

## **FLUX DE CHALEUR SENSIBLE ET TEMPÉRATURE RADIOMÉTRIQUE SUR VÉGÉTATION ÉPARSE : UN MODÈLE POUR LE PARAMÈTRE $kB^{-1}$**

**J.P. LHOMME<sup>1</sup>, B. MONTENY<sup>1</sup>, A. CHEHBOUNI<sup>1</sup>, D. TROUFLEAU<sup>1</sup>, S. BAUDUIN<sup>1</sup>**

---

### **RÉSUMÉ**

La détermination du flux de chaleur sensible sur végétation éparse à partir de la température radiométrique de surface nécessite l'adjonction à la résistance aérodynamique d'une résistance additionnelle qui s'exprime classiquement en fonction du paramètre adimensionné  $kB^{-1}$ . L'utilisation conjointe du modèle bicouche de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) et de l'hypothèse de linéarité sur la température radiométrique a permis d'obtenir une expression analytique de  $kB^{-1}$ , fonction du degré de recouvrement du sol par la végétation, des paramètres spécifiques à l'approche bicouche et des paramètres climatiques. Des simulations numériques montrent que  $kB^{-1}$  n'est pas constant, mais varie en fonction des conditions climatiques, des caractéristiques structurales du couvert, et de l'importance du stress hydrique.

---

<sup>1</sup>Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, B.P. 5045, 34032 Montpellier, France.

## INTRODUCTION

La télédétection dans le domaine spectral de l'infrarouge est couramment utilisée pour déterminer la température des surfaces naturelles et estimer la partition de l'énergie disponible en chaleur sensible et latente, aussi bien à l'échelle de la parcelle qu'à l'échelle régionale. La méthode habituellement utilisée consiste à estimer le flux de chaleur sensible ( $H$ ) directement à partir de la température de surface mesurée radiométriquement ( $T_r$ ) et à calculer le flux de chaleur latente comme terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie. L'équation qui exprime le flux de chaleur sensible s'écrit :

$$H = \rho c_p \frac{T_r - T_a}{r_a + r_r} \quad (1)$$

$\rho$  étant la masse volumique de l'air,  $c_p$  la chaleur massique de l'air à pression constante,  $T_a$  la température de l'air à une hauteur de référence,  $r_a$  est la résistance aérodynamique entre la surface du couvert et la hauteur de référence. La surface du couvert est représentée par la hauteur de source, c'est-à-dire le niveau  $d+z_0$ ,  $z_0$  étant la hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement et  $d$  la hauteur de déplacement du plan de référence.  $r_r$  est une résistance additionnelle qui rend compte du fait que la température radiométrique est souvent beaucoup plus élevée que la température aérodynamique de surface  $T_0$ , obtenue par extrapolation du profil de température jusqu'au niveau  $d+z_0$ . Cette résistance additionnelle est communément exprimée en fonction du paramètre adimensionné  $B^{-1}$  utilisé par CHAMBERLAIN (1968)

$$r_r = B^{-1} / u_* \quad \text{avec} \quad kB^{-1} = \ln(z_0 / z'_0) \quad (2)$$

où  $u_*$  est la vitesse de frottement,  $k$  est la constante de Karman (0,4) et  $z'_0$  une hauteur de rugosité pour le transfert de chaleur, liée à l'utilisation de  $T_r$  au lieu de  $T_0$  (STEWART *et al.*, 1994).  $d+z'_0$  peut être défini comme le niveau fictif auquel le profil de température doit être extrapolé pour atteindre la valeur  $T_r$ . PRÉVOT *et al.* (1994) ont utilisé des modèles micrométéorologiques complexes pour étudier le déterminisme de la température radiométrique et les ajustements à faire (via le facteur  $kB^{-1}$ ) pour calculer le flux de chaleur sensible à partir de cette température. Les données expérimentales montrent que la résistance additionnelle est particulièrement élevée sur végétation éparse (KALMA et JUPP, 1990) et que son omission a pour conséquence une importante surestimation du flux de chaleur sensible. STEWART *et al.* (1994) ont calculé la valeur du  $kB^{-1}$  pour 8 types de végétation en milieu semi-aride et ont trouvé qu'elle variait de 3,8 à 12,4. À partir de mesures réalisées sur une végétation naturelle éparse en Californie, KUSTAS *et al.* (1989) ont montré que la quantité  $kB^{-1}$  pouvait être estimée par une relation empirique du type  $kB^{-1} = a u_a (T_r - T_a)$ ,  $u_a$  étant la vitesse du vent à une

hauteur de référence et  $a$  un coefficient constant (égal à 0,17). Parallèlement, des approches bicouche, basées sur le modèle conceptuel de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985), ont été développées pour les couverts épars (KUSTAS, 1990 ; LHOMME *et al.*, 1994a) et appliquées avec succès en région sahélienne (LHOMME *et al.*, 1994b). Cependant l'utilisation de ce type d'approche est difficile avec les observations satellitaires existantes, parce qu'elle met en jeu deux températures de surface (végétation et substrat) au lieu d'une seule. Dans cette communication nous présentons un modèle qui établit un pont entre les approches uni et bicouche. La résistance additionnelle de l'équation (1) (ou sa forme équivalente  $kB^{-1}$ ) est exprimée en fonction des caractéristiques de l'approche bicouche, et sa réponse aux variations des caractéristiques de la végétation et du climat est analysée.

## DÉVELOPPEMENT DU MODÈLE

Le modèle unidimensionnel et bicouche, originellement développé par SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) puis légèrement modifié par SHUTTLEWORTH et GURNEY (1990), est utilisé pour décrire la partition d'énergie dans un couvert épars (figure 1). À ce modèle est ajoutée l'hypothèse de linéarité qui stipule que la température radiométrique de surface, telle qu'elle est mesurée par un radiomètre à visée verticale, peut être considérée comme la moyenne des températures du feuillage ( $T_f$ ) et du substrat ( $T_s$ ), pondérées par les surface relatives (KALMA et JUPP, 1990)

$$T_r = a_f T_f + (1 - a_f) T_s \quad (3)$$

le coefficient  $a_f$  représentant l'aire relative de la surface du sol couverte par la végétation principale. LHOMME *et al.* (1994a) ont montré que le flux de chaleur sensible pouvait s'exprimer de la manière suivante :

$$H = \rho c_p \frac{(T_r - T_a) - c \delta T}{r_a + r_e} \quad (4)$$

avec

$$\delta T = T_s - T_f \quad \text{et} \quad c = \frac{r_{as}}{r_{af} + r_{as}} - a_f \quad (5)$$

$r_{as}$  étant la résistance aérodynamique entre le substrat et le niveau  $d+z_0$ , et  $r_{af}$  la résistance de couche limite globale du feuillage par unité de surface de sol. La résistance  $r_e$  est une combinaison de ces deux résistances élémentaires

$$r_e = \frac{r_{as} \cdot r_{af}}{r_{as} + r_{af}} \quad (6)$$

En combinant les équations (1) et (4), il est possible d'exprimer la résistance additionnelle de la manière suivante :

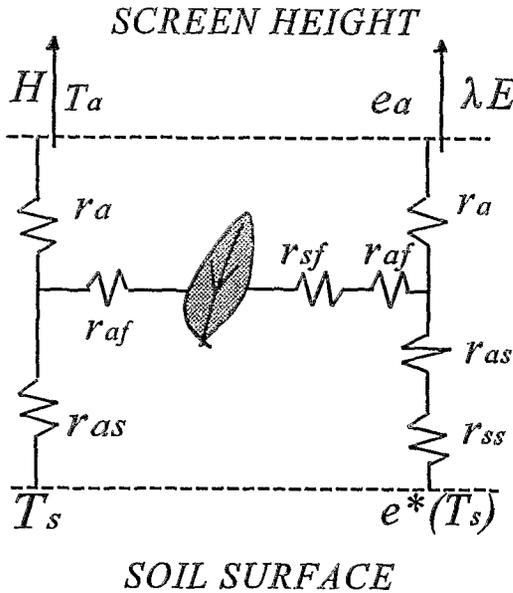


Figure 1 :

Schéma général du modèle bicouche de SHUTTLEWORTH et WALLACE.

$$r_r = B^{-1} / u_* = \frac{r_e + r_a c m}{1 - c m} \quad \text{avec} \quad m = \frac{T_s - T_f}{T_r - T_a} \quad (7)$$

En éliminant  $T_r$  dans l'expression de  $m$  au moyen de l'équation (3), le paramètre adimensionné  $B^{-1}$  peut s'écrire :

$$B^{-1} = u_* \frac{r_e + r_a c / (q - a_f)}{1 - c / (q - a_f)} \quad \text{avec} \quad q = \frac{T_s - T_a}{T_s - T_f} \quad (8)$$

Nous montrons ci-dessous comment le modèle de SHUTTLEWORTH et WALLACE permet d'exprimer le rapport  $q$  en fonction des paramètres intrinsèques du modèle (résistances) et des entrées climatiques. L'énergie disponible totale est notée  $A$ , ( $A = R_n - G$  avec  $R_n$  le rayonnement net du couvert et  $G$  le flux de chaleur dans le sol), et  $A_s$  est l'énergie disponible au niveau du substrat, ( $A_s = R_{ns} - G$  avec  $R_{ns}$  le rayonnement net du substrat). Nous poserons :

$$\omega_s = \left[ 1 + \frac{s}{\gamma} + \frac{r_{ss}}{r_{as}} \right]^{-1} \quad \text{et} \quad \omega_f = \left[ 1 + \frac{s}{\gamma} + \frac{r_{sf}}{r_{af}} \right]^{-1} \quad (9)$$

où  $\gamma$  est la constante psychométrique,  $s$  la pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température de l'air,  $r_{ss}$  la résistance à l'évaporation de la surface du sol et  $r_{sf}$  la résistance stomatique globale du feuillage. L'application de l'équation du bilan d'énergie à la couche représentant le substrat conduit à :

$$T_s - T_0 = \omega_s \left[ (r_{as} + r_{ss}) A_s / \rho c_p - D_0 / \gamma \right] \quad (10)$$

où  $D_0$  est le déficit de pression de vapeur à la hauteur de source du couvert (niveau  $d+z_0$ ). Pour la couche représentant le feuillage, on obtient de la même manière

$$T_f - T_0 = \omega_f \left[ (r_{af} + r_{sf}) (A - A_s) / \rho c_p - D_0 / \gamma \right] \quad (11)$$

Le numérateur de  $q$  ( $T_s - T_a$ ) est obtenu en écrivant qu'il est égal à  $T_s - T_0 + T_0 - T_a$ , et en remplaçant  $T_s - T_0$  par son expression (10), et  $T_0 - T_a$  par son expression en fonction des flux  $T_0 - T_a = Hr_a / \rho c_p$

$$T_s - T_a = \omega_s \left[ (r_{as} + r_{ss}) A_s / \rho c_p - D_0 / \gamma \right] + (A - \lambda E) r_a / \rho c_p \quad (12)$$

Le dénominateur de  $q$  ( $T_s - T_f$ ) est calculé en soustrayant l'équation (11) de l'équation (10)

$$T_s - T_f = \omega_s (r_{as} + r_{ss}) \frac{A_s}{\rho c_p} - \omega_f (r_{af} + r_{sf}) \frac{(A - A_s)}{\rho c_p} - \frac{D_0}{\gamma} (\omega_s - \omega_f) \quad (13)$$

Le déficit de saturation à la hauteur de source  $D_0$  et l'évaporation totale du couvert  $\lambda E$  sont donnés par SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) (respectivement les équations (8) et (11) de cet article)

$$D_0 = D_a + [sA - (s + \gamma)\lambda E] r_a / \rho c_p \quad (14)$$

où  $D_a$  est le déficit de pression de vapeur à la hauteur de référence, et

$$\lambda E = C_f PM_f + C_s PM_s \quad (15)$$

où les différents termes sont détaillés dans l'appendice. De cette manière  $q$  s'exprime en fonction de l'ensemble des résistances élémentaires de l'approche bicouche, du déficit de saturation au niveau de référence  $D_a$  et des énergies disponibles  $A$  and  $A_s$ .

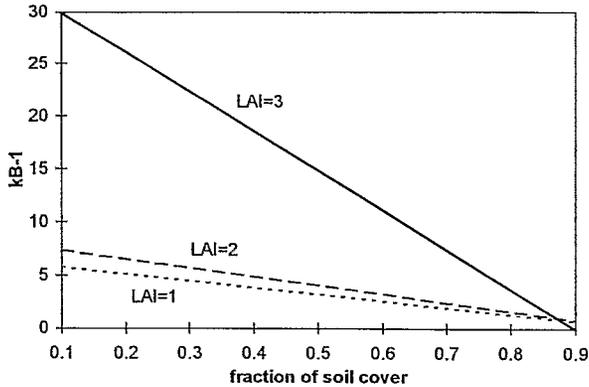
## PRÉDICTIONS DU MODÈLE

La résistance aérodynamique au-dessus du couvert ( $r_a$ ) est calculée en utilisant la formulation proposée par CHOUDHURY *et al.* (1986), et utilisée par LHOMME *et al.* (1994a,b).  $d$  et  $z_0$  sont calculés d'après CHOUDHURY et MONTEITH (1988), qui ont ajusté des fonctions simples aux courbes obtenues par SHAW et PEREIRA (1982) à partir d'une théorie basée sur une fermeture au deuxième ordre. La résistance de couche limite globale du couvert ( $r_{af}$ ) est calculée en intégrant la conductance

de couche limite foliaire sur la hauteur du couvert et en supposant que la surface foliaire est uniformément distribuée sur toute cette hauteur (CHOUDHURY et MONTEITH, 1988 ; LHOMME *et al.*, 1994a). La résistance aérodynamique entre le substrat et la hauteur de source du couvert ( $r_{as}$ ) est définie comme l'intégrale de l'inverse de la diffusivité turbulente sur le segment  $[0, d+z_0]$  (CHOUDHURY et MONTEITH, 1988 ; LHOMME *et al.*, 1994a). Le rayonnement net au niveau de la surface du sol  $R_{ns}$  est calculé en utilisant la loi de Beer avec un coefficient d'atténuation de 0,7 (SHUTTLEWORTH et WALLACE, 1985), et le flux de chaleur dans le sol est pris égal à 20 % du rayonnement net au niveau du sol. Quant à la résistance stomatique globale du feuillage  $r_{sf}$ , elle est liée à la résistance stomatique moyenne des feuilles  $r_{st}$  par  $r_{sf} = r_{st} / (2LAI)$ , pour des feuilles amphistomatiques.

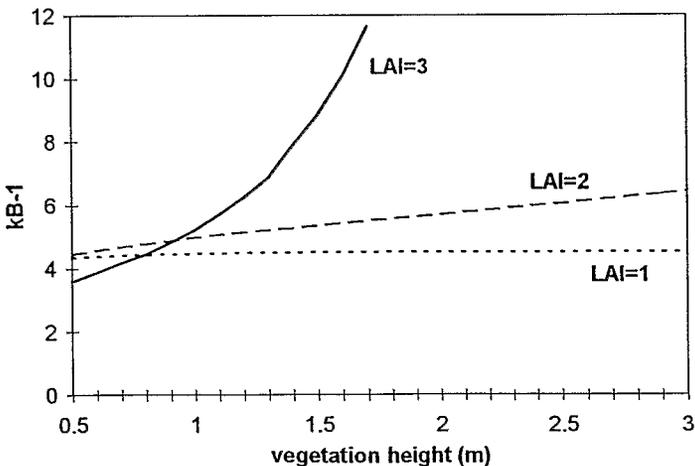
L'objectif de cette section est d'illustrer le comportement général du paramètre  $kB^{-1}$  tel qu'il peut être prédit par le modèle décrit ci-dessus. Pour cette illustration nous avons choisi un couvert dont les caractéristiques sont approximativement celles d'un couvert de mil en région sahélienne à la fin de la saison de culture (une hauteur de 2 mètres, un LAI de 2 et un pourcentage de recouvrement de 0,3) avec une résistance stomatique foliaire moyenne ( $r_{st}$ ) de 300  $sm^{-1}$  et une résistance moyenne du sol ( $r_{ss}$ ) de 1 000  $sm^{-1}$ . Nous avons pris des conditions météorologiques typiques du milieu d'une journée claire en région sahélienne. À une hauteur de référence de 10 mètres, la température de l'air ( $T_a$ ) est de 30°C, la pression de vapeur d'eau de l'air ( $e_a$ ) est de 2 000 Pa, la vitesse du vent ( $u_a$ ) de 3  $ms^{-1}$ , et le rayonnement net de 500  $Wm^{-2}$ . La figure 2 donne l'évolution de  $kB^{-1}$  en fonction de la fraction de sol couverte par la végétation pour différents LAI.  $kB^{-1}$  décroît linéairement en fonction du pourcentage de recouvrement  $a_f$ , et pour une valeur constante de  $a_f$ ,  $kB^{-1}$  est une fonction croissante non-linéaire du LAI (lorsque le LAI passe de 2 à 3,  $kB^{-1}$  croît beaucoup plus que lorsqu'il passe de 1 à 2). Le comportement en fonction du pourcentage de recouvrement est facilement compréhensible, puisque plus une végétation est fermée, moins la différence entre température aérodynamique et radiométrique est censée être grande. Quant au comportement en fonction de l'indice de surface foliaire, pour un même pourcentage de recouvrement, il peut être expliqué par le fait que l'accroissement du LAI signifie une augmentation de la transpiration, et donc, le sol étant maintenu sec, une plus grande différence entre les températures des deux sources de chaleur. Dans la figure 3,  $kB^{-1}$  est porté en fonction de la hauteur de la végétation pour différents LAI.  $kB^{-1}$  apparaît comme une fonction croissante de la hauteur du couvert, mais le taux d'accroissement est beaucoup plus faible à LAI=1 qu'à LAI=3. Dans la figure 4 l'influence du stress hydrique est examinée. La première constatation est que  $kB^{-1}$  peut croître ou décroître en fonction de la résistance du sol à l'évaporation ( $r_{ss}$ ) suivant la valeur de la résistance stomatique du feuillage. Généralement, pour une valeur donnée de la résistance stomatique, le  $kB^{-1}$  reste relativement constant quand la résistance du sol à l'évaporation dépasse 1 000  $sm^{-1}$ . Et pour une valeur donnée de la résistance du sol, le  $kB^{-1}$  est

une fonction décroissante non-linéaire de la résistance stomatique (la variation du  $kB^{-1}$  est beaucoup plus grande lorsque la résistance stomatique moyenne des feuilles passe de 200 à 300  $\text{sm}^{-1}$  que de 300 à 1 000). La figure 5 montre l'influence de la vitesse du vent sur  $kB^{-1}$  pour différentes valeurs du déficit de saturation de l'air ( $D_a$ ).  $kB^{-1}$  augmente avec la vitesse du vent, mais plus ou moins rapidement suivant la valeur de  $D_a$ .



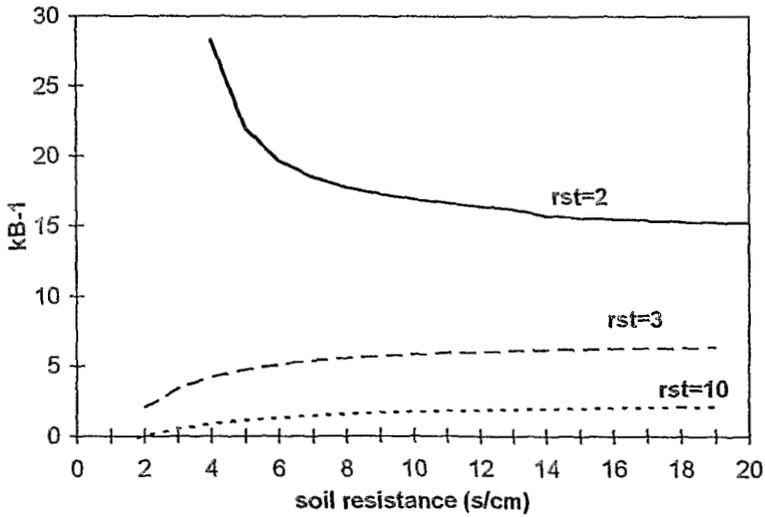
**Figure 2 :**

Variation du  $kB^{-1}$  en fonction de la fraction de sol couverte par la végétation ( $a_p$ ) pour différents indices de surface foliaire (LAI). Conditions climatiques:  $T_a = 30^\circ\text{C}$ ,  $e_a = 2\,000\text{ Pa}$ ,  $u_a = 3\text{ ms}^{-1}$ ,  $R_n = 500\text{ Wm}^{-2}$ . Caractéristiques du couvert:  $h = 2\text{ m}$ ,  $r_{st} = 300\text{ sm}^{-1}$ ,  $r_{ss} = 1\,000\text{ sm}^{-1}$ .



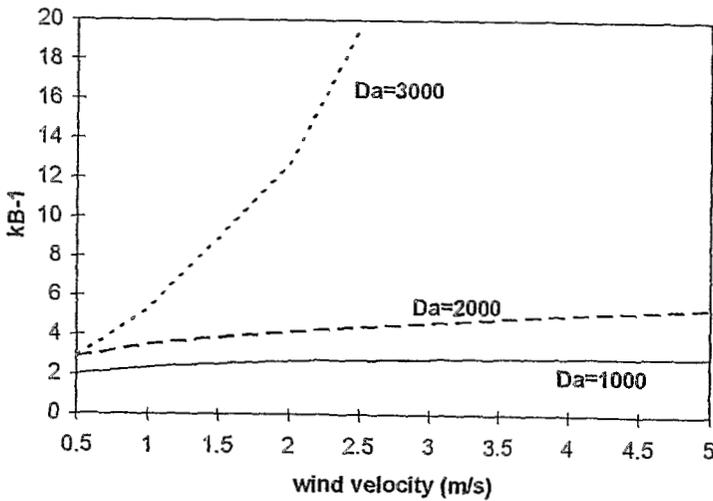
**Figure 3 :**

Évolution du  $kB^{-1}$  en fonction de la hauteur du couvert ( $h$ ) pour différents LAI. Mêmes conditions que pour la figure 2.



**Figure 4 :**

Évolution du  $kB^{-1}$  en fonction de la résistance du sol à l'évaporation ( $r_{ss}$ ) pour différentes valeurs de la résistance stomatique foliaire ( $r_{st}$ ).  
Mêmes conditions que pour la figure 2.



**Figure 5 :**

Évolution du  $kB^{-1}$  en fonction de la vitesse du vent pour différentes valeurs du déficit de saturation de l'air ( $D_s$ ). Mêmes conditions que pour la figure 2.

## CONCLUSION

L'objectif de cet article était de mieux comprendre le déterminisme du paramètre  $kB^{-1}$ , qui sert classiquement à exprimer la résistance additionnelle dans l'équation du flux de chaleur sensible. L'utilisation conjointe du modèle bicouche de SHUTTLEWORTH et WALLACE et de l'hypothèse de linéarité sur la température radiométrique a permis d'obtenir une expression analytique relativement simple de  $kB^{-1}$  en fonction du pourcentage de recouvrement, des paramètres caractéristiques de l'approche bicouche (c'est-à-dire essentiellement un système de cinq résistances élémentaires), et des paramètres climatiques. Il apparaît clairement que  $kB^{-1}$  n'est pas une constante, mais varie à la fois en fonction des caractéristiques structurales du couvert, du niveau de stress hydrique et des conditions climatiques. Au-delà de cette analyse, il convient maintenant, d'une part de confronter les prédictions du modèle à des jeux de données expérimentales, en particulier ceux d'Hapex-Sahel, et d'autre part d'essayer d'obtenir une paramétrisation simple et opérationnelle de  $kB^{-1}$  pour une meilleure estimation des flux à partir de la température radiométrique.

## APPENDICE : EXPRESSION EXPLICITE DE L'ÉVAPORATION

L'équation de SHUTTLEWORTH et WALLACE se détaille de la façon suivante :

$$PM_f = \frac{sA + (\rho c_p D_a - sr_{af} A_s) / (r_a + r_{af})}{s + \gamma [1 + r_{sf} / (r_a + r_{af})]} \quad (A1)$$

$$PM_s = \frac{sA + [\rho c_p D_a - sr_{as} (A - A_s)] / (r_a + r_{as})}{s + \gamma [1 + r_{ss} / (r_a + r_{as})]} \quad (A2)$$

et les coefficients s'écrivent :

$$C_f = \left[ 1 + \frac{R_f R_a}{R_s (R_f + R_a)} \right]^{-1} \quad \text{et} \quad C_s = \left[ 1 + \frac{R_s R_a}{R_f (R_s + R_a)} \right]^{-1} \quad (A3)$$

avec :

$$R_a = (s + \gamma) r_a, \quad R_s = (s + \gamma) r_{as} + \gamma r_{ss}, \quad R_f = (s + \gamma) r_{af} + \gamma r_{sf} \quad (A4)$$

## REMERCIEMENTS

Cette recherche a été conduite avec un appui financier du PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale).

## BIBLIOGRAPHIE

- CHAMBERLAIN A.C., 1968. Transport of gases to and from surfaces with bluff and wave -like roughness elements. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 94 : 318-332.
- CHOUDHURY B.J., REGINATO R.J., IDSO S.B., 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agric. For. Meteorol.*, 37 : 75-88.
- CHOUDHURY B.J., MONTEITH J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 11: 373-398.
- KALMA J.D., JUPP D.L.B., 1990. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model. *Agric. For. Meteorol.*, 51: 223-246.
- KUSTAS W.P., 1990. Estimates of evapotranspiration with a one- and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover. *J. Appl. Meteorol.*, 29 : 704-715.
- KUSTAS W.P., CHOUDHURY B.J., MORAN M.S., REGINATO R.J., JACKSON R.D., GAY L.W., WEAVER H.L., 1989. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agric. For. Meteorol.*, 44 : 197-216.
- LHOMME J.P., MONTENY B., AMADOU M., 1994a. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agric. For. Meteorol.*, 68 : 77-91.
- LHOMME J.P., MONTENY B., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., 1994b. Determination of sensible heat flux over Sahelian fallow savannah using infra-red thermometry. *Agric. For. Meteorol.*, 68 : 93-105.
- PRÉVOT L., BRUNET Y., PAW U, K.T., SEGUIN B., 1994. Canopy modelling for estimating sensible heat flux from thermal infrared measurements. Workshop on « Thermal Remote Sensing of the Energy and Water Balance over Vegetation in Conjonction with other Sensors ». La Londe — les Maures, France, 20-30 septembre 1993.

- SHAW R.H., PEREIRA A.R., 1982. Aerodynamic roughness of a plant canopy : a numerical experiment. *Agric. Meteorol.*, 26 : 51-65.
- SHUTTLEWORTH W.J., GURNEY R.J., 1990. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 116 : 497-519.
- SHUTTLEWORTH W.J., WALLACE J.S., 1985. Evaporation from sparse crops — an energy combination theory. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 111 : 839-855.
- STEWART J.B., KUSTAS W.P., HUMES K.S., NICHOLS W.D., MORAN M.S., DE BRUIN H.A.R., 1994. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for 8 semi-arid areas. *J. Appl. Meteorol.*, 33 : 1110-1117.