

**ETUDE DE QUELQUES FACTEURS
DE L'EVAPORATION A NESSADIOU,
PREMIERE APPROCHE D'UNE
DETERMINATION DE L'ETP**

J.P. BRUNEL

Maitre de Recherches a l' ORSTOM

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CENTRE DE NOUMEA BP A 5 CEDEX NOUVELLE CALEDONIE

**SERVICES RURAUX
TERRITORIAUX
SERVICE DE LA
METEOROLOGIE**



FEVRIER 1983

SERVICES RURAUX TERRITORIAUX

SERVICE DE LA METEOROLOGIE

ETUDE DE QUELQUES FACTEURS DE L'EVAPORATION A NESSADIOU,
PREMIERE APPROCHE D'UNE DETERMINATION DE L'ETP

J.P. BRUNEL
Maître de Recherches à l'ORSTOM

Février 1983.

INTRODUCTION

Il serait superflu de s'appesantir sur l'intérêt que présente la connaissance et l'étude de l'évapotranspiration, tant pour l'hydrologue qui doit établir le bilan hydrologique d'un bassin, que pour l'agronome qui doit estimer les besoins en eau d'une culture.

L'évapotranspiration potentielle, donnée de base indispensable du climat, n'avait encore fait l'objet d'aucune mesure ni étude particulière en Nouvelle-Calédonie. La présente note n'a d'autres prétentions que de fournir les premiers résultats des mesures d'ETP effectuées depuis deux ans à NESSADIOU, d'essayer de relier ces mesures à celles d'autres facteurs climatiques, enfin de tester l'adéquation d'un certain nombre de relations empiriques connues, permettant d'estimer l'ETP à partir d'un nombre variable de paramètres.

Ces travaux sont réalisés grâce à la collaboration établie entre les Services Ruraux du Territoire, le Service Météorologique et l'ORSTOM.

°
° °

I. - LE RAYONNEMENT SOLAIRE

1.1. - Rappels sommaires

Le rayonnement solaire parvient au sol soit directement (rayonnement direct), soit après diffusion par la voûte céleste et les nuages (rayonnement diffus). Le rayonnement global est la somme de ces deux composantes reçues sur une surface horizontale. Il s'agit d'un éclairement énergétique, il est exprimé soit en calories par cm² par minute, soit en joules par cm² par minute, soit encore en Watt par cm².

La relation liant ces deux composantes du rayonnement global est la suivante : $R_g = I \sin h + D$, dans laquelle R_g désigne le

rayonnement global, $I_{sin h}$, la composante verticale du rayonnement direct (h étant la hauteur du soleil), D est le rayonnement diffus.

Rappelons que ces divers rayonnements sont de courtes longueurs d'onde ($250 < \lambda < 2800$ nm).

1.2. - Le rayonnement global maximum "théorique" à l'entrée de l'atmosphère : R_{go} (fig.1).

Le rayonnement solaire global mesuré au sol est atténué par sa traversée de l'atmosphère. Sa valeur initiale (à l'entrée de l'atmosphère) peut être facilement calculée connaissant la constante solaire, à partir de la latitude (ϕ), de la déclinaison du soleil (δ), et de la distance terre-soleil.

Les valeurs calculées pour NESSADIOU (lat : 21° 37'Sud), figurent dans le tableau n° 1 en Annexe. La constante solaire a été prise égale à $1,94 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{min.}^{-1}$

Les valeurs correspondantes des durées maximale d'ensoleillement ont également été calculées, à partir de la relation suivante :

$$S_0 = 24 \cdot \text{ARCOS} \left(\frac{-\text{tg} \phi \cdot \text{tg} \delta}{\pi} \right) + 0,22$$

Elles sont regroupées dans le tableau n° 2 de l'annexe.

1.3. - Le rayonnement global maximal mesuré au sol

Même par journée parfaitement ensoleillée avec "ciel pur, sans nuage", il ne parvient au sol qu'une fraction du rayonnement incident calculé précédemment. Celui-ci subit une atténuation lors de sa traversée de l'atmosphère, principalement par absorption par les constituants de l'atmosphère, et par diffusion vers l'espace.

Les journées parfaitement ensoleillées sont très peu nombreuses à NESSADIOU, et nous ne disposons pas d'un grand nombre d'années d'observations, aussi les valeurs des rapports R_g/R_{go} (rayonnement maximal mesuré au sol/rayonnement maximal théorique), que nous présentons ci-après, ne doivent être considérées que comme des ordres de grandeur.

Les moyennes mensuelles (établies à partir de quelques journées pour chaque mois) sont comprises entre $1678 \text{ J.cm}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$ en juin et $3400 \text{ J.cm}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$ en décembre.

Valeurs du rapport RgMAX/Rgo

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0,74	0,75	--	0,74	0,71	0,73	0,76	0,77	0,77	0,77	0,77	0,76

Ces valeurs semblent suivre une évolution saisonnière. Un rapprochement peut être fait avec les variations mensuelles du degré hygrométrique de l'air, et l'évolution de ce rapport traduit probablement et simplement l'importance de l'absorption par la vapeur d'eau. (aucune journée parfaitement ensoleillée n'a pu être observée en mars).

1.4. - Le rayonnement global moyen mesuré au sol (Fig.1)

Pour les deux années d'observations, 1980 et 1981, la moyenne est de $1891 \text{ J.cm}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ ($452 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ ou $.525 \text{ Whcm}^{-2}$). Les moyennes journalières de chacune des deux années sont presque égales : $1894 \text{ J.cm}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ en 1980 et $1889 \text{ J.cm}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ en 1981.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
1980	2225	2195	1934	1583	1249	1271	1302	1601	2148	2384	2698	2192	1894
1981	2232	2207	2961	2016	1257	1224	1393	1833	2117	(2074)	2388	2006	1889
RgMoy	2229	2201	1948	1800	1253	1248	1348	1717	2133	2229	2543	2099	1891
Rgo	4170	3977	3593	3062	2571	2315	2395	2780	3305	3776	4076	4201	3349
$\frac{\text{Rg Moy}}{\text{Rgo}}$	0,53	0,55	0,54	0,59	0,49	0,54	0,56	0,62	0,65	0,59	0,62	0,50	0,56

Valeurs moyennes mensuelles du rayonnement global mesuré au sol et du rapport Rg Moy/Rgo

Les rapports RgMoy/Rgo montrent que les "rendements" les plus élevés se situent entre août et novembre. On note par ailleurs des valeurs relativement faibles en mai (0,49) et en décembre (0,50).

1.5. - La durée d'insolation

La durée d'insolation est mesurée à la station à l'aide d'un héliographe de CAMPBELL-STOKES (diagrammes Météorologie Nationale). Les valeurs moyennes mensuelles exprimées en heures et 1/10^{ème} sont comprises entre 5,1 heures par jour en mai et 8,6 heures par jour en novembre.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
1980	7,5	7,9	6,9	6,2	5,4	5,7	5,5	6,2	8,4	8,0	9,2	6,5	6,9
1981	6,4	7,1	6,8	8,4	4,8	5,4	6,3	8,0	7,6	7,2	8,0	5,9	6,8
S.Moy	6,9	7,5	6,9	7,3	5,1	5,6	5,9	7,1	8,0	7,6	8,6	6,2	6,9
So	13,4	13,0	12,4	11,7	11,2	10,9	11,0	11,5	12,1	12,7	13,2	13,5	12,2
$\frac{S.Moy}{So}$	0,51	0,58	0,56	0,62	0,46	0,51	0,54	0,62	0,66	0,60	0,65	0,46	0,57

Durées moyennes d'ensoleillement et valeurs du rapport S/So.

Les rapports S.Moy/So (durée moyenne journalière d'ensoleillement sur durée maximale possible) montrent que les "rendements" les plus élevés sont observés aussi d'août à novembre.

1.6. - Estimation du rayonnement global

A partir de ces rapports, faisant intervenir la durée d'ensoleillement mesurée, le rayonnement global mesuré, et les valeurs maximales théoriques calculées de ces mêmes paramètres, on peut établir une relation exprimant le rapport R_g/R_{go} en fonction du rapport S/So. De là on extrait les valeurs de R_g , le rayonnement global, uniquement à partir de la durée d'ensoleillement S, R_{go} et So étant calculés et connus pour la latitude du lieu.

La relation la plus simple, linéaire, dite relation d'Angström, se met sous la forme suivante :

$$R_g/R_{go} = a + b S/So$$

$$\text{d'où } R_g = R_{go} (a + b S/So).$$

Nous avons établi cette relation pour NESSADIUO à partir de deux ans de valeurs journalières des paramètres concernés. La figure n° 2 montre le nuage de points obtenus. Les valeurs des coefficients a et b sont les suivantes :

$$a = 0,24 \text{ et } b = 0,57$$

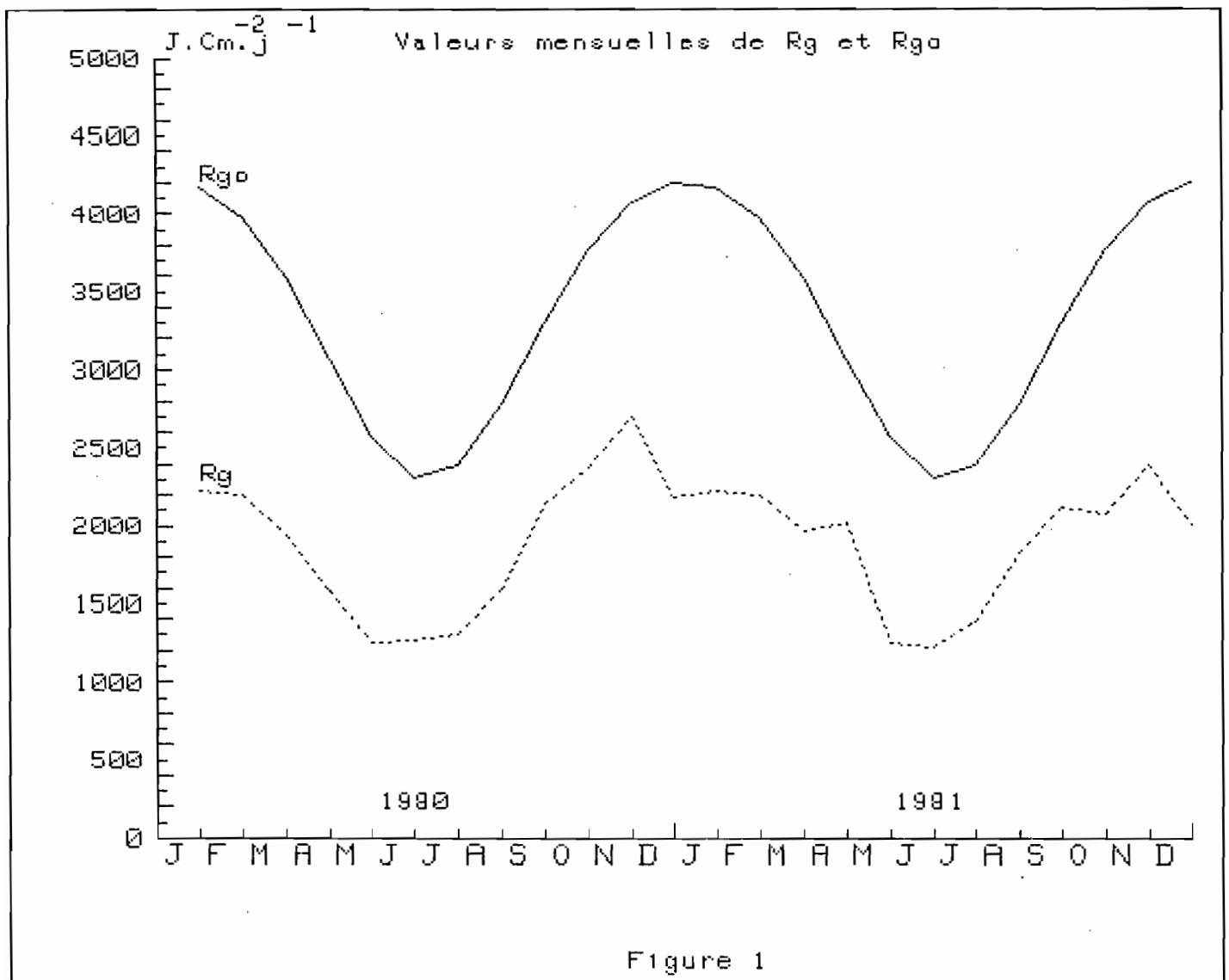
le coefficient de corrélation est 0,94.

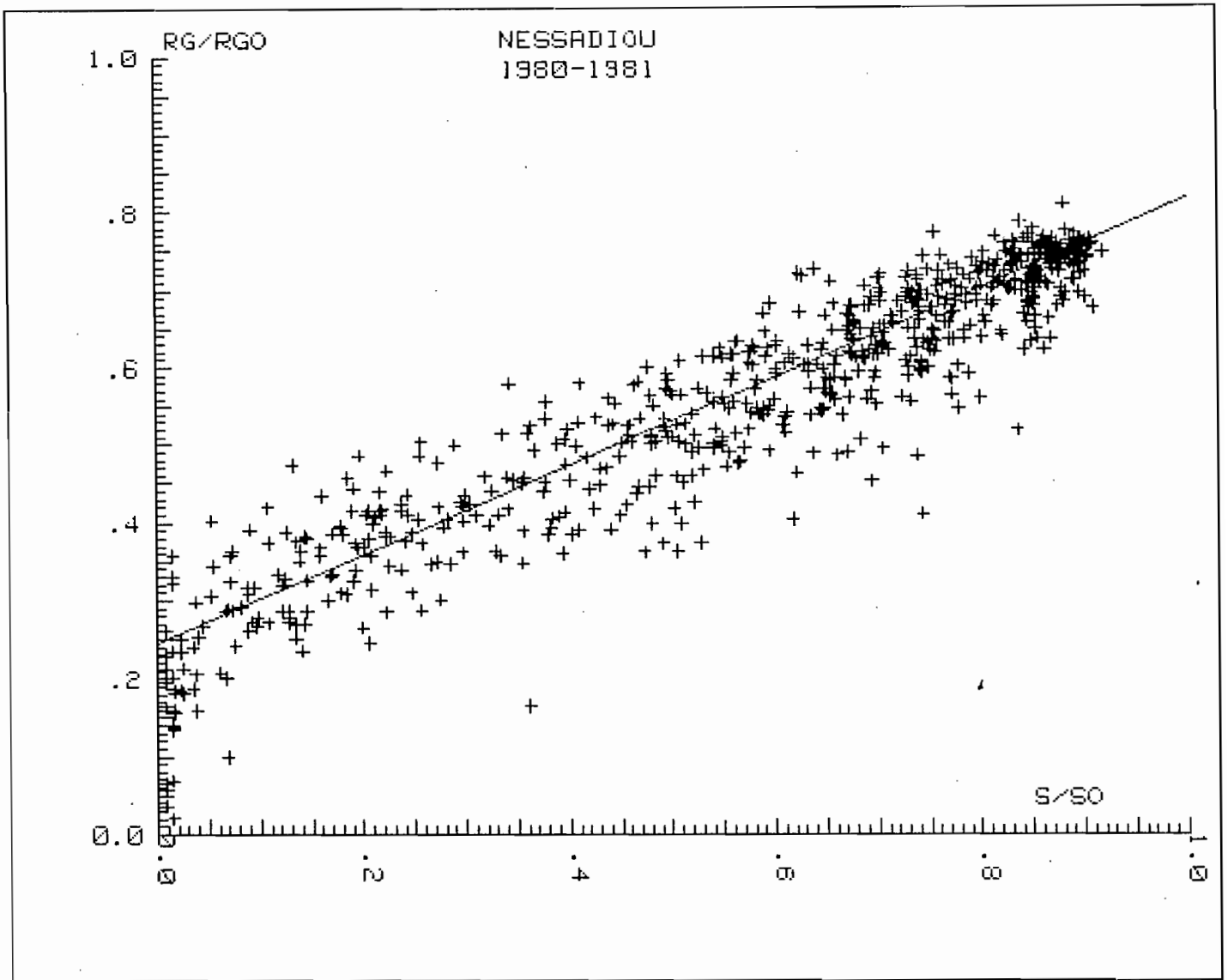
Cette relation est assez imprécise surtout pour les faibles valeurs de la durée d'ensoleillement. On peut constater en effet sur le graphique, que pour les valeurs voisines de 0 de la durée d'inso- lation, le rayonnement global peut varier de quelques pourcents à près de 40 % de sa valeur maximale théorique.

L'exploitation des données d'évapotranspiration se faisant à l'échelle de la décade, nous avons également calculé les coeffi- cients a et b à partir des moyennes décadaires des paramètres utili- sés. La relation est un peu différente et l'on a :

$$R_g = R_{g0} (0,22 + 0,61 S/S_0)$$

avec un coefficient de corrélation de 0,96.





Rapport du rayonnement global mesuré au rayonnement global théorique à l'entrée de l'atmosphère (R_g/R_{g0}) en fonction du rapport de la durée d'ensoleillement mesurée à la durée maximale possible (S/S_0)

Figure 2

II - LES CARACTERISTIQUES DE L'AIR - L'EVAPOTRANSPIRATION

2.1. - Rappels sommaires

L'air humide peut être considéré comme un mélange de deux gaz parfaits : air sec + vapeur d'eau. Il suit donc la loi de DALTON, $P = e + P_a$ (la pression atmosphérique, P , est la somme des pressions partielles de l'air sec, P_a et de la vapeur d'eau, e).

Le mélange air sec - air humide est classiquement et le plus couramment défini par l'humidité relative, H , qui est le rapport exprimé en pourcents de la pression partielle de vapeur d'eau (appelée aussi tension de vapeur) e , à la pression maximale que pourrait prendre la vapeur d'eau à la température considérée. (On parle de tension de vapeur saturante par rapport à l'eau, e_w). e et e_w sont exprimés en millibars.

$$\text{Soit : } H \% = 100 \frac{e}{e_w (T)}$$

Le déficit de saturation de l'air, pour une température donnée T , est représenté par l'écart ($e_w - e$).

Le phénomène d'évaporation est une vaporisation, c'est-à-dire le passage d'eau en phase liquide en phase vapeur sous l'action d'un apport d'énergie. (La chaleur latente de vaporisation de l'eau à 25° est $2440.10^3 \text{ J.Kg}^{-1}$).

L'évaporation d'une surface quelconque, en l'absence de tout mouvement de l'air, entraîne une augmentation progressive de la tension de vapeur de la couche d'air située juste au-dessus d'elle, et cela jusqu'à atteindre sa valeur dite saturante. Les deux phases liquide et vapeur sont alors en équilibre, et le processus d'évaporation devrait s'arrêter.

Le déplacement de la masse d'air, sa vitesse de renouvellement, modifient sans cesse les conditions de l'équilibre, et interviennent donc comme facteur de l'évaporation.

2.2. - Evaporation du piche et pouvoir évaporant de l'air

L'intérêt de la mesure de "l'évaporation Piche" est très souvent discuté. En effet, cette rondelle de papier-buvard de quelques centimètres

carrés, placée dans des abris de taille et de conception souvent variées, peut difficilement rendre compte de l'évaporation telle qu'elle se présente pour l'hydrologue ou l'agronome. Cette mesure offre néanmoins l'avantage d'être très répandue, assez simple, et nécessitant un appareillage peu coûteux. Il a d'autre part été montré, (BOUCHET) que l'on pouvait utiliser les données du Piche dans des relations qui servent à estimer l'évapotranspiration potentielle, l'évaporation Piche permettant une approche du "pouvoir évaporant de l'air".

L'évaporomètre de Piche est placé à l'abri du rayonnement. L'évaporation ne dépendra donc que des caractéristiques de l'air, en particulier de son degré de saturation en vapeur d'eau, dont une estimation simple peut être fournie par la quantité $ew - e$, mais elle dépend également du taux de renouvellement de cet air, dont une approximation simple est liée à la vitesse du vent.

Quelques relations empiriques simples ont été établies pour Nessler à partir des moyennes décennales de la période 1980-1981. Ainsi, l'évaporation du Piche peut-elle s'exprimer en fonction du déficit de saturation de l'air ($ew - e$), (fig. 3), par la relation qui suit :

$$E_p = 0,31 + 0,37 (ew - e) \quad \text{avec } r = 0,83.$$

Si l'on examine maintenant les variations de l'évaporation en fonction du déficit de saturation de l'air, mais cette fois pour différentes classes de vent (fig. 4), on obtient la relation suivante :

$$E_p = 0,31 (1 + 0,15 U) (ew - e) \quad (\text{forme linéaire}), \text{ ou encore}$$

$E_p = 0,51 (U (ew - e))^{0,65}$ (forme puissance). Dans les deux cas, le coefficient de corrélation est $r = 0,86$.

En toute rigueur, ces relations ne sont pas exactes. Nous avons considéré en effet que la température de la surface évaporante était la même que celle de l'air, et nous avons écrit : $E_p = f (ew - e)$ alors que nous aurions dû écrire $E_p = f (e_s - e)$, e_s étant la tension de vapeur saturante à la température de la surface qui évapore, e étant rappelés-le la tension de vapeur de l'air. Malheureusement, la température de la surface évaporante, dans le cas du Piche qui nous intéresse, n'est pas connue, seule est mesurée la température de l'air dans l'abri. Dans ces conditions, la relation exacte serait la suivante : $E_p' = f (ew - e)$, ew étant la tension de vapeur saturante à la température de l'air sous abri, mais E_p' représente

alors "l'évaporation d'un Piche" dont la température de la surface évaporante serait celle de l'air.

$$Ep' \text{ est différent de } Ep \text{ et l'on démontre que } Ep = \frac{\gamma Ep'}{F'(\theta) + \gamma},$$

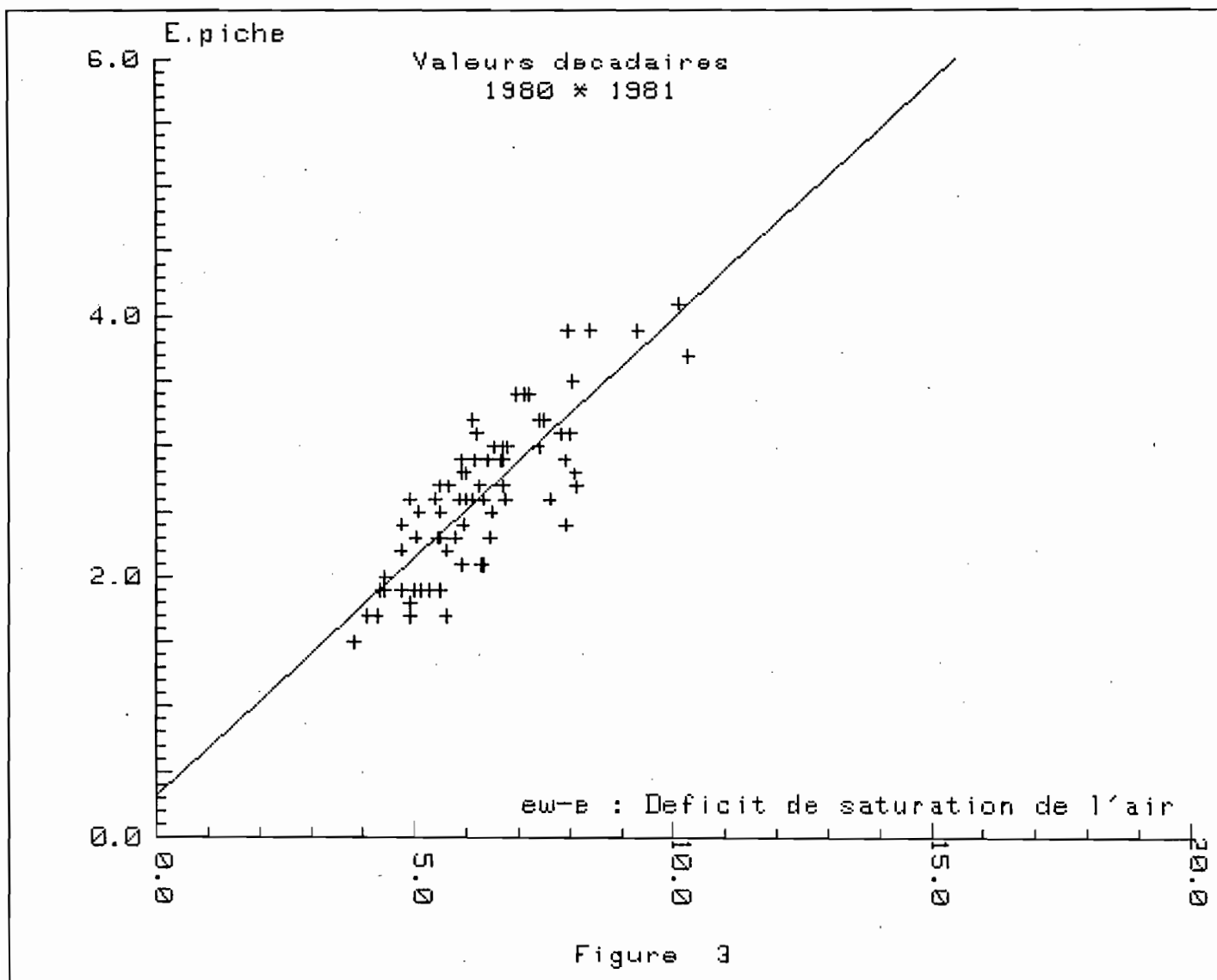
relation dans laquelle γ est la constante psychrométrique et $F'(\theta)$, la dérivée de la courbe de tension de vapeur saturante pour la température θ , θ étant une température intermédiaire entre la température de l'air T , et la température du point de rosée T_r . Pour les calculs, on a choisi $\theta = \frac{T + T_r}{2}$.

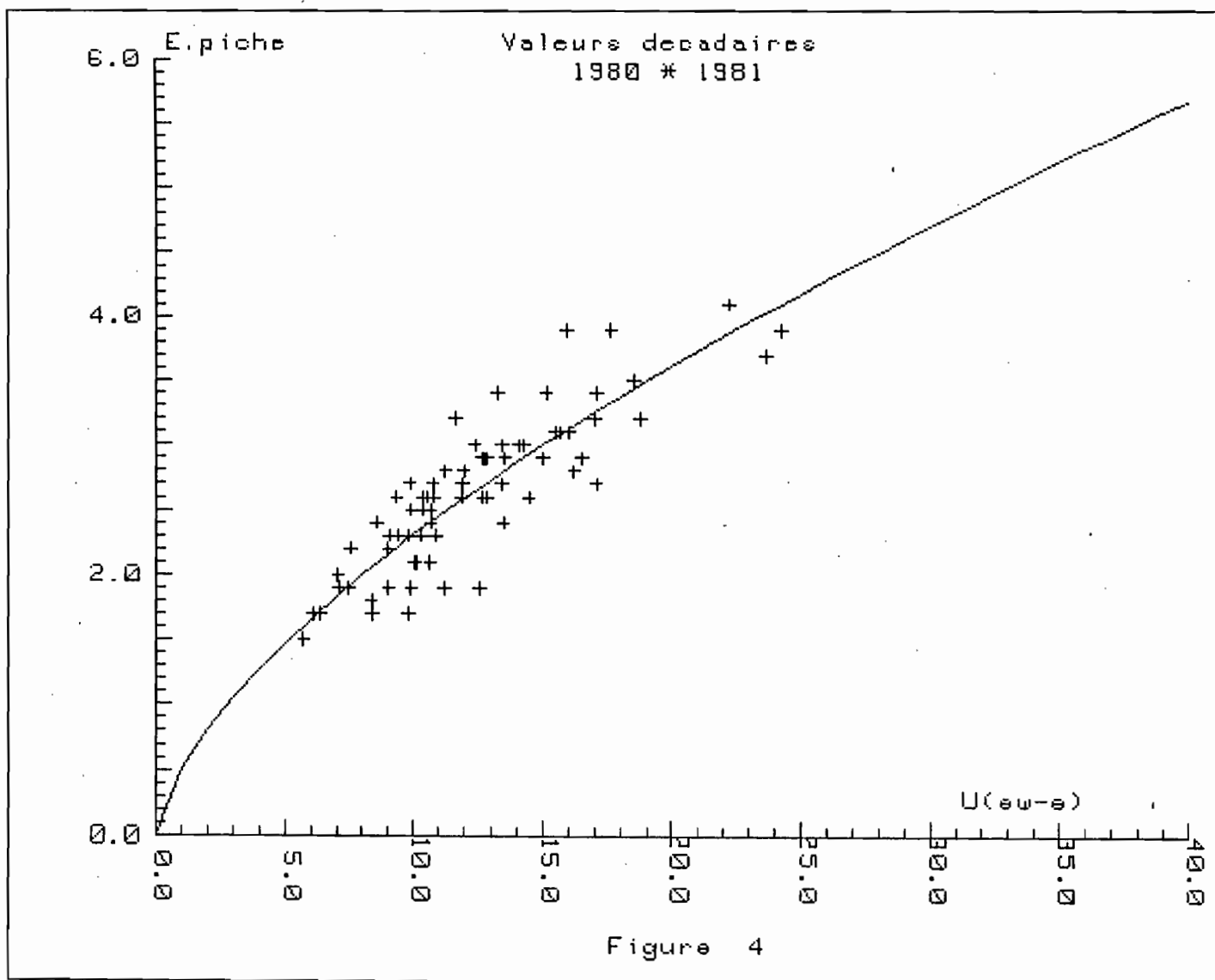
Cette définition de Ep' doit être rapprochée de la notion de "pouvoir évaporant de l'air", Ea introduite par PENMAN comme "quantité d'eau évaporée par une surface dont la température superficielle serait égale à celle de l'air". BOUCHET a montré que l'on pouvait écrire : $Ea = K.Ep'$, K étant un coefficient intégrant les caractéristiques du Piche et de ventilation de l'abri.

$$\text{Soit } Ea = \frac{K.Ep' \cdot F'(\theta) + \gamma}{\gamma}$$

A partir des moyennes décadaires, on a établi pour Nessadiou la relation suivante : $Ep' = (0,95 U^{0,5})(ew-e)$ avec $r = 0,95$ (forme puissance),

$$\text{ou : } Ep' = 0,26(U + 0,9)(ew-e) \text{ (forme linéaire).}$$





III - L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

3.1. - Rappels sommaires

L'évapotranspiration est "la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère à la fois par évaporation directe du sol et par transpiration de la plante".

Dans la nature, le sol et la plante évaporent tant qu'il y a de l'eau disponible. L'évapotranspiration "réelle" dépend donc avant toutes choses de l'alimentation hydrique du sol (précipitations ou irrigations), mais également de ses propriétés physiques, de la plante elle-même (variétés), de son stade phénologique ou de son état physiologique, enfin des conditions climatiques.

Lorsqu'un couvert végétal étendu, "couvrant le sol de façon uniforme" est abondamment pourvu en eau, c'est-à-dire lorsque l'eau n'est pas un facteur limitant de son développement, l'évaporation réelle croît vers une valeur maximale qui ne dépend plus que des conditions climatiques : l'évapotranspiration potentielle (ETP). Ceci est vrai pour des surfaces étendues (de l'ordre de l'hectare ou de la dizaine d'hectares et sur des périodes de l'ordre de la décennie ou du mois. Dans des conditions plus limitées, en particulier pour les cultures, l'évapotranspiration maximale dépend beaucoup du stade phénologique et de l'état physiologique. C'est la raison pour laquelle on réserve généralement au terme ETP un sens purement climatologique. Ce concept est matérialisé par "l'évapotranspiration maximale d'un gazon court, poussant activement et bien alimenté en eau".

Rappelons enfin que l'évapotranspiration est un mécanisme qui consomme de l'énergie, énergie empruntée à l'atmosphère environnante. En d'autres termes, l'ETP peut être considérée comme une "demande énergétique en eau de la part de l'atmosphère", et en cela peut être appréhendée en termes de bilan d'énergie.

3.2. - L'ETP mesurée à Nessadiou

L'ETP est mesurée à Nessadiou à l'aide d'un évapotranspiromètre à drainage de 4m². de surface. La moyenne annuelle est de 1264 mm qui se répartissent mensuellement de la façon suivante (en millimètres d'eau par jour).

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
4,7	4,2	4,1	3,2	2,4	2,0	2,2	2,8	3,4	3,9	4,7	4,1	3,46

Les valeurs décadaires obtenues au cours des deux années 1980 et 1981 figurent dans le tableau 3 en annexe.

3.3. - Variations de l'ETP avec les autres facteurs du climat

3.3.1. - L'ETP et le rayonnement solaire global

Le rayonnement solaire est la principale source d'énergie intervenant dans les échanges sol-atmosphère. Il joue évidemment un rôle important dans les phénomènes d'évaporation à l'air libre. Les figures n° 5 et 6 montrent respectivement les variations simultanées de l'ETP et du rayonnement global pour la période 1980-1981 (moyennés décennales), et la densité de la liaison entre ces deux données.

Les relations statistiques liant ces deux grandeurs sont les suivantes :

$$\text{ETP} = 0,46 R_g \quad \text{avec } r = 0,87 \quad \text{à l'échelle de la décennie}$$

$$\text{ETP} = 0,50 R_g - 0,4 \quad \text{avec } r = 0,91 \quad \text{à l'échelle du mois.}$$

(R_g est exprimé ici en mm d'eau)

La mesure du seul rayonnement solaire peut donc fournir une estimation satisfaisante de l'ETP, au moins à l'échelle mensuelle.

3.3.2. - L'ETP et l'évaporation d'un bac d'eau libre (fig. 7 et 8)

Rappelons que le bac utilisé ici est un bac du type "Colorado" de 1 m² de surface et de 0,70 m. de profondeur, enterré dans une pelouse.

Il arrive fréquemment que les données d'un bac servent à fournir une estimation directe de l'ETP, en particulier toutes les fois où l'absence de poste climatologique rend impossible cette estimation par l'utilisation de formules. Ce passage de l'évaporation d'un bac à l'ETP peut être réalisé en appliquant un coefficient variable selon le lieu et l'époque de l'année, également selon le type de bac utilisé.

Pour Nessadiou, nous avons noté les valeurs suivantes :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
1980	0,96	0,95	0,88	0,89	0,81	0,73	0,88	0,86	(0,66)	0,89	0,94	0,78	
1981	1,06	0,84	0,92	0,81	0,80	0,69	0,84	0,97	0,94	0,88	0,89	0,94	
MOY	1,00	0,90	0,90	0,85	0,81	0,71	0,86	0,91	(0,80)	0,89	0,92	0,86	0,87

Rapports ETP/E.bac enterré de 1 m²

Bien que nous ne disposions que de deux années pour établir un rapport moyen, on constate que celui-ci prend les valeurs les plus faibles pour les

mois les plus frais, et où le rayonnement est le plus faible (mai et juin), pour les autres mois de l'année, le rapport est supérieur à 0,85. La figure n°8 montre les variations de l'ETP et de l'évaporation du bac enterré. L'ajustement d'une relation linéaire (fig.7) aux valeurs moyennes décadaires fournit les résultats suivants :

$$\text{ETP} = 0,88 \text{ E.bac} \quad \text{avec } r = 0,86$$

Avec les moyennes mensuelles, la relation devient

$$\text{ETP} : 1,01 \text{ E.bac} - 0,54 \quad \text{avec } r = 0,93$$

En moyenne, l'ETP mesurée à Nessadiou représente 87 % de l'évaporation du bac.

3.3.3. - L'ETP et la température de l'air

La température de l'air est certainement la donnée climatologique la plus couramment mesurée et bien souvent la seule disponible permettant une approche de l'ETP. Nous avons donc jugé intéressant de vérifier de quelle façon évoluait l'ETP en fonction de la température. L'ETP étant surtout un phénomène diurne, nous avons choisi la température maximale de l'air sous abri, en introduisant un déphasage d'environ un mois entre l'ETP et la température.

$$\text{soit : } \text{ETP}_n = f(\text{TX}_n + 1)$$

A partir des valeurs mensuelles de 1980 et 1981 obtenues à Nessadiou, nous avons établi la relation suivante :

$$\text{ETP}_n = 0,37 (\text{TX}_n + 1) - 6,5 \quad \text{avec } r = 0,92$$

IV - L'ETP, ELEMENT D'UN BILAN ENERGETIQUE

4-1.- Les éléments du bilan

Au niveau du couvert végétal qui évapore, il s'établit un équilibre entre l'énergie qu'il reçoit et celle qu'il perd. En d'autres termes, et selon le principe de la conservation de l'énergie, la somme algébrique des énergies entrant et sortant du système pendant un intervalle de temps fixé est égale à la variation de son énergie interne. Ceci peut s'écrire de la manière qui suit :

$$R_n + Q_s + Q_l + Q_g + P = dw/dt \quad (1)$$

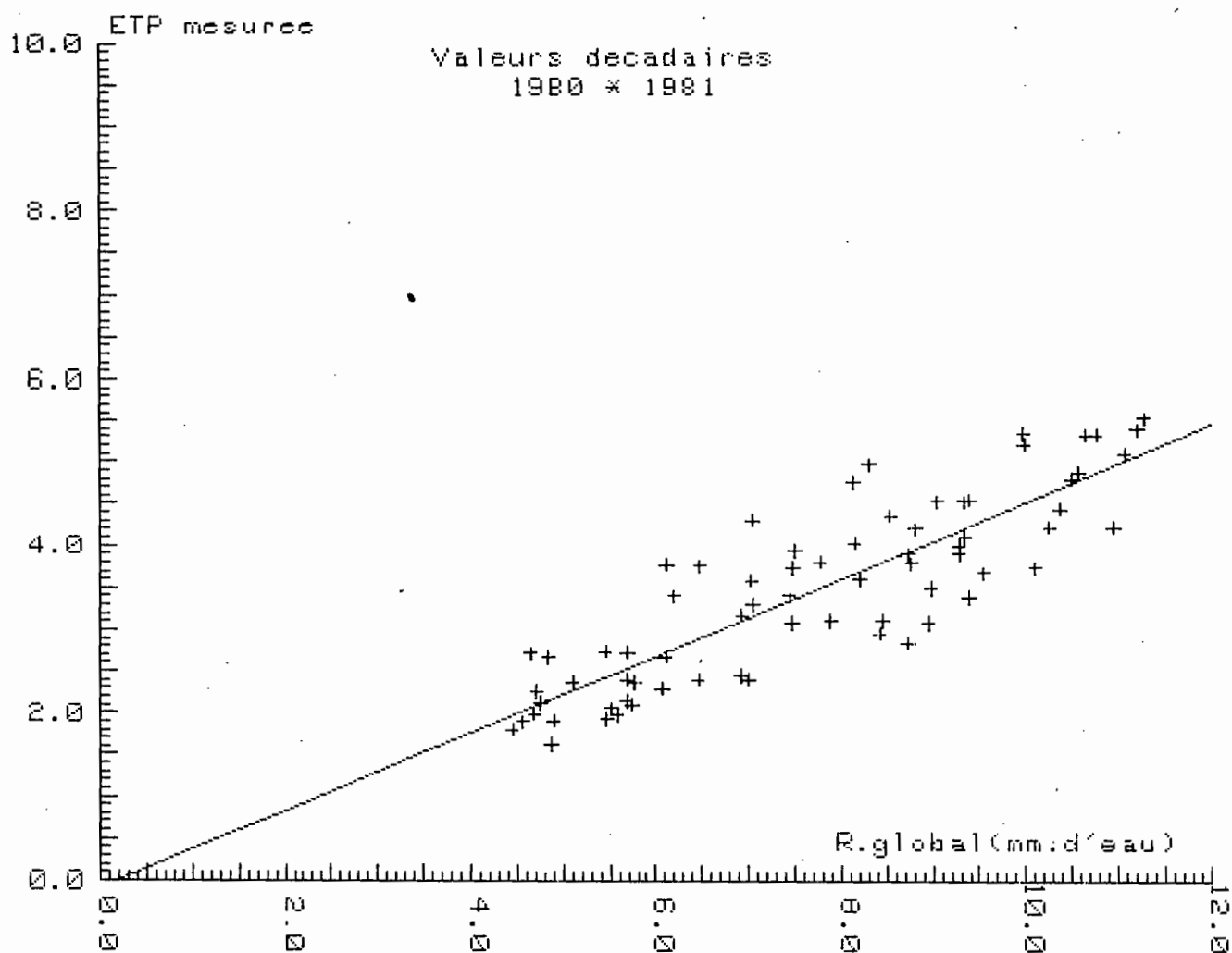
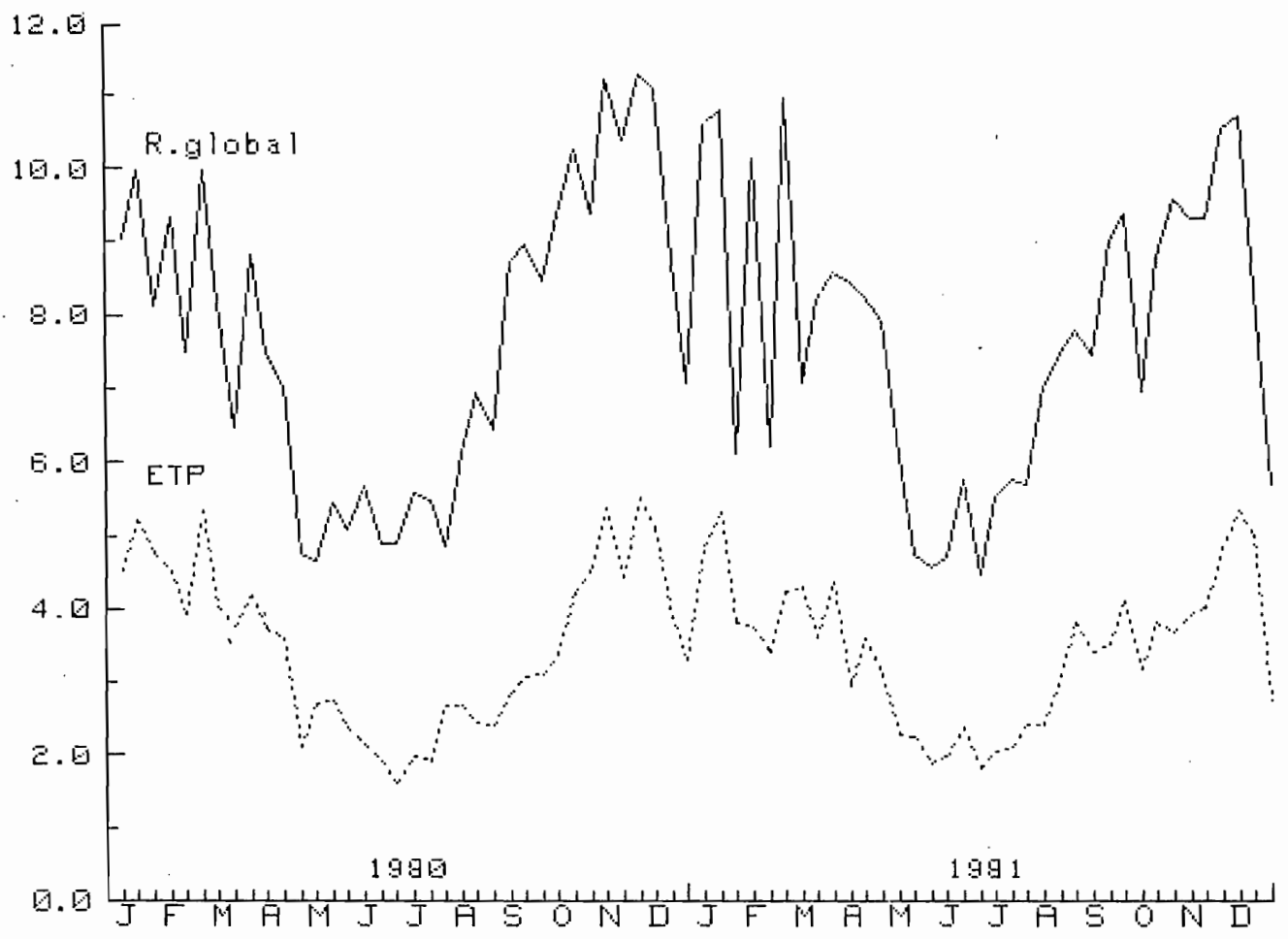


Figure 5



Variations de l'ETP et du Rayonnement global (en mm d'eau)

Figure 6

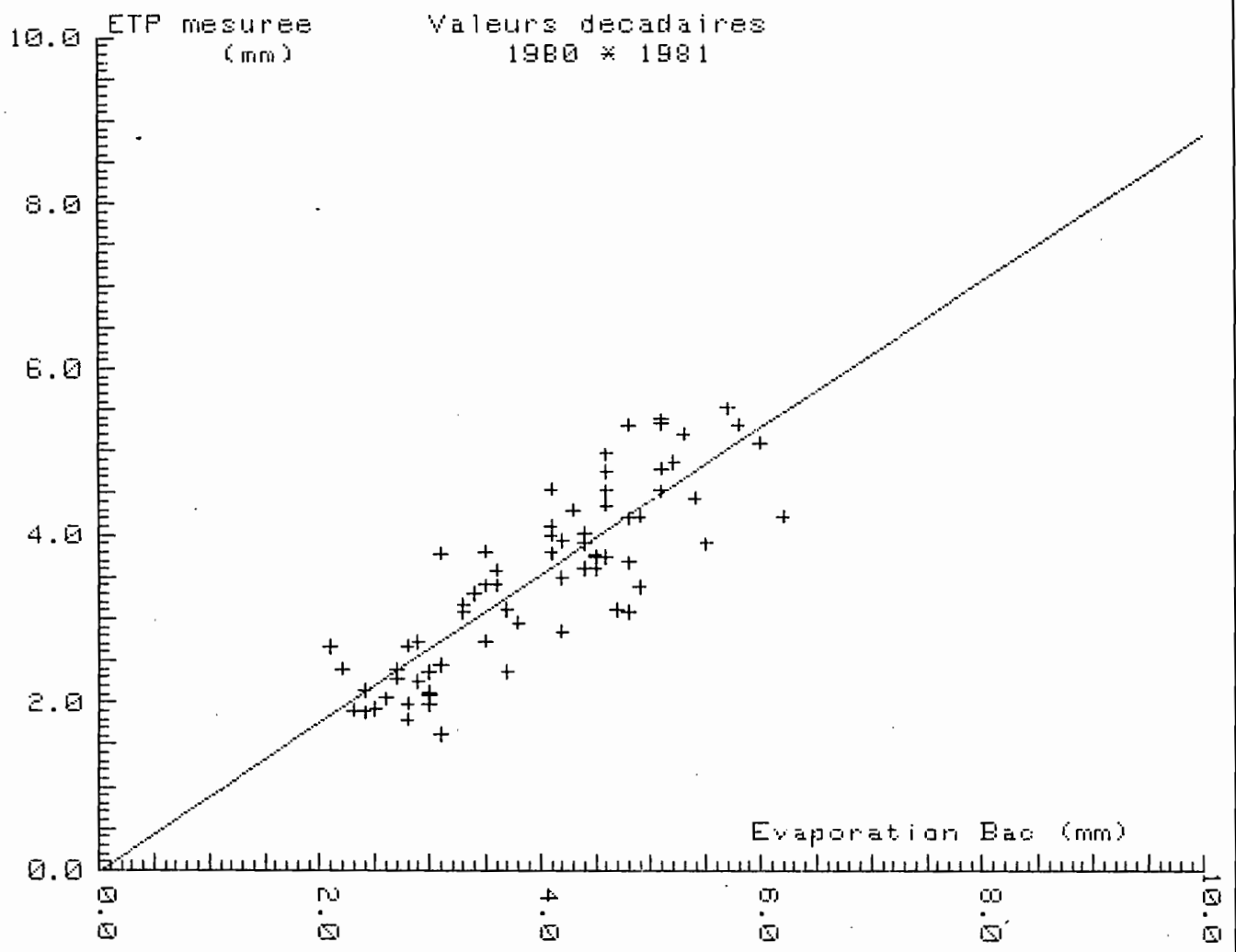


Figure 7

Variations de l'ETP mesurée et de l'Evaporation
du Bac enterrer - Valeurs decadaires

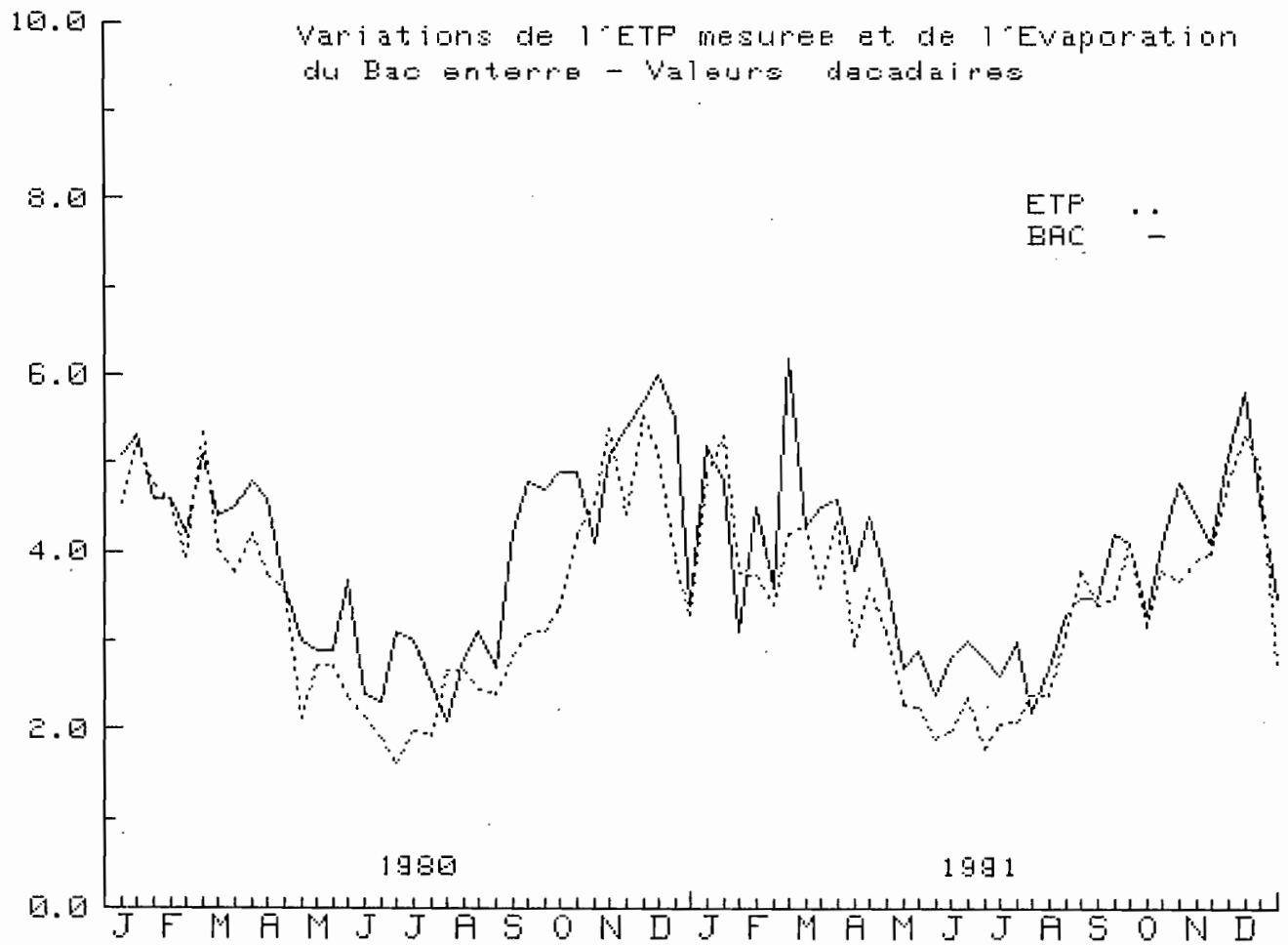


Figure 8

Rn (rayonnement net) est le bilan radiatif, $R_n = R_g (1-a) + R_a - R_t$; R_a est le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde; R_t le rayonnement terrestre.

Q_s est le flux de chaleur sensible au-dessus du couvert végétal

Q_g est le flux de chaleur échangé par conduction avec le sol

Q_l est le flux de chaleur latente ou flux d'énergie correspondant à l'évapotranspiration

P représente essentiellement l'énergie utilisée dans les réactions photosynthétiques et peut être négligé devant les autres termes du bilan.

dw/dt est la variation d'énergie calorifique du système dont il a été montré qu'elle pouvait être négligée dans la plupart des cas.

La relation (1) devient donc :

$$R_n + Q_s + Q_g + Q_l = 0 \quad (2)$$

A l'échelle de quelques jours, les variations de Q_g se compensent, on a alors :

$$R_n + Q_s + Q_l = 0$$

ou encore $R_n = Q_s + LE$ (3) en remplaçant Q_l par LE , L étant la chaleur latente de vaporisation de l'eau et E l'évapotranspiration.

Il suffit donc, dans la plupart des cas, de savoir évaluer les deux termes du bilan, R_n et Q_s pour connaître l'ETP : LE .

Le terme R_n peut être soit mesuré directement, soit estimé, et d'autre part, le rapport Q_s/LE peut être exprimé en fonction des gradients moyens de température et de pression de vapeur d'eau au-dessus du couvert végétal. Ceci nous conduit au modèle proposé par Penman.

4.2. - Le modèle Penman

4.2.1. - Adéquation de la formule de Penman, modifiée ou non

A partir des éléments exposés précédemment et en utilisant certaines hypothèses simplificatrices, on aboutit au modèle proposé par Penman. (Nous ne reproduisons pas ici les démonstrations successives qui, partant de l'équation du bilan d'énergie, conduisent à la relation proposée par Penman. Ces démonstrations figurent dans de nombreux ouvrages consacrés au sujet).

La formulation de Penman est donc la suivante :

$$ETP = \frac{F'(T)}{F'(T)+\gamma} R_n + \frac{\gamma}{F'(T)+\gamma} E_a$$

dans laquelle le second membre est l'addition d'un terme résultant du bilan radiatif et d'un terme advectif lié aux caractéristiques de l'air.

$$R_n = (1-a) R_g - \sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \cdot (0,10 + 0,90 S/S_0)$$

$(1-a)R_g$ représente le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde, a étant l'albédo, le reste de l'expression représente le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde. $a = 0,23$

Dans le cas où R_g n'est pas mesuré, il est lui-même estimé par la relation d'Angström : $R_g = R_{g0} (0,18 + 0,62 S/S_0)$.

E_a est le pouvoir évaporant de l'air, notion introduite au paragraphe 2. Dans la formule de Penman, cette quantité exprimée en mm d'eau, est estimée par la relation suivante : $E_a = 0,26 (e_w - e)(1 + 0,54 U)$.

Dans le cas qui nous intéresse, nous avons remplacé certains coefficients de la formule originale par d'autres établis empiriquement sur le site de mesures. En particulier, nous avons vu (paragraphe 2) que E_a pouvait être exprimé en fonction de l'évaporation du "Piche corrigé", $E_{p'}$: $E_a = K \cdot E_{p'}$.

Avec $E_{p'} = 0,95 U^{0,5} (e_w - e)$, le coefficient K , ajusté expérimentalement vaut 0,20. L'ETP peut donc être calculée ainsi :

$$ETP = \frac{F'(T)}{F'(T) + \gamma} \left[(1-a)R_g - \sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 S/S_0) \right] + \frac{\gamma}{F'(T) + \gamma} \left[0,20 (0,95 U)^{0,5} (e_w - e) \right]$$

La relation statistique linéaire liant les deux séries de valeurs est la suivante :

ETP mesurée = 0,85 ETP calculée + 0,52 avec $r = 0,93$ à l'échelle décadaire et $r = 0,96$ à l'échelle mensuelle. La moyenne des valeurs calculées est la même que celle des valeurs mesurées : 3,46 mm par jour.

Une autre tentative d'ajustement de la relation de Penman, à partir de coefficients établis localement a été effectuée, en particulier en reprenant simplement la fonction de U et de $(e_w - e)$ établie pour le Piche par analogie avec la relation de Dalton. En d'autres termes, en considérant l'évaporation du piche comme représentative de E_a . Cette relation était la suivante :

$$E_p = 0,31 (1 + 0,15 U) (e_w - e).$$

En remplaçant E_a par cette expression dans la relation , on obtient de nouvelles valeurs de l'ETP qui sont en moyenne 7% supérieures aux valeurs mesurées. La relation statistique est la suivante :

ETP mesurée = 0,84 ETP calculée + 0,36, les coefficients de corrélation sont les mêmes que précédemment, 0,93 pour les valeurs décadaires et 0,96 pour les valeurs mensuelles.

Enfin, nous avons testé la formule de Penman sans aucune modification. On constate que les résultats sont assez comparables à ceux obtenus avec les formules modifiées. La relation liant les deux séries de valeurs mesurées et calculées est très proche des précédentes , on a :

ETP mesurée = 0,82 ETP calculée + 0,44. Les coefficients de corrélation sont les mêmes.

Nous avons fait figurer dans le tableau qui suit les rapports des moyennes mensuelles ETP mesurée/ETP calculée, obtenus à partir des trois relations mentionnées.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
(1)	1,07	0,84	1,00	0,94	1,04	0,95	1,05	1,04	0,94	0,93	0,94	0,89
(2)	0,96	0,86	1,00	0,94	1,04	0,95	1,00	1,00	0,92	0,91	0,92	0,89
(3)	1,00	0,91	1,05	1,02	1,14	1,05	1,14	1,10	0,98	0,97	0,98	0,94

Rapports des moyennes mensuelles ETP mesurée/ETP calculée.

(1) ETP calculée par la formule de Penman originale

(2) ETP calculée en utilisant le rayonnement global mesuré et la fonction $E_a = 0,31(1 + 0,15 U)(e_w - e)$.

(3) ETP calculée en utilisant le rayonnement global mesuré et la fonction $E_a = 0,20 (0,95 U)^{0,5} (e_w - e)$.

On constate que la relation (3) rend mieux compte de l'ETP réelle pour les mois de fortes évaporations (septembre à mars), par contre, elle a tendance à surestimer les valeurs de la période fraîche (mai à août).

Les valeurs calculées par la formule de Penman originale (1) et par la relation (2) sont assez voisines. Elles ont tendance à sous-estimer l'ETP des mois chauds, et à surestimer légèrement celle des mois frais.

Les figures 9 à 12 illustrent l'adéquation des valeurs d'ETP calculées aux valeurs mesurées ainsi que les liaisons existant entre les deux séries de données.

4.2.2. - Discussion des résultats

La première constatation que l'on peut faire, est que l'utilisation de la formule de Penman, même sans modification, reste relativement satisfaisante.

Nous avons vu que dans cette formule, l'ETP était représentée par la somme de deux énergies, l'une d'origine radiative, que nous appellerons $\phi(Rn)$, et l'autre d'origine advective, que nous désignerons par $\phi(Ea)$, $ETP = \phi(Rn) + \phi(Ea)$.

La fonction servant à estimer le rayonnement global entrant dans le calcul de $\phi(Rn)$, dans la formule originale de Penman, fournit des valeurs de Rg relativement proches de celles réellement mesurées à Nessadiou. La relation expérimentale établie à Nessadiou, et permettant de calculer les valeurs de Rg est en effet très voisine de la formule originale. Dans un cas, on a :

$$Rg = Rg_0 (0,18+0,62 S/S_0) - (\text{Penman originale}), \text{ et dans l'autre}$$

$$Rg = Rg_0 (0,22+0,61 S/S_0) - (\text{Nessadiou})$$

Les valeurs moyennes obtenues pour la fonction $\phi(Rn)$ pour l'ensemble des valeurs mensuelles sont : 2,73 (relation 1), 2,99 (relations 2 et 3). La fonction $\phi(Ea)$ fournit avec les trois relations déjà citées les résultats suivants : 0,93 (relation 1), 0,70 (relation 2), 0,47 (relation 3). En moyenne donc la fonction $\phi(Ea)$ qui semble conduire au meilleur ajustement pour le calcul de l'ETP (relation 3) fournit des valeurs inférieures de moitié à celles calculées avec la formule de Penman originale (relation 1).

En résumé, on a :

	$\phi(Rn)$	$\phi(Ea)$	ETP	$\phi(Rn)/\phi(Ea)$
(1)	2,73	0,93	3,66	2,93
(2)	2,99	0,70	3,69	4,28
(3)	2,99	0,47	3,45	6,36

La relation (3) minimise donc très fortement $\phi(Ea)$, et attribue par conséquent, une part beaucoup plus importante à l'énergie d'origine radiative. Ceci n'est pas en contradiction avec les caractéristiques du site de l'étude où les vents sont faibles toute l'année et les déficits de saturation peu

importants. Néanmoins, il faut souligner que l'absence de mesure de la surface évaporante (le gazon en l'occurrence), rend hasardeux le "calage" d'une relation empirique exprimant la fonction $\phi(Ea)$.

Si l'utilisation d'une formule de type Penman est satisfaisante pour l'esprit, puisque malgré son côté empirique elle n'en demeure pas moins la seule traduisant d'une certaine façon la réalité physique des phénomènes, il est difficile de retirer tout le bénéfice de son utilisation sans la mise en oeuvre de moyens relativement élaborés. En d'autres termes, si elle utilise le principe du bilan d'énergie, elle ne peut se substituer à la mesure complète de celui-ci, qui seul peut conduire à une détermination précise de l'ETP.

Dans la formule de Penman, le rapport $\phi(Rn)/\phi(Ea)$ peut varier dans des proportions importantes, mais en moyenne sur une période suffisamment longue, il est voisin de 3. C'est-à-dire qu'en moyenne, au moins 70 % de l'ETP est d'origine radiative. $\phi(Rn)$ se calcule aisément et sa connaissance peut être améliorée par la mesure du rayonnement global, enfin le rayonnement net (Rn), peut être directement mesuré sans matériel très compliqué.

D'autre part, les relations existant entre $\phi(Rn)$ et l'ETP sont toujours très bonnes en zones tropicales humides. La figure 13 montre cette relation à Nessadiou pour les valeurs décennales d'ETP mesurée et de $\phi(Rn)$, simplement calculé par la formule de Penman originale, le coefficient de corrélation est de 0,92. On pourra constater sur cette même figure qu'il n'en est pas de même pour la fonction $\phi(Ea)$. L'ajustement d'une relation empirique $Ea = f(U, ew - e)$ à partir de l'évaporation d'un bac ou à fortiori d'un Piche n'est pas toujours satisfaisante. Dans la plupart des cas, il nous paraît intéressant de faire porter les efforts sur la mesure du rayonnement.

V - LES FORMULES EMPIRIQUES POUVANT SERVIR A ESTIMER L'ETP

La formule de Penman est un modèle physique simplifié du phénomène d'évapotranspiration basé sur l'analyse d'un bilan énergétique. Certes, selon l'échelle de temps à laquelle on étudie les phénomènes et selon les moyens d'investigation dont on dispose, on est amené à établir des relations empiriques plus ou moins nombreuses permettant d'estimer tel ou tel élément du bilan. C'est peut-être là, précisément, le double aspect intéressant de la formule qui en fait son succès par sa souplesse d'utilisation. L'emploi de cette formule dans le cas le plus simple, requiert cependant la mesure d'eau moins quatre paramètres: la température de l'air, l'humidité, ou la tension de vapeur de l'air, la durée

d'insolation et enfin la vitesse du vent. Ceci suppose l'existence d'une station climatologique déjà bien équipée. Dans la plupart des cas, et en particulier dans la région qui nous intéresse, de telles stations sont peu nombreuses, il faut donc avoir recours à des formules d'estimation nécessitant la connaissance d'un nombre moins important de paramètres.

Nous avons vu au paragraphe 1 qu'à la condition de rester à une échelle de temps de l'ordre de la décade au moins, on pouvait rapporter les variations de l'ETP à celle d'un autre facteur du climat. Nous avons trouvé ainsi plusieurs relations simples établies statistiquement.

- entre l'ETP et le rayonnement global : $ETP = 0,46 R_g$
- entre l'ETP et l'évaporation d'un bac enterré : $ETP = 0,88 E_{\text{bac}}$
- entre l'ETP et la température maximale de l'air : $ETP_n = 0,37 T_X(n+1) - 6,5$, à l'échelle mensuelle, $T_X(n+1)$ étant la température maximale moyenne du mois suivant le mois considéré.

Ces expressions constituent déjà en elles-mêmes des formules empiriques d'estimation de l'ETP, mais souvent d'application limitée au seul site de mesures. Certains auteurs ont donc proposé des formules plus "universelles", en théorie applicables, quelle que soit la région. Nous examinerons quelques unes d'entre elles pour lesquelles nous avons testé l'adéquation des valeurs calculées aux valeurs mesurées.

5. - LES FORMULES EMPIRIQUES POUVANT SERVIR A ESTIMER L'ETP

5.1.- La formule de Turc

La formule proposée par TURC pour les régions dont l'humidité relative moyenne est supérieure à 50 % est la suivante :

$$ETP = \frac{0,013 T}{T + 15} (R_g + 50) \quad \text{en mm par jour}$$

T est la température moyenne de l'air et R_g le rayonnement global exprimé en $\text{cal.cm}^{-2} \text{ jour}^{-1}$. La relation obtenue pour Nessadiou entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées est la suivante :

$$ETP \text{ mesurée} = 0,96 ETP \text{ calculée} - 0,31 \quad \text{avec } r = 0,91.$$

Les valeurs calculées surestiment en moyenne d'environ 13 % les valeurs réelles de l'ETP

5.2. - La formule de Makkink

Tout comme la formule de Turc, la formule de Makkink ne prend en compte que la température de l'air et le rayonnement global, ce dernier étant exprimé en mm d'eau. La fonction de pondération n'est autre que la fonction

$$\frac{F'(T)}{F'(T)+\gamma}$$

La formulation originale est :

$$ETP = 0,61 Rg \cdot \frac{F'(T)}{F'(T)+\gamma} - 0,12$$

Pour Nessadiou, l'ajustement obtenu est très proche, on a :

$$ETP = 0,62 Rg \cdot \frac{F'(T)}{F'(T) + \gamma} \quad \text{avec } r = 0,91$$

Les valeurs calculées sont en moyenne surestimées de 12 %.

5.3. - La formule de Thornthwaite

La formule de Thornthwaite n'utilise que la température moyenne de l'air comme paramètre de calcul de l'ETP. Elle s'écrit de la façon suivante :

$$ETP = 16 \frac{(10 T)^a}{I} \cdot F(\lambda)$$

T est la température moyenne de l'air pour la période considérée

I est un indice thermique annuel, somme de douze indices thermiques mensuels, i , i étant lui-même calculé par la relation $i = \frac{(T)^{1.514}}{5}$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49$$

$F(\lambda)$ est un facteur de correction dépendant de la latitude, qui pour Nessadiou prend les valeurs suivantes de janvier à décembre :

1,15, 1,00, 1,05, 0,98, 0,96, 0,90, 0,94, 0,99, 0,1,00, 1,09, 1,10, 1,16.

La seule donnée prise en compte est donc la température, or nous avons constaté que celle-ci était déphasée d'environ un mois par rapport à l'ETP. En remplaçant dans la formule la température du mois n par celle du mois $n+1$, on obtient la relation qui suit :

$$\text{ETP mesurée} = 0,84 \text{ ETP calculée} + 0,82 \quad \text{avec } r = 0,89$$

Les valeurs calculées sont en moyenne sous-estimées de 10 %.

CONCLUSIONS

Sur le plan général de la connaissance de l'ETP sur le Territoire, les premières mesures réalisées à Nessadiou font apparaître des valeurs moyennes inférieures de 20 à 30 % à celles obtenues à Nouméa pour la même période. Le facteur responsable de cet écart est surtout le vent. Ceci confirme pour l'ETP comme pour d'autres données climatiques, l'existence de micro-climats, dont il faudra tenir compte lorsque l'on voudra réaliser des estimations de l'ETP.

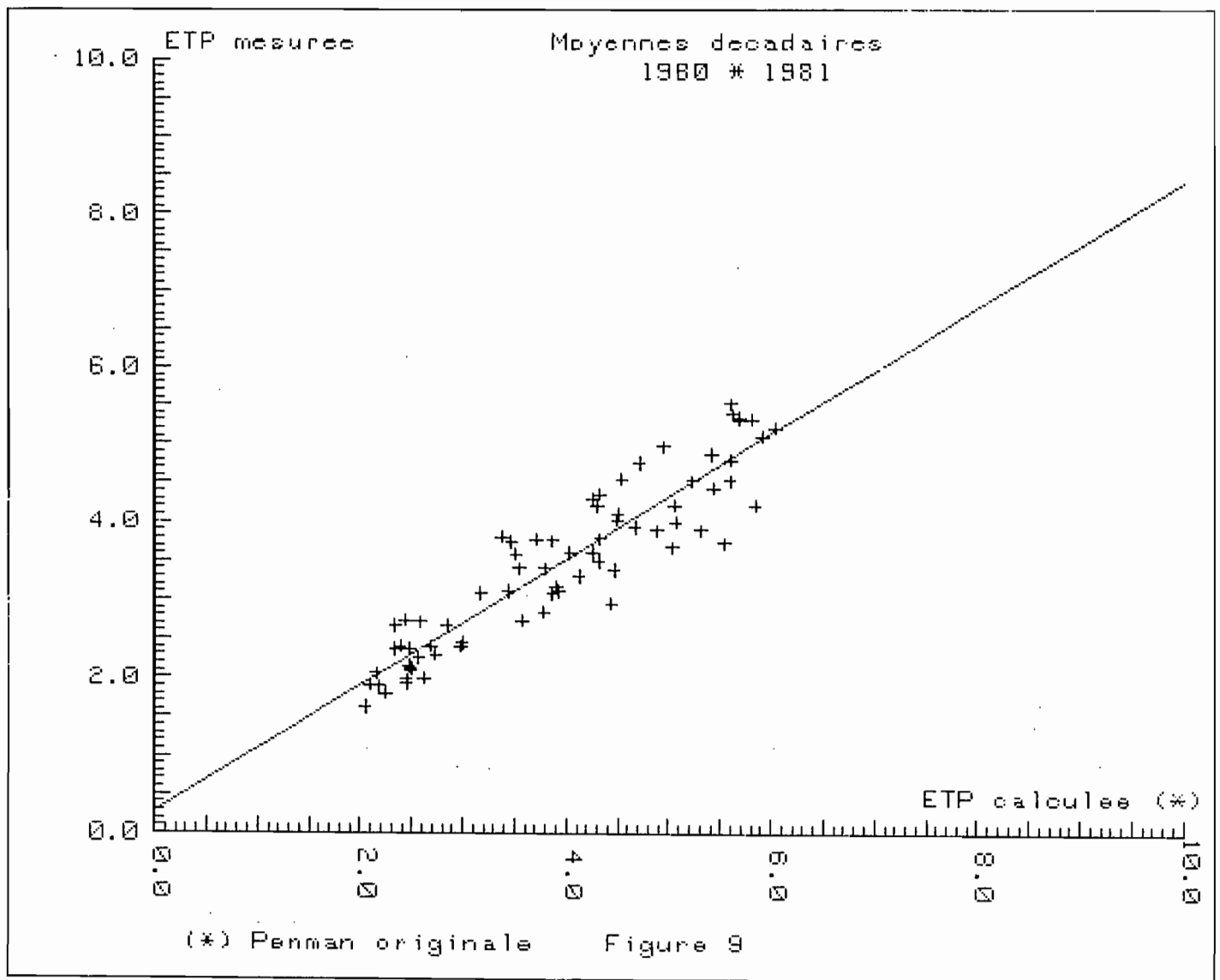
L'estimation de l'ETP par des méthodes indirectes reste en effet le seul moyen lorsque l'on ne dispose pas d'équipements spéciaux permettant sa mesure. Dans un but pratique, nous nous sommes attachés à développer ici plus particulièrement cet aspect, en présentant différentes méthodes utilisables selon les données disponibles.

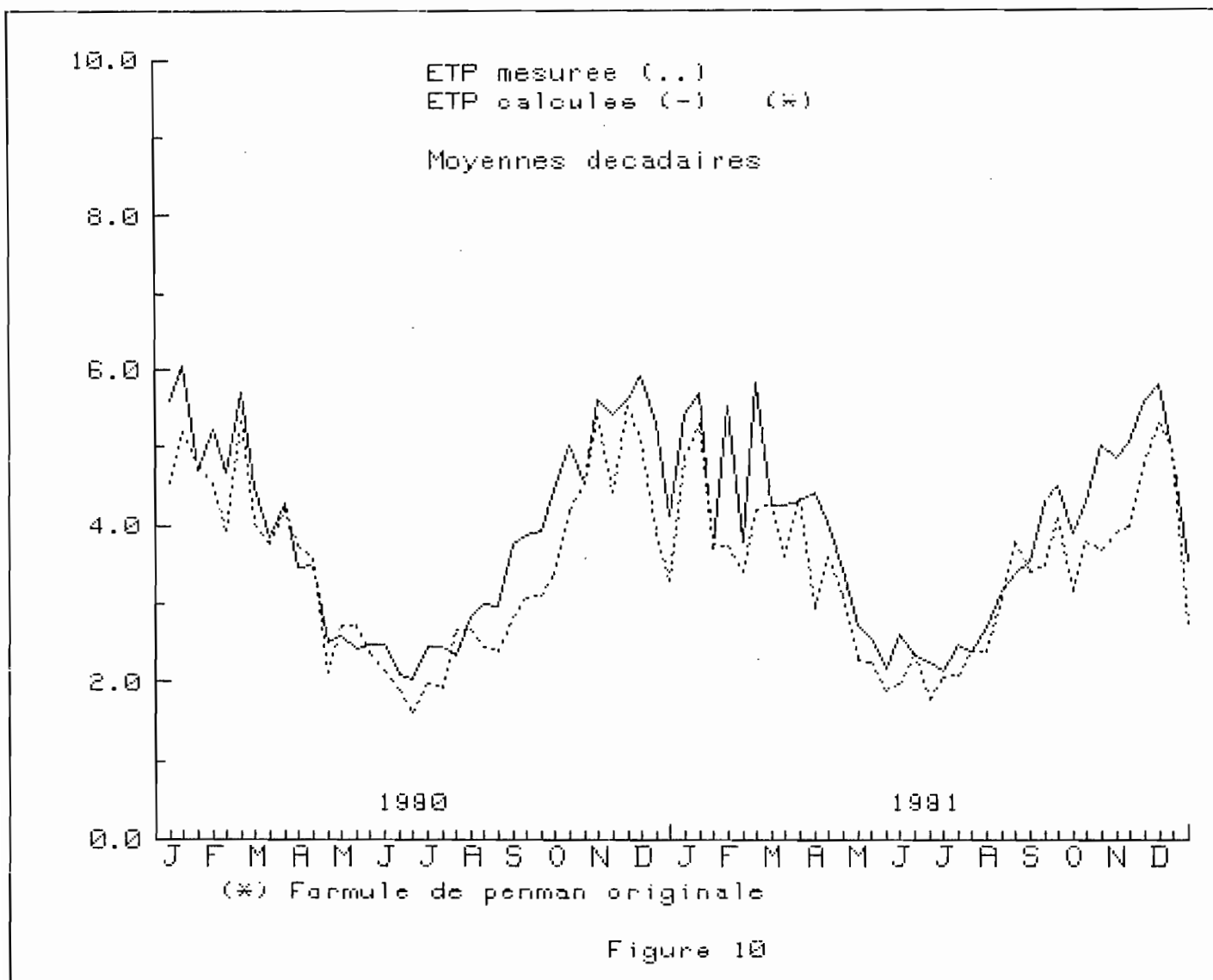
C'est bien entendu le modèle de Penman qui a retenu le plus notre attention. C'est en effet celui qui traduit le mieux la réalité physique du phénomène. Néanmoins, c'est au prix d'ajustements expérimentaux, dont la validité est probablement limitée au seul site de mesure, que nous avons pu établir une "formule modifiée" rendant le mieux compte de l'ETP réellement mesurée. La formule originale de Penman n'en garde pas moins toute sa validité et son intérêt puisque les résultats qu'elle fournit ne sont pas trop éloignés de ceux obtenus avec la formule modifiée.

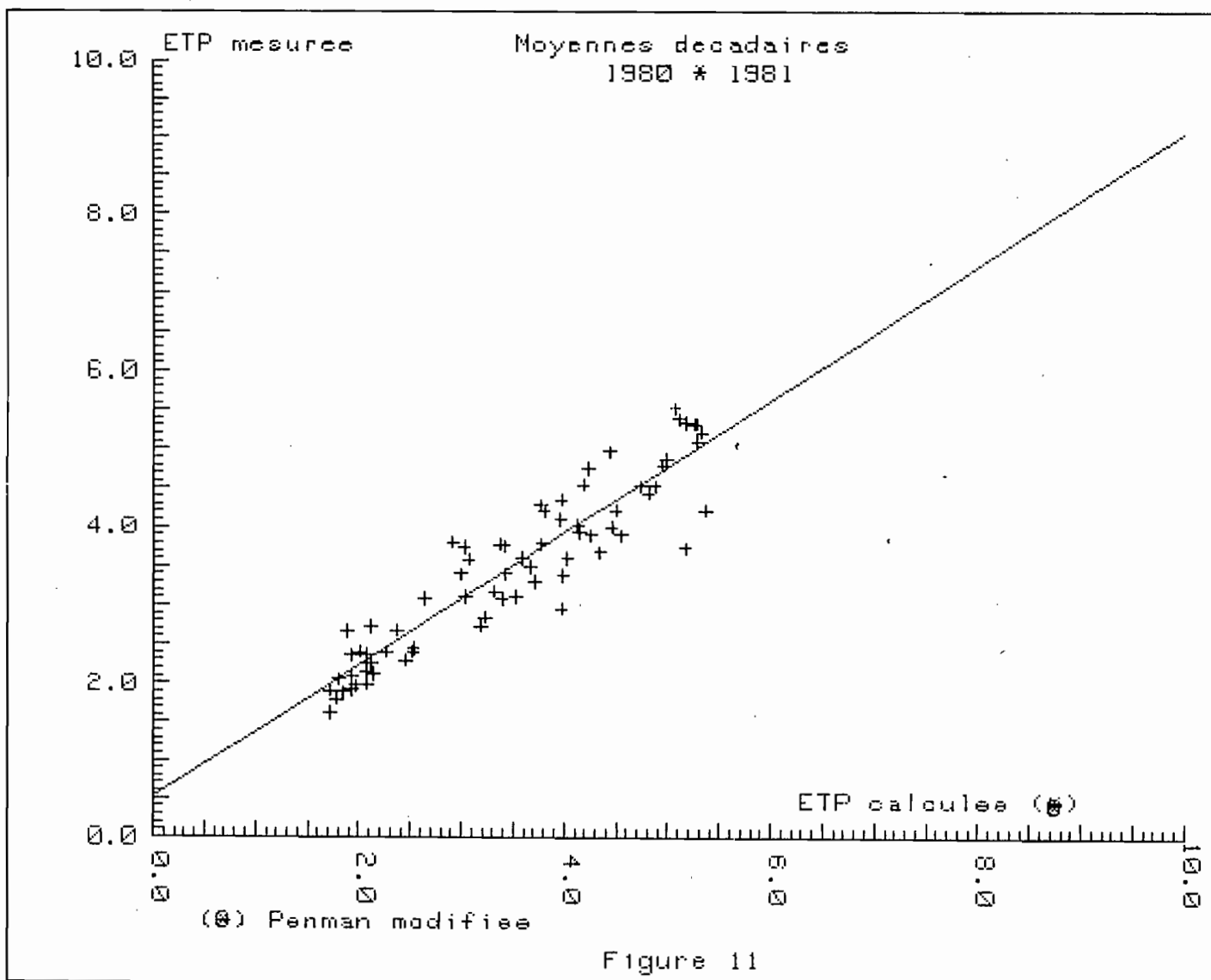
Nous avons montré, également, qu'une estimation relativement satisfaisante pouvait être obtenue à partir du rayonnement global et de la température (formules de Turc et de Makkink) et qu'une bonne corrélation existait

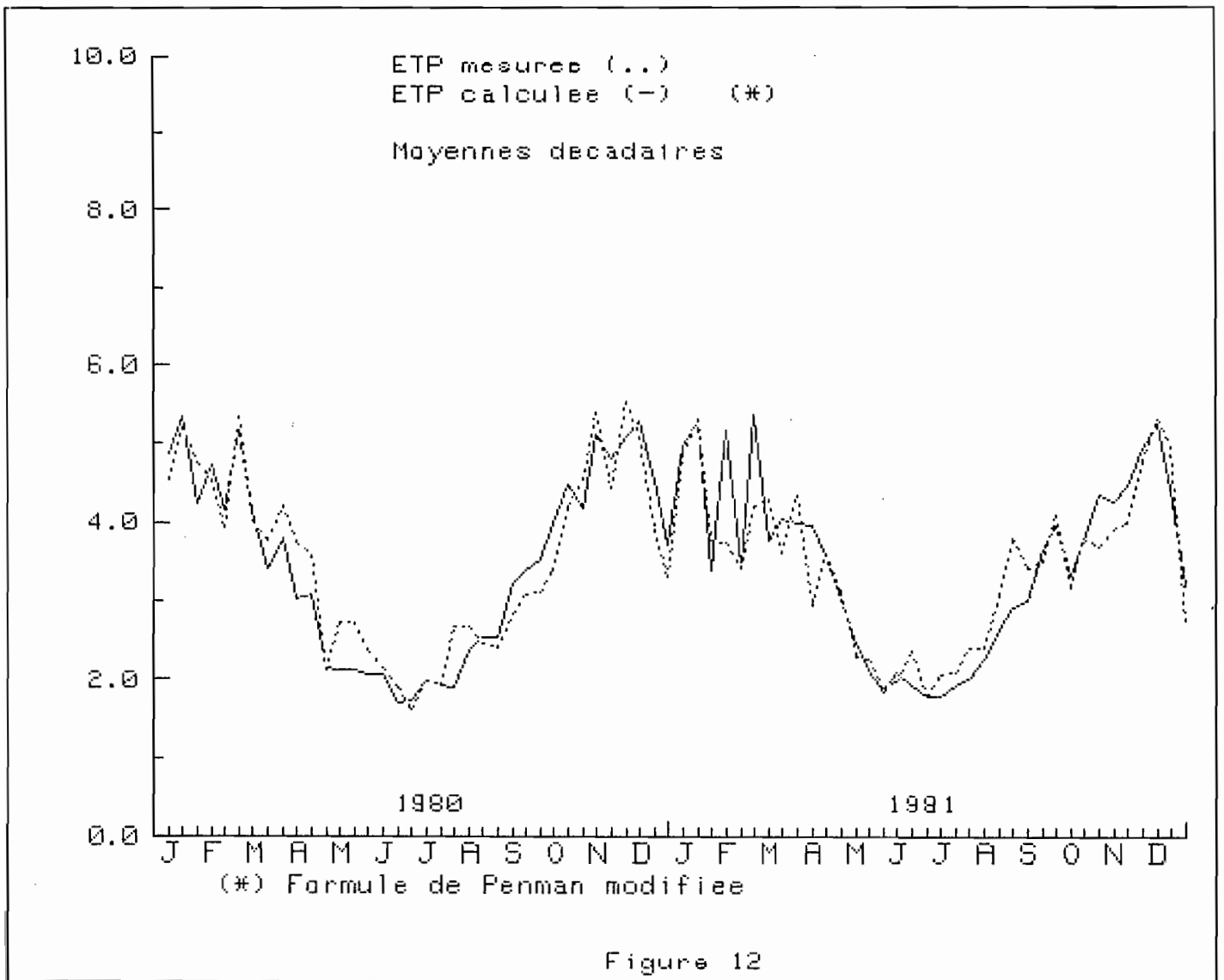
entre l'évaporation d'un bac enterré et l'ETP. Enfin, l'importance des phénomènes radiatifs sur l'ETP nous a paru prépondérante dans le cas du site étudié, il semble donc intéressant de faire porter les efforts sur la mesure du rayonnement net ou du rayonnement global.

Cependant, deux années de mesures ne nous paraissent pas tout à fait suffisantes pour affirmer la validité des relations proposées et surtout, ces résultats doivent être comparés à ceux obtenus ou qui seront obtenus sur d'autres sites. Seule l'analyse de ces comparaisons permettra de tirer des conclusions de dimensions régionales.









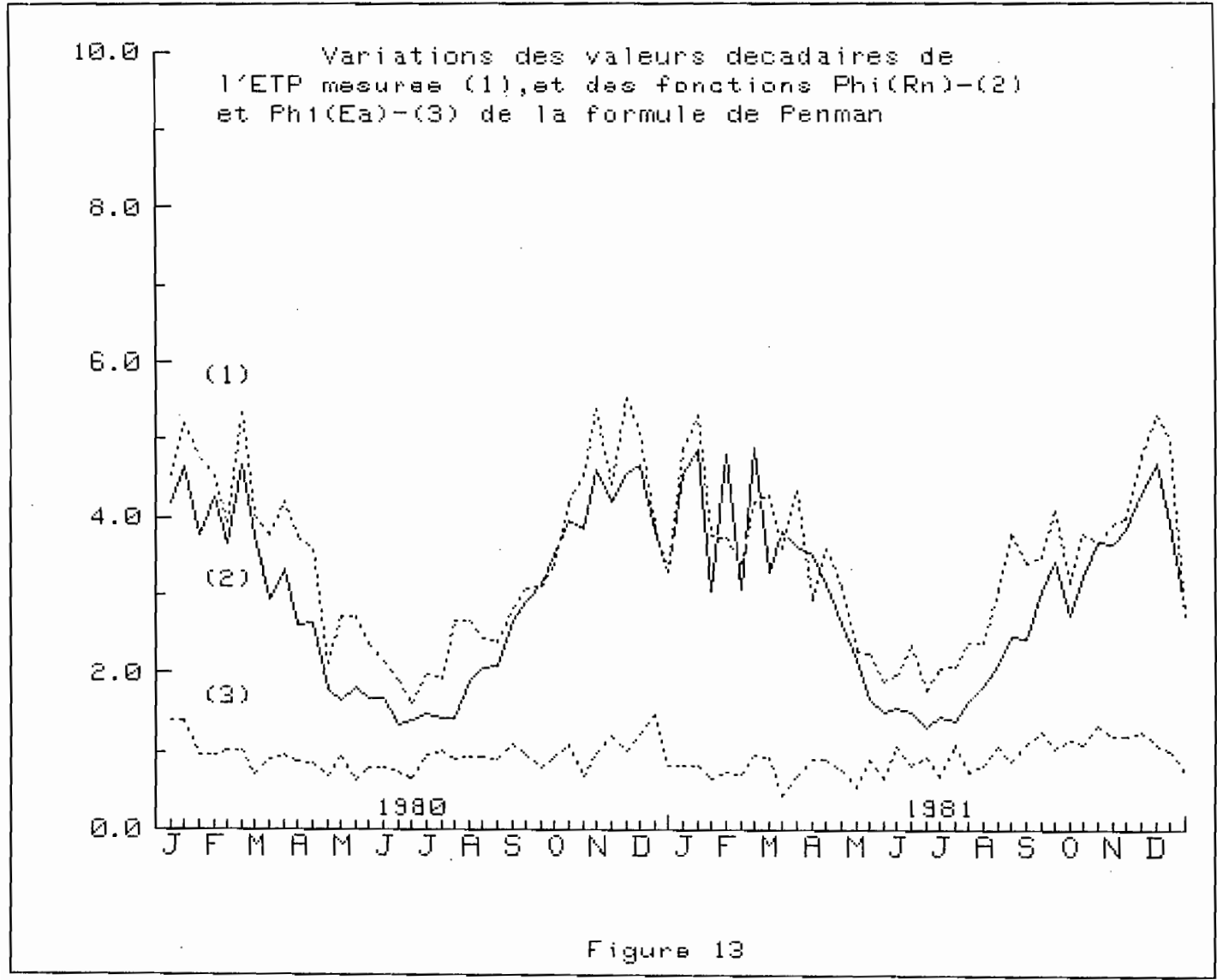


Figure 13

RELATIONS OBTENUES ENTRE L'ETP MESUREE A NESSADIOU SUR EVAPOTRANSPIROMETRE
ET L'ETP CALCULEE PAR DIFFERENTES RELATIONS (Valeurs mensuelles).

Relation	\bar{x}	\bar{y}	σ		Equation de la regression	Coefficient de correlation
			x	y		
Penman (1)	3,66	3,45	1,12	0,97	$y=0,82x+0,44$	0,96
Penman (2)	3,69	3,45	1,11	0,97	$y=0,84x+0,36$	0,96
Penman (3)	3,45	3,45	1,15	0,97	$y=0,85x+0,52$	0,96
Turc	3,94	3,45	0,90	0,97	$y=1,02x-0,54$	0,95
Makkink	3,83	3,45	0,85	0,97	$y=1,08x-0,67$	0,94
Thorntwaite	3,13	3,45	1,02	0,97	$y=0,84x+0,82$	0,89
Température Maxi de l'air	3,50	3,45	0,89	0,97	$y=0,99x-0,03$	0,92
E. bac enterré	3,43	3,45	0,90	0,97	$y=0,87x+0,44$	0,93

VALEURS MOYENNES MENSUELLES DE L'ETP CALCULEE PAR DIFFERENTES
FORMULES ET DE L'ETP MESUREE.

RELATION UTILISEE	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL
Penman avec Rg mesuré et $E_a = 0,31(1 + 0,15 U) \Delta e$	4,9	4,9	4,1	3,4	2,3	2,1	2,2	2,8	3,7	4,3	5,1	4,6	1351
Penman avec Rg mesuré et $E_a = 0,2 (0,95 U^{0,5}) \Delta e$	4,7	4,6	3,9	3,1	2,1	1,9	1,9	2,6	3,5	4,0	4,8	4,4	1264
Penman originale	4,4	5,0	4,1	3,4	2,3	2,1	2,1	2,7	3,6	4,2	5,0	4,6	1319
MAKKINK $ETP = 0,62 \cdot \varnothing (R_g) + 0,4$	4,6	4,6	4,1	3,7	2,6	2,6	2,7	3,4	4,1	4,4	5,0	4,3	1405
TURC	4,8	4,8	4,2	3,8	2,7	2,6	2,7	3,3	4,1	4,5	5,1	4,5	1430
THORNTHWAITE	4,9	4,1	3,2	2,9	2,3	1,9	1,9	2,1	2,8	3,1	4,0	4,3	1142
ETP Mesurée	4,7	4,2	4,1	3,2	2,4	2,0	2,2	2,8	3,4	3,9	4,7	4,1	1263

A N N E X E

Tableau 1

RAYONNEMENT GLOBAL THEORIQUE CALCULE POUR NESSADIQU (LAT:21 37')

	JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
MOYENNES DECAIDAIRES	4140 4130 4105	3904 3895 3750	3500 3497 3395	3060 3050 2940	2570 2560 2405	2310 2300 2100	2090 2080 1910	1760 1750 1605	1360 1350 1210	1060 1050 910	740 730 605	440 430 305
MOYENNES MENSUELLES	4170	3977	3593	3062	2571	2315	2095	1760	1385	1076	766	481

Tableau 2

DUREE THEORIQUE D'ENSOLEILLEMENT CALCULEE POUR NESSADIQU (LAT:21 37')

	JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
MOYENNES DECAIDAIRES	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40	11.00 10.90 10.40
MOYENNES MENSUELLES	10.4	10.0	9.4	8.7	8.2	7.9	7.6	7.5	7.1	6.7	6.2	5.5

Tableau 3

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
** 1980											
4.53	4.53	4.03	3.74	2.71	2.15	1.97	2.68	2.84	3.38	5.38	5.10
5.21	3.94	3.76	3.59	2.73	1.91	1.92	2.45	3.08	4.22	4.44	3.90
4.76	5.34	4.20	2.12	2.37	1.62	2.67	2.40	3.11	4.55	5.52	3.30
** 1981											
4.87	3.73	4.30	2.95	2.29	1.99	2.05	2.40	3.40	3.17	3.90	5.32
5.32	3.40	3.61	3.61	2.25	2.37	2.10	3.08	3.49	3.79	4.00	4.97
3.78	4.22	4.36	3.11	1.89	1.80	2.40	3.81	4.10	3.68	4.80	2.73

Valeurs moyennes décadaires de l'ETP mesurée à NESSADIOU en 1980 et 1981

BIBLIOGRAPHIE

BROCHET (P.), GERBIER (N.) - L'évapotranspiration - Monographie n° 65 de la Météorologie Nationale - Mars 1974.

RIOU (Ch.) - Une formule empirique simple pour estimer l'évapotranspiration potentielle moyenne en Tunisie - Cah. ORSTOM, sec. Hydrol. vol. XVIII, n° 2, 1980.

FLEMING (P.M.) - Evaporimeter relationships at Griffith (NSW). Civil Engineering Transactions of the Institution of Engineers. Vol. CE 6, N° 1, March 1964.

SEGUIN (B.) - Estimation of potential evapotranspiration in Mediterranean regions : adaptation of Penman's method to local climate conditions - Communication du Congrès de Dubrounik - 1974.

STEPHENS (J.C.), STEWART (E.H.) - A comparison of procedures for computing evaporation and evapotranspiration - Agricultural research service - US dept. of Agriculture Fort Lauderdale.