

# La microclimatologie et l'étude des cultures de plein champ

**A. PERRIER**

## LA MICROCLIMATOLOGIE ET L'ETUDE DES CULTURES DE PLEIN CHAMP

A. PERRIER

*Fruits*, juin 1977, vol. 32, n°6, p. 387-395.

**RESUME** - Un bref rappel des méthodes d'études des flux en microclimatologie est fait afin de montrer leur utilité dans l'analyse in situ des cultures sous l'angle eau et photosynthèse. On détaillera, à titre d'exemple, leur utilisation pour déterminer le bilan hydrique d'une culture avec la possibilité de suivre les remontées capillaires ou le drainage : puis on décrira l'intérêt propre du bilan d'énergie qui permet par ailleurs, indépendamment de toute mesure, de préciser le sens d'évolution des flux (flux de chaleur sensible,  $\varnothing_s$  et  $\varnothing_L$ , flux de chaleur latente, en valeur algébrique ou l'évapotranspiration ETR en valeur absolue) et des températures d'équilibre.

On précisera alors le rôle de ces méthodes tant au niveau de l'étude et de la mesure de l'évapotranspiration que de la détermination des diverses résistances caractéristiques des couverts, sans oublier celle de la température des couverts si importante pour les problèmes de croissance et de développement. Enfin, on rappellera que pour une culture, l'efficacité de l'eau peut être ainsi analysée grâce à la mesure simultanée des flux d'eau et de CO<sub>2</sub>.

Le but poursuivi par cette analyse est de montrer comment les développements théoriques élaborés depuis de nombreuses années et les dispositifs expérimentaux actuellement mis en oeuvre dans le cadre de la microclimatologie au sens le plus large du terme permettent une investigation très vaste concernant de nombreux facteurs de production des cultures.

Il faut rappeler que contrairement à la plupart des études de physiologie ou d'écologie, les avantages de la microclimatologie sont :

- d'une part, d'intervenir avec le minimum de perturbations au niveau de la culture et bien entendu dans des conditions naturelles de plein champ,
- d'autre part, d'éviter de travailler à l'échelle d'un organe ou d'une plante, pour analyser directement ce qui se passe au niveau d'une infinité d'organes et d'un nombre de plantes suffisamment grand pour être représentatif du champ à l'échelle normale de l'exploitation,

- enfin, de remplacer les investigations très ponctuelles dans le temps par des investigations plus ou moins continues, permettant de mieux suivre l'évolution des phénomènes biologiques de type journalier ou liés à la croissance.

Il est bien entendu que les résultats des analyses microclimatiques concernant le bilan hydrique, les flux en général, les températures des organes, les résistances stomatiques ne peuvent être interprétés que si l'on a, de façon parallèle, les conditions climatiques et l'évolution de la culture (au moins les stades phénologiques et parfois aussi des paramètres comme la hauteur de la culture, son système foliaire, etc.). Ces considérations déterminent le triptyque qui forme le schéma de base des études de microclimatologie, c'est-à-dire, comment s'organisent les flux et les bilans entre une surface caractérisée par son couvert et ses paramètres dominants et le milieu extérieur caractérisé par les facteurs du climat. Que devient le sol dans ce système, un simple réservoir d'énergie et d'eau qui joue un rôle tampon plus ou moins considérable suivant sa capacité énergétique ou hydrique et dont on peut en suivre les variations. (Il est bien évident que cette analyse purement microclimatique ne tient donc pas compte

\* - INRA, Station de Bioclimatologie, route de Saint-Cyr, 78000 Versailles (France).

dans un premier temps du rôle sol sur l'alimentation minérale, le développement du système racinaire et les problèmes pathologiques). Cependant, il y a un certain nombre de conditions où le sol ne peut pas être considéré comme un simple réservoir, mais aussi comme une zone de perte d'eau (ruissellement de surface et drainage latéral ou de profondeur) ou au contraire de gain (remontées capillaires) dont il faudra tenir compte.

### MÉTHODE DE BASE EN MICROCLIMATOLOGIE.

La plupart des techniques utilisées en microclimatologie (PERRIER et SEGUIN, 1970) reposent sur la loi fondamentale de la diffusion.

$$\text{Flux } (\varnothing) = \text{Diffusivité } (K) \times \text{gradient } \left(\frac{\delta X}{\delta z}\right) \quad (1)$$

qui permet, grâce à la connaissance de deux quelconques de ces termes, le calcul du troisième. Il faut préciser que cette équation est souvent mise sous les deux formes identiques suivantes qui ne représentent qu'une simple intégration de la loi précédente entre deux niveaux  $z_1$  et  $z_2$  :

$$\varnothing = [h]_{z_1}^{z_2} \left[ X(z_2) - X(z_1) \right] \quad (2a)$$

$$\varnothing = \frac{X(z_2) - X(z_1)}{r} \quad (2b)$$

- $X(z)$  est la concentration au niveau  $z$  ou quantité de la grandeur considérée par unité de volume : - pour l'eau ce sera des kilogrammes de vapeur d'eau par mètre cube d'air  $\text{kg. m}^{-3}$  et de même pour le  $\text{CO}_2$  ; - pour la chaleur ce sera des joules (unité d'énergie) par mètre cube d'air,  $\text{Jm}^{-3}$ , soit  $\rho \text{ CpT}$  produit de la masse spécifique  $\rho$  de l'air ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) par la chaleur massique  $\text{Cp}$  de l'air ( $\text{J.kg}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ ) et par la température de l'air  $T$  ( $\text{°C}$ ) ; ou encore, pour les transferts mécaniques, la quantité de mouvement ( $\text{kg.m.s}^{-1}$ ) par unité de volume, soit  $\rho v$  ou  $v$  est la vitesse ( $\text{kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ).
- $[h]_{z_1}^{z_2}$  est alors appelé le coefficient d'échange entre les niveaux  $z_1$  et  $z_2$ .
- $r$  est alors appelé résistance au transfert de la quantité considérée entre les deux mêmes niveaux.
- $\varnothing$ , le flux d'échange pour la grandeur  $X$ , est représentatif de ce qui se passe entre les deux niveaux  $z_1$  et  $z_2$  dans la mesure où il est conservatif, c'est-à-dire, que la quantité qui traverse le plan de niveau  $z_1$  est la même que celle qui traverse le niveau  $z_2$  ; le flux est donc la quantité de la grandeur considérée qui traverse l'unité de surface du plan  $z$  par unité de temps :
- \* le flux d'eau ou évaporation  $\varnothing_{\text{H}_2\text{O}}$  s'exprimera en  $\text{kg m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,
- \* le flux de chaleur latente  $\varnothing_L$  ou énergie correspondant à ce flux d'eau ( $\varnothing_L = L \cdot \varnothing_{\text{H}_2\text{O}}$ , avec  $L$  la chaleur latente de vaporisation soit  $2,46 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$  s'exprimera en  $\text{Jm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,
- \* le flux de chaleur sensible  $\varnothing_s$  ou chaleur échangée s'exprimera en  $\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ,
- \* le flux de rayonnement total ou rayonnement net  $R_n$  s'exprimera aussi en  $\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ .

### Méthode aérodynamique.

Cette méthode utilise le flux de quantité de mouvement et les connaissances théoriques qui montrent que le profil de vitesse  $v(z)$  qui en résulte est un profil logarithmique (figure 1a).

Ainsi, la mesure d'un profil de vent permet à la fois le calcul du flux de quantité de mouvement et d'autre part nous donne naturellement différents gradients de quantité de mouvement  $[\rho v(z_1) - \rho v(z_2)]$ .

D'après les relations 2 a et 2 b, il est alors possible de calculer le coefficient d'échange ou son inverse, la résistance aérodynamique ( $r_a$ ) qui est donc une fonction du couvert et de la vitesse du vent :

$$[h]_{z_h}^{z_R} = \frac{1}{r_a} = \frac{k v^*}{\log \frac{z_R - D}{z_h - D}} \quad \text{en } \text{m s}^{-1} \quad (3)$$

où  $k$  est une constante (0,4),  $v^*$  la vitesse de frottement paramètre déterminée par l'analyse du profil de vent et  $D$  la hauteur de déplacement du plan de référence (hauteur fictive de la surface du sol dans le cas d'un couvert) qui est également déterminée par le profil de vent ( $D \sim 0,7 z_h$  pour une culture assez dense) (figure 1b).

$z_h$  et  $z_R$  sont, d'une part, la hauteur moyenne du couvert et d'autre part, la hauteur de référence située environ à 2 ou 3 m au-dessus du couvert.

Cette méthode est simple et assez facile à mettre en oeuvre puisqu'à la limite, elle nécessite uniquement la mesure de deux vitesses à deux hauteurs différentes. C'est donc la méthode la plus utilisée pour caractériser le coefficient d'échange  $h$  où la résistance aérodynamique  $r_a$  d'un couvert, entre le sommet du couvert  $z_h$  et le niveau de référence  $z_R$  où toutes les grandeurs climatiques de l'air seront mesurées.

### Méthode du bilan d'énergie.

Dans ce cas, le flux considéré est le bilan radiatif ou rayonnement net ( $R_n$ ) directement mesuré par un bilan-mètre.

Le gradient correspondant qui sera mesuré est celui de l'enthalpie de l'air ou somme des énergies

$$\left[ \rho \text{Cp} T(z) + L \text{C}_{\text{H}_2\text{O}}(z) \right]$$

cette grandeur nécessite la mesure simultanée à deux niveaux de la température de l'air  $T(z)$  et de la concentration en vapeur d'eau  $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}(z)$  ou tout simplement de la température humide de l'air  $T_h(z)$  : le couple  $T_h(z)$  et  $T(z)$  permet en effet de calculer cette concentration (calcul psychrométrique).

Cette méthode utilise donc la mesure du flux radiatif (rayonnement net) et du gradient d'enthalpie par l'intermédiaire de la mesure du gradient de température de l'air et du gradient de température humide pour calculer d'après la relation 1 la diffusivité turbulente  $K$ . Cette grandeur étant connue, il est alors possible, en réappliquant cette même relation 1 avec la mesure du gradient de température, puis dans un second calcul avec la mesure du gradient de concentration de vapeur d'eau (calculée à partir du  $T(z)$  et  $T_h(z)$ ), de calculer le flux de chaleur sensible  $\varnothing_s$ , puis le flux

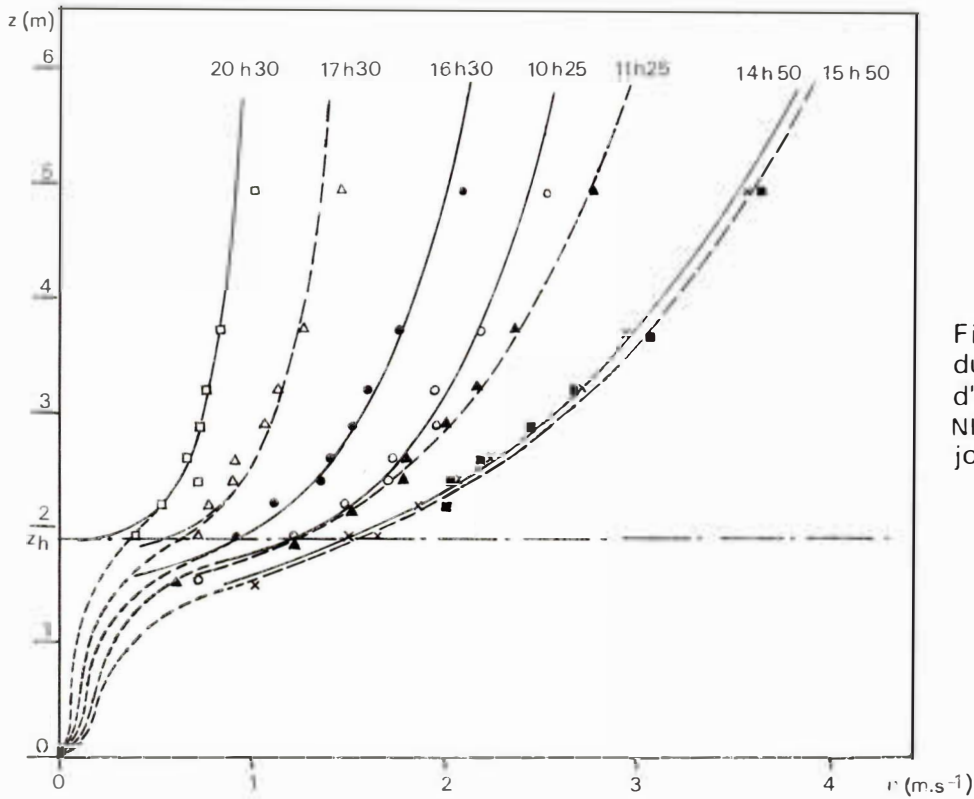


Fig. 1a • Exemple d'évolution du profil de vent au-dessus d'un couvert de maïs (LA MINIÈRE, 9.8.71) au cours de la journée.

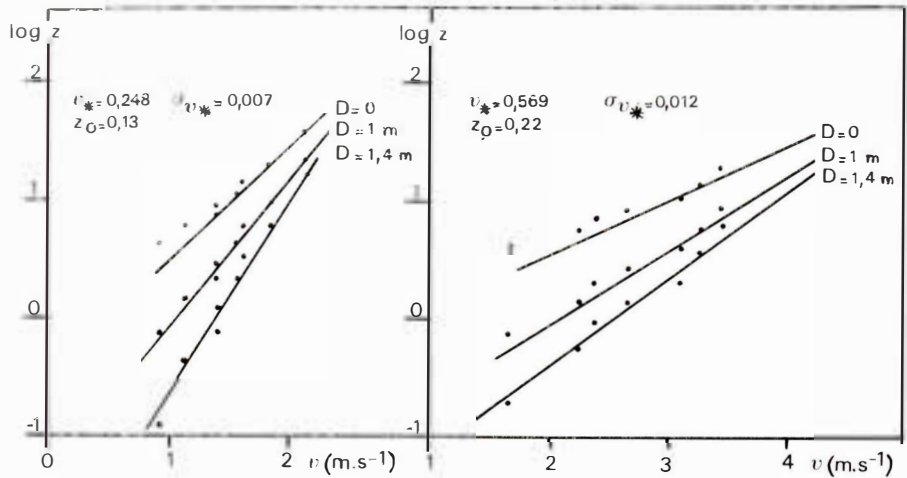


Fig. 1b • Exemple de calcul des paramètres  $v_*$ ,  $D$  et  $z_0$  pour deux profils de vent à 14 h 10 et 16 h 55 (LA MINIÈRE, 10.8.71).

de chaleur latente  $\phi_L$  (PERRIER et al., 1975) (figure 2 a, b, c).

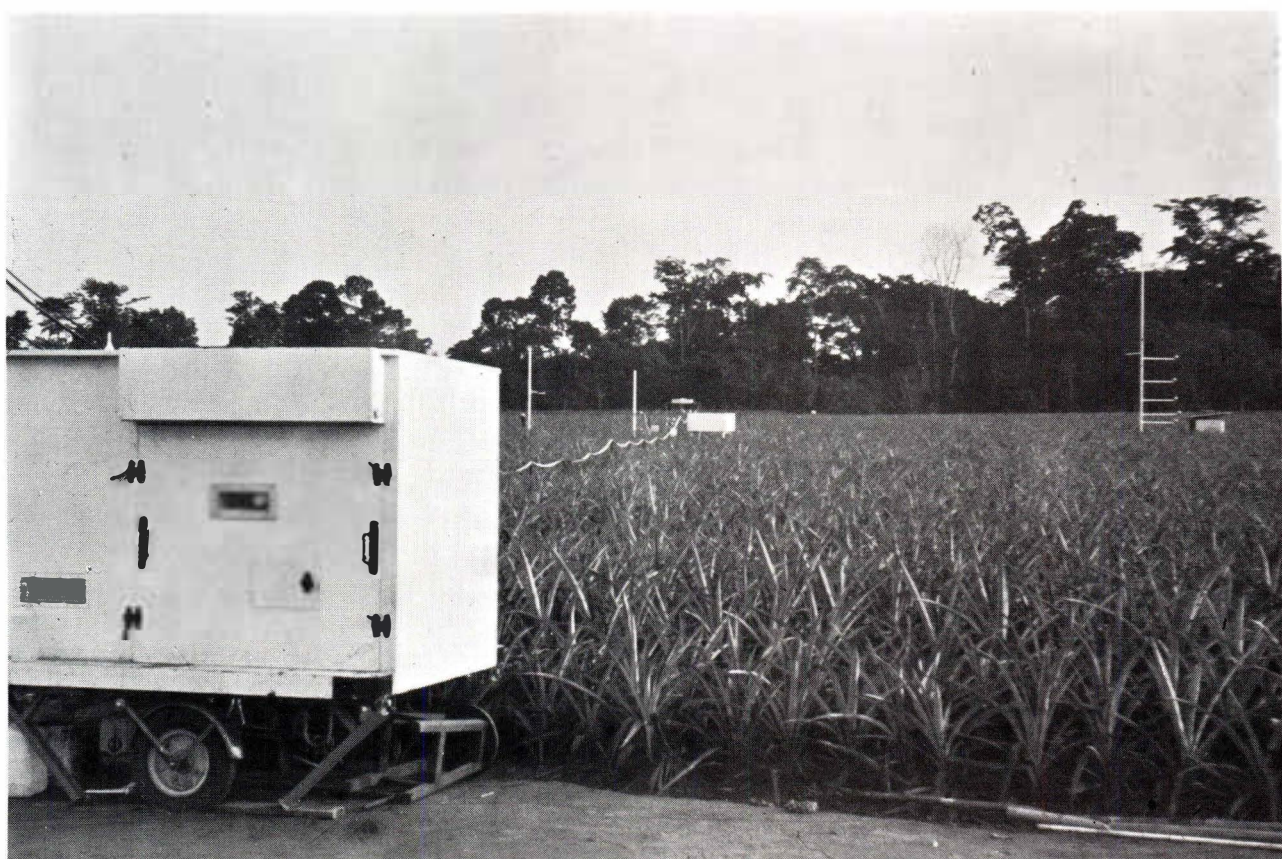
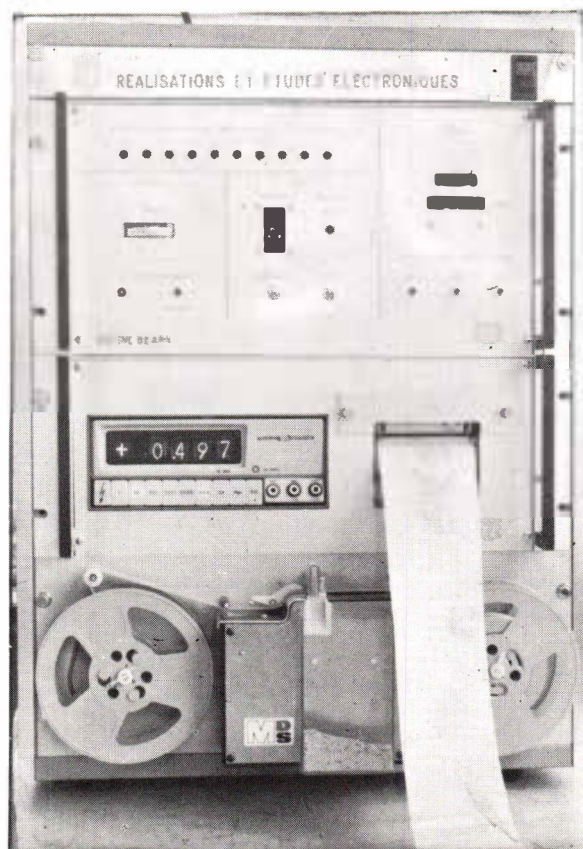
Cette méthode qui est à la base de la conception du B.E.A.R.N. permet, en-dehors de mesures directes éventuelles (cas classique des lysimètres pesables de grande précision), le meilleur calcul des flux de chaleur, de vapeur d'eau ou évapotranspiration et dans le cas où une mesure identique du gradient de  $CO_2$  serait faite, du flux de gaz carbonique (cas du B.E.A.R.N.).

Nous verrons ainsi que la combinaison de ces deux méthodes, utilisées dans le sens décrit ici permet de caractériser et de suivre l'évolution d'un couvert sous tous les aspects envisagés.

#### ETUDE DU BILAN HYDRIQUE.

L'étude complète du bilan hydrique d'une surface est

Fig. 2a • Dispositif de mesure de contrôle et de calcul du bilan d'énergie (BEARN) permettant d'obtenir les valeurs moyennes horaires du rayonnement net  $R_n$ , du flux conductif  $\Phi_C$ , du flux de chaleur latente  $\Phi_L$  et du flux de chaleur sensible  $\Phi_S$  (contrat DGRST).



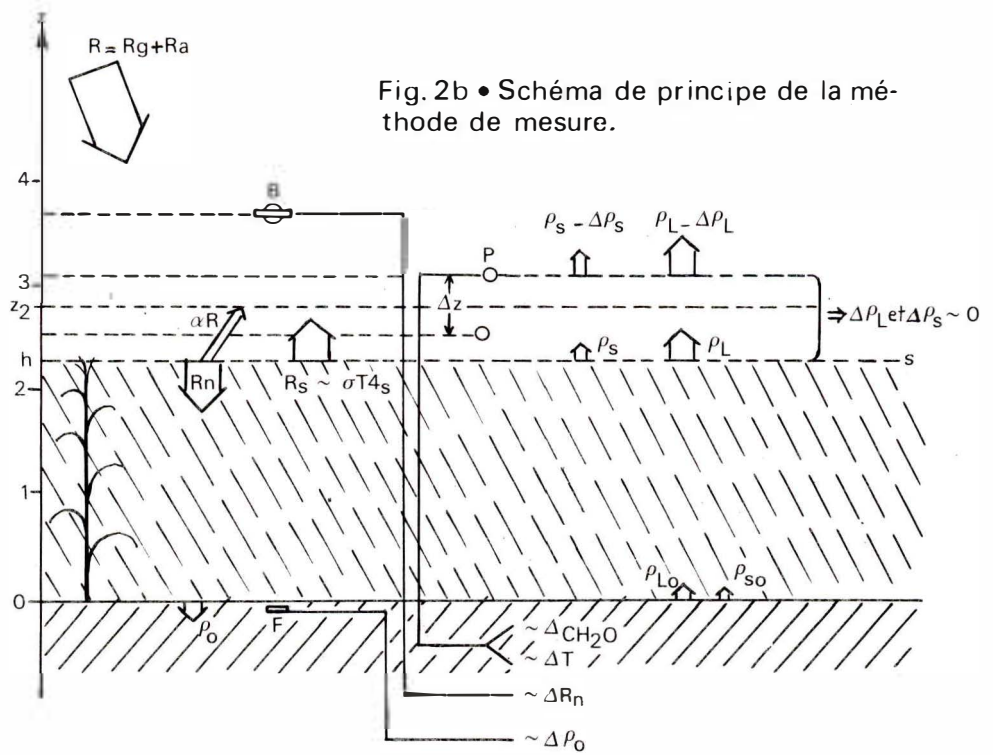


Fig. 2b • Schéma de principe de la méthode de mesure.

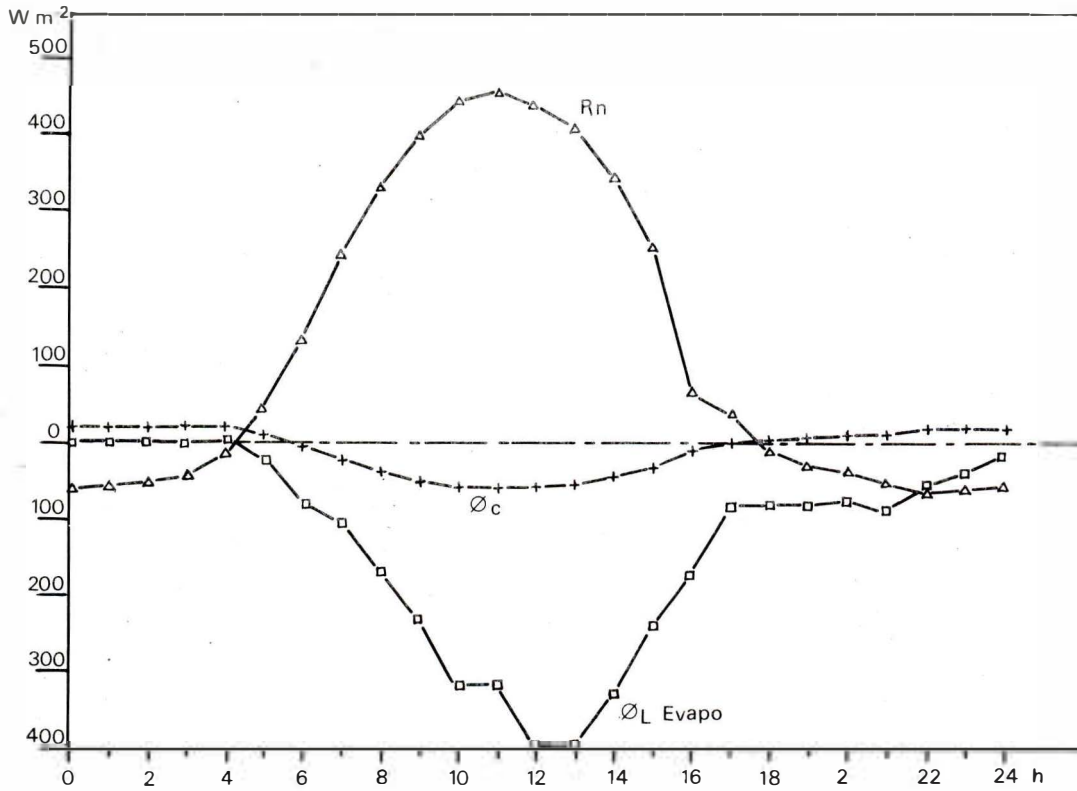


Fig. 2c • Exemple typique de l'évolution diurne du rayonnement net  $R_n$ , de l'évapotranspiration ou flux de chaleur latente  $\varnothing_L$  et du flux conductif  $\varnothing_C$  à la surface du sol pour une culture de maïs pleinement développée.

très rare, car il manque la plupart du temps un terme du bilan ; c'est généralement soit l'évapotranspiration E (mm j<sup>-1</sup>), soit le ruissellement R (mm) soit encore le drainage ou les remontées capillaires D(mm) :

$$P - R \pm D - \Sigma E = \Delta H$$

les pluies P (mm) étant généralement connues et la variation des réserves en eau du sol ΔH mesurée par les méthodes classiques (gravimétriques ou neutroniques).

Il est précieux de savoir que l'évapotranspiration E (mm j<sup>-1</sup>) étant un terme déterminé par le B.E.A.R.N. (somme sur 24 h) :

$$E \text{ (mm j}^{-1}\text{)} = \Sigma_0^{24} \varnothing_L \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \times 0,00146 \quad (5)$$

les inconnues du bilan hydrique deviennent les termes R et D. L'estimation de chacun de ces termes ou des deux termes à la fois reste un travail de longue haleine et qui demande beaucoup d'attention et de précision, car les erreurs sur les pluies P, sur la mesure de la variation de la réserve ΔH, même sur une longue période, ainsi que la sommation des erreurs sur  $\varnothing_L$  pour le calcul de ΣE, conduisent toujours à une certaine imprécision sur ces inconnues (figure 3).

Il sera généralement beaucoup plus intéressant, afin de suivre et de caractériser l'évolution d'une culture de plein champ, d'utiliser la mesure de l'évapotranspiration pour suivre de façon fine l'évolution des réserves en eau :

$$\Delta H = A - \Sigma E$$

où A est un terme d'apport estimé à partir des pluies et des estimations de ruissellement et au besoin des pertes par drainage.

Dans ce cas, seules quelques mesures directes des réserves en eau deviennent, à la limite, nécessaires pour recalculer l'évolution de la réserve, dans la mesure où les termes de ruissellement ou de drainage, mal estimés, auraient conduit à une dérive trop grande de la réserve.

Ainsi, à chaque instant, l'évolution de l'évapotranspiration et des caractéristiques biologiques du couvert peuvent être comparées aux réserves en eau du sol.

### ETUDE DU BILAN D'ENERGIE

Nous avons rappelé précédemment, comment le bilan d'énergie était à la base d'une méthode microclimatologique pour déterminer les flux (B.E.A.R.N.). Nous allons à présent utiliser ce même bilan pour montrer qu'il est l'outil d'analyse d'une grande partie des liaisons qui existent entre un couvert et le climat. C'est par l'intermédiaire de ce bilan que l'évapotranspiration peut être analysée, que l'adaptation d'un couvert sous l'angle de sa régulation stomatique peut être chiffrée et ses variations étudiées, et enfin que la température des couverts ou des organes peut être estimée.

Le bilan d'énergie d'un couvert traduit, qu'au niveau de la tranche totale de végétation (0-z<sub>h</sub>), la somme des énergies gagnées ou perdues sous toutes ses formes est nulle. On écrit donc :

$$R_n + \varnothing_0 + \varnothing_s + \varnothing_L = \Delta Q \quad (6a)$$

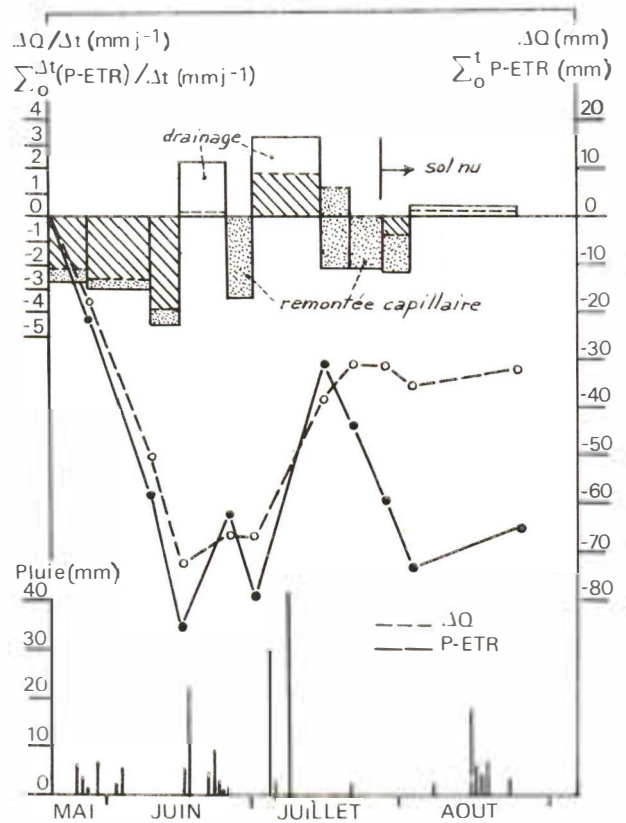


Fig 3 - Evolution, en fonction du temps, des pluies, du stock en eau et de la somme (pluie-évapotranspiration) sur un couvert de blé d'hiver, puis sur sol nu, après la moisson (LA MINIERE-1975, d'après ITIER et al.).

tous les termes du premier membre étant des flux (Wm<sup>-2</sup>) en valeur algébrique :  $\varnothing_0$  représente le flux de chaleur échangée à la surface du sol par conduction avec la profondeur et ΔQ, le second membre, la variation d'énergie au sein du couvert (par définition les flux sont positifs s'ils représentent un gain pour le couvert et inversement). Contrairement au sol où ΔH, dans le cas du bilan hydrique, est loin d'être nul, le terme ΔQ pour un couvert est généralement très faible (quelques p. cent) et correspond à l'énergie utilisée par la photosynthèse et à l'énergie accumulée ou cédée par la végétation. Rappelons cependant que ce terme d'énergie accumulée ou cédée est nulle en régime permanent mais peut devenir sur de courts instants non négligeable en régime fortement transitoire (cas d'un passage nuageux bref, refroidissement brusque au début d'une pluie, etc.).

En utilisant la relation 2<sub>a</sub> pour traduire les flux de chaleur sensible  $\varnothing_s$  et de chaleur latente  $\varnothing_L$  la relation 6<sub>a</sub> s'écrit :

$$(R_n + \varnothing_0) + \rho C_p [h]_{z_h}^{z_R} [T(z_R) - T(z_h)] + L [h]_{z_h}^{z_R} [C(z_R) - C(z_h)] = 0$$

Enfin, en remplaçant les concentrations en vapeur d'eau par des pressions partielles ( $p = \frac{C RT}{M}$ ) et en traduisant ces

pressions partielles en pression de vapeur saturante à partir

de la définition des températures de point de rosée ( $p = P(T_r)$ ) on pourra écrire :

$$(R_n + \varnothing_0) + \rho C_p [h]_{z_h}^{z_R} [T(z_R) - T(z_h)] + \frac{LMP'}{RT} [h]_{z_h}^{z_R} [T_r(z_R) - T_r(z_h)] = 0 \quad (6b)$$

$P'$  est la dérivée de la pression de vapeur saturante pour  $T_r$  moyen,  $M$  la masse molaire de l'eau et  $R$  la constante des gaz parfaits.

Cette relation du bilan d'énergie montre que pour un couvert donné et des conditions climatiques fixées

$$[R_n, T(z_R), T_r(z_R) \text{ et } T(z_R)] \text{ soit } [h]_{z_h}^{z_R}, \text{ les seules inconnues}$$

sont la température de l'air  $T(z_h)$  au sommet du couvert et la température du point de rosée de l'air  $T_r(z_h)$  au même niveau.

On montre que si l'écart  $T(z_h) - T_r(z_h)$  n'est pas nul, cas de la non-saturation, c'est qu'il existe un frein à la diffusion de l'eau entre la zone de vaporisation qui est à saturation (chambres stomatiques et lacunes du parenchyme) et l'air libre au sommet du couvert ; ce frein sera traduit par une résistance globale du couvert  $r$  et le bilan d'énergie s'écrira

$$([h]_{z_h}^{z_R} = 1/r_a)$$

$$(R_n + \varnothing_0) + \rho C_p \left[ \frac{T(z_R) - T(z_h)}{r_a} \right] + \frac{LMP'}{RT} \left[ \frac{T_r(z_R) - T_r(z_h)}{r_a + r} \right] = 0 \quad (6c)$$

Ainsi, pour une résistance globale du couvert  $r$  donnée, le bilan d'énergie conduit (une seule inconnue) à une température d'équilibre pour le couvert parfaitement fixée  $T(z_h)$ , c'est la température de surface du corps considéré (PERRIER, 1975, I, II et III).

Les relations 6 b et 6 c permettent donc l'analyse du rôle des paramètres du climat ou du couvert sur la variation des flux  $\varnothing_s$ ,  $\varnothing_L$  et de la température d'équilibre  $T(z_h)$ . A titre d'exemple analysons quelques variations en précisant bien que les valeurs sont algébriques, c'est-à-dire que

$\varnothing_L$  (perte d'eau) est toujours négatif et décroît lorsque l'évaporation classique ETR ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  ou  $\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$ ) croît, et que  $\varnothing_s$  n'est positif que lorsque le couvert est plus froid que l'air [ $T(z_h) < T(z_R)$ ]. On constate alors toujours une décroissance simultanée de  $\varnothing_s$  et  $\varnothing_L$  lorsque les autres paramètres restant constants, la température d'équilibre  $T(z_h)$  augmente, et inversement (rel. 6 c).

$$T(z_h) \nearrow \text{entraîne } \varnothing_s \searrow \text{ et } \varnothing_L \searrow \text{ ou } \text{ETR} \nearrow \quad (7)$$

#### Rôle de $R_n$ .

Si le rayonnement net croît, l'équilibre énergétique nécessite une décroissance des autres termes  $\varnothing_s$  et  $\varnothing_L$  (rel. 6 a) et, par conséquent (rel. 7), un accroissement de la température d'équilibre  $T(z_h)$  :

$$R_n \nearrow \text{entraîne } \varnothing_s \searrow, \varnothing_L \searrow \text{ et } T(z_h) \nearrow \quad (8)$$

ou  $R_n \nearrow$  entraîne  $\text{ETR} \nearrow$  et  $T(z_h) \nearrow$

#### Rôle de $T(z_R)$ .

Si la température de l'air croît, il en résulte à priori un accroissement de  $\varnothing_s$  et par conséquent une diminution de  $\varnothing_L$  (rel. 6a) qui impose (rel. 7) un accroissement de la tem-

pérature d'équilibre ; naturellement cette dernière doit évoluer moins vite que  $T(z_h)$  afin de ne pas inverser le sens de variation de  $\varnothing_s$  :

$$T(z_R) \nearrow \text{entraîne } \varnothing_s \nearrow, \varnothing_L \searrow \text{ et } T(z_h) \nearrow$$

ou  $T(z_R) \nearrow$  entraîne  $\text{ETR} \nearrow$  et  $T(z_h) \nearrow$

#### Rôle de $T_r(z_R)$ .

Si le point de rosée de l'air croît, il entraîne à priori un accroissement de  $\varnothing_L$  qui, par équilibre (rel. 6a), entraîne une diminution de  $\varnothing_s$ , ce qui conduit (rel. 7) à un accroissement de la température d'équilibre  $T(z_h)$ . Cette dernière évolue naturellement moins vite que  $T_r(z_R)$ .

$$T_r(z_R) \nearrow \text{entraîne } \varnothing_s \searrow, \varnothing_L \nearrow \text{ et } T(z_h) \nearrow$$

ou  $T_r(z_R) \nearrow$  entraîne  $\text{ETR} \searrow$  et  $T(z_h) \nearrow$

#### Rôle de $r_a$ ou de la vitesse du vent ( $r_a \nearrow$ pour $v \nearrow$ ).

Si la résistance aérodynamique croît, on a à priori une croissance de  $\varnothing_L$  qui entraîne corrélativement une décroissance de  $\varnothing_s$  (rel. 6a) et, d'après la relation 7, un accroissement de la température d'équilibre. Cependant, on démontre qu'un tel équilibre n'est possible que pour des valeurs de la résistance du couvert  $r$  inférieures à une valeur particulière dite résistance critique  $r_c$  (DAUDET et PERRIER, 1968) :

$$0 \leq r < r_c \quad r_a \nearrow \text{entraîne } \varnothing_s \searrow, \varnothing_L \nearrow \text{ et } T(z_h) \nearrow \text{ ou } \text{ETR} \searrow$$

$$r > r_c \quad r_a \nearrow \text{entraîne } \varnothing_s \nearrow, \varnothing_L \searrow \text{ et } T(z_h) \searrow \text{ ou } \text{ETR} \nearrow$$

#### Rôle de $r$ .

Si la résistance du couvert croît, on observe toujours à priori, une croissance de  $\varnothing_L$  qui entraîne une décroissance de  $\varnothing_s$  (rel. 6a) et, par conséquent, (rel. 7) une croissance de la température d'équilibre :

$$r \nearrow \text{entraîne } \varnothing_s \searrow, \varnothing_L \nearrow \text{ et } T(z_h) \nearrow \text{ ou } \text{ETR} \searrow$$

La valeur nulle de la résistance du couvert est purement théorique et suppose la saturation au niveau  $z_h$  ; elle conduit cependant à une valeur particulière, parfaitement définie de la température d'équilibre du couvert  $T^*(z_h)$  qui est minimale et à une valeur théorique maximale de l'évaporation,  $EP^*$ , très utile pour les calculs.

Par rapport à cette valeur théorique  $EP^*$ , l'évaporation potentielle vraie du couvert  $EP$  s'obtient, par définition, lorsque toutes les surfaces sont humides (après pluie par exemple) et correspond à une valeur non nulle de la résistance du couvert  $r_0$ , dit résistance de structure.

L'évapotranspiration du couvert ETR qui, par rapport au cas précédent, va faire intervenir les résistances stomatiques au niveau de toutes les surfaces évaporantes, correspond à une résistance  $r$  plus élevée du couvert ( $r > r_0$ ).

Enfin, pour une surface entièrement sèche (résistance infinie,  $r \rightarrow \infty$ ), l'évapotranspiration devient nulle et la température d'équilibre maximale,  $T_{\text{max}}(z_h)$ .

Comme les valeurs de  $r$  sont croissantes, on aura :

$$EP^* > EP > \text{ETR} > 0$$

(nous utiliserons ces valeurs par opposition au terme de flux  $\varnothing_L$  toujours négatif, quand on parlera d'évapotranspiration en valeur absolue, sans tenir compte de la convention de signe due au bilan d'énergie).

**ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION D'UN COUVERT (ETR)**

L'analyse précédente du bilan d'énergie d'un couvert vient de montrer que l'évapotranspiration est une fonction de la résistance du couvert  $r$  et des conditions climatiques, et le calcul permet d'écrire :

$$ETR = EP_* / (1 + \frac{\gamma}{P' + \gamma} \cdot \frac{r}{r_a}) \tag{9}$$

( $\gamma$  est la constante psychrométrique égale à  $\rho C_p R.T./LM$ ).

Quant au terme théorique  $EP_*$ , on a montré qu'il est déterminé à partir de  $T_*(z_h)$  (rel. 6c) dont la valeur appliquée à la relation 2b pour le flux de vapeur d'eau conduit à l'expression classique de Penman :

$$EP_* = \frac{P' (R_n + \varnothing_0) + \gamma E_a}{P' + \gamma} \tag{10}$$

(avec  $E_a$  strictement égal à  $\frac{LM}{RT} P' \cdot \frac{Y(z_R)}{r_a}$  et  $Y(z_R)$

représentant la différence entre la température de l'air et la température du point de rosée de l'air au niveau  $z_R$ ).

L'expression 9 montre que l'évapotranspiration d'un couvert oscillera :

- d'une part, entre la valeur de l'évapotranspiration correspondant à la valeur minimale de la résistance  $r$  qui correspond à la résistance de structure  $r_0$  accrue de la résistance stomatique minimale du couvert  $r_{sm}$ , cette dernière étant généralement obtenue avec une alimentation hydrique non limitante au niveau du sol :

$$r = r_0 + r_{sm}$$

Cette résistance minimale du couvert conduit à une évapotranspiration maximale soit l' $ETR_M$  des agronomes (figure 4).

- d'autre part, entre la valeur de l'évapotranspiration correspondant à la valeur maximale de la résistance du couvert  $r$  qui correspond à la structure  $r_0$  accrue de la résistance stomatique maximale du couvert, observée dans des conditions défavorables de déficit hydrique (figure 4)

$$r = r_0 + r_{sm}$$

Cette valeur conduit à l'évapotranspiration minimale  $ETR_m$  et nous avons :

$$EP > ETR_M > ETR > ETR_m > 0$$

Bien entendu, la mesure continue de l'évapotranspiration réelle grâce aux méthodes de microclimatologie (B.E.A.R.N.) permet, parmi les très nombreuses mesures horaires, de déterminer assez rapidement (figure 4) la plage des ETR et par conséquent les valeurs approximatives de  $ETR_M$  et  $ETR_m$ . La valeur de l'évaporation potentielle  $EP$  peut aussi être obtenue artificiellement par des mesures avec irrigation du couvert, irrigation qui a pour effet de maintenir la saturation au niveau des surfaces évaporantes et de réaliser les conditions requises pour une mesure d'évaporation poten-

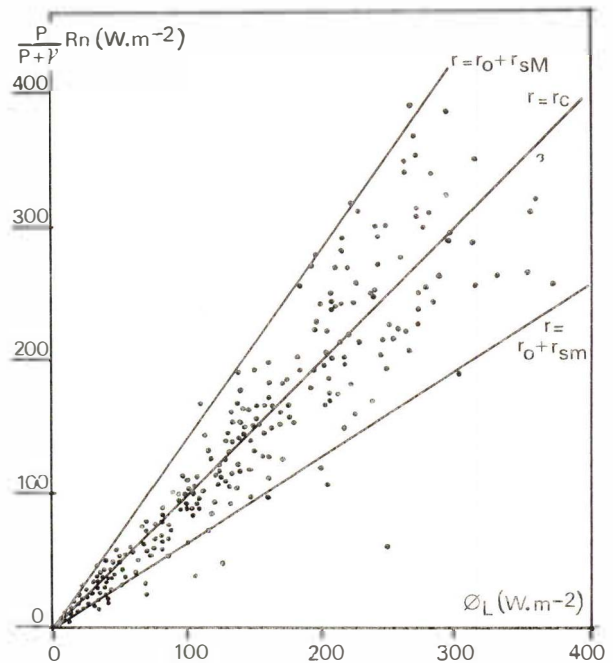


Fig. 4 • Comparaison entre l'évapotranspiration mesuré sur blé (1975) par le BEARN et la valeur du premier terme de la formule de Penman (valeurs horaires).

tielle. Quant à la valeur théorique  $EP_*$ , nous avons vu qu'elle s'obtenait par le calcul à partir des données climatiques [ $R_n, \varnothing_0, T(z_R), v(z_R)$ ] dans la mesure où la résistance aérodynamique (rel. 3) est connue à partir de la méthode aérodynamique, en fonction de la vitesse de référence  $v(z_R)$ . Ceci montre que l'utilisation simultanée des deux méthodes de base (méthode aérodynamique et méthode du bilan d'énergie) permet de calculer à la fois  $r_a$  et  $EP_*$  et de mesurer ETR. Grâce à la connaissance de ces deux dernières valeurs, il est possible de calculer la résistance du couvert  $r$  dans le but d'interpréter les évolutions propres au couvert.

Notons enfin que l'évapotranspiration réelle ETR peut, par le même calcul que celui conduisant à la relation 9, se mettre sous la forme suivante :

$$ETR = \frac{P'}{P' + \gamma} \left[ (R_n + \varnothing_0) + \rho C_p \cdot \frac{Y(z_R) - Y(z_h)}{r_a} \right] \tag{11}$$

or, l'on a vu que  $Y(z_h)$ , l'écart entre la température de l'air et la température du point de rosée de l'air au sommet du couvert, dépendait de la résistance  $r$  avec :

- $Y(z_h) = 0$  pour  $r = 0$  cas d' $EP_*$  ; la relation 11 devient alors identique à la formule (10).
- $Y(z_h) = Y_0$  (valeur minimale de  $Y$ ) pour  $r = r_0$  cas d' $EP$
- $Y(z_h) = Y(z_R)$  pour  $r = r_c$  (résistance critique) et dans ce cas ETR devient égal au premier terme de la formule de Penman et ne dépend plus en première approximation que du rayonnement net.
- $Y(z_h) = Y_M(z_R)$  pour  $r \rightarrow \infty$   $ETR = 0$



Pour de nombreux couverts, lorsqu'on est au voisinage d'ETR<sub>M</sub>, la valeur de la résistance du couvert (r<sub>0</sub> + r<sub>s</sub>) est souvent au voisinage de cette valeur particulière r<sub>c</sub> et l'on a (figure 4-5) :

$$ETR \sim \frac{P'}{P' + J} R_n \quad (12)$$

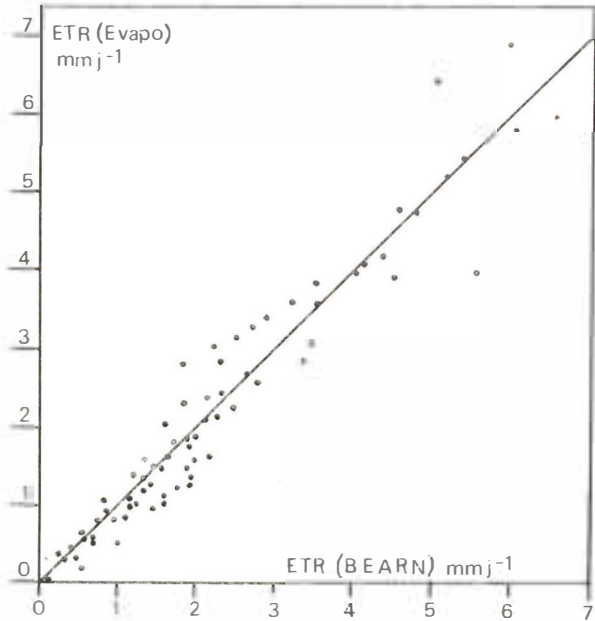


Fig. 5 • Comparaison entre les valeurs moyennes journalières de l'évapotranspiration mesurée par le BEARN et par l'évapotranspiromètre pesable (précision 0,05mm sur blé (1975).

Cette expression fournit une autre estimation précieuse pour des valeurs d'ETR dans de bonnes conditions d'alimentation hydrique, valeur par ailleurs assez facile à obtenir. C'est donc une valeur très utile qu'il est aussi possible de calculer à partir des données du B.E.A.R.N. et qui peut par comparaison directe avec ETR fournir immédiatement une bonne indication de la zone où l'état du couvert se situe par rapport à un ETR satisfaisant, plus proche d'ETR<sub>M</sub>.

**ETUDE DE LA RESISTANCE DU COUVERT.**

A partir des données d'ETR et d'EP\*, le calcul de cette résistance r est donc possible pour chaque valeur horaire. En réalité, c'est la partie liée à la régulation biologique r<sub>s</sub> qu'il est nécessaire de connaître pour suivre uniquement les problèmes biologiques ; en conséquence de quoi la mesure de la résistance de structure r<sub>0</sub> est très intéressante à avoir afin de pouvoir écrire :

$$r_s = r - r_0 \quad (13)$$

C'est donc cette résistance r<sub>s</sub> qui va permettre de suivre comment le couvert, au cours de son développement, s'adapte aux différents déficits hydriques en fonction des conditions climatiques. Cette adaptation ayant deux consé-

quences importantes, d'une part, de minimiser les pertes en eau (r croissant entraînant ETR ↘) mais aussi de réduire la photosynthèse élémentaire, les flux de CO<sub>2</sub> au niveau des feuilles diminuant en fonction de la résistance stomatique (figure 6).

Afin de suivre cette évolution de la photosynthèse indépendamment de cette mesure de la résistance stomatique au niveau du couvert, et même éventuellement de souligner une évolution différente entre photosynthèse et résistance (cas du cycle crassulacéen classique) une mesure directe du flux de CO<sub>2</sub> est fort utile. Cependant, rappelons que cette valeur, qui peut être obtenue par la même méthode, (méthode du bilan d'énergie, B.E.A.R.N.) ne représente la photosynthèse nette du couvert uniquement dans la mesure où elle est associée à une mesure du flux de CO<sub>2</sub> dégagé par le sol. Généralement, en conditions climatiques stables, cette valeur du flux de CO<sub>2</sub> en provenance du sol est assez constante et la variation du flux de CO<sub>2</sub> peut traduire assez bien la variation de la photosynthèse nette du couvert.

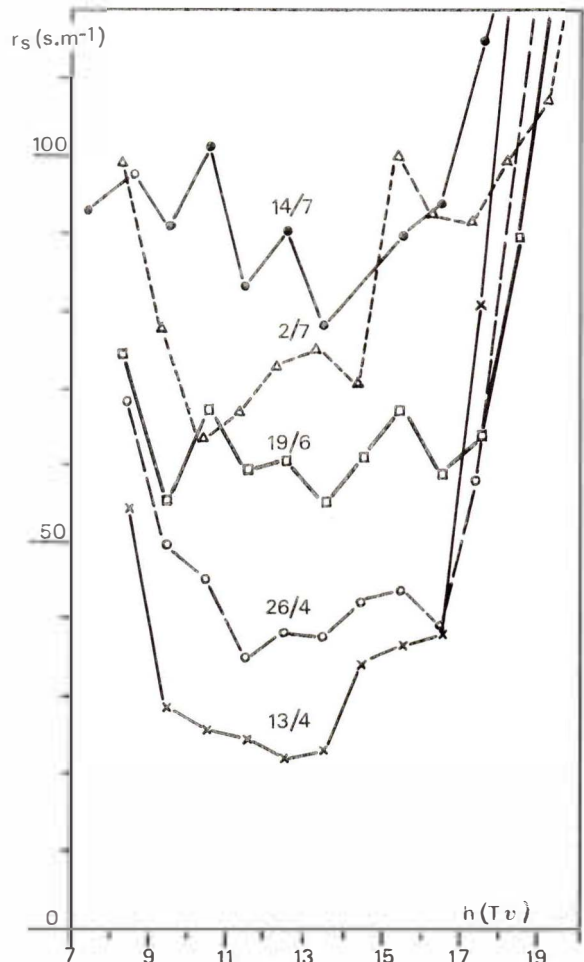


Fig. 6 • Exemple d'évolution de la résistance stomatique moyenne d'un couvert de blé au cours de sa croissance (1975, floraison le 26-5).

## ETUDE DE LA TEMPERATURE DU COUVERT

La température d'équilibre du couvert  $T(z_h)$  traduit exactement la température de l'air au sommet du couvert, mais pas précisément celle des organes. C'est cependant une bonne valeur moyenne des diverses températures d'organes et à ce titre elle doit être préférentiellement utilisée pour des études de croissance, de développement et de physiologie en général. Pour des études se rapportant non plus à la plante dans son ensemble, mais à une partie de la plante, une correction doit être nécessairement apportée pour tenir compte de l'écart de température entre l'organe étudié et l'air à son voisinage, écart dû à la couche limite propre de ce dernier.

La discussion concernant la relation du bilan d'énergie (rel. 6c) a montré que cette température croît en fonction de la résistance du couvert. A partir des estimations des valeurs des résistances minimales  $r_{SM}$  et des résistances maximales  $r_{SM}$ , il est possible de calculer (rel. 6c) pour les conditions climatiques souhaitées, les valeurs de ces deux extrêmes de température du couvert  $T(z_h)$ . La valeur réellement maximale  $T_{Max}(z_h)$  qui pourrait être atteinte, est obtenue pour une résistance infinie (ETR = 0) et est immédiatement donnée par la relation du bilan d'énergie (avec ETR = 0) :

$$T_{Max}(z_h) = T(z_R) + \frac{r_a}{\rho C_p} (R_n + \varphi_0) \quad (14)$$

Là aussi, l'utilisation conjuguée des deux méthodes (méthode aérodynamique et du bilan d'énergie) permet donc de calculer les températures pour chaque valeur horaire, ou mieux, à partir de l'ensemble des valeurs horaires, de prévoir les gammes de variation probable de ces températures ; si besoin est, on calculera aussi, pour chaque climat la valeur maximale qui peut être atteinte.

## ETUDE DE L'EFFICIENCE DE L'EAU

La mesure horaire directe de l'évapotranspiration réelle

ETR et du flux de  $CO_2$ , soit d'une estimation de la photosynthèse nette, surtout si le flux au sol peut être connu, conduit naturellement à analyser le rapport production sur consommation en eau. Ce rapport peut donc être continuellement suivi grâce au B.E.A.R.N. et conduire à son analyse fine en fonction des conditions climatiques, du déficit hydrique et de la régulation du couvert  $r_s$ . Ce type d'étude doit conduire à définir les conditions optimales pour lesquelles l'efficacité maximale s'observe.

## CONCLUSIONS

A travers ce texte, il apparaît que dans la mesure où les deux méthodes de base de la microclimatologie présentées ici deviennent des méthodes fiables et dont l'automatisation est suffisante pour ne demander essentiellement qu'une attention de maintenance (cas du B.E.A.R.N.), un grand nombre de problèmes touchant l'eau et la production peuvent alors être abordés.

Précisons qu'en ce qui concerne la méthode aérodynamique, la continuité dans les mesures n'est pas nécessaire et que des investigations temporaires, en fonction des variations de structure du couvert, sont suffisantes. En effet, la résistance aérodynamique ou coefficient d'échange dépend des deux paramètres soulignés ( $v^*$  la vitesse de frottement et  $D$  la hauteur de déplacement), paramètres essentiellement fonction de la structure du couvert ; seul le paramètre  $v^*$  dépend aussi d'un facteur climatique, la vitesse  $v(z_R)$  au niveau de référence. Généralement, cette dépendance quasi-linéaire s'établit assez aisément.

La continuité des mesures dans le bilan d'énergie est par conséquent la seule nécessité si l'on désire suivre à la fois le bilan hydrique et les évolutions tant journalières qu'à plus long terme du couvert. Bien entendu, pour une analyse de phénomènes ne faisant pas intervenir toute la période de croissance d'un végétal, un temps d'intervention relativement court peut être suffisant grâce aux vingt-quatre valeurs journalières dont la répétition conduit assez vite à une bonne analyse.

## BIBLIOGRAPHIE

DAUDET (A.) et PERRIER (A.). 1968.

Etude de l'évaporation ou de la condensation à la surface d'un corps à partir du bilan énergétique.  
*Rev. génér. Therm.*, 7, (76), 353-364.

ITIER (B.), PERRIER (A.) et al., 1975.

Emploi d'un système B.E.A.R.N. pour l'étude du bilan hydrique d'une culture de blé - résultats préliminaires.  
*Exposé, Groupe d'Etudes des Problèmes de l'Eau, Neuilly, 26 nov. 1975, Stat. Bioclimatol., INRA, Versailles, 12 p.*

PERRIER (A.) et SEGUIN (B.). 1970.

Méthodes et techniques de détermination des coefficients de transfert et des flux dans l'air.  
*In : «Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère», INRA, Paris, 425-445.*

PERRIER (A.) et al., 1975.

Mesure automatique du bilan d'énergie d'une culture. Exemples d'application.

*Ann. Agron.*, 26 (1), 119-140.

PERRIER (A.). 1975.

Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles.

I. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles.

*Ann. agron.*, 26, (1), 1-18.

PERRIER (A.). 1975.

Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. II. Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface «mince».

*Ann. agron.*, 26, (2), 105-123.

PERRIER (A.). 1975.

Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles.

III. Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux.

*Ann. agron.*, 26, (3), 229-243.

