

Modélisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde

André MERMOUD (1), Hubert-Jean MOREL-SEYTOUX (2)

RÉSUMÉ

Il n'est guère besoin de rappeler l'importance des transferts d'eau à travers la zone non saturée depuis une nappe peu profonde vers la surface du sol. Si l'eau est de qualité ou le lessivage naturel suffisant, ces transferts peuvent contribuer notablement à l'alimentation en eau des horizons superficiels, alors que dans le cas contraire, on peut assister à une salinisation progressive du sol.

Lorsqu'il y a risque de salinisation, on peut être amené à abaisser la nappe pour limiter les vitesses d'ascension capillaire et l'accumulation de sels en surface. Dans ce cas, la connaissance du flux d'eau que le sol est capable de transmettre depuis la nappe jusqu'à la surface est un élément important d'appréciation de la profondeur à donner à la nappe.

En régime permanent, les études conduites sur ce sujet sont en général inspirées de celles de GARDNER (1958) qui propose des solutions applicables à certains cas particuliers. Par la suite, RIPPLE et al. (1972) ont élargi la théorie de GARDNER à des situations de portée beaucoup plus générale.

Le présent article propose des relations simples pour estimer, dans le cas du régime permanent et pour des relations caractéristiques du type Brooks et Corey, d'une part, le profil de pression capillaire correspondant à une valeur donnée d'évaporation et, d'autre part, le flux ascendant maximal que peut soutenir une nappe située à une profondeur déterminée.

Les résultats obtenus sont comparés avec ceux fournis par les équations de GARDNER généralisées et ceux relevés sur deux sites d'observation installés in situ.

MOTS-CLÉS : Transferts hydriques — Remontées capillaires — Régime d'évaporation.

ABSTRACT

MODELLING OF UPWARD WATER TRANSFER FROM A SHALLOW WATER TABLE

Water transfer from a shallow water table through the soil profile to an evaporation zone at the soil surface is an important process. If water is of good quality or natural leaching sufficient, the capillary rise can supply useful water to the root zone; on the other hand, in the case of brackish groundwaters the risk of salinization is high.

Most of the the studies on this subject for steady-state conditions are derived from those by GARDNER (1958) and developed later by RIPPLE et al. (1972).

This paper presents simple relations to obtain, under steady-state conditions and for a Brooks-Corey soil water retention equation, the suction distributions profiles for different values of evaporation and, on the other hand, the maximum flux of water that soil can transmit from a water table located at a given depth.

The results are compared with those based on Gardner's theory as well as those collected on two field experimental sites.

KEY WORDS : Water transfer — Capillary rise — Evaporation regime.

(1) Institut de Génie Rural, Ecole Polytechnique Fédérale, 1015 Lausanne, Suisse.

(2) Colorado State University, Fort Collins, Colorado 80524, USA.

1. INTRODUCTION

L'évaporation à partir d'un sol nu est influencée d'une part par les facteurs météorologiques qui déterminent la demande évaporative et, d'autre part, par l'aptitude du sol à transmettre l'eau vers la surface. Le régime effectif d'évaporation est fixé par le plus petit de ces deux paramètres. Lorsqu'une nappe phréatique se trouve à faible profondeur, il peut s'établir un mouvement permanent d'eau depuis la nappe vers la surface du sol. Ces apports peuvent s'avérer très utiles pour l'alimentation en eau des horizons superficiels, mais également très dommageables lorsque les eaux souterraines présentent un taux de salinisation élevé. Cette dernière situation se manifeste en certains endroits de la Haute Plaine du Rhône (Valais Central) où la nappe est peu profonde et relativement minéralisée, les sols sont très conducteurs et la demande évaporative est forte. Un des remèdes envisageables pour limiter les apports de sel vers la surface est l'abaissement de la nappe. Pour être à même d'apprécier la profondeur à donner à la nappe de façon à limiter les flux ascendants à une valeur admissible, il faut disposer de moyens permettant d'établir les relations entre les propriétés du sol, la profondeur de la nappe et la demande évaporative. C'est l'objet de la présente étude qui est orientée essentiellement vers la simulation des processus de transferts d'eau entre une nappe peu profonde et la surface du sol, en régime permanent et, notamment, vers l'estimation du flux maximal que le sol peut transmettre vers la zone d'évaporation.

Les mouvements d'eau sont admis verticaux et dus exclusivement à l'existence d'un gradient hydraulique. Le sol est supposé homogène et dépourvu de végétation.

Plusieurs auteurs ont abordé ce problème, notamment GARDNER (1958) qui base son étude sur une relation empirique entre la conductivité hydraulique K et la pression h_c de la forme :

$$K(h_c) = \frac{a}{h_c^m + b} \quad (1)$$

a , b et m : constantes à déterminer pour chaque sol.

Dans ces conditions, GARDNER a proposé des solutions analytiques simples de l'équation de DARCY pour les cas particuliers où m vaut 1, 1.5, 2, 3 et 4. En outre il a démontré que, moyennant quelques hypothèses simplificatrices (b négligeable), le flux maximal e_{\max} que le sol peut transmettre de la nappe vers la surface est donné par l'équation :

$$e_{\max} = C a D^{-m} \quad (2)$$

D : profondeur de la nappe

a et m : constantes de l'équation (1)

C : constante dépendant de m . GARDNER a fourni les valeurs de C pour $m = 1.5, 2, 3$ et 4 , à savoir respectivement 3,77, 2,46, 1,76 et 1,52.

Par la suite de nombreuses études ont montré que m peut prendre des valeurs positives quelconques et dépasser notablement 4 dans les sols grossiers. En outre, d'autres lois $K(h_c)$ sont à même d'ajuster très favorablement les résultats expérimentaux. La présente recherche étudie les relations entre la profondeur de la nappe, les caractéristiques du sol et l'évaporation en surface sur la base d'une fonction $K(h_c)$ du type BROOKS et COREY utilisée par de nombreux chercheurs. Les résultats théoriques sont comparés à ceux obtenus sur deux sites d'observation abondamment équipés en dispositifs de mesures et installés dans une zone où les flux capillaires sont importants et les risques de salinisation élevés. Une comparaison est également effectuée avec les résultats fournis par la solution de GARDNER généralisée.

2. CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES

2.1. CARACTÉRISATION DES PROPRIÉTÉS DU SOL

Les relations caractéristiques empiriques retenues dans cette étude sont du type de celles proposées par BROOKS et COREY (1964), à savoir :

$$\sim h_c = h_{ce} (\theta^*)^{-M} \text{ pour } h_c > h_{ce} \quad (3)$$

$$\sim k_{rw} = (\theta^*)^n = \frac{K}{K_s} \text{ pour } h_c > h_{ce} \quad (4)$$

$$k_{rw} = 1 \text{ pour } h_c \leq h_{ce} \quad (5)$$

h_c : pression capillaire
 h_{ce} : pression d'entrée d'air (BOUWER, 1966)
 θ^* : teneur en eau réduite

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

k_{rw} : conductivité hydraulique relative
 K : conductivité hydraulique
 K_s : conductivité hydraulique à saturation naturelle
 θ : teneur en eau volumique
 θ_r : teneur en eau résiduelle
 θ_s : teneur en eau à saturation naturelle
 n et M : constantes empiriques

En associant les équations (3) et (4) et en posant $n/M = m$, on obtient la relation fonctionnelle entre k_{rw} et h_c :

$$k_{rw} = \left(\frac{h_{ce}}{h_c} \right)^m \text{ pour } h_c > h_{ce} \quad (6)$$

et

$$k_{rw} = 1 \text{ pour } h_c \leq h_{ce} \quad (7)$$

L'équation (6) peut s'écrire également :

$$K(h_c) = \frac{h_{ce}^m K_s}{h_c^m} \quad (8)$$

Pour les valeurs élevées de h_c , les expressions (8) et (1) sont pratiquement identiques, avec l'équivalence : $a = h_{ce}^m K_s$ car l'importance relative de b diminue fortement.

La valeur de m est donc la même avec les deux types de relations fonctionnelles et correspond à la pente de la courbe $K(h_c)$ reportée en échelles logarithmiques.

2.2. DESCRIPTION MATHÉMATIQUE DES TRANSFERTS

On supposera la nappe à une profondeur D et un flux constant e à travers la zone non saturée. En plaçant l'origine à la surface du sol et en orientant l'axe des z positivement vers le bas, on obtient, par application de la loi de DARCY :

$$-e = K(\theta) \left(\frac{dh_c}{dz} + 1 \right) = K_s k_{rw} \left(\frac{dh_c}{dz} + 1 \right) \quad (9)$$

soit :

$$dz = - \frac{K_s k_{rw} dh_c}{e + K_s k_{rw}} \quad (10)$$

ou encore, en posant $e^* = e/K_s$:

$$dz = - \frac{k_{rw} dh_c}{e^* + k_{rw}} \quad (11)$$

En remplaçant k_{rw} par les relations (6) et (7), on trouve :

$$dz = - \frac{dh_c}{e^* + 1} \text{ pour } h_c \leq h_{ce} \quad (12)$$

et :

$$dz = - \frac{dh_c}{(e^*/h_{ce}^m) h_c^m + 1} \text{ pour } h_c > h_{ce} \quad (13)$$

soit, en posant $A = e^*/h_{ce}^m$:

$$dz = - \frac{dh_c}{A h_c^m + 1} \text{ pour } h_c > h_{ce} \quad (14)$$

L'équation (12) s'applique à la frange capillaire de hauteur η qui surmonte la nappe, c'est-à-dire pour z compris entre D et $D-\eta$. En intégrant on obtient :

$$z = \frac{h_c}{1 + e^*} \quad (15)$$

La hauteur de la frange capillaire vaut donc :

$$\eta = \frac{h_{ce}}{1 + e^*} \quad (16)$$

L'équation (14) s'applique à la zone non saturée située au-dessus de la frange capillaire, c'est-à-dire pour z compris entre 0 et $D-\eta$. L'intégration conduit à l'équation suivante :

$$z = D - \frac{h_{ce}}{1 + e^*} - \int_{h_{ce}}^{h_c} \frac{dh_c}{1 + A h_c^m} \quad (17)$$

qui peut s'écrire également :

$$D = \frac{h_{ce}}{1 + e^*} + z + \int_0^{h_c} \frac{dh_c}{1 + A h_c^m} - \int_0^{h_{ce}} \frac{dh_c}{1 + A h_c^m} \quad (18)$$

En posant $x = A^{1/m} h_c$, l'équation (18) devient :

$$(D - z) = \frac{h_{ce}}{1 + e^*} + \frac{1}{A^{1/m}} \int_0^{x'} \frac{dx}{1 + x^m} - \frac{1}{A^{1/m}} \int_0^{x''} \frac{dx}{1 + x^m} \quad (19)$$

soit encore, en remplaçant A et e^* par leurs valeurs, en posant :

$$\gamma = \frac{e^{1/m}}{h_{ce} K_s^{1/m}}$$

et en réarrangeant les termes :

$$(D - z) \gamma - \frac{h_{ce} \gamma}{1 + e^*} + \int_0^{x'} \frac{dx}{1 + x^m} = \int_0^{x''} \frac{dx}{1 + x^m} \quad (20)$$

avec :
$$x'' = \gamma h_{ce} \text{ et } x' = \gamma h_c \quad (21)$$

soit :
$$h_c = \frac{x'}{\gamma} \quad (22)$$

La valeur des intégrales de l'équation (20) pour tout m positif est familière aux mathématiciens (GRADSHTEYN et RYZHICK, 1965). Elle peut être mise sous forme graphique comme l'ont fait RIPPLE *et al.*, (1972) pour $m = 2, 3, 4$ et 5 (fig. 1).

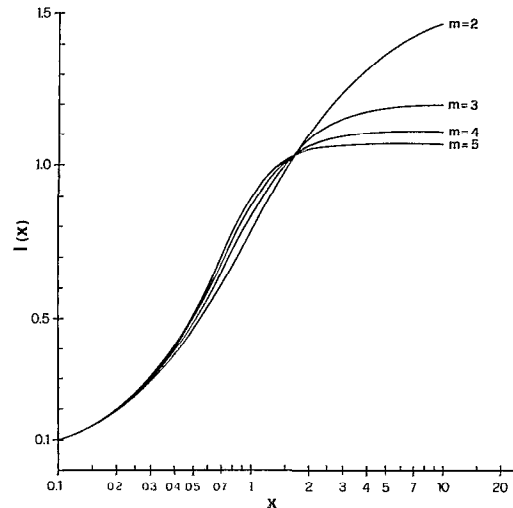


FIG. 1. — Fonction $I(x) = \int_0^x \frac{dx}{1+x^m}$ pour $m = 2, 3, 4$ et 5

Lorsque e^* est petit, ce qui est fréquemment le cas, les deuxième et troisième termes du premier membre de l'équation (20) sont très proches. L'équation devient donc :

$$(D-z) \gamma = \int_0^{x'} \frac{dx}{1+x^m} \quad (23)$$

Les relations (20) ou (23), assorties des équations (21) et (22), permettent donc d'obtenir le profil de pression capillaire en régime permanent pour une nappe située à une profondeur D , une évaporation e connue à la surface et un sol dont les propriétés conductrices sont représentées par une relation du type BROOKS et COREY. Les paramètres de cette relation sont la conductivité hydraulique à saturation K_s , la charge de pression d'entrée d'air h_{ce} et la pente m , en valeur absolue, de $\log K$ en fonction de $\log h_c$.

Il suffit de calculer le premier membre de l'équation retenue (20 ou 23) pour la profondeur z choisie, puis de chercher la valeur de x' correspondante, au moyen, par exemple, de la figure 1. La valeur de h_c se déduit immédiatement de l'équation (22).

RIPPLE *et al.*, (1972) ont proposé une technique similaire pour la description des processus de remontées capillaires dans des sols dont la courbe caractéristique est du type GARDNER (éq. 1). En désignant par \bar{h}_c la pression capillaire correspondant à la valeur de $K = K_s/2$, ils obtiennent l'équation suivante :

$$(e^* + 1) \left(\frac{e^*}{e^* + 1} \right)^{1/m} \left(\frac{D-z}{\bar{h}_c} \right) = \int_0^x \frac{dx}{1+x^m} \quad (24)$$

avec :

$$x = \frac{h_c}{h_c} \left(\frac{e^*}{e^* + 1} \right)^{1/m} \quad (25)$$

2.3. CALCUL DU FLUX MAXIMAL

Le flux maximal d'eau e_{\max} que le sol peut transmettre depuis la nappe vers la zone d'évaporation est obtenu pour une pression capillaire en surface tendant vers l'infini (soit $h_c = \infty$ pour $z = 0$). Dans ces conditions, l'équation (23) devient :

$$D = \frac{h_{ce}}{e_{\max}^{1/m}} \int_0^\infty \frac{dx}{1 + x^m} \quad (26)$$

La valeur de l'intégrale pour $m > 1$ est connue (GRADSHTEYN et RYZHICK, 1965), à savoir :

$$\int_0^\infty \frac{dx}{1 + x^m} = \frac{\pi}{m \sin\left(\frac{\pi}{m}\right)} \quad (27)$$

En associant (26) et (27) et en remplaçant e_{\max}^* par e_{\max}/K_s , on obtient :

$$e_{\max} = \left[\frac{\pi}{m \sin\left(\frac{\pi}{m}\right)} \right]^m \left(\frac{h_{ce}}{D} \right)^m K_s \quad (28)$$

ou encore, en posant :

$$C(m) = \left[\frac{\pi}{m \sin\left(\frac{\pi}{m}\right)} \right]^m \quad (29)$$

$$e_{\max} = C(m) (h_{ce})^m D^{-m} K_s \quad (30)$$

Si l'on désigne par \bar{h}_c' la pression capillaire correspondant à la valeur de conductivité hydraulique égale à $K_s/2$, l'équation (30) devient :

$$e_{\max} = \frac{1}{2} C(m) (\bar{h}_c')^m D^{-m} K_s \quad (31)$$

avec la relation :

$$\bar{h}_c' = h_{ce} (0.5)^{-1/m} \quad (32)$$

Les équations (30) ou (31) fournissent une solution exacte de l'équation (26) pour tout m supérieur à 1 et pour $D > h_{ce}$.

Pour $m \geq 1,5$, une très bonne approximation de $C(m)$ est obtenue avec la formule sensiblement plus simple :

$$C(m) = \frac{m + 1/2}{m - 1} \quad (33)$$

La figure 2 présente les fonctions $C(m)$ issues des relations (29) et (33), en comparaison avec les valeurs ponctuelles fournies par GARDNER.

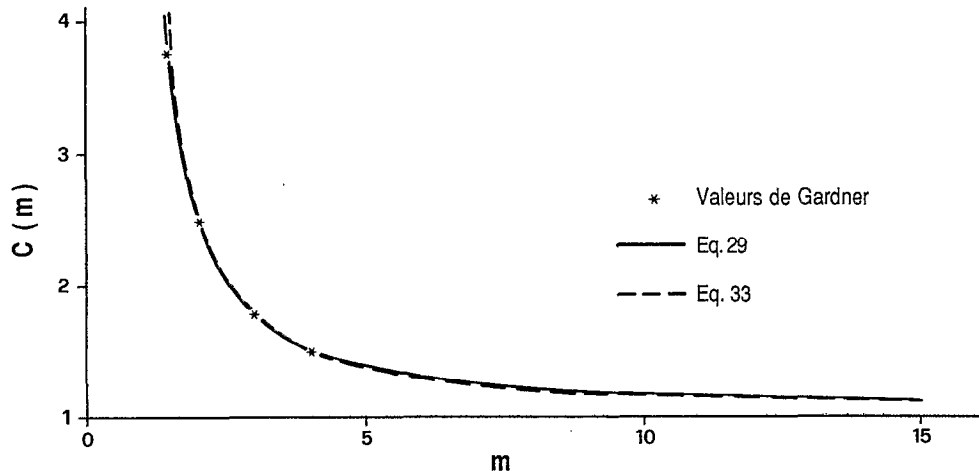


FIG. 2. — Valeurs de $C(m)$ obtenues à partir de différentes relations

En injectant l'une des relations (29) ou (33) dans les équations (30) ou (31), on peut calculer le flux maximal qu'un sol donné est capable de transmettre vers la surface à partir d'une nappe située à une profondeur déterminée.

RIPPLE *et al.* (1972) ont montré que l'équation (29) (et donc également l'équation 33) permet de généraliser la formule proposée initialement par GARDNER à toutes les valeurs de m rencontrées pratiquement (m situé entre 1,5 et 10, voire plus). L'équation (2) devient donc :

$$e_{\max} = C(m) a D^{-m} \quad (34)$$

ou encore, en introduisant la valeur \bar{h}_c de la pression capillaire pour $K = K_s/2$:

$$e_{\max} = C(m) (\bar{h}_c)^m D^{-m} K_s \quad (35)$$

On observe donc que les équations (30) et (35) sont identiques, avec la correspondance $h_{ce} = \bar{h}_c$.

Les différences sur les valeurs du flux maximal obtenues à partir de ces deux équations sont donc dues exclusivement aux écarts entre les valeurs de \bar{h}_c et h_{ce} .

3. APPLICATIONS

Les équations de transferts décrites précédemment seront testées sur des résultats obtenus *in situ*. A cet effet deux sites d'observation ont été mis en place à Granges (Valais central). La raison principale du choix de ces sites est l'existence de problèmes culturaux locaux liés à une salinité excessive de la zone racinaire, conséquence, semble-t-il, des importantes remontées capillaires en provenance de la nappe relativement minéralisée. Dans le présent article, nous aborderons exclusivement le problème purement hydraulique des transferts d'eau de la nappe vers la surface, en écartant volontairement l'aspect dispersif.

3.1. DESCRIPTION DES SITES D'OBSERVATION

Les deux sites d'observation sont implantés à faible distance l'un de l'autre (env. 50 m), l'un dans une zone réputée à problème de salinité (site A), l'autre dans une zone où les troubles culturaux liés à la présence de sel sont peu perceptibles (site B). En ces emplacements, la profondeur de la nappe varie entre 80 cm et 150 cm ; sa conductivité électrique oscille entre 700 et 3'000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ au site A et entre 200 et 900 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ au site B. Dans les deux cas, le sol est dépourvu de végétation.

La zone concernée reçoit, en moyenne, moins de 600 mm de précipitations annuelles. L'ensoleillement y est intense ($> 2\ 100$ h/an) et les vents y sont fréquents, ce qui occasionne une demande évaporative élevée et un fort déficit pluviométrique entre les mois d'avril et septembre.

Chaque site est équipé pour la mesure des paramètres suivants :

- humidité par sondes neutroniques ;
- pression de l'eau du sol par batteries de tensiomètres (5, 7, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 120, 140 et 160 cm) ;
- teneur en sel de la solution du sol par mesures directes de conductivité électrique et par extraction de solution ;
- caractéristiques de la nappe par piézomètres (profondeur, température, conductivité électrique, etc.).

En règle générale, les mesures ont été effectuées à un rythme hebdomadaire, parfois plus fréquemment, pour certaines expérimentations particulières.

Les sols rencontrés sont constitués d'horizons alluvionnaires récents à très forte dominante d'éléments limono-sableux. Globalement, le site A est caractérisé par un horizon de sable limoneux situé entre 30 et 40 cm de profondeur piégé entre deux couches de limon sableux ; le site B présente une stratification sur deux niveaux : une couche de sable limoneux jusque vers 50 cm de profondeur et, en dessous, une couche de limon sableux. Dans tous les cas, la teneur en argile est extrêmement réduite et limitée à quelques pourcents.

La densité apparente sèche estimée à $1,37\ \text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ varie relativement peu. Les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation, déterminées par la méthode du trou de tarière, sont de l'ordre de $3,5\cdot 10^{-4}\ \text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

Les courbes conductivité hydraulique - pression capillaire pour chacun des sites ont été déterminées par la méthode du drainage interne (VACHAUD, 1978) et sont fournies à la figure 3. L'ajustement des valeurs expérimentales à des relations du type GARDNER et BROOKS-COREY conduit aux expressions données au tableau I (K en $\text{cm}\cdot\text{j}^{-1}$ et h_c en cm). Même si, aux faibles valeurs de pression capillaire, l'expression de GARDNER paraît plus appropriée, dans l'ensemble, les deux relations reproduisent favorablement les résultats expérimentaux. Le tableau II présente la valeur des paramètres intervenant dans les équations (20), (21), (24), (25), (30) et (35).

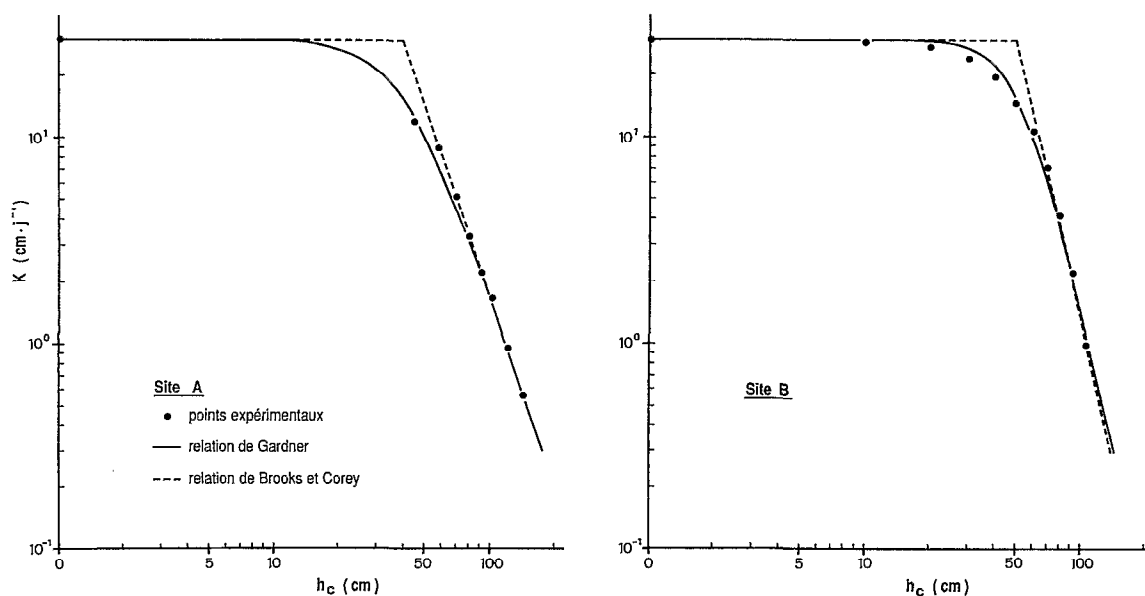


FIG. 3. — Relations conductivité hydraulique-pression capillaire pour chacun des sites

TABLEAU I
Expressions analytiques de la relation $K(h_c)$

	Relation de Gardner	Relation de Brooks et Corey
Site A	$K = \frac{2832}{h_c^{3.1 \cdot 10^{-3} + 93.6}} \quad (36)$	$K = 30.25 \left(\frac{40}{h_c} \right)^{3.1} \quad (37)$
Site B	$K = \frac{131.4}{h_c^{4.47 \cdot 10^{-7} + 4.38}} \quad (38)$	$K = 30 \left(\frac{50}{h_c} \right)^{4.47} \quad (39)$

TABLEAU II
Valeur des paramètres intervenant dans les équations de transfert

	m	h_{ce} (cm)	\bar{h}_c (cm)	C(m)	K_s (cm.j ⁻¹)
Site A	3.1	40	40.2	1.733	30.25
Site B	4.47	50	51.2	1.454	30.00

3.2. TEST DES MODÈLES

Plausibilité de l'hypothèse de régime permanent

Les profils hydriques relevés sur les sites de mesures ont mis rapidement en évidence la remarquable stabilité dans le temps de l'humidité du sol à des valeurs élevées (cf. à titre d'exemple la figure 4).

Ce constat suppose un apport continu d'eau depuis la nappe compensant presque totalement les pertes par évaporation ; il ne doit guère étonner, étant donné la conductivité hydraulique élevée des sols en présence et les faibles profondeurs de nappe mesurées. On est donc en droit de penser que le régime de transfert d'eau depuis la nappe vers la surface n'est pas très éloigné du régime permanent.

Une confirmation supplémentaire est obtenue en comparant les flux calculés à différentes profondeurs, en dehors des épisodes pluvieux, à partir des profils de charge mesurés et des relations conductivité hydraulique - pression capillaire déjà évoquées.

Les résultats témoignent de valeurs de flux ascendants relativement constants sur tout le profil. A titre d'exemple, la figure 5 présente les profils de charge mesurés le 23 août 1985 sur le site A (à environ 10 h du matin, nappe située à 1,45 de profondeur) et sur le site B (début d'après-midi, nappe à 1,1 m). Les flux obtenus à différentes profondeurs sont très homogènes et valent, en moyenne, 0,142 mm.h⁻¹ pour le site A et 0,533 mm.h⁻¹ pour le site B. Cette tendance est confirmée par les mesures effectuées à d'autres périodes, en particulier celles du 30 septembre 1985, date à laquelle les profils de charge relevés au site A (9 h, nappe à 1,38 m) et au site B (10 h, nappe à 1,29 m) fournissent des flux moyens relativement constants correspondant, respectivement, à 0,094 mm.h⁻¹ et 0,154 mm.h⁻¹.

Il est pourtant certain que le flux varie dans la journée, suivant en cela les fluctuations de demande évaporative en surface ; toutefois, étant donné les faibles profondeurs de nappe concernées et les propriétés des sols étudiés, les mesures effectuées ne font pas ressortir de variations significatives de teneur en eau et de pression capillaire dans le temps, pour un niveau de nappe donné. Ceci se verra confirmé plus tard (fig. 8) lorsque l'on constatera que pour les faibles profondeurs de nappe, les variations journalières des profils de succion sont très peu prononcées.

Simulation des profils de pression capillaire

Pour les sols et les conditions climatiques concernés, e^* est inférieur à 0,05.

Les mesures des 23.8 et 30.9.1985 décrites précédemment ont donc été simulées au moyen de l'équation (23) et des paramètres du tableau II. Les profils de pression calculés et observés sont présentés à la figure 6.

La concordance entre profils de pression capillaire calculés et observés est très satisfaisante, ce qui témoigne de la bonne représentativité du modèle donné par l'équation (23). Une simulation avec l'équation (24) basée sur une relation $K(h_c)$ du type GARDNER fournit des résultats très proches de ceux présentés à la figure 6.

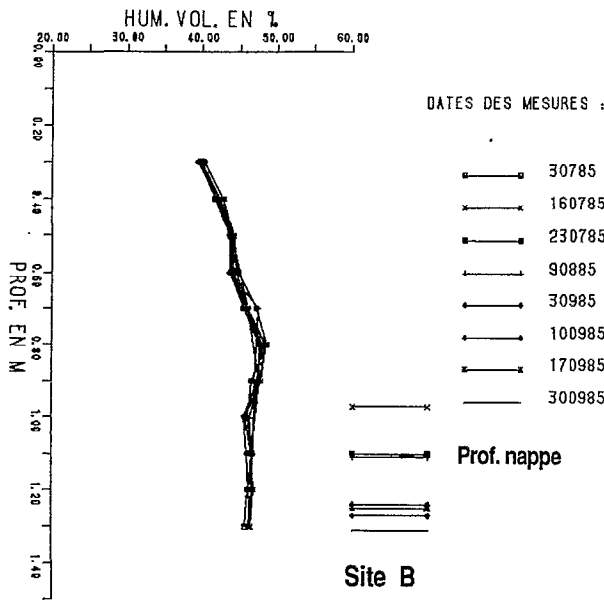


FIG. 4. — Exemple d'évolution des profils hydriques

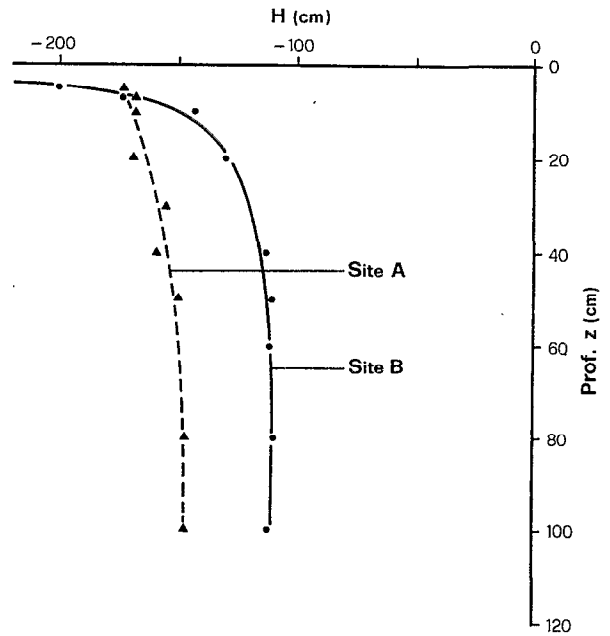


FIG. 5. — Profils de charge hydraulique (23.8.85)

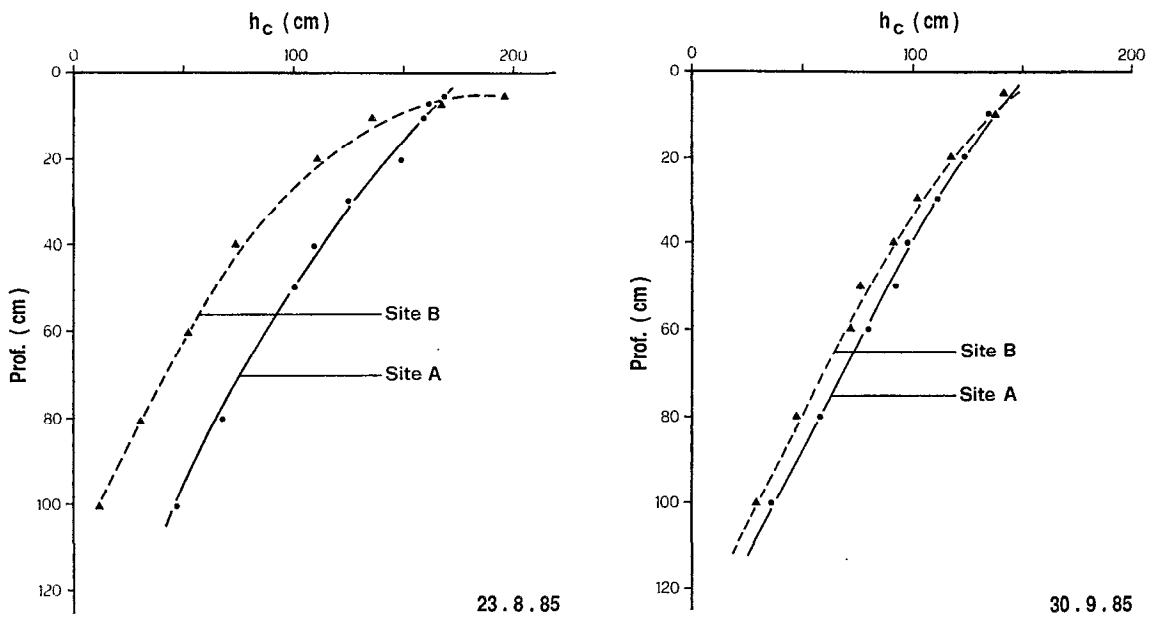


FIG. 6. — Profils de pression capillaire simulés et observés

Variations journalières des profils de pression

Jusqu'ici la demande évaporative en surface a été assimilée à la valeur moyenne des flux calculés à différentes profondeurs à partir des profils de charge observés à un moment donné. Il est toutefois évident que cette demande varie au cours de la journée, comme l'illustre la figure 7 qui présente, pour deux dates, les variations journalières

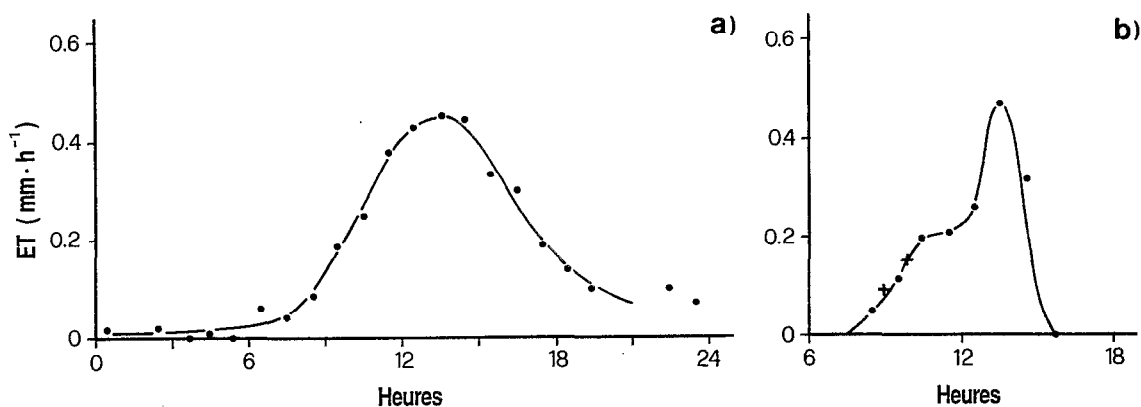


FIG. 7. — Valeurs horaires de l'évapotranspiration à Sion en date du 13.7.85 (a) et du 30.9.85 (b)

de l'évapotranspiration enregistrée à la station climatique de Sion, distante de quelques kilomètres des sites d'observation.

Les mesures effectuées à cette station équipée, outre des appareils météorologiques classiques, de trois thermomètres sol, de deux psychromètres et d'un net radiomètre, ont permis de calculer les variations d'évapotranspiration par la méthode du bilan énergétique (rapport de BOWEN) pour des pas de temps horaires. Même si les conditions ne sont pas rigoureusement identiques, les similitudes sont suffisamment marquées pour que l'on puisse transférer ces résultats aux sites de Granges.

La date du 13 juillet a été retenue car considérée comme représentative d'une journée d'été ensoleillée ; celle du 30 septembre parce que les observations effectuées ce jour-là ont déjà été présentées et ont permis de calculer, à partir des profils de charge, des valeurs de flux de $0,094 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ à 9 h et de $0,154 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ à 10 h. Le report de ces valeurs sur le graphique de la figure 7b confirme la bonne correspondance entre les résultats obtenus par les méthodes du bilan énergétique et du bilan hydrique et valide la transposition aux sites de Granges des valeurs de l'évapotranspiration obtenues à Sion.

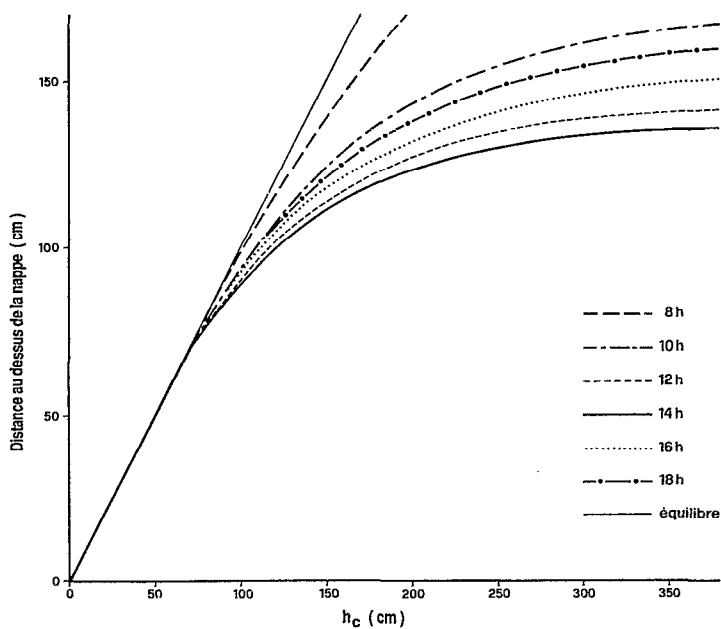


FIG. 8. — Profils de pression capillaire simulés à différentes heures d'une journée estivale

En supposant une réponse quasi instantanée aux variations de demande évaporative, il est possible d'estimer l'évolution journalière des profils de pression capillaire. La figure 8 présente les profils calculés à différentes heures de la journée du 13.07.85 sur le site A, pour les valeurs d'évaporation présentées à la figure 7a. On constate que lorsque la distance entre la nappe et la surface du sol est élevée, la pression capillaire peut varier notablement durant la journée. En outre, pour une demande évaporative externe donnée, à partir d'une certaine profondeur de nappe, la pression croît très rapidement et asymptotiquement vers une valeur infinie à laquelle correspond le flux limite dont il est question par la suite.

Flux maximal

Le flux maximal que le sol peut transmettre depuis la nappe jusqu'à la surface, en régime permanent, est donné par les équations (30) ou (31) dans le cas d'une relation $K(h_c)$ du type BROOKS et COREY, ou par les équations (34) ou (35) dans le cas d'une relation du type GARDNER. La figure 9 fournit, pour chacun des sites A et B, la relation entre la profondeur de la nappe et le flux maximal que le sol peut transporter, compte tenu de ses propriétés hydrauliques. Les courbes calculées sur la base de l'équation de BROOKS et COREY diffèrent très peu de celles obtenues avec la relation de GARDNER. Ceci ne doit guère étonner, compte tenu du fait que les valeurs de \bar{h}_c sont très proches de celles de h_{ce} (cf. tab. II).

Ces courbes fournissent la profondeur limite en dessous de laquelle la nappe ne parvient plus à soutenir le régime permanent, pour une demande évaporative déterminée.

Si l'on considère une journée estivale caractéristique telle que celle donnée à la figure 7a, on peut calculer, par pas de temps horaires, les profondeurs limites de la nappe. On constate que, aussi longtemps que la nappe se trouve à moins de 1,4 m de profondeur pour le site A et 1,2 m pour le site B, elle est à même de satisfaire intégralement l'évaporation, quel que soit le moment de la journée. Aux profondeurs supérieures, elle ne parvient pas à suppléer totalement la demande, si bien que le sol s'assèche temporairement en surface. Dans ce cas l'élément limitant n'est plus conditionné par les facteurs météorologiques, mais par l'aptitude du sol à transmettre l'eau vers la surface. Un

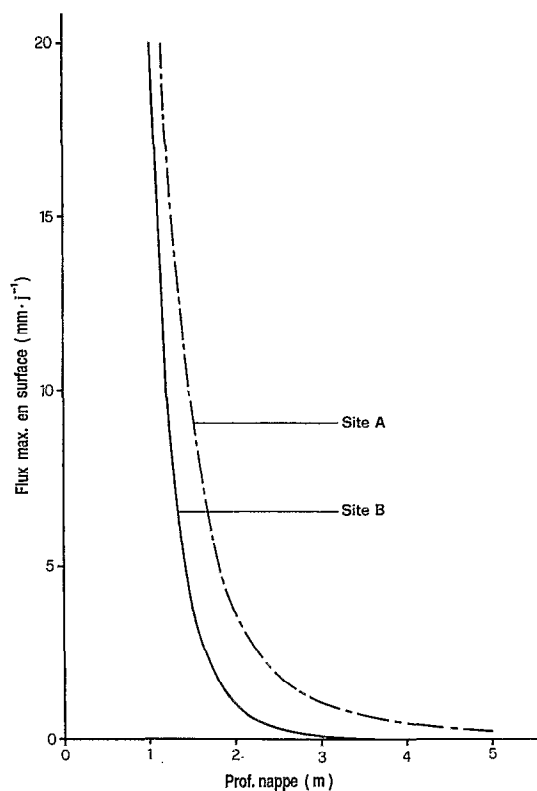


FIG. 9. — Relation entre le flux maximal et la profondeur de la nappe

abaissement de la nappe se traduira par une diminution des remontées capillaires. Si l'on veut limiter le flux ascendant à moins de 1 mm.j^{-1} par exemple, il faut positionner la nappe à une profondeur supérieure à 3 m dans le cas du site A et 1,95 m dans le cas du site B. Ces valeurs passent respectivement à 5 m et 2,8 m si l'on fixe le flux maximal admissible à $0,2 \text{ mm.j}^{-1}$.

4. CONCLUSION

La description des transferts d'eau entre une nappe phréatique et la surface du sol, en régime permanent, peut se faire favorablement au moyen des formules présentées.

Lorsque la nappe est proche de la surface et le sol très conducteur, le régime de transfert est limité par la demande évaporative externe. Par contre, lorsque la nappe est plus profonde, c'est l'aptitude du sol à transmettre l'eau qui devient le facteur limitant.

Les propriétés conductrices du sol sont caractérisées par la relation $K(h_c)$ dont il importe de connaître précisément la valeur car c'est un facteur primordial de description des transferts. Des sols très proches au point de vue granulométrique peuvent présenter des courbes $K(h_c)$ relativement différentes. Cette étude a porté plus particulièrement sur une relation du type BROOKS et COREY. Les résultats ont été comparés avec ceux obtenus sur la base d'une relation de type GARDNER, sans que des différences prononcées aient été enregistrées.

Dans le cas des sites étudiés, les propriétés conductrices des sols concernés et les faibles profondeurs de nappe observées sont à l'origine de remontées capillaires importantes. En général, l'élément limitant n'est pas la capacité du sol à fournir l'eau, mais bien la demande évaporative en surface qui règle la valeur du flux ascendant en provenance de la nappe. C'est dire que, pour peu que la nappe soit minéralisée et le lessivage naturel insuffisant, les risques de salinisation sont élevés. Une diminution drastique des remontées capillaires par abaissement de la nappe conduit à des profondeurs importantes, de l'ordre de plusieurs mètres, sans doute difficilement justifiables au point de vue économique.

Manuscrit accepté par le Comité des Editions le 9 novembre 1988.

BIBLIOGRAPHIE

- ANAT (A.), DUKE (H.R.), COREY (A.T.), 1965. — Steady upward flow from water tables, Hydrology Papers, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- BOUWER (H.), 1966. — Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *In: Water Resour. Res.*, vol. 2, n° 4 ; 729-738.
- BROOKS (R.H.), COREY (A.T.), 1964. — Hydraulic properties of porous media. *In: Hydrology Papers* n° 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- GARDNER (W.R.), 1958. — Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *In: Soil Sci.*, vol. 85 : 228-232.
- GARDNER (W.R.), FIREMAN (M.), 1958. — Laboratory studies of evaporation from soil columns in the presence of a water table. *In: Soil Sci.*, vol. 85 : 244-249.
- GRADSHTEYN (I.S.), RYZHIK (I.M.), 1965. — Table of Integrals, Series and Products, Academic Press, 1086 p.
- HADAS (A.), HILLEL (D.), 1968. — An experimental study of evaporation from uniform soil columns in the presence of a water table. *In: Trans. Int. Cong. Soil Sci.*, Adelaïde 9th. I : 67-74.
- HADAS (A.), HILLEL (D.), 1972. — Steady-state evaporation through non-homogeneous soils from a shallow water table. *In: Soil Sci.* vol. 113, n° 2 : 67-73.
- HASSAN (F.A.), GHAIBEH (A.), 1977. — Evaporation and salt movement in soils in the presence of water table. *In: Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 41 : 470-478.
- LAVANCHY (P.F.), MERMOUD (A.), 1987. — Etude in situ des transferts couplés eau-sels dans les sols à nappe peu profonde. Actes col. int. sur l'impact de la physico-chimie sur l'étude, la conception et l'optimisation des procédés en milieux poreux naturels, Nancy.
- RIPPLE (C.D.), RUBIN (J.), VAN HYLCKAMA (T.E.A.), 1972. — Estimating steady-state evaporation rates from bare soils under conditions of high water table, *Geological Survey Water Supply*, Paper 2029-A.
- SCHMIDHALTER (U.), 1986. — Bodenversalzung im Unterwallis : Ursachen, Mechanismen und Verbesserungsmaßnahmen. *Diss. ETH* n° 8052, 271 p.
- VACHAUD (G.), DANCETTE (C.), SONKO (C.), THONY (J.L.), 1978. — Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. *In: Ann. Agron.*, vol. 29 (1) : 1-36.