement (en général, une diminution des pertes radiatives du sol et des couches d'air adjacents).

(3) à la turbulence atmosphérique, qui tend à homogénéiser le champ de température.

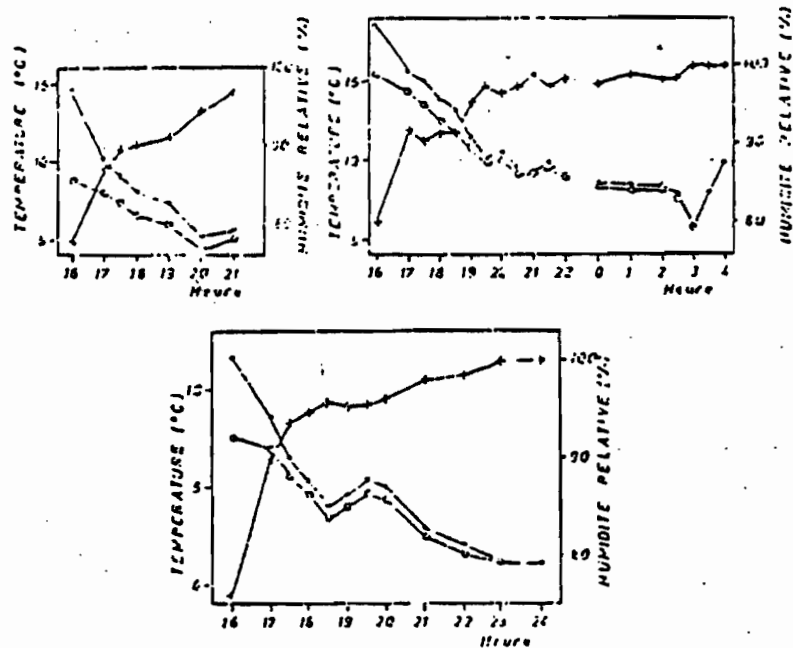


Figure 12: Variation de la température de l'air (o), du point de rosée (o) et de l'humidité relative (+) à 1 cm du sol (d'après Monteith, 1957).

c. Le vent et la turbulence

La vitesse du vent est très variable en fonction du type du

brouillard. Elle doit être très faible dans les brouillards de rayonnement, car la turbulence résultant du frottement empêche alors la formation de ce brouillard. Elle peut atteindre des valeurs assez élevées dans les brouillards d'advection, car la turbulence, d'origine mécanique joue un rôle fondamental dans les échanges de vapeur d'eau.

Les conditions les plus favorables pour le brouillard d'advection et ^{de} rayonnement sont celles où l'air se déplace à une vitesse modérée (10 à 20 km/h).

5: Conclusion

Malgré la disponibilité actuelle de modèles mathématiques et les progrès importants acquis, la prévision de brouillard demeure un problème difficile. En effet, des lacunes subsistent notamment dans l'étude des conditions de turbulence et sur l'influence précise de la nature du sol, que ce soit sous l'aspect thermique (rôle de l'albédo, de l'inertie thermique du couvert), dynamique (influence de la rugosité) et du bilan hydrique.

III Les différentes méthodes de captation des gouttelettes d'eau du Brouillard.

A HISTORIQUE

Les différentes méthodes utilisées pour la captation des gouttelettes d'eau du brouillard ne sont limitées essentiellement aux obstacles susceptibles d'arrêter et recevoir les gouttelettes qui se choquent en plus grand nombre possible sous l'effet de la vitesse du vent.

GRUNOW (1932), en Allemagne, a mis au point un dispositif standard pour la captation des gouttelettes du brouillard. Le dispositif est constitué d'un cylindre, en mailles de fer, de 10 cm de diamètre et 20 cm de hauteur, placé au dessus de la bouche d'une pluviométrie classique. La surface réceptrice du dispositif est la même que celle de la pluviométrie (200 cm²).

Chaque maille a une côté de 1,6 mm, et le fil métallique a un diamètre de 0,25 mm.

La quantité Q de l'eau déposée sur un seul fil métallique constituant les mailles est donnée par la formule de GRUNOW

$$Q = F \times V \times T \times C \times W$$

F = facteur dépendant du diamètre et de la longueur du fil métallique

V = vitesse du vent

W = quantité existante dans son volume donné du brouillard

t = temps de la durée du dépôt des gouttelettes d'eau.

C = facteur dépendant du ϕ du fil métallique, du diamètre ϕ des gouttelettes et la vitesse du vent.

La maille métallique joue le rôle d'un capteur de brouillard. En effet, sous l'effet du choc des gouttelettes d'eau, il y a une formation par coalescence d'une gouttelette d'eau de diamètre assez importante. Sans l'effet de la pesanteur, cette gouttelette tombe dans la pluvionétrie.

Nagel (1956), en Afrique du Sud a effectué des mesures avec le dispositif du GRUNOW. Les valeurs des quantités obtenues sont :

- précipitation en conditions normales : 1910 mm
- Précipitation totale avec le dispositif : 3299 mm.

HURST (1959), à GIBALTAR, où le brouillard est souvent très dense et persistant, a réussi à capter 66 m³ d'eau de brouillard en une année. Il a utilisé deux écrans, l'un composé en mailles de fer double et l'autre en mailles de fer simple. Ces écrans de types monstiquaires ont pour chacune une surface de 0,093 m².

Le rendement de ces écrans augmente d'une façon linéaire avec la vitesse du vent. Pour un vent ayant une vitesse égale à 17 m/s, les deux mailles ont le même rendement.

Pour un vent fort, l'utilisation de l'écran à mailles doubles est plus rentable, tandis que pour une faible vitesse du vent, l'utilisation de l'écran à mailles simples est à conseiller.

Hurst a estimé la quantité d'eau traversant une maille en tenant compte de la vitesse du vent V_c traversant la maille, de la superficie A de la maille, et de la concentration C en gouttelettes d'eau.

$$Q = V_c \times A \times C$$

Pour une maille simple :

$$Q_s = \left(1 + \frac{d}{D}\right)^2 \left[1 - \left(1 - \frac{d+2d'}{D}\right)^2\right] V_c \cdot A \cdot C$$

Pour une maille double :

$$Q_d = \left(1 + \frac{d}{D}\right)^4 \left[1 - \left(1 - \frac{d+2d'}{D}\right)^4\right] V \cdot A \cdot C$$

avec :

d = diamètre du fil métallique

d' = diamètre de la gouttelette

D = dimension de la maille

V = vitesse du vent

HURST a conclu, après calcul de valeurs maximales de deux fonctions, que la relation optimale entre le diamètre du fil métallique d et la dimension de la maille D est :

$$\frac{d}{D} = 0,29 \quad \text{pour la maille simple}$$

$$\frac{d}{D} = 0,16 \quad \text{pour la maille double}$$

Les expériences de HURST ont beaucoup d'intérêt, leurs applications ne sont pas difficiles à réaliser.

VOLGMAN (1968) a conclu, d'après des mesures faites par le dispositif de GRUNOW, que la quantité d'eau captée du brouillard augmente avec l'altitude.

La connaissance des caractéristiques du vent, vitesse et direction, est particulièrement importante pour une future possibilité de développement des systèmes de captation du brouillard sur une grande échelle.

B. Analyse des expériences réalisées sur la captation du brouillard aux îles du Cap-Vert.

Les expériences, déjà décrites, montrent que la captation du brouillard dépend de beaucoup de facteurs tels que les caractéristiques d'une masse d'air, l'altitude, le type du captane et essentiellement le vent.

Essayons alors d'analyser les résultats des expérimentations faites aux îles du Cap-Vert en mettant l'accent sur les effets du vent sur la condensation des gouttelettes et sur le rôle amplificateur joué par l'arbre qui joue le rôle d'un brise vent.

A l'Archipel des îles du Cap-Vert, les pentes tournées vers le Nord et le Nord-Est, entre approximativement les niveaux 500 et 1000 m qui sont enveloppés, surtout pendant la saison sèche (Novembre - Juin) d'une couche de brouillard intense par suite de la couche de stratocumulus et du cumulus qui se forme par turbulence et convection orographique du courant des Alizés.

La captation du brouillard est liée à l'existence d'obstacles naturels ou artificiels susceptibles d'arrêter et recevoir les gouttes qui y ~~choppent~~ choquent en plus grand nombre possible.

En effet à Compo das Fontes, la partie la plus haute de l'île de BRAVA, une intéressante expérience a été faite par HERMOGENES CONÇALVES. Le dernier recueille dans des "rideaux d'arbre" de type "FURCROYA GIGANTEA", l'eau condensée par ruage sur des lignes de cette particularité bien exposées au vent dominant de N. Est. Par ce procédé, il arrive à recueillir, en moyenne, presque 200 l d'eau par an.

56

Cette quantité varie avec la densité du brouillard et l'intensité de la vitesse du vent. Elle est ^{donc} le résultat d'un phénomène d'échange entre l'atmosphère et le surface naturelle.

Les phénomènes d'échanges pourraient être étudiés à deux échelles spatiales : l'échelle locale du brise vent isolé et l'échelle régionale du réseau du brise vent.

4 - À l'échelle locale, derrière chaque brise-vent individuel existe une zone d'ombre aérodynamique relativement étroite où les échanges verticaux sont réduits, notamment au niveau du sol, par rapport à ce qu'ils seraient en terrain nu. Cette étude permet des études expérimentales.

- À l'échelle régionale, au contraire, des échanges verticaux accrues par rapport au sol nu ont été observés, on dit que la rugosité de paysage a augmenté. Cette échelle se prête mieux à des études théoriques et numériques, appuyées par les résultats expérimentaux.

I. Réseau du brise-vent

1. Méthode théorique :

Les échanges qui s'opèrent entre la masse d'air en mouvement et les surfaces naturelles sont de type convectif. Avant de donner les caractéristiques de ce transfert, précisons quelques définitions se rapportant à la convection.

1.1a - 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 ou forcée.

27

- Lorsque le mouvement du fluide est provoqué par des différences de densité, dues à des différences de température, au sein du fluide lui-même, on dit qu'il y a convection libre. Par exemple : lorsqu'une masse d'air enveloppe un sol chaud, la température de l'air monte, sa masse volumique diminue 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, entraînant à la fois le mouvement et le transfert.

- Lorsque le mouvement du fluide est provoqué par un champ des forces extérieures au fluide, on dit qu'il y a convection forcée.

I.1.b - Nature des échanges convectifs

Le vent qui représente l'écoulement du fluide qui est l'air sur la surface ondulante constituée par le sol ou, une végétation ou une forêt, une étendue d'eau, est un écoulement turbulent où le mouvement des particules des fluides est désordonné et que les couches de fluides voisines s'interpénètrent. Les transferts qui s'y opèrent sont dus à une convection forcée turbulente à laquelle se superpose lorsqu'il y a échauffement important de la surface, une convection libre. Ainsi les transferts verticaux qui en résultent sont d'une ordre de grandeur bien supérieur à ceux qui existeraient sans turbulence.

I.1.c - Définition des échanges

Les échanges se définissent par une grandeur mesurable, le flux Φ . Cette grandeur physique applicable à tous les types de transfert, exprime la quantité de l'élément considéré (chaleur ou masse) qui traverse, par unité de temps et

suivant une direction donnée \vec{Ox} , une surface S repérée par sa normale \vec{N} .

$$\phi = S \psi$$

ψ = densité du flux.

I.1.2. Conditions de l'étude.

La masse d'air qui aborde un couvert végétal voit ses caractéristiques (température, humidité) modifiées par les échanges des masses (H_2O) et d'énergie qui ont lieu avec le couvert.

La zone d'air perturbée par les échanges, appelée couche limite, se développe avec évolution à tous les niveaux suivant la direction de la masse d'air, des grandeurs climatiques, c'est le phénomène d'advection.

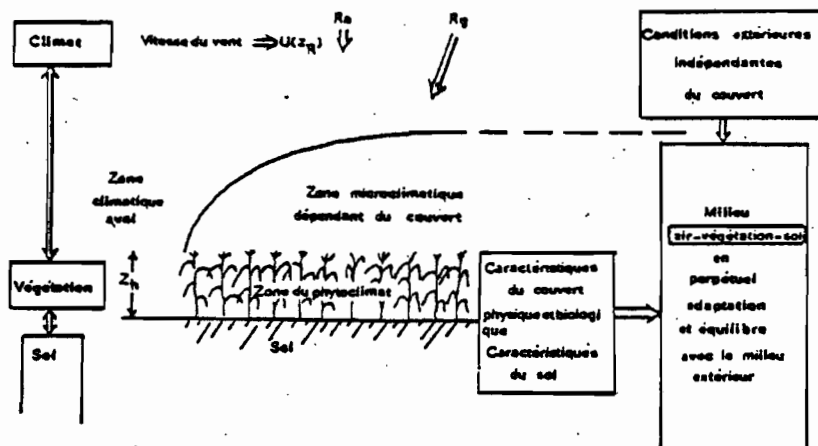


Fig. 113 - Schéma descriptif du milieu air-végétation-sol et de ses interactions. (d'après PERRIER)

Mais progressivement, un équilibre entre la masse d'air et le couvert s'établit. Cet équilibre conduit à une invariabilité de ces grandeurs climatiques, suivant la direction des vents Ox , pour une même hauteur z . La couche d'air qui vérifie cette condition est appelée zone de flux conservatif. Dans cette zone le flux vertical $\phi(z)$ est le même quelle que soit la hauteur considérée.

$$\phi(z) = \phi(z_R) \quad \text{avec } z_R \leq z \leq z_S$$

z_R étant la hauteur du couvert
 z_S étant 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_2 et de surface unité, échanges qui s'effectuent au niveau de toutes les surfaces au contact avec l'air (feuilles, tiges et sol).

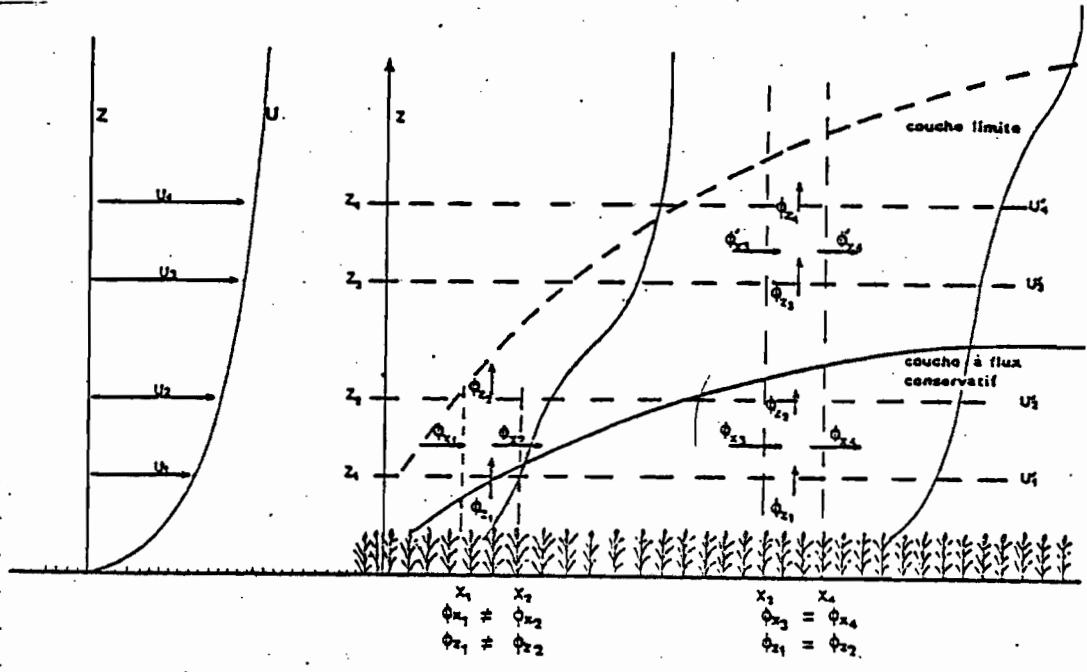


Fig. 111 - Couche limite et zone de flux conservatif. [D'après PERRIER]

1.3.2. Expressions générales des flux verticaux

Le flux vertical d'une grandeur q est proportionnel au gradient vertical de concentration volumique à 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 ou coefficient d'échange.

Le signe (-) rend compte du fait que le transfert se fait des concentrations les plus fortes vers les plus faibles.

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

$$\Phi_q = \frac{(q_1 - q_2)}{z_2 - z_1} = -k_q [q_2 - q_1] \quad \text{avec } k_q = \frac{1}{R_q}$$

r_{aq} est appelée résistance aérodynamique. K_q est le coefficient d'échange convectif de la grandeur q .

1.4.10 Détermination du coefficient de transfert K_M .

Le coefficient de transfert de masse K_M est le plus important pour tous les échanges au niveau agronomique puisqu'il conditionne le flux de vapeur d'eau et le flux de gaz carbonique.

①. Méthode aérodynamique:

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 est basée sur l'analyse théorique des liens entre le flux de quantité de mouvement et le gradient de vitesse du vent. Cette théorie aboutit à une expression de la diffusivité turbulente (ou coefficient de transfert) K_M pour la quantité de mouvement, fonction de la distance z à la surface plane.

a. Surface plane

$$K_M = K \cdot u_* \cdot z$$

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

$$u(z) = \frac{u_*}{K} \text{Log} \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

K est la constante de Karman voisine de 0,40.

u_* est la vitesse de frottement

z_0 est le paramètre de rugosité, appelé aussi épaisseur de rugosité.

b. au sein d'un couvert

Les expressions décrites ci-dessus sont applicables, dans les conditions naturelles, à une surface plane. Mais lorsque le sol est recouvert d'une végétation homogène de hauteur z_R , l'expression générale différentielle de flux verticaux est alors

la suivante :

$$\phi_q = -K U_* (z - D) \left(\frac{d\theta}{dz} \right)_z$$

D est appelé hauteur de déplacement du plan de référence et est voisine de $0,7 \cdot z_p$ pour beaucoup de couverts.

L'expression intégrale :

$$\phi_q = \frac{K U_*}{\log \left(\frac{z_2 - D}{z_1 - D} \right)} (\theta_1 - \theta_2)$$

I.2. 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. On détermine ces deux paramètres aérodynamiques d'une façon expérimentale à partir du profil de vitesse du vent mesuré grâce à une série d'anémomètres placés à différentes hauteurs au-dessus du couvert (voir figure 15).

U_* est donné par la pente et z_0 par l'ordonnée à l'origine de la droite :

$$\log(z - D) = \frac{K}{U_*} U(z) + \log z_0.$$

D est choisi d'une façon arbitraire par tâtonnement jusqu'à avoir, sur un diagramme $\log(z - D)$ en fonction de $U(z)$, un meilleur alignement (voir figure 16). Toute valeur de D choisie inférieure à sa vraie valeur conduisant à une concavité vers les $(z - D)$ positifs de la courbe passant par les points expérimentaux et, pour une valeur de D choisie supérieure à sa vraie valeur, à une concavité inverse.

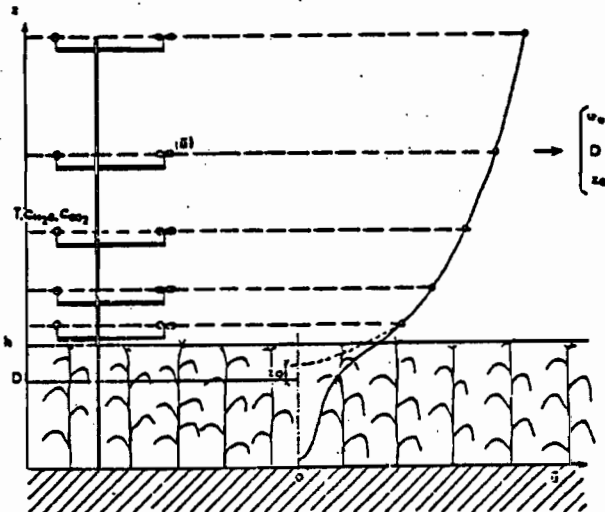


Fig. 15 - Schéma de mesure d'un profil de vent.
(d'après PERRIER)

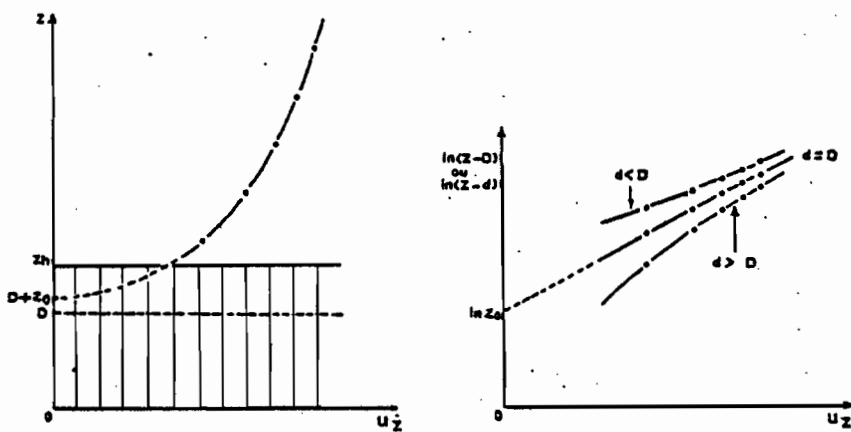


Fig. 16 - Profil de vent au dessus d'une végétation de hauteur z_h
(d'après PERRIER)

II. Echelle locale du brise-vent isolé⁶³.

1. Introduction

Les Haies d'arbres sont largement utilisées dans certaines régions pour améliorer les rendements agricoles en exerçant une protection contre les effets mécaniques du vent et en modifiant les conditions microclimatiques. Parallèlement à cet effet protecteur, on observe des modifications importantes de la vitesse de dépôt des gouttelettes du brouillard en suspension en fonction notamment du type de brise-vent utilisé; de la rugosité régionale et des conditions atmosphériques.

En présence d'un brouillard, ou d'un smog bas, la quantité des gouttelettes déposées au sol ou sur sa couverture végétale peut s'exprimer par la relation suivante:

$$\text{Flux} = \text{concentration dans l'air en même point} \times \text{vitesse de dépôt}$$

Un obstacle peut avoir un rôle de capteur en agissant simultanément sur la concentration et la diminution de la vitesse de dépôt.

Une étude expérimentale sur "l'influence d'un brise-vent artificiel sur la vitesse au sol d'un polluant particulaire" faite par C. CAPUT, Y. BELOT et A. BAILLE, a mis en évidence l'effet protecteur des brise-vent isolés résultant de la modification de l'écoulement de l'air.

Nous avons essayé de généraliser cette expérience sur la captation des gouttelettes du brouillard par le brise-vent.

2. Méthode expérimentale.

Le terrain d'essai choisi est caractérisé par une forte probabilité de vent de secteur Nord.

Deux types de brise-vent ont été testés: un brise-vent pensé

ai fort coefficient de perte de charge ^{-6h-} (5,4) constitué par une grille plastique d'une hauteur de 2 mètres, et un brise-vent imperméable de même dimension que le premier.

Le coefficient de la perte de charge est définie par la relation :

$$\Delta p = \frac{K \rho U^2}{2}$$

Δp : chute de pression au passage de la grille.

ρ : densité de l'air.

U : vitesse du vent.

Résultats

Les courbes représentant la vitesse de dépôt en fonction de la distance $f = \frac{x}{H}$ mettant en évidence une importante variabilité de ce paramètre engendrée par la présence de l'obstacle (fig 17)

Pour chaque expérience, une courbe de la fonction de la vitesse horizontale moyenne du vent U a été tracée avec celle de la vitesse du dépôt.

La fig (17 B) représente les lignes iso-vitesses dans le plan vertical, exprimées en pourcentage de la vitesse non perturbée mesurée en témoin.

La corrélation entre la vitesse de dépôt, la vitesse du vent au niveau où sont mesurés les dépôts, et la protection mécanique exercée par l'obstacle apparaît clairement sur la figure.

La totalité de l'écoulement se produisant au dessus de l'obstacle pour le cas d'un brise-vent imperméable (figure 18). Les filets d'air réfléchis vers le haut sont ensuite rabattus au sol, à une distance comprise entre 6 et 8 fois la hauteur H , délimitant ainsi un tourbillon abimé au voisinage du sol par un courant de retour de sens opposé à celui du vent (fig 18 B).

Un accroissement considérable de la vitesse de dépôt est observé dans la zone délimitant ce tourbillon et c'est surtout au-delà

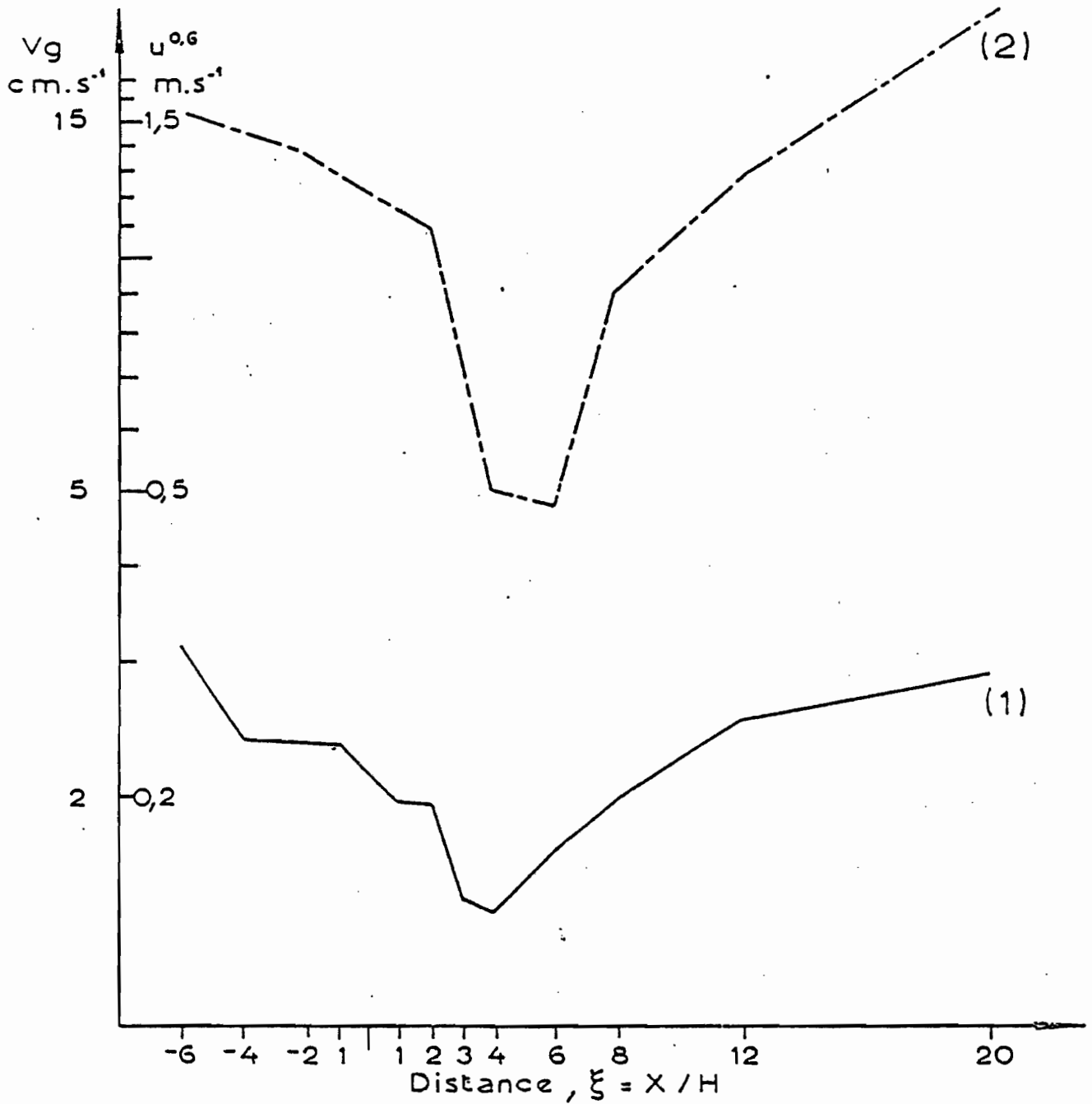
- 65 -

d'une distance ζ de l'ordre de 20 fois la hauteur de l'obstacle que l'on retrouve les valeurs initiales de vitesse de dépôt en corrélation avec la vitesse du vent.

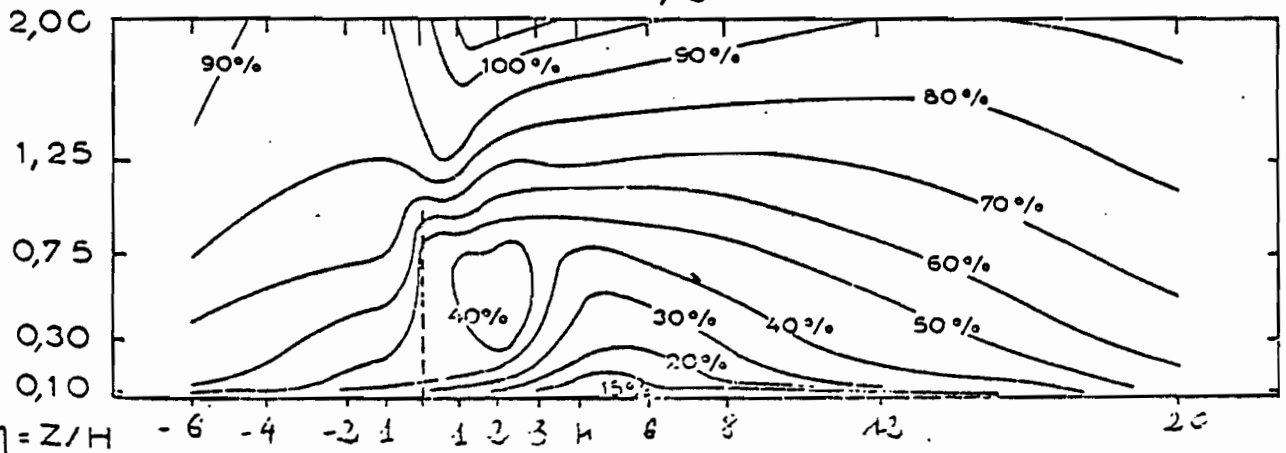
L'obstacle poreux tendrait à se comporter comme un obstacle continu lorsque la vitesse du vent atteignant des valeurs très élevées de l'ordre de 15 m/s ; une ^{certaine} ondulation se manifeste alors et peut être très importante (fig 18 # 5). Dans ce cas on observe le rabattement se produit aux environs de l'obstacle $\zeta = 12$, alors en présence d'un brise-vent imperméable, le maximum de vitesse de dépôt se situe entre $\zeta = 6$ et $\zeta = 8$.

III Conclusion

On peut conclure que le phénomène de réduction puis d'augmentation du dépôt à mesure qu'on s'éloigne d'un brise-vent isolé est étroitement lié à la variation de l'intensité de échanges verticaux à proximité du sol.

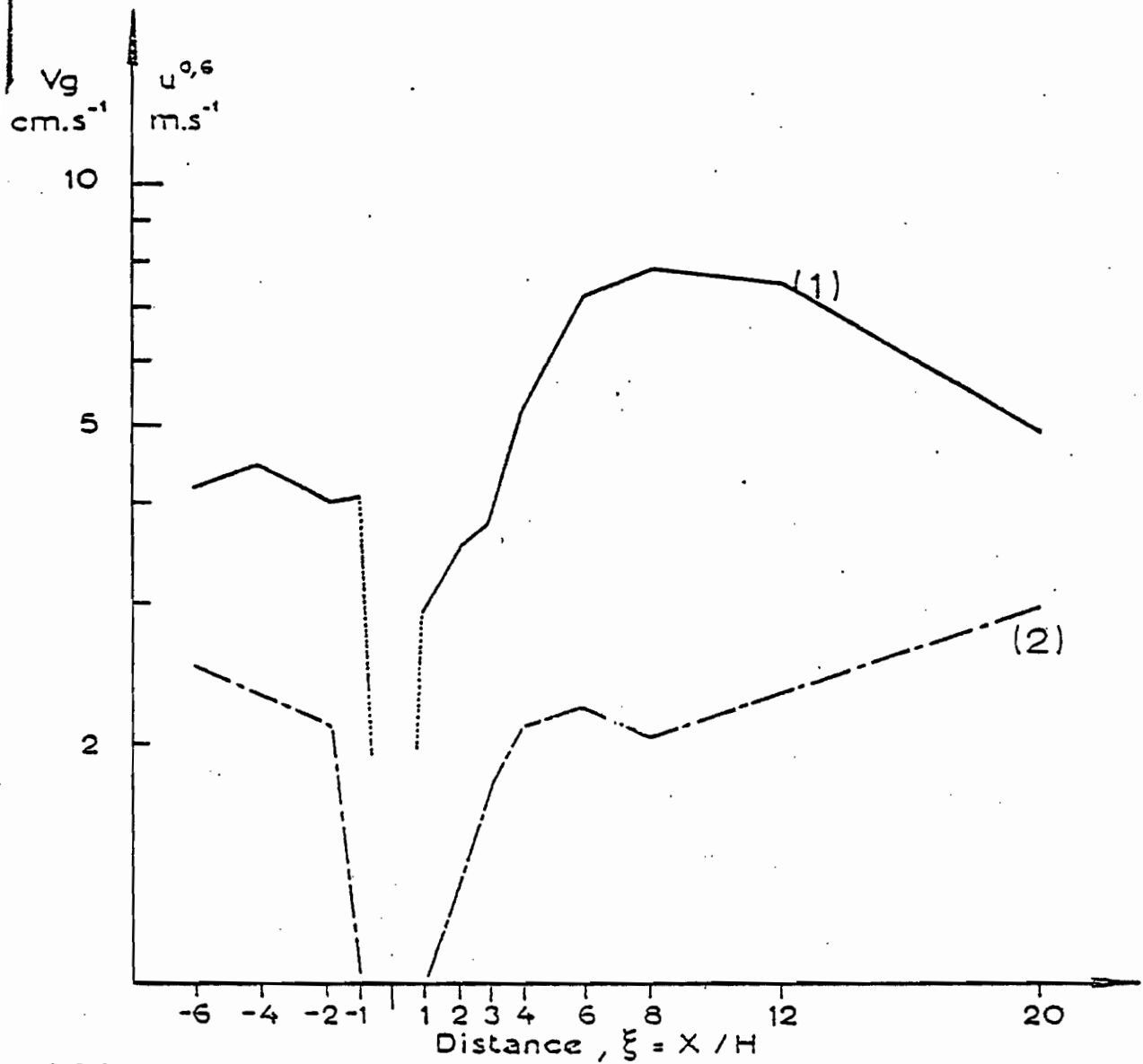


A

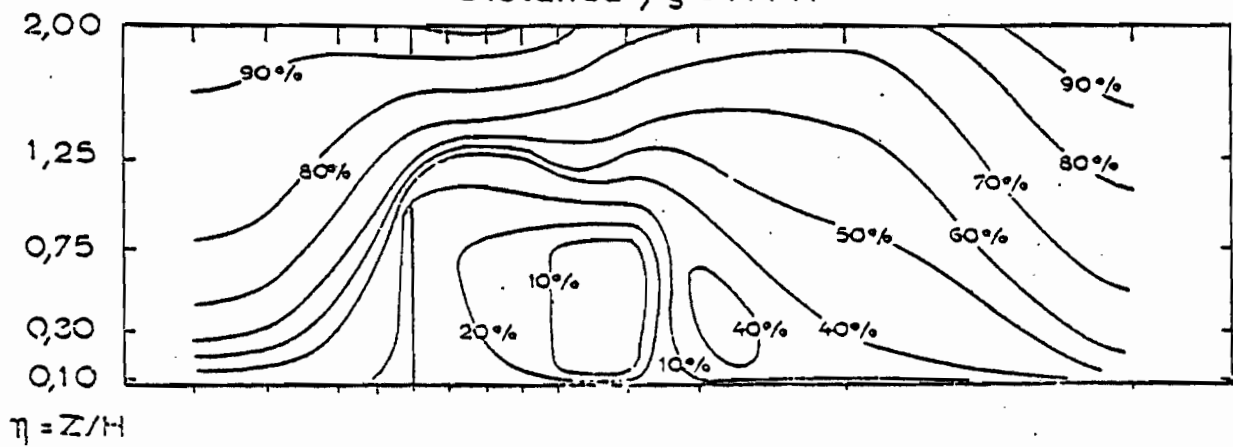


B

Fig. 17: Relation entre la vitesse de dépôt et la vitesse moyenne du vent - Cas du brise-vent perméable à forte perte de charge (essai n° 8)
 A 1 : vitesse de dépôt V_g au niveau $\eta = 0,1$
 2 : fonction de la vitesse du vent $U^{0,6}$ au niveau $\eta = 0,1$
 B : lignes d'égalles vitesses dans le plan vertical de prélèvement.



A



B

Fig.13 : Relation entre la vitesse de dépôt et la vitesse moyenne du vent - Cas du brise-vent Imperméable (essai n° 7)

A 1 : vitesse de dépôt V_g au niveau $\eta = 0,1$

2 : fonction de la vitesse du vent $U_{0,6}$ au niveau $\eta = 0,1$.

B : lignes d'égalité vitesses dans le plan vertical de prélèvement.

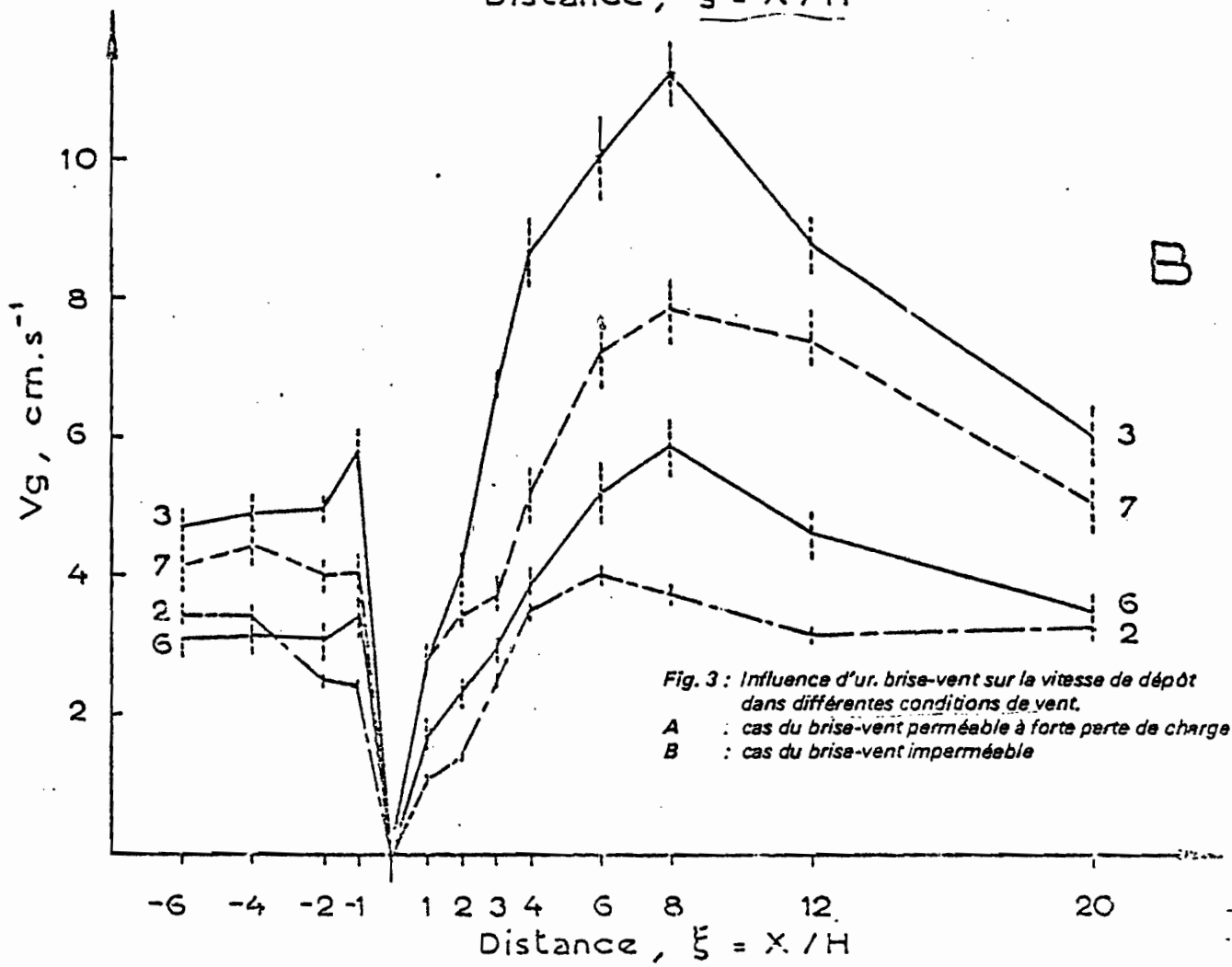
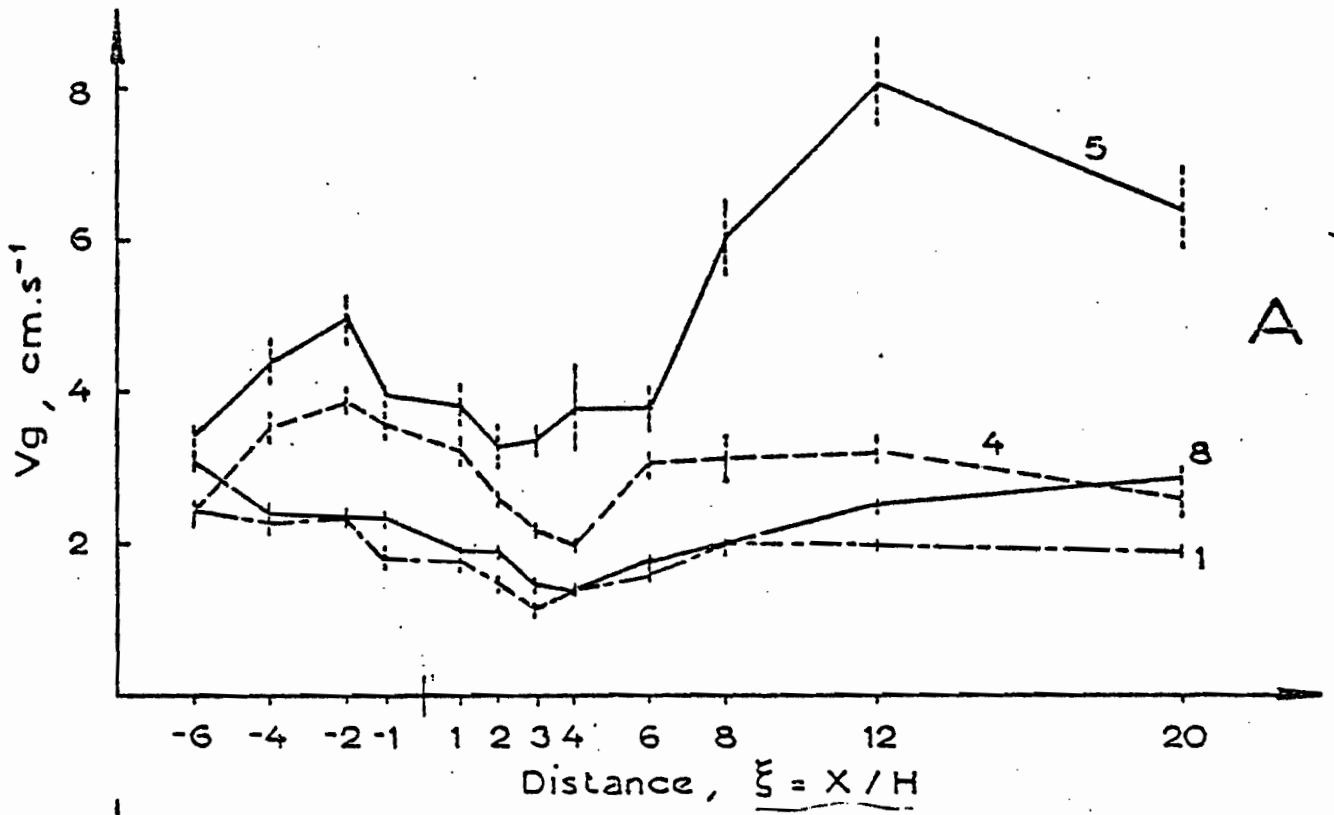


Fig. 3 : Influence d'un brise-vent sur la vitesse de dépôt dans différentes conditions de vent.
 A : cas du brise-vent perméable à forte perte de charge
 B : cas du brise-vent imperméable

IV Analyse des expériences réalisées aux îles du Cap-Vert

- Quatre pluviomètres avec le capteur de GRUNOW ont été installés à côté d'autres pluviomètres classiques sans dispositif sous les feuillages de eucalyptus et en conditions normales à CURRALINHO (SANTIAGO), MONTE VELHA (FOGO), PERODIAS et AGUA DE CALDEIRAS (SANTO ANTAO)

	LATITUDE N	LONGITUDE W	ALTITUDES en m
CURRALINHO	15° 02'	23° 38'	950 m
MONTE VELHA	15° 00'	24° 22'	1300 m
PERO DIAS	17° 06'	25° 02'	1100 m
AGUA DAS CALDEIRAS	17° 07'	25° 04'	1430 m

Le tableau ci-dessous (n° 7) récapitule toutes les différentes mesures faites durant l'année 1972. Ces mesures ont été effectuées :

- par le pluviomètre normal .
- par le pluviomètre avec capteur - brouillard de GRUNOW
- par le pluviomètre mis en dessous d'un "Eucalyptus"
- par le pluviomètre mis sous les feuilles d'"Eucalyptus" exposé au flux Nord-Est.
- par le pluviomètre mis sous les feuilles d'"Eucalyptus" protégé du flux Nord-Est.

Analyse du tableau n° 7

Si on analyse les données nouvelles du tableau (7), on constate que pendant la saison sèche (janvier-juillet) la quantité d'eau captée du brouillard par le dispositif du GRUNOW est non négligeable en la comparant avec celle obtenue par le pluviomètre classique .

- 1972 -	CURRALINHO		MONTE VELHA		PERIADAS		AGUA DE CALDEI	
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
Saison sèche (Janvier - juillet)	16,4	50,1	79,7	256,7	29,8	406	27,5	258
Saison humide (Amit décembre)	729,7	1242,3	1394,4	2533	794,6	1433	382,6	1097,8

D'autre part les quantités obtenues dans les quatre stations par (b) pendant la saison humide sont très importantes (2a (b) (3a)) ce sont des valeurs, d'après moi, exagérées; ce gonflement des valeurs est dû à une mauvaise réception des pluies du dispositif du GRUNOW supérieure à celle d'un pluviomètre classique sans dispositif. Alors on doit raisonner que sur les quantités mesurées pendant la saison sèche.

Malgré la même quantité de précipitation atmosphérique enregistrée en saison sèche, pour PERIADAS et AGUA DE CALDEI, la différence des quantités d'eau captées par le dispositif du GRUNOW dans ces deux régions est importante. Cette différence est due, apparemment d'après les données de tableau (7), à la différence d'altitudes des deux régions. En effet, les conditions de formation du stratocumulus sont comprises entre l'altitude de 800m et 1200m; le capteur du GRUNOW pourrait être installé au dessus de la couche nuageuse. ce qui explique la faible quantité d'eau obtenue.

CURRALINHO est situé à l'intérieur de l'île de SANTIAGO. Pour l'atteindre, l'Alizé parcourt une grande partie de l'île, son humidité s'appauvrit et son énergie diminue à cause de la rugosité du terrain, ce qui explique les faibles quantités enregistrées par le pluviomètre avec et sans dispositif du GRUNOW.

La captation du brouillard par la végétation est très variable. Elle dépend des caractéristiques du climat local,

l'espèce de l'arbre et la position du pluviomètre au dessus de l'arbre (voir tableau 7)

La captation de gouttelettes du brouillard dépend aussi du type de capteur et de la saison (pluvieuse ou sèche).

SERRA NALGUETTA est la région la plus pluvieuse de l'Archipel (L. moy. = 1000 mm). Deux mailles, l'une en Fe et l'autre en bois et en plastique ont été essayées. Les mesures sont données par le tableau (8). Les quantités d'eau captées par les deux mailles en Fe et en plastique sont les mêmes. Ceci est dû plus à la dégradation de la maille en fer.

La captation est beaucoup plus importante pendant les mois pluvieux que pendant la longue saison sèche.

Des essais ont été faits sur des différents murs de mêmes dimensions, mais, constitués de roches différentes. On a constaté que les roches de calcaire sont les roches les plus appropriées pour la captation de brouillard.

Enfin, on doit tenir compte des dimensions des gouttelettes d'eau dans chaque considération d'interception du brouillard ou du nuage bas, soit par une végétation naturelle ou par un obstacle artificiel. En effet, la capacité d'interception de brouillard dépend de l'interaction entre la dimension de la gouttelette et de la nature du capteur en surface.

IV PROPOSITION D'UN PROJET

Toutes les mesures qui ont été faites dans l'Archipel des îles du Cap-Vert dans le domaine que nous avons abordé ici, nous semblent assez critiquables et n'ont qu'une valeur indicative. Nous pensons donc qu'il est important de reprendre les mesures de la captation des gouttelettes par différents capteurs, la mesure étant apportée à l'unité de surface perpendiculairement au vent.

On peut imaginer une très grande quantité de capteurs différents

1. Essais de mailles perméables et imperméables

- Comme l'alizé a souvent une vitesse forte dans l'Archipel des îles du Cap-Vert, il est conseillé d'essayer un écran à mailles doubles (monstriquées) de préférence en plastique.

Ce plan est écran verticalement par rapport au sol.

- Deux écrans imperméables: un placé verticalement et l'autre incliné d'un angle α par rapport au sol.

À l'aval de chaque écran est placé un caniveau (ou gouttière) imperméable pour pouvoir récupérer suffisamment d'eau pour des raisons expérimentales.

2. Un dispositif de Brunas placé au dessus de la bouche d'un pluviomètre ou d'un pluviographe, l'ensemble du dispositif est protégé par un abri approprié destiné à soustraire ce dispositif à l'action de la pluie.

QUADRO 8

Captação de água de nevoeiro — Serra da Malagueta

CUNHA, F. Reis — Captação de água do nevoeiro em Cabo Verde

Dia	Agosto de 1963			Setembro de 1963			Outubro de 1963			Novembro de 1963			Dezembro de 1963			Janeiro de 1964		
	Precipitação — Milímetros	Rede metálica — Litros	Rede plástica — Litros	Precipitação — Milímetros	Rede metálica — Litros	Rede plástica — Litros	Precipitação — Milímetros	Rede metálica — Litros	Rede plástica — Litros	Precipitação — Milímetros	Rede metálica — Litros	Rede plástica — Litros	Precipitação — Milímetros	Rede metálica — Litros	Rede plástica — Litros	Precipitação — Milímetros	Rede metálica — Litros	Rede plástica — Litros
1	—	—	—	48,4	499	495	0,0	29	29	0,0	4	10	0,0	1	4	0,0	8	11
2	—	—	—	28,1	247	248	0,0	33	32	0,0	6	11	0,0	4	7	0,0	10	14
3	—	—	—	20,4	299	300	0,0	27	27	0,0	3	8	0,0	5	10	0,0	5	7
4	—	—	—	18,2	188	190	0,0	30	30	0,0	6	15	0,0	2	8	0,0	6	10
5	—	—	—	0,0	77	78	0,0	42	42	0,0	7	9	0,0	0	0	0,0	8	12
6	—	—	—	47,2	279	280	24,2	308	308	0,0	10	12	0,0	5	9	0,0	4	6
7	—	—	—	49,1	470	472	31,1	427	427	0,0	4	8	0,0	3	7	0,0	3	5
8	—	—	—	31,0	465	466	37,4	498	498	0,0	3	7	0,0	2	5	0,0	2	4
9	97,5	300	325	0,0	242	240	55,4	526	526	0,0	2	4	0,0	3	7	0,0	5	7
10	114,2	322	403	0,0	161	162	2,2	187	187	0,0	1	3	0,0	2	5	0,0	6	10
11	108,4	249	308	0,0	100	100	0,0	17	17	0,0	2	5	0,0	4	8	0,0	10	15
12	200,3	304	400	37,4	329	340	0,0	12	12	0,0	3	7	0,0	2	5	0,0	11	12
13	18,2	160	204	38,1	447	447	26,5	312	312	0,0	4	8	0,0	6	9	0,0	16	18
14	0,0	72	87	0,0	27	27	54,1	483	483	0,0	0	0	0,0	4	7	0,0	13	14
15	27,2	113	129	4,2	59	59	7,3	208	208	0,0	0	0	0,0	2	3	0,0	8	10
16	19,4	207	249	13,2	104	105	0,0	200	200	0,0	0	5	0,0	3	5	0,0	7	10
17	20,2	195	204	8,4	113	107	0,0	15	15	0,0	0	4	0,0	2	4	0,0	12	14
18	0,0	60	48	3,1	110	110	0,0	13	13	0,0	2	2	0,0	5	8	0,0	10	11
19	0,0	38	33	0,0	13	13	0,0	10	10	0,0	6	3	0,0	3	7	0,0	9	12
20	0,0	48	35	0,0	7	7	0,0	7	7	0,0	4	5	0,0	10	14	0,0	11	15
21	0,0	25	21	0,0	24	24	0,0	5	9	0,0	2	2	0,0	8	10	0,0	12	16
22	0,0	19	15	2,2	47	49	0,0	4	7	0,0	3	5	0,0	5	9	0,0	13	17
23	0,0	16	19	0,0	31	32	0,0	0	0	0,0	0	0	0,0	5	9	0,0	7	9
24	0,0	87	94	0,0	33	33	0,0	0	0	0,0	0	0	0,0	4	8	0,0	10	13
25	18,6	100	103	0,0	13	13	0,0	9	12	0,0	7	8	0,0	2	5	0,0	11	14
26	11,2	114	119	0,0	11	11	0,0	4	7	0,0	5	5	0,0	3	6	0,0	12	15
27	48,4	280	293	0,0	7	7	0,0	3	5	0,0	2	2	0,0	5	6	0,0	67	76
28	97,1	340	345	0,0	20	21	0,0	2	6	0,0	1	1	0,0	2	4	0,0	54	59
29	20,2	208	215	0,0	15	15	0,0	2	7	0,0	4	3	3,2	1	3	0,0	16	22
30	13,1	247	250	0,0	6	8	0,0	4	10	0,0	5	5	1,4	3	5	0,0	52	60
31	97,2	413	418	—	—	—	0,0	3	5	—	—	—	1,2	4	5	3,2	65	72
Total	998,8	3917	4353	349,0	4443	4400	239,1	3420	3451	0,0	96	157	5,8	110	208	3,2	483	591

QUADRO 4
Ensaio laboratorial de captação de água de nevoeiro

Tela	Temperatura — Graus centígrados		Humidade relativa — Porcentagem		Vento — Quilómetros/hora		Quantidade de água utilizada — Centímetros cúbicos	Quantidade de água escoada pelo túnel — Centímetros cúbicos	Quantidade de água captada pela rede — Centímetros cúbicos	Rendimento — Porcentagem	
	Do ambiente	A saída do túnel	Do ambiente	A saída do túnel	A saída do túnel	Na parte posterior da rede.					
Malha 12 — 25 arame (L70 - C/P)	Simplex	10,4	10,4	100	100	7,2	6,7	2740	340	960	39
	Dupla	10,4	10,1	98	100	9,2	8,0	2670	485	1000	46
Malha 12 — 25 arame (L70 - C/P)	Simplex <i>avec chauffage</i>	11,3	10,0	99	100	11,4	10,5	2292	360	560	29
	Simplex, com aquecimento do ar	12,8	14,2	90	100	11,1	10,2	2772	480	520	23
	Dupla	11,3	9,8	94	100	11,4	1,6	2420	400	630	31
Malha 14 — 25 arame (L70 - C/P)	Simplex	14,2	13,6	94	100	11,1	10,3	2840	620	960	43
	Dupla	14,7	13,8	96	100	10,8	2,4	2540	584	1020	52
Malha 14 — 25 arame (L70 - C/P)	Simplex	14,4	14,1	96	100	11,4	10,6	2660	640	920	46
	Dupla	14,2	14,0	97	100	11,4	1,5	2696	790	980	51
	Dupla com aquecimento do ar	15,4	16,8	93	100	11,4	1,6	2710	640	880	43
Malha 16 — 25 arame (L70 - C/P)	Simplex	14,2	13,3	95	100	11,4	10,5	2700	880	800	45
	Dupla	14,0	13,0	95	100	10,8	2,4	2800	660	1080	54
Malha 20 — 25 arame (L70 - C/P)	Simplex	13,8	12,7	95	100	7,2	6,8	2650	540	810	36
	Dupla	12,8	11,4	98	100	8,4	0,5	2485	485	820	41
Muro de M.C.R.	Sem aquecimento do ar ...	12,2	10,7	94	100	11,1	do muro 1,2	2725	900	405	22
	Com aquecimento do ar ..	14,5	16,0	91	100	10,5	0,9	2360	740	840	21

Malha 12 - 2,1 mm; malha 14 - 1,8 mm; malha 16 - 1,6 mm,
Arame 25 - 0,60 mm; arame 26 - 0,45 mm; arame 28 - 0,37 mm; arame 29 - 0,33 mm; arame 30 - 0,28 mm.

3. Deux dispositifs semblables à celui décrit en ② sont placés de part et d'autre d'un arbre d'une part et d'une culture d'autre part. La quantité d'eau interceptée soit par l'arbre soit par la culture (du maïs par exemple) est déterminée par la différence entre la quantité d'eau recueillie par le dispositif en amont et celle recueillie par celui placé à l'aval.

b. Si l'on admet que la quantité d'eau recueillie Q peut être calculée à partir de :

$$Q = \rho \times U \times S \times t \times C.$$

Q masse d'eau liquide contenue dans l'air qui aurait dû traverser le capteur

ρ : coefficient de captage à déterminer

S : section totale du capteur

t : durée de présence de nuages.

C : concentration en gouttelettes d'eau

U : vitesse du vent mesurée par un anémomètre

Il sera donc théoriquement possible de comparer les coefficients de captage des différents dispositifs testés.

L'étude du coefficient de captage nous permettra ainsi de mener une étude sur l'influence de la géométrie du capteur

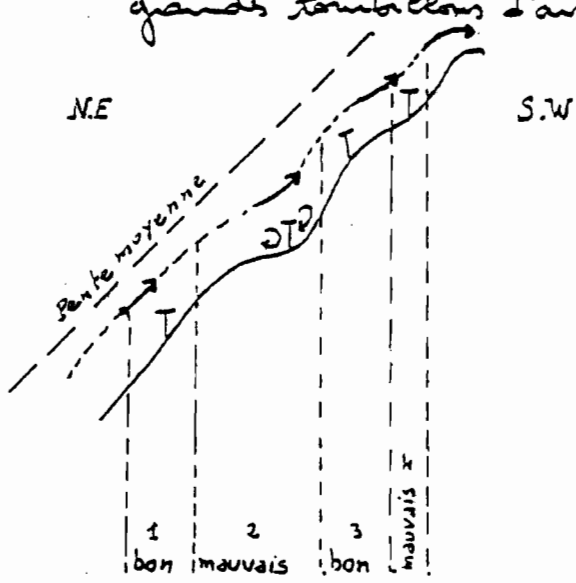
C. Choix de l'emplacement optimum du dispositif.

Les précipitations sur les pentes sont influencées non seulement par la topographie du bassin, mais aussi par des petites irrégularités du terrain local.

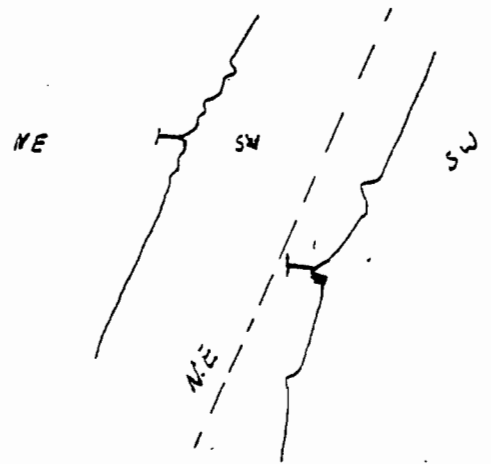
Pour choisir dans un bassin versant exposé au vent un emplacement qui se prête à la mesure dont les précipitations soient représentatives pour le versant, on mesure la pente moyenne du versant dans une carte topographique du bassin.

On cherche alors dans le terrain un emplacement de pente régulière ayant l'inclinaison moyenne du versant.

Le vent doit souffler à cet endroit parallèlement au terrain et on évitera les emplacements si le terrain peut provoquer de grands tourbillons d'air.



Emplacements des capteurs dans un versant exposé au vent



Emplacement sur un mur de protection.

La position 1 est la meilleure, la position 2 est mauvaise à cause des tourbillons du vent, la position 3 promet des bonnes mesures représentatives pour la partie supérieure plus raide que la pente moyenne; la position 4 est mauvaise, la direction du vent étant plus raide que le terrain.

D. Enfin, après étude et mise en fonction de capteur le plus rentable, il faut prévoir la création des réservoirs

qui seraient nécessaires pour passer les 4 à 5 mois peu magiques d'octobre à Février. Les réservoirs sous forme de citernes enterrées avec revêtement imperméable plastique, devraient avoir une contenance de 100 à 150 m³ d'eau pour une agglomération de 100 personnes (d'après les estimations du BURGEAP).

La multiplication des capteurs et citernes peut permettre de favoriser localement l'implantation des petites collectivités rurales en altitude, dans les lieux où il serait économiquement impensable de poser une conduite, ou d'entreprendre un forage profond.

E. Une étude de l'humidité du sol, et l'établissement des profils hydriques sont souhaitables pour évaluer l'importance des infiltrations des eaux provenant des précipitations occultes et le rôle que ces précipitations ^{peuvent} jouer pour l'alimentation de la nappe; Malgré que, d'après le graphique correspondant à l'île de Sao-Nicolau, que l'alimentation de la nappe dépend étroitement des précipitations atmosphériques (la pluie).

V. Conclusion générale

L'ensemble des recherches expérimentales et théoriques exposé dans cette étude a permis de dégager quelques résultats qualitatifs et quantitatifs sur les rôles que peuvent jouer les précipitations occultes essentiellement sur les plans pédologique et agricole. Les précipitations occultes n'affectent que la couche superficielle du sol (quelque cm) et ne doivent pas contribuer à l'alimentation directe de la vigne. Cependant, ces précipitations occultes diminuent la part de l'évapotranspiration à retrancher de la pluviométrie. Elles interviennent alors dans le bilan hydrique.

Il sera cependant nécessaire d'approfondir la connaissance des précipitations occultes pour améliorer d'une part les mesures de la rosée et des condensations occultes et d'autre part la capacité de captation des brins vents des gouttelettes des nuages au sol.

BIBLIOGRAPHIE

1. H. MASSON - 1948. Condensations atmosphériques non enregistrables au pluviomètre. p. 174
85 références
2. J. DAMAGNEZ - 1957. "Les sources secondaires d'humidité et l'approvisionnement en eau des sols de la FRANCE Méditerranéenne", A.I.S.H, Assemblée générale de TORONTO, n° 44, pp 446 - 457, 11 références.
3. F. Reis Cunha - 1964. "O. problema da captacao da agua do Neveiro em CABO VERDE" Garcia de Onta (Lisboa) Vol 12 (n° 4) pp 719 - 756, 30 réf.
4. L. CHAPTAL - 1928. "La rosée et les dépôts aqueux de l'atmosphère" Annales de la Science agronomique, n° 2, mars - Avril pp 63 - 77,
5. L. CHAPTAL - 1928. "Contribution à l'étude de la rosée et des sources secondaires de l'humidité" Annales de la Science agronomique, pp 134 - 152, 26 références
6. A. PERRIER - 1975. "Etude pluvieuse de l'évapotranspiration dans 3 conditions naturelles" Ann. agron., 26 (1) 3 26 (2), 26 (3) pp 105 - 163 réf: 11.
pp 229 - 243 réf: 20
7. A. PERRIER - 1976. "Etude et essai de modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau des couverts végétaux: profils microclimatiques, évapotranspiration et photosynthèse nette" Thèse de Doctorat d'Etat. p 236, réf: 166. PARIS VII
8. A. PERRIER - 1980. "Etude micro-climatique des relations entre les propriétés de surface et les caractéristiques de l'air: application aux échanges régionaux". I.N.R.A p 12, réf: 7.
9. A. PERRIER - 1979. "Theoretical approach of limited evapotranspiration" p: 4, réf: 7
10. J. DAMAGNEZ - 1956. La captation de la vapeur d'eau atmosphérique par un milieu poreux sous le climat de Montpellier p: 9 réf: 5.

- 75.
11. J. DAMAGNEZ - 1960. "Transfert accéléré de la vapeur d'eau dans le sol en régime de diffusion permanente" Annals de l'Institut techniques de bâtiment n° 10, pp 95-108, ref: 4.
 12. ALFONSO MORENO - 1972. "Etude microclimatique du sol par la méthode du bilan d'énergie". I.N.R.A p: 80, ref: 27.
 13. T. BELOT et A. BAILLE et DELMAS - 1976. "Nodules uniques de dispersion des polluants atom en présence de cornets végétaux" Atm. environnement vol: 10, pp 89-98 ref. 45.
 14. J. P. TRIPLET et G. ROCHE METEOROLOGIE GENERALE p 317, ref: 19.
 15. J. ROUILLEAU et R. TROCHON - 1958. Météorologie générale. Tome II p 173, ref: 31
 16. GEORGES DHONNEUR - 1979. "Nouvelle approche de réalité météorologique de l'Afrique occidentale et centrale." Thèse doct. Ingénieur, Université de DAKAR
 17. I. CALLEDE - 1977. "Oscillations journalières du débit de nuages en l'absence de précipitations." UNIVERSITE PIERRE et MARIE CURIE PARIS VI p: 131, ref: 64
 18. Y. BELOT, C. CAPUT, A. BAILLE, G. GUYOT et B. SEGUIN - 1973. "Utilisation de brise-vent comme moyen de réduction de la pollution au sol" 3: Congrès International sur l'air pur en Ouessé-Liouaf.
 19. A. BAILLE - "La diffusion de polluants dans les basses couches atmosphériques" I.N.R.A.
 20. Y. Belot, C. Caput, G. Guyot, C. Samia: - 1972. "Effet local d'une brise-vent nuageuse sur la dispersion des polluants émis au niveau du sol" Annals Agronomes 23, 123-143
 21. H. CABBRE - 1970. "Fréquence et Intermittence de la rosée en Afrique Centrale". C.R. Académie des Sciences d'outre-Mer (Belgique). Bulletin de Séances n: 3, pp 518-42, ref. = 17.
 22. CALVET (C) - 1966. "Niveau de la rosée à RABAT" C.R. de la Société de Sciences naturelles et physiques du Maroc, pp 12-13, ref: 1.
 23. E. ELIX TROMBE - 1969. "Les canaux souterrains" Coll. "que sais-je?" pp 7-25. n: 455

- 24- YVON DOMMERGUES -1963- "La Biologie des Sols"
pp 32 - 37
Coll. "que sais-je ?" n° 399
- 25- F. DIEMERT -1967- "HYDROLOGIE AGRICOLE."
L'alimentation des nappes
souterraines par le eau de
condensation de l'air atmosphérique
pp. 51 - 59.
- 26- G. BOGOMDOV "Théories de l'origine et de la
formation de eau souterraine"
Hydrogéologie et géologie
de l'ingénieur. pp 33 - 36.
- 27- Philippe OLIVE -1979- "Éléments de climatologie".
ref: n. p: 153.
- 28- R. GALLAIRE -1979- "Étude de deux petits bassins versants
de l'île de SÃO NICOLAU."
pp 33. ref: 7.
- 29- BURGEEP -1973-1979- Campagne de forages d'eau dans
l'île de S. NICOLAU
- 30- VAILLEUX et L. BOURGUET -1974- "La mise en valeur des eaux souterraines
dans l'Archipel du CAP VERT"
- Rapport de fin de mission.
BURGEEP.
pp 182 - 183.
- 31- AEROWATT "Indications générales sur le potentiel
éolien des îles du cap-vert."
Ministère de la coopération, Fonds d'aide
et de coopération - République du Cap-Vert.
- 32- J. C. OLIVRY -1981- "ÉTUDE DES PRÉCIPITATIONS
A SÃO NICOLAU"
(République des îles du Cap-Vert)
O. R. S. T. O. M

TABLE DES MATIERES

- SOMMAIRE

I INTRODUCTION

II L'AIR ATMOSPHERIQUE

1. Principales caractéristiques

a. composition

b. Pression

2. Notions de thermodynamique appliquée à l'atmosphère

a. L'équation d'état des gaz et la loi de DALTON

b. Vaporisation et saturation

c. Caractérisation de l'air humide

- le rapport de mélange

- l'humidité relative

- la température du point de rosée

- l'humidité absolue

d. Condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère

- les noyaux de condensation.

III LA ROSEE.

1. Définition

2. Formation de la rosée

3. Considérations théoriques

- Equilibre énergétique.

- Expression quantitative de l'eau condensée

4. Rôle thermorégulateur de la rosée

5. Conditions météorologiques de formation de la rosée

- Humidité et température

- Influence de l'état du ciel.

- Influence du vent

6. Mesures de la rosée.

IV Condensation occulte.

1. Définition

2. Relations physico-chimiques entre la vapeur d'eau et le sol.

- Equilibre d'hygroscopicité.

3. Différents facteurs qui interviennent dans la formation de la condensation

- Influence de l'état hygroscopique de la condensation

- Influence de la tension de vapeur d'eau atmosphérique occulte.

3. Influence de l'humidité du sol.

a. Aspect théorique du phénomène

b. Vérifications expérimentales.

V Importance des phénomènes : rosée et condensation occulte

II PARTIE.

PRECIPITATIONS OCCULTES aux ILES DU CAP. VERT.

I. DONNÉES CLIMATIQUES.

1. Les vents

2. L'humidité

3. Les pluies.

4. Les températures

5. L'évaporation

6. L'évapotranspiration

7. Nébulosité

8. Les précipitations occultes.

9. Conclusion

II BROUILLARD.

1. Définition

2. Les différents types de brouillard.

3. La structure microphysique des brouillards

4. Conditions météorologiques de formation

5. Conclusion

III Les différentes méthodes de captation des gouttelettes du brouillard

A - HISTORIQUE.

B. Analyse des expériences réalisées sur la captation du brouillard aux îles du Cap-Vert.

B.I. Réseau du brise-vent

I.1. Méthode théorique

(a) Convection

(b) Nature des échanges convectifs

(c) Définition des échanges.

I.1.2. Conditions de l'étude

I.1.3. Expression générale des flux verticaux

I.1.4. Détermination du coefficient de transfert

①. Méthode aérodynamique

I.2. Détermination pratique des flux convectifs

B.II. Echelle locale du brise-vent isolé

1. Introduction

2. Méthode expérimentale.

- Résultats.

B.III conclusion

B.IV Analyse des expériences réalisées aux îles du Cap-Vert

IV Proposition d'un projet

V Conclusion générale.

- BIBLIOGRAPHIE

- TABLE des MATIÈRES.