

Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité

E. CHOISNEL (*)

RÉSUMÉ

L'examen de différentes méthodes de calcul du bilan hydrique fait apparaître la possibilité de choisir un certain nombre d'options de modélisation, chacune correspondant à un degré plus ou moins élevé de complexité. Deux fonctions principales attribuées à un modèle de calcul du bilan hydrique ressortent : la fonction de gestion de la réserve en eau et la fonction de régulation de l'évapotranspiration réelle ETR. L'auteur expose d'abord quelles sont les caractéristiques générales d'un modèle de bilan hydrique : définition du réservoir sol, caractérisation de l'état hydrique du sol, déroulement du processus itératif, initialisation de la réserve et calcul de l'évapotranspiration réelle. Le principe du modèle de bilan hydrique à deux réservoirs utilisé dans le modèle "EARTH" est présenté, ainsi que son intérêt pour la simulation des processus. Il apparaît également que l'ETR peut être calculée de trois façons différentes. Enfin, le problème particulier du calcul du bilan d'énergie de surface et du bilan hydrique d'une culture annuelle, avec une couverture variable de la surface du sol au cours de sa période de végétation, est abordé.

MOTS-CLÉS : bilan - évaporation - évapotranspiration - modèle - pluviométrie.

SOIL WATER BALANCE CALCULATIONS : MODELLING OPTIONS AND LEVELS OF COMPLEXITY

The review of different methods of water balance calculations shows that several modelling options may be chosen, each one corresponding to a certain degree of complexity. Two main functions assigned to a water balance model stand out : a function of managing the soil water reserve, and a function of regulating actual evapotranspiration (AET). The author first presents what are the general characteristics of a water balance model : the definition of the soil reservoir, the scheme used for the soil water status, the iterative process of calculation, the initialisation of the soil water reserve, the meteorological input data and the calculation of the actual evapotranspiration.

Before going into the description of the structure of operational water balance models, the role assigned to each of the seven sub-models of a mechanistic model developed by ZELLER (1987) is specified (Fig. 1). The original feature of the water balance model now in operational use at the French Weather Service, namely the use of a double-reservoir system for the monitoring of the soil water status, is presented (Fig. 2). Three different ways of calculating AET, based on the calculation of the surface energy balance, are described ; the first corresponding to the classical Penman-Monteith equation, the second using the surface relative humidity as a parameter of regulation associated with the double reservoir system, and the third being the procedure used in simplified water balance models. Lastly the particular case of modelling the surface energy and water balances of an annual crop is considered.

KEY-WORDS : balance - evaporation - evapotranspiration - model - rainfall.

(*) Météo-France, 2, avenue Rapp, 75340 Paris Cedex 07.

INTRODUCTION

L'étude du bilan hydrique du sol intéresse un éventail de plus en plus large de disciplines scientifiques et techniques : science du sol, agronomie, gestion de l'eau, conseil à l'irrigation, télédétection "thermique" et modélisation du climat du globe. Un certain nombre de modèles de bilan hydrique ont été décrits dans la littérature, mais il reste à comparer les mérites respectifs de ces différents modèles, leur adéquation au but recherché, leurs hypothèses de départ. De telles comparaisons ne sont pas toujours possibles, les modèles de calcul du bilan hydrique et de l'évapotranspiration réelle n'étant bien souvent qu'un sous-programme au sein d'un modèle plus vaste de simulation. Souvent relégués au statut d'un module au rôle secondaire par rapport au modèle principal, ces sous-modèles ne bénéficient pas toujours d'une description détaillée dans les publications scientifiques. Et pourtant, une évaluation correcte des hypothèses à la base de telles modélisations nous permettrait certainement d'interpréter de façon plus juste et plus réaliste les résultats affichés par le modèle général dont ils sont partie intégrante.

Les quelques réflexions qui vont suivre se voudraient être une première contribution à un examen approfondi des différentes options de modélisation du bilan hydrique du sol proprement dit. Une telle réflexion pourrait ensuite s'insérer dans une thématique plus large de combinaison des données pédologiques et climatiques pour une meilleure connaissance de l'espace rural, y compris les zones non cultivées (forêts, friches).

I. LE BILAN HYDRIQUE : CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

Tout modèle de bilan hydrique a une finalité particulière. Il doit certes, dans tous les cas, calculer l'évolution au cours du temps de la réserve en eau du sol, mais il peut déboucher également, par exemple, sur le calcul du rapport ETR/ETM utilisé alors en tant qu'indice de satisfaction des besoins en eau d'une culture en conditions naturelles (non irriguée). Avant d'aborder les différentes utilisations du bilan hydrique, il convient en effet, au préalable, de dégager certaines caractéristiques générales communes aux différents modèles et d'aborder certains aspects liés à la modélisation. Examinons donc successivement comment on peut définir le réservoir en eau du sol dont on veut simuler l'évolution, quels pas de temps on peut utiliser et quelles sont les deux principales fonctions d'un modèle de bilan hydrique. Quelques points particuliers relatifs aux données d'entrée du modèle doivent être également abordés.

A) LA DÉFINITION DU RÉSERVOIR SOL

Le calcul du bilan hydrique est l'application du principe de conservation de l'eau contenue dans un certain volume de sol. Les observations de l'état hydrique du sol au cours d'une période de végétation, par les méthodes gravimétrique ou neutronique, ont montré qu'une culture peut puiser une certaine quantité d'eau dans un réservoir dont le contenu en eau varie au cours du temps, essentiellement en fonction des pluies et de l'évapotranspiration réelle. On définit donc une variable $R(t)$ dont l'équation d'évolution, application du principe de conservation de la masse, est la suivante :

$$R(t+1) = R(t) + [\text{pluie}]_t^{t+1} + [\text{Irr}]_t^{t+1} + [\text{Rem}]_t^{t+1} - [\text{ETR}]_t^{t+1} - [\text{EC}]_t^{t+1} \quad (1)$$

La valeur maximale atteinte par $R(t)$ est donnée par la réserve utile de la tranche de sol considérée (cf. II. C). Sa valeur minimale est égale à zéro et elle est atteinte lorsque l'on estime que la tranche de sol considérée ne peut plus fournir d'eau à la plante, en

l'absence de réhumectation par des pluies. Pour les cultures annuelles implantées sur sol profond, la profondeur de sol utile dépend de la profondeur maximale d'enracinement. Celle-ci peut être limitée par la profondeur même du sol (cas des rendzines typiques avec un affleurement de la roche-mère à 30 cm de profondeur). L'analyse des données de KATERJI *et al.* (1984) fait apparaître que, sous un couvert de blé, les variations de stock d'eau sont limitées à la tranche 0-100 cm essentiellement, aussi bien en année sèche qu'en année humide. Des résultats similaires ont été obtenus par TARDIEU (1987) sous couvert de maïs.

Le choix de cette "profondeur utile" de sol (terme noté PROF dans l'équation (4), cf. infra) présente une difficulté. En effet, le calcul du bilan hydrique s'appuie sur l'application du principe de conservation de la masse à une tranche au sol, et cette tranche de sol n'est pas facile à définir car le dessèchement du sol peut entraîner des remontées capillaires d'eau des horizons plus profonds dans le cas de certaines textures et/ou états structuraux du sol (KATERJI *et al.*, 1977).

Du point de vue de la modélisation, il convient d'appliquer l'équation de conservation de la masse d'eau à la tranche de sol où se produisent des variations notables du stock d'eau au cours de la période de végétation. Une fois que la réserve $R(t)$ a atteint la valeur nulle – ce qui se produit en général dès la fin juin en année normale dans les régions méditerranéennes – un flux d'ETR non nul peut être calculé sans pour autant que ces millimètres d'eau soient pris en compte. En fait, ceci revient implicitement à maintenir dans l'équation (1) le terme de remontées capillaires (Rem) égal à zéro tant que $R(t)$ n'atteint pas la valeur nulle et à égaler ensuite les termes Rem et ETR tant que $R(t)$ reste égal à zéro et en l'absence de précipitations pendant cette période estivale. C'est cette option qui a été retenue pour le modèle Earth (CHOISNEL, 1985).

B) LE BILAN HYDRIQUE, PROCESSUS ITÉRATIF

L'équation (1) montre que la valeur de $R(t)$ est calculée par itérations successives. Dans un tel processus, on peut se poser la question suivante : quels sont les risques de dérive possible du calcul, ou à l'inverse y a-t-il des processus de compensation possible palliant les incertitudes sur le calcul ?

Le fait que le calcul soit itératif implique immédiatement trois contraintes :

- le choix de la date de début de calcul,
- le choix de la valeur à laquelle on va initialiser la réserve à cette date,
- le choix du pas de temps de calcul.

Le choix du pas de temps dépend de l'unité de temps choisie lors de la constitution des fichiers climatologiques. Trois pas de temps sont principalement utilisés :

- l'heure, le jour, la décennie.

Le pas de temps de l'heure est utilisé lorsqu'il y a résolution explicite de l'équation du bilan d'énergie de surface. Dans ce cas, ce pas de temps est rendu nécessaire du fait de la variation, au cours de la journée, de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon conditionnant la quantité de flux radiatif solaire reçu au sol pour une nébulosité donnée, et la prise en compte de flux de conduction dans le sol souvent faible par rapport aux autres flux, mais changeant de signe au cours des 24 heures. Ceci n'interdit pas de ne réactualiser la réserve en eau du sol qu'une fois par jour si la pluie n'est disponible qu'au pas de temps journalier.

Il est difficile de travailler à un pas de temps de l'ordre du mois, car on perd alors toute notion de simultanéité des événements météorologiques et d'interdépendance des variables météorologiques entre elles, par exemple entre durée d'insolation et pluviométrie. L'avantage du pas de temps journalier par rapport à celui du pas de temps décadaire est de mieux pouvoir tenir compte de la succession des épisodes pluvieux et de l'intermittence de ceux-ci.

Comment fixer la date de début du calcul ?

Considérons trois cas distincts :

1^{er} cas : la simulation du bilan hydrique est pluri-annuelle. On ne fait alors qu'une seule initialisation, le 1^{er} janvier de la première année simulée. On suppose alors qu'à cette date :

$$R(t) = RU \quad (2)$$

Si les résultats de la première année simulée sont influencés par cette hypothèse parfois optimiste, cette initialisation sera oubliée dès la seconde année de simulation.

2^e cas : on ne simule qu'une période de végétation. Dans ce cas, on peut en général, en climat tempéré, et sauf anomalie négative exceptionnelle de pluviométrie au cours de l'automne et de l'hiver précédent, faire l'hypothèse $R(t) = RU$ au 1^{er} mars, sachant qu'en général il n'y a pas de désaturation de réservoir en janvier et février car à cette époque les précipitations sont en moyenne supérieures à l'évapotranspiration potentielle. En climat tropical sec, par contre, on fera l'hypothèse que la réserve en eau du sol est nulle à la fin de la saison sèche.

3^e cas : initialisation à une date quelconque. C'est le cas où l'on simule une parcelle particulière dont on a déterminé par une mesure *in situ* l'état hydrique moyen dans le sol à cette date.

C) LES DEUX FONCTIONS D'UN MODÈLE DE BILAN HYDRIQUE

Quel que soit le degré de complexité du modèle, deux fonctions différentes du bilan hydrique doivent être distinguées :

1) une fonction de *gestion* de l'évolution de la réserve en eau du sol au cours du temps ;

2) une fonction de *régulation* de l'évapotranspiration réelle (ETR) par rapport à son niveau maximal, donné par l'ETP (pour une prairie) ou par l'ETM (pour une culture annuelle particulière).

Les hypothèses retenues pour traiter chacune de ces deux fonctions dans le modèle conduisent à un couplage particulier, spécifique du modèle considéré, entre bilan d'énergie de surface et bilan hydrique du sol.

D) LES DONNÉES D'ENTRÉE DU MODÈLE

Les variables météorologiques nécessaires à la mise en œuvre d'un modèle physique couplé de bilan d'énergie de surface et de bilan hydrique du sol sont au nombre de cinq :

- la température de l'air,
- la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air,
- la vitesse du vent,

- la durée d'insolation,
- la pluviométrie.

Les quatre premières servent au calcul du bilan d'énergie, la cinquième intervient dans le bilan hydrique. Lorsqu'il n'y a pas de résolution explicite du bilan d'énergie de surface (cas des modèles de bilan hydrique simplifié), les quatre premières variables sont remplacées par une seule variable d'entrée, l'évapotranspiration potentielle ETP.

Dans un premier temps, la question de la représentativité spatiale de ces données climatiques ne sera pas examinée ici. On suppose que l'on simule le bilan hydrique d'une parcelle donnée, située dans un certain microclimat caractérisé par un poste météorologique mesurant ces cinq variables et localisé à proximité immédiate de la parcelle.

Par contre, un point important concerne la qualité de ces données : homogénéité des séries temporelles, et en particulier de la série pluviométrique, reconstitution des données manquantes, en particulier pour la pluie. Il est en effet impossible de faire tourner un modèle de bilan hydrique sur un fichier pluviométrique comportant des données manquantes.

II. LA MODÉLISATION DU BILAN HYDRIQUE

Les différents modèles de bilan hydrique peuvent être classés en deux groupes, suivant qu'ils résolvent ou non de façon explicite l'équation du bilan d'énergie de surface. Si oui, le pas de temps est en principe un pas de temps de l'ordre de l'heure. Si non, ils seront qualifiés de bilan hydrique simplifié dans la suite de cet exposé. Notre but n'est pas ici de faire une revue bibliographique des modèles existants qui a été faite ailleurs (ZELLER, 1987), mais de faire ressortir les différentes options de modélisation possibles du bilan hydrique, fondées sur une analyse plus ou moins détaillée des processus physiques et biologiques, et de présenter les différents niveaux de complexité associés.

A) LES DIFFÉRENTS DEGRÉS DE COMPLEXITÉ DES MODÈLES

Les différents modèles de bilan hydrique se distinguent suivant leur plus ou moins grand degré de complexité, selon qu'ils prennent ou non en compte explicitement un certain nombre de processus physiques et selon le type d'interface sol-atmosphère auquel ils s'appliquent :

- résolution explicite de l'équation du bilan d'énergie de surface avec calcul d'une température de surface,
- application à un sol nu, à un couvert couvrant, ou à une culture annuelle partiellement couvrante en début de cycle de végétation,
- prise en compte du comportement hydrique de la culture : régulation stomatique, réservoir en eau de la plante, extraction racinaire,
- représentation des transferts d'eau au sein du profil racinaire.

La figure 1, donnant l'organigramme du modèle de bilan hydrique parcellaire de ZELLER (1987), illustre le niveau de complexité auquel on arrive si l'on veut décrire correctement les différents processus physiques et physiologiques mis en jeu dans le déterminisme de l'évapotranspiration réelle d'une culture annuelle : ce modèle

ne compte pas moins de sept sous-modèles, numérotés de 1 à 7 sur la figure 1. Les flèches indiquent les sens de circulation de l'information.

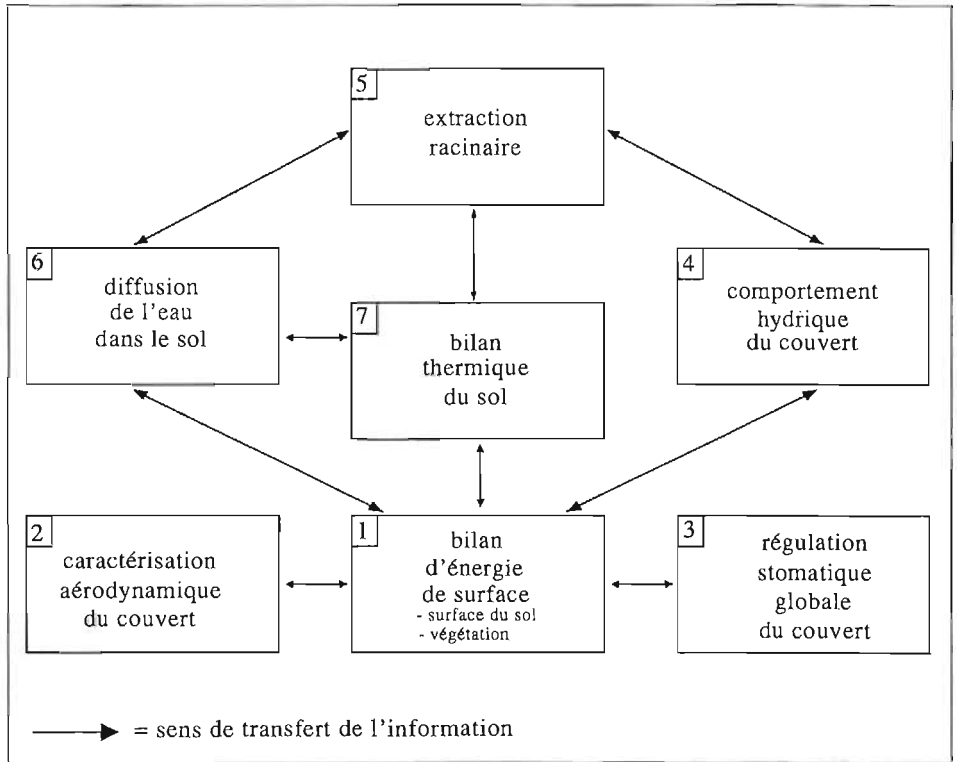


Figure 1 : Organigramme détaillé d'un modèle de bilan hydrique parcellaire : articulation en sous-modèles numérotés de 1 à 7 (d'après ZELLER, 1987).

Detailed block diagram of a water balance model at field level : articulation into sub-models numbered 1 to 7 (after ZELLER, 1987).

– Un modèle de bilan hydrique d'une surface de sol nu ne comportera que les sous-modèles n° 1, 6 et 7.

– Un modèle de bilan hydrique d'une culture couvrante nécessitera essentiellement les sous-modèles n° 1, 2, 3, 4 et 5.

– Un modèle de bilan hydrique d'une culture annuelle de printemps-été, de type maïs, tournesol ou soja, devra comprendre a priori les 7 sous-modèles. En particulier, le sous-modèle n° 2 est censé relier les caractéristiques aérodynamiques du couvert (hauteur de rugosité, hauteur de déplacement) aux caractéristiques de structure du couvert qui évoluent au cours du temps.

Reprenons en résumé les fonctions remplies par chaque sous-modèle indiqué en figure 1.

– Le sous-modèle n° 1 de bilan d'énergie de surface calcule les différents flux énergétiques. Lorsque la culture n'est pas couvrante, il doit calculer séparément le bilan

d'énergie de la surface du sol et le bilan d'énergie de surface de la végétation. Tous les modèles au pas de temps horaire (CHOISNEL, 1985 ; PERRIER, 1975b ; ZELLER, 1987) comportent le sous-modèle n° 1, et le sous-modèle n° 7 qui gère les flux thermiques dans le sol, lesquels dépendent des caractéristiques thermiques du sol (chaleur spécifique et conductivité thermique), elles-mêmes fonctions de l'état hydrique du sol calculé aux différents niveaux de profondeur par le sous-modèle n° 6. Dans le cas d'un modèle au pas de temps journalier, le sous-modèle n° 1 est remplacé par un module calculant un niveau potentiel d'évapotranspiration et un niveau potentiel d'évaporation du sol nu (FEDDES *et al.*, 1988 ; BRISSON, 1989), lesquels constituent alors en fait des données d'entrée du modèle de bilan hydrique proprement dit.

– Le sous-modèle n° 1 reçoit de l'information du sous-modèle n° 3 qui gère la régulation du flux d'évapotranspiration réelle en fonction de la résistance stomatique globale du couvert.

– Le sous-modèle n° 4 est nécessaire si l'on veut prendre en compte explicitement les variations du contenu en eau du végétal au cours de la journée en régime transitoire (KATERJI *et al.*, 1983).

– Le sous-modèle n° 5 calcule le prélèvement d'eau par les racines aux différents niveaux. Il nécessite de connaître les caractéristiques du système racinaire et de pouvoir les faire évoluer au cours de la phase de croissance de la culture.

– Le sous-modèle n° 6, important dans le cas où l'on simule un sol nu, permet également, sous culture, de gérer les transferts verticaux d'eau liquide sous l'effet des gradients de potentiel hydrique dans le sol.

De plus, la mauvaise connaissance du système racinaire rend difficile l'élaboration du sous-modèle n° 5 (extraction racinaire), tandis que le sous-modèle n° 6 (diffusion de l'eau dans le sol) comprend des paramètres tels que la conductivité hydraulique du sol, sujette à une grande hétérogénéité spatiale.

Cela dit, un modèle de bilan hydrique n'est pas un modèle de simulation des profils hydriques d'eau dans le sol. Du point de vue opérationnel, il sert avant tout à bien gérer l'évolution au cours du temps de la réserve totale et à asservir correctement le flux d'ETR à la régulation exercée par le sol et la plante sur ce flux.

En ce qui concerne le sous-modèle n° 3 (régulation stomatique globale du couvert), on sait que la résistance stomatique, variable mesurable à l'échelle de la feuille et non directement à celle du couvert entier, dépend de nombreux facteurs (type de culture, rayonnement solaire, état hydrique de la plante, déficit de saturation de l'air, température de surface, état hydrique du sol, âge de la feuille...), qui ne peuvent être intégrés, dans l'état actuel des connaissances, dans un modèle déterministe du fonctionnement stomatique à l'échelle d'un couvert (ZELLER, 1987). C'est pourquoi, pour des applications opérationnelles, une relation directe entre l'ETR et l'état hydrique du sol (schématisé en un ou deux réservoirs) est utilisée (CHOISNEL, 1985).

B) LE CALCUL DU BILAN D'ÉNERGIE DE SURFACE

Le calcul du bilan hydrique du sol n'exige pas en théorie la résolution complète de l'équation du bilan d'énergie de surface, mais n'utilise de ce bilan que l'un des flux, le flux de chaleur latente qui, converti en lame d'eau équivalente évaporée, constitue le

principal terme "puits" de l'équation du bilan hydrique. Ceci a deux conséquences pratiques :

- dans la résolution du bilan d'énergie de surface, le calcul du flux de chaleur latente doit être privilégié par rapport au calcul des autres flux ;

- une ou plusieurs équations de bilan d'énergie de surface doivent être résolues dans des conditions particulières d'état de surface (sol nu, sec ou humide, végétation sèche ou mouillée située éventuellement à différents niveaux dans le couvert végétal). Dans le cas où plusieurs bilans d'énergie sont calculés, ceux-ci servent à déterminer des niveaux potentiels (ou fictifs) d'évaporation ou d'évapotranspiration, sans qu'il soit toujours possible de calculer une température de surface (BRISSON, 1989 ; BRISSON et VOLTZ, 1990 ; CHASSAGNEUX et CHOISNEL, 1986 ; FEDDES *et al.*, 1988).

L'équation du bilan d'énergie d'une surface donnée est la suivante :

$$RN + \emptyset_L + \emptyset_C + \emptyset_K = 0 \quad (3)$$

avec RN = rayonnement net de surface ($W.m^{-2}$)

\emptyset_L = flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$) (évaporation-condensation)

\emptyset_C = flux de chaleur sensible (convection) ($W.m^{-2}$)

\emptyset_K = flux de conduction dans le sol ($W.m^{-2}$)

Tous les flux sont exprimés ici en valeur algébrique, un flux compté positivement correspondant à un gain d'énergie pour la surface considérée.

Le quatrième flux, noté \emptyset_K , de l'équation 3 est en général faible devant les autres flux, sauf dans le cas d'un sol nu désertique totalement sec. Il est de l'ordre de 5% ou moins du rayonnement net pendant la phase diurne. Pendant la phase nocturne, ce pourcentage peut atteindre 30%, mais pour des valeurs de rayonnement net faibles en valeur absolue.

Le fait que la somme des quatre flux soit égale à zéro revient à supposer qu'il n'y a aucun stockage de chaleur significatif par la végétation.

Si l'on néglige \emptyset_K , on observe que la résolution du bilan d'énergie de surface revient à réaliser une *partition* de l'énergie disponible (représentée par la densité de flux RN) entre chaleur sensible et chaleur latente.

Cette partition dépendra de l'état hydrique du sol et de celui de la plante. Elle pourra, en particulier, être très différente selon que la parcelle est irriguée ou non en été.

La régulation du flux de chaleur latente est examinée ci-après (cf. § D).

Dans les modèles de bilan hydrique simplifié, ce caractère de simplification ne concernant, rappelons-le, que le calcul du bilan d'énergie de surface, les variables telles que ETP, évapotranspiration potentielle ou EP, évaporation potentielle théorique (cf. équation 5), intégrées, en général, sur une période de 24 heures, représentent en fait des évaluations de l'énergie disponible potentiellement pour l'évaporation de l'eau présente au niveau de la surface d'évaporation (sol nu ou végétation).

C) LA GESTION DE LA RÉSERVE EN EAU DU SOL

1. Le dimensionnement du réservoir sol

Du point de vue du modélisateur, il s'agit de définir la valeur maximale de la réserve en eau du sol $R(t)$, après "ressuyage du sol", potentiellement disponible par la culture

pour assurer son évapotranspiration réelle. C'est ce que l'on appellera par la suite la "réserve utile" du sol, notée RU. Il existe plusieurs définitions de la réserve utile. Évaluée au champ, elle peut se définir comme étant "la différence, en millimètres d'eau, entre le contenu en eau du sol à la capacité au champ et celui correspondant au profil de dessèchement maximal du sol". Cette définition permet de déterminer une valeur de la RU pour une parcelle donnée. Mais cette définition présente l'inconvénient que cette notion de RU n'est pas indépendante de la culture implantée sur la parcelle. On a d'ailleurs observé que les profils de dessèchement maximal du sol dépendaient du type de culture et non seulement de la profondeur d'enracinement, mais également de la densité de racines fonctionnelles dans chaque tranche de sol (MAERTENS *et al.*, 1974).

Pour les besoins de la modélisation, non liée à une parcelle ou une culture donnée, il convient de procéder différemment : la réserve utile peut être estimée quantitativement sur des bases purement pédologiques en utilisant une table de correspondance (MORI, 1982) entre le type de sol et la réserve utile par unité de profondeur, que nous appellerons réserve utile unitaire, notée RUU et chiffrée par commodité en millimètres d'eau par centimètre de profondeur de sol (mm/cm), sachant qu'une corrélation statistique a été établie à partir de l'ensemble des analyses pédologiques disponibles dans une région, entre cette variable RUU et les unités texturales (JAMAGNE *et al.*, 1977). L'évaluation de la RUU d'un sol à forte teneur en argile reste cependant malaisée. La réserve utile est alors obtenue par l'équation suivante :

$$RU = RUU \times PROF \quad (4)$$

où PROF apparaît comme un paramètre à chiffrer, que l'on appellera *profondeur utile* dans la suite. Pour une culture annuelle sur sol profond, la valeur standard de 1 mètre est fréquemment employée, ce qui donnera une valeur de RU comprise entre 100 mm et 200 mm pour la majeure partie des types de sols profonds rencontrés en France. En tout état de cause, cette profondeur utile correspond pour le modélisateur à la profondeur qui sert à délimiter le volume de sol auquel il applique le principe de conservation de la masse.

2. Le système à double-réservoir

L'examen d'une succession de profils hydriques mesurés sous culture pendant un cycle de végétation, et particulièrement au cours d'un épisode de sécheresse prolongée au printemps et/ou en été, fait apparaître un déstockage du sol, avec une participation beaucoup plus importante des horizons superficiels que des horizons profonds. Cette observation de terrain conduit à opter pour le choix d'une modélisation du sol sous forme d'un système à deux réservoirs (CHOISNEL, 1985) :

- un *réservoir superficiel*, réalimenté en priorité par les précipitations et se vidant en cas de trop-plein dans le réservoir profond ;

- un *réservoir profond* qui n'est réalimenté en général que pendant la période automne-hiver ou au début du printemps.

Dans le modèle "Earth" de bilan hydrique utilisé à la Météorologie Nationale, le réservoir superficiel est dimensionné, après une période de sécheresse qui a asséché le précédent réservoir superficiel, par la quantité de pluie tombée, en utilisant l'équivalence donnée par la réserve utile unitaire (équation 4), entre millimètres d'eau et centimètres de sol (figure 2). Lorsque le réservoir profond est rempli, sa capacité est égale à

la réserve utile et il n'y a pas lieu de différencier un réservoir superficiel. Celui-ci n'apparaît que si le réservoir profond n'est pas plein et si la pluie tombée lors d'un épisode donné ne permet pas de le resaturer. On peut également concevoir un dimensionnement fixe pour le réservoir superficiel. C'est ce qui a été fait pour un modèle de bilan hydrique simplifié à deux réservoirs.

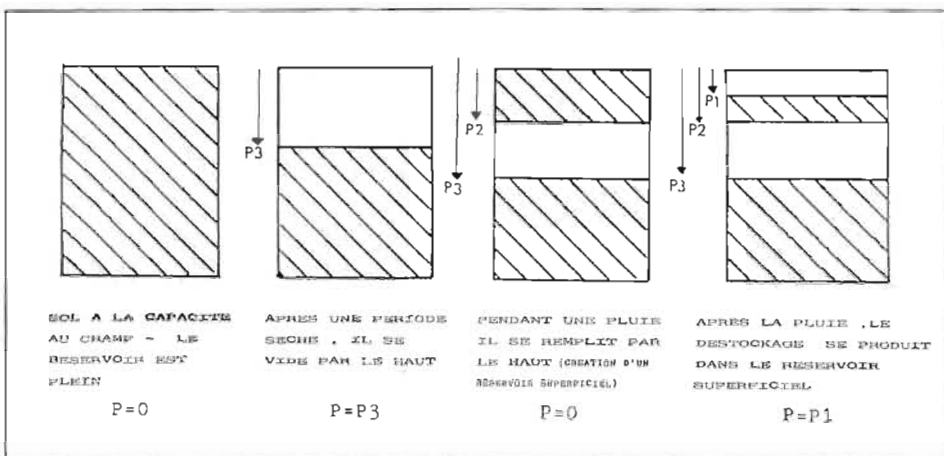


Figure 2 : Gestion de l'état hydrique du sol par un système à double réservoir.

Monitoring of the soil water status through a double-reservoir system.

Dans tous les cas, la réserve restante $R(t)$ est égale à la somme des réserves restantes dans les deux sous-réservoirs. En résumé, le système à double réservoir présente deux avantages principaux :

- la différenciation entre deux réservoirs permet d'introduire dans un modèle de bilan hydrique, comme nous allons le voir au paragraphe suivant, deux niveaux différents de régulation de l'évapotranspiration réelle ;
- le système à deux réservoirs permet d'intégrer l'effet, sur la répartition de l'eau dans le sol et sur l'évapotranspiration réelle, des séquences successives d'épisodes secs et d'épisodes pluvieux.

D) LA RÉGULATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE (ETR) D'UNE CULTURE COUVRANTE

Le niveau potentiel théorique d'évaporation, dépendant essentiellement du climat, correspond à une saturation en vapeur d'eau (présence d'eau en phase liquide) de toutes les surfaces foliaires (PERRIER, 1975a) et serait obtenu par la résolution de l'équation du bilan d'énergie de surface, avec cette hypothèse de saturation en surface. Le flux réel d'eau évaporée est inférieur, du fait des effets combinés de la résistance au transfert de la vapeur d'eau au niveau des feuilles et de la résistance au transfert de l'eau liquide du sol vers les racines, cette seconde résistance étant faible devant la première (KATERJI *et al.*, 1983).

Ainsi l'ETR dépend-elle à la fois du climat et de conditions de surface. Il existe diverses formulations de l'ETR, toutes déduites d'une résolution de l'équation du bilan

d'énergie de surface, mais chacune correspond à une écriture mathématique particulière de la régulation du flux de vapeur d'eau, où apparaît un ou plusieurs paramètres de régulation. Sans pour autant être exhaustif, on peut distinguer trois cas principaux :

1^{er} cas : régulation par une résistance stomatique globale du couvert uniquement.

On calcule tout d'abord l'évaporation potentielle théorique :

$$EP = \frac{P' (R^*N + \emptyset K) + (\gamma + \gamma_R) h_e (V) (e_w(T_a) - e)}{P' + \gamma + \gamma_R} \quad (5)$$

L'évapotranspiration réelle ETR est ensuite calculée par une formule de type Penman-Monteith (PERRIER, 1975b ; THOM, 1972) :

$$ETR = \frac{EP}{1 + \frac{\gamma + \gamma_R}{P' + \gamma + \gamma_R} \frac{r_c}{r_a}} \quad (6)$$

r_c étant la *résistance stomatique globale du couvert*.

Cette approche, séduisante vis-à-vis du schéma de circulation de l'eau dans le système sol-plante, bute sur le fait qu'il faut pouvoir, soit disposer d'estimations, à intervalles réguliers, du paramètre r_c à partir de mesures in situ de résistances stomatiques au niveau des feuilles et convenablement pondérées (ITIER et KATERJI, 1983), soit calculer r_c à partir d'autres variables pertinentes générées par le modèle, ce qui ne fait que repousser le problème et renvoie au cas suivant.

2^e cas : utilisation combinée d'une résistance minimale du couvert et de l'humidité relative de surface.

Cette formulation n'est utilisable que dans le cas d'un couvert végétal pérenne ou dont le système racinaire est déjà développé, au stade vert et en phase active de croissance (gazon, prairie...), c'est-à-dire pour lequel on peut considérer que la résistance du couvert est, en moyenne journalière, à peu près constante si le couvert est en situation d'eau du sol non limitante.

La régulation est introduite dans le modèle à deux niveaux, et le calcul de l'ETR est réalisé en deux temps : dans un premier temps, on calcule tout d'abord le flux d'évapotranspiration potentielle ETP, par la même formule (équation 6) que celle employée dans le premier cas pour le calcul de l'ETR, mais en introduisant une résistance minimale du couvert, notée r_{cn} , correspondant strictement à la condition "eau du sol non limitante", c'est-à-dire à un bon niveau de disponibilité en eau du sol pour la plante (CHOISNEL, 1988). La valeur retenue pour le modèle Earth est de 60 s/m (CHOISNEL, 1985, 1990).

L'ETR est ensuite calculée, dans un second temps, par une formule faisant intervenir un second paramètre de régulation, noté U_S , suivant une formulation proposée par PERRIER (1975b) :

$$ETR = \frac{EP - \frac{\gamma + \gamma_R}{P' + \gamma + \gamma_R} \cdot \frac{1 - U_S}{U_S} \cdot h_e (V) \cdot e_w(T_a)}{1 + \frac{\gamma + \gamma_R}{P' + \gamma + \gamma_R} \left(\frac{1 - U_S}{U_S} + \frac{1}{U_S} \frac{r_{cn}}{r_a} \right)} \quad (7)$$

où EP est l'évaporation potentielle théorique calculée dans le cas précédent (équation 5), r_{cn} est la résistance stomatique minimale définie précédemment et U_S , dénommée humidité relative de surface, le second paramètre de régulation.

U_S est définie de la même manière que l'humidité relative de l'air :

$$e_s = U_S \cdot e_w(T_S) \quad (8)$$

avec : e_s = pression partielle de vapeur d'eau à la surface,

T_S = température de surface.

U_S est calculée par la relation suivante, dans laquelle intervient le système à double réservoir par le biais de la variable P :

$$U_S = \exp(-C \cdot P / \text{PROF}) \quad (9)$$

avec : PROF = profondeur utile du sol,

P = profondeur à laquelle on va chercher l'eau (P1 ou P3).

P1 correspond au niveau de l'eau dans le réservoir superficiel s'il n'est pas vide et P3 au niveau d'eau dans le réservoir profond (s'il n'y a pas de réservoir superficiel).

La variable U_S , humidité relative de surface et paramètre de régulation, correspond à un coefficient de rétention traduisant la plus ou moins bonne disponibilité de l'eau en surface (PERRIER, 1975b). Sa valeur de 100% est obtenue lorsque la surface est saturée en vapeur d'eau.

La constante C a été ajustée à la valeur de 0,8 (CHOISNEL, 1985) de façon à obtenir une régulation correcte du flux d'ETR en fonction de l'état hydrique du sol tel qu'il est schématisé dans le modèle.

En résumé, ce second cas permet de calculer, comme intermédiaire du calcul, une estimation correcte de l'évapotranspiration potentielle identifiée à l'évapotranspiration maximale du gazon, bien alimenté en eau. Ensuite, la relation (9) permet de relier la part de régulation de l'ETR d'origine édaphique à la variable P dont la valeur dépend de l'état de répartition de l'eau dans le sol entre réservoir superficiel et réservoir profond.

A l'inverse, le premier cas peut, certes, permettre de calculer l'ETR, mais ne permet pas directement d'introduire une relation entre le bilan d'énergie de surface et l'état hydrique du sol à un instant donné.

3^e cas : le rapport ETR/ETM est une fonction directe de l'état hydrique du sol.

C'est la solution retenue dans les modèles de bilan hydrique simplifié appliqués à une culture donnée, où l'ETM d'une décade correspond au produit de l'ETP de cette même décade par le coefficient cultural k_c de la décade. Là encore, on peut différencier deux niveaux de complexité.

– Modèle simplifié à un seul réservoir :

$$\text{alors ETR/ETM} = 1 \text{ si } R(t) \geq R_S \quad (10)$$

$$\text{sinon ETR/ETM} = R(t)/R_S \quad (11)$$

Dans un tel modèle, les deux fonctions décrites au paragraphe I.C. ne sont pas clairement distinguées.

– Modèle simplifié à deux réservoirs :

$$\text{ETR} = \text{ETM} \text{ si } R_1 > \text{ETM} \text{ avec } R_1 = \text{état du premier réservoir} \quad (12)$$

$$\text{ETR} = (R_2/R_{U2}) \text{ ETM} \text{ si } R_1 = 0 \text{ avec } R_2 = \text{état du second réservoir} \quad (13)$$

Il faut également prévoir un cas intermédiaire où l'eau est prise pour partie dans le premier réservoir sans régulation et pour partie dans le second réservoir avec régulation, au cours du même pas de temps.

E) LE BILAN HYDRIQUE D'UNE CULTURE ANNUELLE

Les formulations proposées ci-dessus pour le calcul de l'évapotranspiration réelle ne sont valables que pour des couverts végétaux développés recouvrant complètement le sol. Ceci signifie que la quasi-totalité du rayonnement solaire (direct et diffus) est interceptée par les surfaces évaporantes, à savoir les feuilles. Dans ce cas, le couvert végétal joue le rôle d'une surface fictive à laquelle on va appliquer le principe de conservation de l'énergie. A cette surface fictive est attribuée une température de surface T_s . Ce qui compte dans l'analyse des processus de surface, c'est de bien identifier les sites de transformation d'énergie radiative, solaire et infrarouge de grande longueur d'onde, en chaleur, sensible ou latente, et donc les surfaces interceptant géométriquement le rayonnement solaire et atmosphérique, sachant qu'il faut se préoccuper en priorité du rayonnement solaire qui est le "moteur" du bilan d'énergie pendant la phase diurne.

Dans le cas d'une culture non couvrante, et particulièrement en France les cultures de cycle printemps-été, il sera donc nécessaire a priori de gérer deux bilans d'énergie de surface différents, l'un pour la fraction de sol nu interceptant le rayonnement solaire, l'autre pour le couvert végétal. L'interception du rayonnement solaire peut être paramétrée par l'indice foliaire (BONHOMME *et al.*, 1982). Pour un modèle opérationnel, il sera donc également nécessaire de disposer d'un sous-modèle de simulation de l'évolution temporelle de l'indice foliaire du couvert végétal. La séparation des deux fractions (sol nu et végétation) pour l'interception du rayonnement permet également de leur associer deux niveaux différents de régulation du flux d'évaporation. Il existe par ailleurs des modèles de simulation de l'évaporation d'un sol nu utilisé dans les modèles de simulation de cultures (RITCHIE, 1972 ; BRISSON et PERRIER, 1991). Une revue de synthèse des différentes formulations de l'équation du flux d'évaporation d'un sol nu a été réalisée par MAHFOUF et NOILHAN (1991). En ce qui concerne l'aspect "bilan hydrique du sol d'une culture non couvrante", la progression de la profondeur d'enracinement de la culture au cours de sa phase de croissance peut être simulée de façon simple en reliant la progression de l'enracinement aux sommes de températures de l'air cumulées (BRISSON, 1989). Il lui correspond alors une réserve utile liée à la profondeur de sol effectivement prospectée par le système racinaire à une date donnée, différente de la réserve utile potentielle qui ne sera obtenue que lorsque la profondeur maximale d'enracinement sera atteinte.

La complexité de calcul du bilan d'énergie de surface d'une culture non couvrante a conduit à adopter des méthodes simplifiées d'estimation de l'évapotranspiration maximale d'une culture (ETM) à partir du niveau d'ETP en utilisant, comme coefficient de passage de l'ETP à l'ETM, les *coefficients culturaux*.

Ceux-ci ont fait l'objet de déterminations expérimentales à l'aide d'évapotranspiromètres situés dans le même environnement microclimatique (ROBELIN, 1962 ; PUECH *et al.*, 1976). ROBELIN avait ainsi noté, dès 1962, que le rapport ETM/ETP

n'était pas indépendant de la densité de peuplement, ce qui a été confirmé par PUECH *et al.* (1969) sur maïs, et était également influencé par l'occurrence de pluie. Dans ce cas, la saturation temporaire en eau des surfaces foliaires, et surtout la réhumectation superficielle du sol, court-circuitent temporairement le phénomène de transpiration proprement dit du végétal.

Ceci fait qu'en pratique les coefficients culturaux ne sont utilisables qu'à l'échelle de la décade ou du mois, la réhumectation du sol en surface au cours d'une journée perturbée, voire par une irrigation, pouvant entraîner le lendemain un rapport ETM/ETP proche de 1, même si la culture, en début de cycle, est loin d'être couvrante. Le pas de temps décadaire nous éloigne bien entendu de celui nécessaire à une bonne prise en compte de cette interaction entre pluie et niveau d'évaporation d'une culture non couvrante.

L'indice foliaire apparaît être un paramètre-clé de la modélisation de l'évapotranspiration réelle d'une culture annuelle. Il permet de calculer l'interception du rayonnement solaire par le couvert et la résistance stomatique globale du couvert (MONTEITH, 1965 ; THOM, 1972 ; KATERJI et PERRIER, 1985 ; CHASSAGNEUX et CHOISNEL, 1986).

F) LES PARAMÈTRES DES MODÈLES

Le degré de complexité d'un modèle de bilan hydrique peut se juger en partie par l'examen de la liste des paramètres (ou constantes à fixer) du modèle et de leur nombre, ce qui peut limiter d'autant ses possibilités d'application opérationnelle. Le modèle utilisé à la Météorologie Nationale (couvert de type prairie) comprend une dizaine de paramètres (CHOISNEL, 1985), dont quatre sont importants, au sens où la sensibilité du modèle au choix de la valeur choisie pour chacun d'entre eux est notable : la résistance minimale du couvert, la profondeur de sol utile, la réserve utile unitaire et la constante C de la fonction $U_S = f(P/PROF)$ (cf. § D).

Pour un modèle de bilan hydrique d'une culture annuelle, il conviendra d'ajouter un jeu minimum de paramètres supplémentaires : l'indice foliaire, la hauteur du couvert, la date de plantation ou de semis, la date de floraison éventuelle, la date de récolte ou de coupe et la densité de peuplement, ce dernier paramètre étant rarement pris en compte de façon explicite.

CONCLUSION

Il n'y a certes pas de méthode unique de calcul du bilan hydrique du sol, vu les différentes options de modélisation possibles mentionnées ci-dessus. Les différents modèles de calcul se différencient essentiellement par leur façon particulière de réaliser les deux fonctions de gestion du réservoir et de régulation de l'ETR. De ce point de vue, l'intérêt du système à double réservoir est indéniable. Des améliorations des modèles de bilan hydrique s'avèrent cependant nécessaires à l'avenir, principalement sur deux points :

- assurer une meilleure répartition de l'eau précipitée entre interception par le couvert végétal, infiltration et ruissellement de surface ;
- modéliser correctement l'évapotranspiration réelle d'une culture non couvrante, et en particulier mieux évaluer la contribution spécifique du sol nu à l'évaporation.

Cet article ne concerne ici que les calculs ponctuels de bilan hydrique. Il reste parallèlement à évaluer l'intérêt des modèles de bilan hydrique dans des études de zonage agroclimatique ou plus généralement dans une approche spatialisée des processus de transfert d'eau à l'interface sol-plante-atmosphère. Une telle approche devrait contribuer à la valorisation future des banques de données pédologiques d'où peut être extraite, par des algorithmes adéquats, une donnée synthétique telle que la réserve utile, définie ici sur des bases purement pédologiques.

Reçu pour publication : Août 1991

Accepté pour publication : Février 1992

BIBLIOGRAPHIE

- BONHOMME R., RUGET F., DERIEUX M., VINCOURT P., 1982. – Relations entre production de matière sèche aérienne et énergie interceptée chez différents géotypes de maïs. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 294, série III, 393-398.
- BRISSEON N., 1989. – *Modèle de simulation de la culture du soja et de son fonctionnement hydrique : estimation agrométéorologique des potentialités de production*. Thèse de Doctorat INA-PG, 90 p.
- BRISSEON N., VOLTZ M., 1990. – Le compartiment hydrique des modèles de simulation de la culture du maïs : analyse comparative de trois modèles existants. *In : Physiologie et production du maïs*, 373-382.
- BRISSEON N., PERRIER A., 1991. – A semi-empirical model of bare soil evaporation for crop simulation models. *Wat. Resour. Res.*, 27, 5, 719-727.
- CHASSAGNEUX P., CHOISNEL E., 1986. – Modélisation de l'évaporation globale d'un couvert forestier. I. Principes physiques et description du modèle. *Ann. Sci. Forest.*, 43, 4, 505-519.
- CHOISNEL E., 1985. – Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. Conf. Int. CIID, *Les besoins en eau des cultures*, Paris, éd. INRA, 115-132.
- CHOISNEL E., 1988. – Estimation de l'évapotranspiration potentielle à partir des données météorologiques. *La Météorologie*, 7, 23, 19-27.
- CHOISNEL E., 1990. – Le climat et l'évapotranspiration des plantes. Coll. AFMEX, *L'expérimentation agricole et l'alimentation en eau des plantes*, Versailles, 37-44.
- FEDDES R.A., DE GRAAF M., BOUMA J., VAN LOON C.D., 1988. – Simulation of water use and production of potatoes as affected by soil compaction. *Potato Research*, 31, 225-239.
- ITIER B., KATERJI N., 1983. – Une expression simplifiée de la résistance aérodynamique d'un couvert végétal. *Acta Oecologica Oécol. Gener.*, 4, 3, 215-227.
- JAMAGNE M., BETREMIEUX R., BEGON J.-C., MORI A., 1977. – Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. *B.T.I.*, n° 324-325, 627-641.
- KATERJI N.B., GOSSE G., PERRIER A., DAUDET F.A., 1977. – Etude suivie de l'évapotranspiration réelle d'un couvert de blé au moyen d'un dispositif automatique BEARN. *La Météorologie*, 6, 11, 47-53.

- KATERJI N., HALLAIRE M., MENOUX-BOYER Y., PERRIER A., 1983. – Transfert hydrique dans le végétal. II. Détermination au champ des variations de contenu en eau du couvert végétal. *Acta Oecologica Oecol. Plant.*, 4, 18, n° 2, 171-181.
- KATERJI N., DAUDET F., VALANCOGNE C., 1984. – Contribution des réserves profondes du sol au bilan hydrique des cultures. Détermination et importance. *Agronomie*, 4, 8, 779-787.
- KATERJI N., PERRIER A., 1985. – Détermination de la résistance globale d'un couvert végétal à la diffusion de vapeur d'eau et de ses différentes composantes : approche théorique et vérification expérimentale sur une culture de luzerne. *Agric. and Forest Meteor.* 34, 105-120.
- MAERTENS C., BLANCHET R., PUECH J., 1974. – Influence des différents régimes hydriques sur l'absorption de l'eau et des éléments minéraux par les cultures. 1. Régimes hydriques, systèmes racinaires et modalités d'alimentation en eau. *Ann. Agron.*, 15, 4, 575-586.
- MAHFOUF J.-F., NOILHAN J., 1991. – Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteor.*, 30, 9, 1354-1365.
- MONTEITH J.L., 1965. – Evaporation and environment. In : *The state and movement of water in living organisms*, G.E. Foff (ed.), Cambridge Univ. Press, 205-234.
- MORI A., 1982. – Carte des réserves en eau utile des sols de France (échelle 1/2 000 000^e), INRA, Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France, Paris, 54 p.
- PERRIER A., 1975a. – Etude physique de l'évapotranspiration dans des conditions naturelles. 1. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann. Agron.*, 26, 1, 1-8.
- PERRIER A., 1975b. – Etude physique de l'évapotranspiration dans des conditions naturelles. 2. Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince". *Ann. Agron.*, 26, 2, 105-123.
- PUECH J., MAERTENS C., MARTY J.R., 1969. – Modalités de dessèchement du sol sous des cultures plantées en lignes espacées. *Ann. Agron.*, 20, 6, 597-607.
- PUECH J., MARTY J.-R., MAERTENS C., 1976. – Efficience de l'eau consommée par divers végétaux et application à la valorisation de l'irrigation. *B.T.I.*, n° 306, 41-53.
- RITCHIE J.T., 1972. – Model for predicting evaporation from a row crop with an uncomplete cover. *Wat. Resour. Res.*, 8, 5, 1204-1213.
- ROBELIN M., 1962. – Evaporation réelle de différents couverts végétaux bien alimentés en eau et évapotranspiration potentielle. Détermination expérimentale. *Ann. Agron.*, 13, 6, 493-522.
- TARDIEU F., 1987. – Etat structural, enracinement et alimentation hydrique du maïs. III. Disponibilité des réserves en eau du sol. *Agronomie*, 7, 4, 279-288.
- THOM A.S., 1972. – Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 98, 124-134.
- ZELLER B., 1987. – *Modélisation mécaniste et opérationnelle du bilan hydrique parcellaire*. Thèse de Docteur-Ingénieur INA-PG, 96 p. + figures.

LISTE DES SYMBOLES

C	constante de la fonction $US = f(P/PROF)$
e	pression partielle de vapeur d'eau sous abri (hPa)
e _s	pression partielle de vapeur d'eau de surface (hPa)
e _w (T)	fonction de pression partielle de vapeur d'eau saturante à la température T
EC	écoulement souterrain (mm)
EP	évaporation potentielle théorique
ETM	évapotranspiration maximale d'une culture
ETP	évapotranspiration potentielle
ETR	évapotranspiration réelle
h _e (V)	coefficient d'échange par évaporation (W/m ² .hPa)
k _c	coefficient cultural
Irr	dose d'irrigation apportée
pluie	précipitation (m)
P	profondeur à laquelle se trouve l'eau dans le réservoir analogique
P1	profondeur à laquelle se trouve l'eau dans le réservoir superficiel
P3	profondeur à laquelle se trouve l'eau dans le réservoir profond
P'(T)	dérivée de la fonction de pression partielle de vapeur d'eau (e _w (T)) par rapport à la température
PROF	profondeur utile du sol
r _a	résistance aérodynamique (s/m)
r _c	résistance stomatique globale du couvert (s/m)
r _{cn}	valeur minimale de r _c (eau du sol non limitante)
R(t)	réserve en eau restant dans le sol à l'instant t
R1(t)	réserve restante dans le premier réservoir (modèle à deux réservoirs)
R2(t)	réserve restante dans le second réservoir (modèle à deux réservoirs)
Rem	remontées capillaires (mm)
R _N	rayonnement net de la surface du sol (W/m ²)
R* _N	rayonnement net climatique
RS	réserve de survie (modèle à un réservoir)
RU	réserve utile du sol (mm)
RU1	réserve utile du premier réservoir (modèle à deux réservoirs)
RU2	réserve utile du second réservoir (modèle à deux réservoirs)
RUU	réserve utile unitaire du sol (mm/cm)
T _a	température de l'air
T _S	température de surface du système sol-végétation
U _S	humidité relative de surface (%)
γ	coefficient psychrométrique (γ = 0,65 hPa/°C)
γ _R	coefficient correctif de (linéarisation du flux radiatif)
Ø _C	densité de flux convectif de chaleur (W/m ²)
Ø _K	densité de flux conductif de chaleur (W/m ²)
Ø _L	densité de flux d'évaporation (W/m ²)

