

PRESENTATION D'UN MODELE POUR LA SIMULATION CONJOINTE DES MOUVEMENTS DES EAUX ET DES SELS DANS LE SOL

Reçu le 23/12/2001 – Accepté le 02/06/2003

Résumé

Le travail présenté ici est entrepris dans le but de déterminer le transport des sels dans le sol, au cas où il serait irrigué par une eau de qualité donnée. Le modèle développé se distingue par le fait que les couches du sol sont considérées comme étant des réservoirs unitaires, et que le flux des sels est déterminé à partir de son couplage avec le flux des eaux, en l'occurrence le modèle d'infiltration. Dans ce dernier, l'influence du taux du sodium échangeable sur la perméabilité a été prise en considération.

Les résultats obtenus illustrent clairement l'évolution des concentrations des sels dans les couches du sol, tout en mettant en exergue l'influence de la lame d'eau sur cette évolution.

Mots clés : Salinité, Infiltration, Index des pluies antécédentes, Réservoir unitaire.

Abstract

This work is carried out in order to determine the transport of salts in the soil, when it is irrigated by water of a given quality. The transfer of salts is realized by convection thanks to water flows. The model developed within the framework, is characterized by the fact that the layers of soil are considered as unit tanks, and that the flow of salts is determined from its coupling with the model of infiltration, in which the influence of the rate of exchangeable sodium on the permeability is introduced.

The results show clearly the evolution of the salts concentrations in the soil layers, and illustrate the influence of the surface water head on this evolution.

Keywords : Salinity, Infiltration, Index of the previous rains, Unit tank.

R. MANSOURI

Université de Guelma

Laboratoire de Génie Civil
et d'Hydraulique

BP 401 Guelma, 24000, Algérie

ملخص

الهدف من خلال هذا العمل هو تقييم تنقل الأملاح في التربة في حالة ما تم ريها بمياه ذات نوعية معينة، مع الأخذ بعين الاعتبار أن انتقال الأملاح يتم عن طريق الدفع من طرف التيار المائي.

يتميز النموذج المقدم في هذا الإطار عن غيره بأنه يعتبر طبقات التربة عبارة عن خزانات أحادية و أن تقييم تيار الأملاح يتم عن طريق ربطه بتيار الماء أي نموذج النفاذية. هذا الأخير الذي أخذ فيه بعين الاعتبار تأثير نسبة الصوديوم، القابل للاستبدال، على ناقلية التربة.

لقد تم مقارنة النتائج المحصل عليها مع نتائج القياسات و أستنتج تطابقا بينهما. كما أبرز مدى تأثير مستوى المياه في سطح التربة على تطور تركيز الأملاح في مختلف طبقاتها.

الكلمات المفتاحية : التربة، تركيز الأملاح، نموذج النفاذية.

LA PROBLEMATIQUE DE LA SALINITE

A coté de la rareté et de la répartition temporelle défavorable du facteur de production eau, la salinité est devenue une problématique typique des régions arides et semi-arides. En l'absence de mesures préventives, l'accumulation des sels dans le sol occasionne des effets nocifs sur les végétaux et sur le sol (Tab. 1). Il s'en suit une diminution des rendements et, à terme, une stérilisation du sol. En plus de ladite salinité primaire, due en particulier à des inondations périodiques par une eau de mauvaise qualité, et à la remontée d'une nappe phréatique, la salinité est dite secondaire lorsqu'elle est induite par l'activité humaine, liée souvent à des pratiques d'irrigation inappropriées. Dans ce contexte on peut citer, non seulement l'usage excessif de l'eau, mais aussi le sous-dimensionnement de l'apport d'eau par irrigation. Le fait que les racines des plantes n'absorbent que de l'eau pure, les sels restant au voisinage de cette zone s'accumulent d'avantage jusqu'à ce que la limite de tolérance des plantes soit dépassée, et l'on commence à enregistrer des pertes dans les récoltes. Pour cette raison, l'apport de l'eau doit être impérativement optimiser et adapter pour que son flux parvienne aux racines et mobilise ainsi les sels se trouvant à leurs voisinage. En outre, le contact prolongé du liquide avec la roche dans les nappes souterraines, l'évaporation de surfaces, chargent ces eaux en sels. Quand la salinité est forte, le lessivage s'impose, et ce, selon le type de sol :

Désignation	Types de culture	C _s (mS/cm): Seuil critique au-dessus duquel une chute de rendement significatif se manifeste C(g/l) = 0.64 CE (mS/cm)
Cultures sensibles	La plupart des fruits et arbres fruitiers, quelques légumes (carottes, haricots, salades, radis,...)	C _s = 2 mS/cm
Cultures à tolérance moyenne	Légumes, grandes cultures, quelques fruits (olive, raisin, figue, grenade,...)	C _s = 4 mS/cm
Cultures tolérantes	Prairies, coton, orge, betterave à sucre, dattier, ...	C _s = 8mS/cm

Tableau 1: Tolérance des cultures à la présence de sel.

- **Sols salins** : Pauvres en Na, mais riches en sels blancs (chlorures, sulfates, carbonates de Ca ou Mg); généralement à l'état floculé; **lessivage efficace**.

- **Sols alcalins (sodiques)** : Riches en Na. Foncés en raison de la forte concentration en Na. Sols dispersés, ce qui rend le lessivage difficile, et nécessite de remplacer le Na par une autre cation, par exemple Ca.

- **Sols alcalion-salins** : Structure généralement bonne mais pouvant se dégrader considérablement lors du **lessivage**. Nécessité d'apports de cations de substitution.

Comme le montre la figure 1, l'accumulation des sels dans le sol, une fois qu'elle ait atteint des valeurs critiques, pourrait non seulement présenter un danger pour la plante, mais au-delà conduire à une détérioration du sol. Le résultat est une réduction de la capacité d'infiltration favorisant ainsi la formation des ruissellements surfaciques qui amorcent le processus de l'érosion. De ce fait, la salinité s'accroît, en particulier dans les régions situées à l'aval, qui reçoivent les eaux des ruissellements chargées de sel.

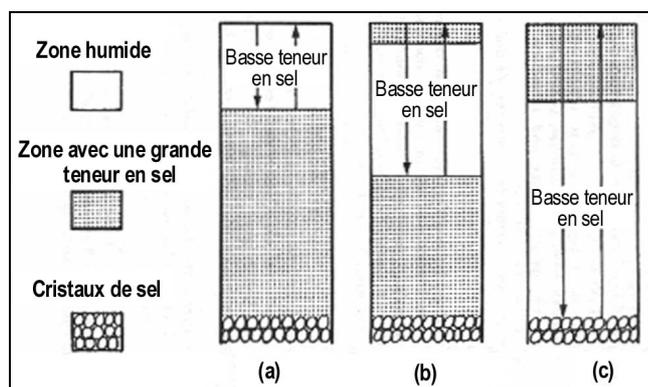


Figure 1: Distribution des sels dans le sol sous l'influence de différents apports d'eau.

Pour résoudre les problèmes pratiques liés à la gestion des eaux souterraines, tout en tenant compte de leur aspect qualitative, la littérature nous offre une panoplie de modèles physiques, numériques et aussi stochastiques [2-7]. Ces modèles ne font pas appel aux paramètres de transport, et ils ne s'intéressent pas au cheminement des solutés, mais

leurs objectifs est la détermination de la variation moyenne de la qualité de l'eau dans un sol donné. D'autres modèles, en l'occurrence les plus anciens, traitent le système « sol » uniquement à ces frontières supérieures et inférieures, sans tenir compte des interactions à l'intérieur du système. Cette conception préconise que dans des conditions stationnaires, et en l'absence de tout changement dans le profil du sol, toute la quantité des sels introduite dans le sol à sa surface supérieure, doit impérativement le quitter à sa frontière inférieure [8-12].

1.1- Bilan des sels et bilan hydrique

Le parcours des sels dans les sols peut être décrit moyennant l'établissement du bilan hydrique au niveau de la zone des racines, ce qui conduit à la formulation suivante:

$$\text{Apports-pertes} = \text{variation de la masse de sel dans le sol} \\ (\text{ABEW} \cdot C_i + \text{APEF} \cdot C_p + \text{AKWA} \cdot C_g + \text{ADIS}) - \\ (\text{ETP} \cdot C_E + \text{SKW} \cdot C_d + \text{PV} + \text{PAD}) = \Delta S \quad (1)$$

où:

BEW : Apport par irrigation,

PEF : Apport par précipitations,

KWA : Apport remontées capillaires,

ADIS : Apport par dissolution,

ETP : Evapotranspiration,

SKW : Partie de l'eau infiltrée dans le sol,

PV : prélèvement par les végétaux,

PAD : Adsorption,

C_i: Concentration du sel dans l'eau d'irrigation,

C_p: Concentration du sel dans l'eau des précipitations,

C_g: Concentration du sel dans l'eau capillaire,

C_d: Concentration du sel dans l'eau d'infiltration,

ΔS: Variation de la teneur en sel dans la zone considérée.

Partant du fait que les précipitation dépourvues de sels, et que les apports par dissolution, les pertes par prélèvement par les végétaux, par adsorption, et évaporation sont négligeables, on peut alors établir le bilan suivant:

$$(C_i \cdot \text{ABEW} + \text{AKWA} \cdot C_g) - (C_d \cdot \text{SKW}) = \Delta S \quad (2)$$

Pour prévenir une accumulation de sel, on doit avoir : $\Delta S = 0$, dans l'équation (2), ce qui nous permet d'écrire :

$$C_i \cdot \text{ABEW} = C_d \cdot \text{SKW} - \text{AKWA} \cdot C_g \quad (3)$$

Dans le cas d'une nappe profonde, l'apport par remontées capillaires est négligeable et on obtient :

$$\text{ABEW} \cdot C_i = \text{SKW} \cdot C_d \quad (4)$$

En outre si C_d ne doit pas dépasser une valeur maximale C_s donnée, alors on obtient les besoins en eau de lessivage (Leaching requirement LR) comme suit :

$$\text{LR} = \text{SKW} / \text{ABEW} = C_i / C_s \quad (5)$$

Dans le cas général, on peut écrire l'équation (5) sous la forme suivante :

$$C_i \cdot \text{ABEW} = D \cdot C_d \quad (6)$$

Avec

$$D = \text{SKW} - \text{AKWA} \quad (7)$$

Or, l'équation du bilan hydrique sur une période prolongée est:

$$\text{SKW} = \text{APEF} + \text{ABEW} - \text{ETP} \quad (8)$$

En introduisant les termes de concentration, cette relation prendra la forme suivante :

$$SKW *C_d = (APEF + ABEW - ETP)C_s \quad (9)$$

En se référant à l'équation (3), on aura, par voie de conséquence :

$$ABEW = ((ETP - APEF)/C_s - C_i) * C_s \quad (10)$$

Cette dernière relation nous renseigne sur la quantité d'eau d'irrigation à appliquer pour satisfaire les besoins en eau d'irrigation et conserver la zone racinaire à une concentration inférieure à une valeur critique C_s , fonction de la résistance au sel de la culture.

Pendant les périodes dépourvues de précipitations, lorsque les opérations d'irrigation sont à l'arrêt, et avec la négligence de l'absorption des sels par l'évaporation, le bilan se réduit à :

$$(C_c * KWA - C_D * SKW) = \Delta S \quad (11)$$

Dans les conditions où la nappe est très proche de la surface du sol, on assiste, suite à la remontée d'eau capillaire, à l'aggravation de l'effet de la salinité (Fig. 1). Ceci se traduit par l'expression suivante :

$$(C_c * KWA - C_D * SKW) > 0 \quad (12)$$

En effet, cette relation montre que la remontée capillaire contribue, effectivement, à l'alimentation des plantes par l'eau, mais elle peut également accentuer le risque de salinité dans les couches supérieures du sol, et ce, particulièrement dans les zones arides où les conditions pour le processus de la remontée capillaire sont plus favorables.

A partir de l'équation (6), on peut conclure que la quantité des sels qui atteint la zone non saturée par l'intermédiaire des apports d'eau (précipitation, irrigation), dépend essentiellement de la qualité de cette eau ainsi que de la composition des sels. La quantité d'eau D qui dépend de ces deux facteurs, et qui s'infiltre dans le sol, contribuant ainsi au mobilisation des sels, correspond à la quantité d'infiltration, qu'on calculera ultérieurement en utilisant l'équation de Richard [14-15].

2- DETERMINATION DE L'INFILTRATION

La plupart des modèles, développés pour la simulation du processus d'infiltration dans le sol, et qui existent dans la littérature, sont issus de relations empiriques. Ils ne traitent pas le phénomène comme étant un processus dynamique, ce qui exclut par avance la connaissance du cheminement de l'écoulement et la distribution de l'humidité dans le sol. Alors, pour mieux décrire le processus d'écoulement dans le sol, il convient de faire appel à l'équation de Richard dont la forme bidimensionnelle est la suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{sx} k_r \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{sz} k_r \frac{\partial H}{\partial z} \right) = n \frac{\partial S}{\partial t} \quad (13)$$

où :

K_{sx} et K_{sz} : sont respectivement les perméabilités saturée dans les directions x et z ,

K_r : la perméabilité relative,

$H = P + Z$ est la hauteur piézométrique,

P : la pression capillaire,

Z : Hauteur de référence géométrique,

n : la porosité du sol ,

S : le degré de saturation,

t : la variable du temps.

Les hypothèses la plus importantes incluses dans cette équation sont :

- L'extension de la loi de Darcy pour un écoulement multidimensionnel non-saturé
- L'écoulement souterrain est essentiellement du a l'effet de la gravitation et de la capillarité
- La porosité du sol est constante.

En introduisant les transformations suivantes :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \left(\frac{\partial S}{\partial p} \right) \left(\frac{\partial p}{\partial H} \right) \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) \text{ et avec } \frac{\partial P}{\partial H} = 1$$

l'équation (13) peut s'écrire comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{sx} k_r \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{sz} k_r \frac{\partial H}{\partial z} \right) = n \frac{\partial S}{\partial P} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (14)$$

Cette dernière est une équation différentielle non-linéaire du type parabolique, dont la solution exige la formulation des conditions initiales et aux limites. Pour la résoudre, il existe plusieurs méthodes [20-21], par exemple les différences finies ou les éléments fins. Dans le cadre de ce travail, on propose de résoudre cette équation à l'aide **de la méthode des volumes finis ou La BOX-Méthode** [15], qui se veut un schéma conservatif. L'équation pour chaque nœud (i, j) peut être formulé comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x} (k_{sx} k_r H_x) + \frac{\partial}{\partial z} (k_{sz} k_r H_z) = n \frac{\partial S}{\partial P} H_t \quad (15)$$

Avec $n \frac{\partial S}{\partial P} = \lambda$ et $K_{sx} K_r = \alpha$ et $K_{sz} K_r = \beta$, on obtient :

$$\iint_{V_{i,j}} (\alpha H_x) dx dz + \iint_{V_{i,j}} (\beta H_z) dz dx = \lambda \int_{V_{i,j}} H_t dz dx$$

En appliquant l'intégrale de Gauss, l'équation (15) prendra la forme suivante :

$$\begin{aligned} & (k_{sx} k_r)_{i+0.5,j}^{f+1} \left(H_{i+1,j}^{f+1} - H_{i,j}^{f+1} \right) \frac{2\Delta z_{i,j}}{\Delta x_{i+1,j} + \Delta z_{i,j}} + \\ & (k_{sx} k_r)_{i-0.5,j}^{f+1} \left(H_{i-1,j}^{f+1} - H_{i,j}^{f+1} \right) \frac{2\Delta z_{i,j}}{\Delta x_{i-1,j} + \Delta z_{i,j}} + \\ & (k_{sz} k_r)_{i,j}^{f+1} \left(H_{i,j+1}^{f+1} - H_{i,j}^{f+1} \right) \frac{2\Delta x_{i,j}}{\Delta z_{i,j+1} + \Delta z_{i,j}} + \\ & (k_{sz} k_r)_{i,j-0.5}^{f+1} \left(H_{i,j-1}^{f+1} - H_{i,j}^{f+1} \right) \frac{2\Delta x_{i,j}}{\Delta z_{i,j-1} + \Delta z_{i,j}} + \\ & \frac{V_{i,j} n_{i,j}}{\Delta t} \left(\frac{\partial S}{\partial P} \right)_{i,j}^{f+1} \left(H_{i,j}^{f+1} - H_{i,j}^f \right) \end{aligned} \quad (16)$$

où $V_{i,j} = \Delta x_{i,j} * \Delta z_{i,j}$ et f stade temporel du calcul.

Les propriétés du sol seront déterminées moyennant les relations proposés par [17-18]. Un exemple est donné par le tableau 2.

2.1- Validation du modèle

Pour s'assurer de la qualité de simulation du modèle

d'infiltration développé dans le cadre de ce travail (SIMUIN), une comparaison avec un autre modèle d'infiltration s'impose. Pour ce faire, on a utilisé le modèle ANINF développé par Schmitz *et al.* [1]. Ce modèle est basé sur la solution analytique de l'équation différentielle de Fokker-Plank. Il tient compte de l'influence de la lame d'eau à la surface, et possède uniquement des paramètres ayant un sens physique. La différence observée entre les deux modèles (Fig. 2) est due, essentiellement, à la prise en compte, dans le modèle SIMUIN, de l'effet du taux de sodium échangeable sur la conductivité hydraulique du sol. Selon Rieu *et al.* [16], lorsque le taux de sodium échangeable, qui traduit l'alcalinité du sol, est élevé, comme c'est le cas du sol traité dans le cadre de ce travail, de fortes quantités d'eau sont absorbées entre les feuillets argileux, provoquant la dislocation des tectoïdes. Il en résulte une dispersion de l'argile, le colmatage des pores et une baisse rapide de la conductivité hydraulique. Ce processus est surtout net dans les horizons superficielles du sol lors d'un apport d'eau. La décroissance est exprimée par une relation de type exponentiel.

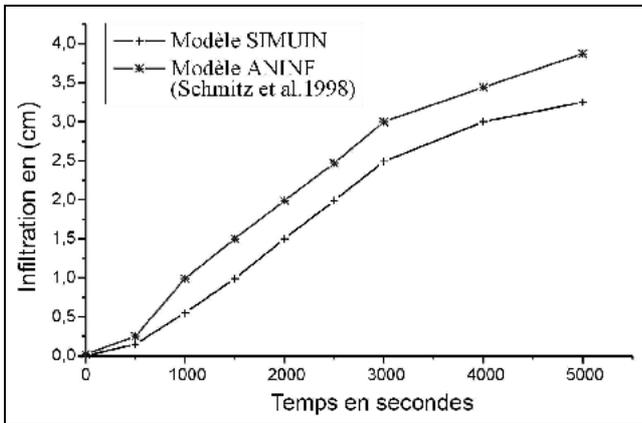


Figure 2: Comparaison des résultats de la simulation de l'infiltration cumulée.

3- EXPLOITATION DU PRINCIPE DE LA THEORIE DU SIGNAL (SYSTEME HYDROLOGY) POUR LA DESCRIPTION DU DEPLACEMENT DU SEL DANS LE SOL

Dans l'approche présentée dans le cadre de ce travail, on considère le profil du sol comme étant un système équivalent à un réservoir unitaire. On considère également que la quantité d'eau contenue dans le réservoir (*W*) possède une très grande teneur en sel, à savoir *C*₀. Dans le cas où le sol est irrigué par une eau possédant une concentration de sel *C*_i inférieure à *C*₀, alors on assiste, après un certain temps *T*, à un substitution progressive de l'eau saline *C*₀ (Piston flow). Pendant ce processus, on distingue deux situations différentes, à savoir le mélange complet et le mélange partiel. Le temps *T* est défini comme

Sorpton			Désorption		
Hauteur de pression (cm)	Perméabilité relative (-)	Degré de saturation (-)	Hauteur de pression (cm)	Perméabilité relative (-)	Degré de saturation (-)
-152.400	0.001	0.24	-152.400	0.01	0.25
-21.366	0.001	0.26	-21.366	0.01	0.26
-16.764	0.001	0.29	-16.764	0.01	0.35
-15.25	0.001	0.31	-15.25	0.035	0.39
-13.716	0.005	0.33	-13.716	0.080	0.44
-12.192	0.010	0.36	-12.192	0.140	0.51
-10.688	0.025	0.40	-10.688	0.230	0.63
-9.144	0.050	0.47	-9.144	0.360	0.76
-7.62	0.100	0.57	-7.62	0.510	0.86
-6.092	0.158	0.70	-6.092	0.660	0.94
-4.572	0.330	0.85	-4.572	0.800	0.97
-3.048	0.590	0.92	-3.048	0.890	0.98
-1.524	0.870	0.96	-1.524	0.995	0.99
-0.762	0.960	0.98	-0.762	0.999	0.99
0.000	1.00	1.00	0.000	1.00	1.00
204.8	1.00	1.00	204.8	1.00	1.00

Tableau 2: Propriétés du sol pour la détermination de l'intensité d' infiltration.

étant le rapport entre la quantité d'eau contenue dans le réservoir et le flux *q* de l'eau saline déplacée par l'eau fraîche (*T= W/q*). Dans ce travail, *q* représente la quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol; elle sera calculée à l'aide du Modèle SIMUIN [14]. Le facteur *W* représente la teneur en eau initiale dans le sol (humidité initiale) qui sera calculée, dans le cas où on ne dispose pas de mesures, à l'aide du procédé appelé "index des pluies antécédentes". Si on considère le cas d'un mélange complet, alors on peut établir le bilan des sels suivant:

$$C_i q dt = C_u q dt + W dt \tag{17}$$

où

- C*_i: concentration du sel du Flux sortant,
- C*_u: concentration du sel du Flux entrant,
- C*: concentration moyenne du sel dans le réservoir.

Lorsque le mélange est achevé, on aura *C*_u= *C* et on obtient :

$$\frac{dC}{C-C_i} = \frac{q}{W} dt$$

Par analogie à la théorie du réservoir unitaire, on aboutit à l'équation suivante :

$$C_1 = e^{-t/T} \left\{ \left(\frac{1}{T} \right) \int_{t_0}^t C_i e^{\tau/T} d\tau \right\} + C_0 e^{t_0/T} \tag{19}$$

L'intégral entre les bornes *C* = *C*_u au temps *t*=0, et *C* au temps *t*, livre le résultat suivant:

$$C_u = C = C_i + (C_0 - C_i) e^{-t/T} \tag{20}$$

où *C*₀ est la concentration initiale dans le sol et *T= W/q*. Or, une mélange complet est un événement rare dans la nature. L'eau qui s'infiltré dans le sol à travers les fissures, les macropores et les racines des plantes, et qui contribue au lessivage des sels, trouve sa considération avec l'introduction d'un facteur *r*, dépendant du type du sol, appelé le facteur d'efficacité de lessivage [13].

- Sols sableux : 0.4 < *r* < 0.6
- Sols argileux : 0.2 < *r* < 0.3

Sables limoneux : $0.5 < r < 0.6$

Argiles limoneuses : $0.4 < r < 0.5$

La prise en considération du fait que $C=C_0$ au temps $t=0$ nous permet d'aboutir à l'expression suivante :

$$C=C_i+(C_0-C_i)e^{-rt/T} \quad (21)$$

3.1- Combinaison de plusieurs réservoirs

L'idée de départ est que les différentes couches du sol se comportent comme des réservoirs d'eau, se remplissant chacune suivant une loi conditionnée par la couche du système situé à l'amont, et se vidant selon une loi qui dépend de sa constitution, de son degré de remplissage. L'image que ces modèles donnent du profil du sol peut être assimilée à une succession de réservoirs. Dans ce cas, le profil sera réparti en M compartiments successifs, et pour chacun de ces compartiments, on établit une équation de type (21). Connaissant maintenant la concentration C_i de l'eau ajoutée au sol, on peut formuler ce qui suit:

$$\text{Réservoir 1: } C_1=C_i+(C_0-C_i)e^{-rt/T}$$

.....

.....

(22)

$$\text{Réservoir M: } C_M=C_i+(C_0-C_i) \sum_{k=0}^{k=M-1} \left[\frac{1}{k!} \left(\frac{rt}{T} \right)^k \right] e^{-rt/T}$$

Etant donné que la concentration du sel ne prend pas la même valeur le long de la profondeur du profil, on peut déterminer alors le déplacement du sel dans le sol à l'aide de l'équation (23).

En utilisant le principe de la superposition et tenant compte du fait que C_0' et C_0'' représentent les concentrations du sel, respectivement dans la première et la deuxième couche, on peut écrire pour $C_i = 0$:

$$C_1=C_0'e^{-rt/T} \quad (23)$$

Après les substitutions suivantes :

$$G_0=1, G_1=1+\frac{rt}{1!T}, \dots, G_M=G_{M-1}+\frac{1}{M!} \left(\frac{rt}{T} \right)^M$$

$$F_1=C_0', F_2=C_0''-C_0', \dots, F_M=C_0^M-C_0^{M-1}$$

on obtient la forme matricielle suivante :

$$\begin{pmatrix} F_1G_0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ F_1G_1 & F_2G_0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ F_1G_2 & F_2G_1 & F_3G_0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ F_1G_3 & F_2G_2 & F_3G_1 & F_4G_0 & 0 & 0 & 0 \\ F_1G_4 & F_2G_3 & F_3G_2 & F_4G_1 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ F_1G_M & F_2G_{M-1} & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & F_MG_0 \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} e^{-rt/T} \\ e^{-rt/T} \\ e^{-rt/T} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ e^{-rt/T} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_1 \\ C_2 \\ C_3 \\ C_4 \\ C_5 \\ \vdots \\ C_M \end{pmatrix}$$

La combinaison de toutes les étapes, citées précédemment nous permet d'élaborer un logiciel contenant une sous-programme pour le calcul de l'infiltration, et un sous-programme pour le calcul de l'humidité initiale, dont les résultats seront injectées dans une autre sous-programme élaborée pour déterminer le déplacement du sel dans le sol. Le modèle a été testé en Egypte dans le bassin

versant Schalama situé dans le nord du delta du Nil, dans le cadre du projet de recherche 69, initié par l'université Technique de Berlin. La figure 3 illustre l'influence de la lame d'eau sur l'évolution du sel dans les différents compartiments du sol. Cependant, il est délicat d'interpréter les petits écarts entre les résultats de la simulation et les mesures expérimentales (Fig. 4). Les prélèvements des échantillons peuvent être affectés d'erreur; les analyses de laboratoire comportent également leur propre marge d'erreur. Enfin, le cumul des erreurs peut conduire à des écarts importants. Le modèle ayant été testé par ailleurs, les contrôles intrinsèques attestent de la bonne exécution des calculs, il est naturel de rechercher d'abord la source des écarts dans les procédures expérimentales. Les données nécessaires pour l'exécution du calcul figurent dans le tableau 3.

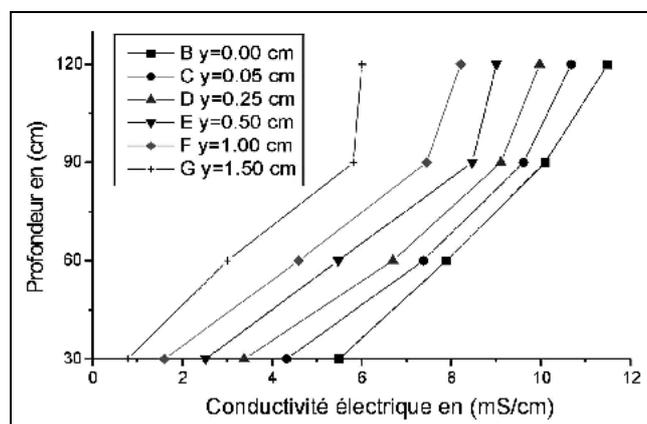


Figure 3: Evolution du sel dans les couches du sol.

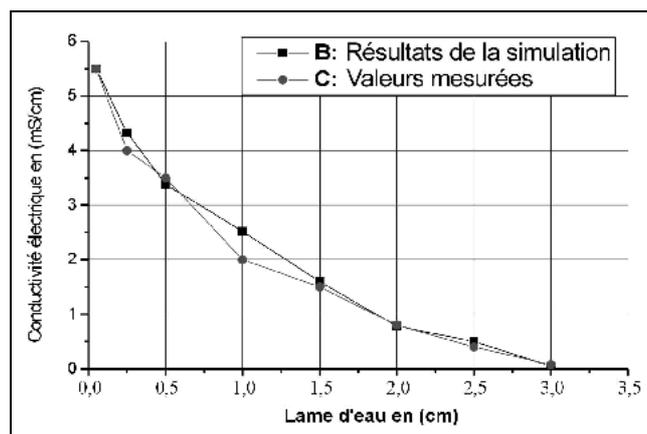


Figure 4: Influence de la lame d'eau sur le déplacement du sel dans le sol.

Profondeur (cm)	Conductivité électrique (mS/cm)	Perméabilité (cm/jour)	ESP Pourcentage du Sodium Exchangeable
0-30	5.3	0.27	9.4
30-60	6.2	4.20	1.9
60-90	7.9	1.68	16.6
90-120	10.1	1.90	19.3

Tableau 3: Caractéristiques des différentes couches d'un profil de sol.

CONCLUSION

Le travail présenté ici a été entrepris dans le but de déterminer l'évolution probable de la salinité d'un sol ou cas où il serait irrigué par une eau de qualité donnée. Le transfert des sels s'effectue par convection grâce aux flux hydriques, et ce, tout en tenant compte de l'influence du taux du sodium échangeable sur la perméabilité. La mise en œuvre du modèle de calcul exige quelques précautions : il est très sensible à la valeur de la conductivité hydraulique qui est le pivot, pour ainsi dire, de tous le calcul. La détermination de cette caractéristique doit être très précise. Les résultats obtenus illustrent clairement l'influence de la lame d'eau sur le déplacement des sels dans le sol, donnant ainsi de nouvelles opportunités pour la détermination de la quantité totale d'eau d'irrigation à appliquer, afin de maintenir la concentration en sel dans la zone racinaire en dessous d'un seuil critique. Le modèle peut être couplé avec n'importe quels autres modèles d'infiltration et, dans le cas de la disponibilité de données mesurées de l'humidité initiale du sol, celles-ci peuvent être également exploitées pour simuler le déplacement du sel dans le sol. Dans le cas d'un apport d'eau, pluie ou irrigation, le modèle prend en compte une hauteur d'eau égale à la totalité de l'eau d'apport, présente en surface du sol dès le début de l'infiltration. Cette hauteur est ensuite progressivement réduite, au prorata de la hauteur infiltrée. Cette schématisation, assez proche de la réalité, d'une irrigation par submersion, ou d'une forte pluie, est adaptée à la simulation d'une pluie de faible intensité. Sous sa forme actuelle, le modèle suppose une infiltrabilité maximum en surface du sol. Dans le cas d'un apport d'eau brutal et excessif, aucun ruissellement n'est pris en considération : toute l'eau est infiltrée. Pour combler ces lacunes, on prévoit de coupler le modèle d'infiltration avec un modèle hydrodynamique (équations de Saint-Venant), permettant ainsi de tenir compte du ruissellement surfacique.

REFERENCES

- [1]- Schmitz G., Liedel R., "Hydrodynamic-Analytical Modeling for Irrigation Analysis", *The Arabian Journal for Science and Engineering*, Volume 23, Number 1C, (1998), pp.43-66.
- [2]- Burns I.G., "A model for predicting the redistribution of salt applied to flow soils after excess rainfall or evaporation", *J. Soil Sci.*, 25, (1974), pp.165-178,
- [3]- Rieu M., "Simulation numérique des flux hydriques et prédiction de la salinité dans les sols". Hors Série Orstom (ISBN 2-7099-0684-8), 161 p., 1 prog. Fortran IV, Orstom, Paris, (1983).
- [4]- Richter J., *Der Boden als reaktor, Modelle für Prozesse im Boden*, Stuttgart, (1986).
- [5]- Rao K.V.G.K, Oosterbaan R.J., Boonstra J., "Regional Agro-Hydro-Salinity Model: description of principles", Central Soil Salinity Research Institute, Wageningen, The Netherlands. In: GRID - ITPRID Network Magazin Issue 4, HR Wallingford, Wallingford, pp. 8-9, ISSN1021-268X, (1992).
- [6]- Raes D., "BUDGET - a soilwater and salt balance model. Reference manual", K.U. Leuven, Department Land Management, Leuven, Belgium, (1996).
- [7]- Soutter M. et Musy A., "Statique et dynamique de l'eau dans le sol", *Traité d'irrigation*. Ed. ENGREF/Lavoisier, (1998), pp.45-62.
- [8]- U.S. Salinity Laboratory, "Diagnosis and improvement of saline and alkali soils", U.S.D.A Handbook N°60, Washington, (1954), 160p.
- [9]- Darab K., "Soil mapping and control of irrigated areas", OMMI, Budapest, (1969), p.216
- [10]- Bresler E. *et al.*, "Saline and sodic soils", Springer Verlag, (1982).
- [11]- Dieleman P.J.(ed), "Reclamation of salt affected Soils in Iraq", Wageningen Netherlands, (1963).
- [12]- Bernstein L., "Quantitative assessment of irrigation water quality", *Am. Soc. for Testing and materials, Spec. Tech. Publ.*, 416, (1967), pp.51-56.
- [13]- Van der Molen, "Theories of field drainage and watershed salt balance and leaching requirement", *Iter. Symp. of Land Reclamation Wageningen, Netherlands*, (1983).
- [14]- Mansouri R., "Simulation de l'interaction des eaux de surface et des eaux souterraines avec la prise en considération de la salinité dans le bassin versant Kafr-el-Scheikh", *Revue Mitteilung des Institutes für Wasserbau und Wasserwirtschaft*, Berlin, N°125, ISSN 0409-1740, (1994).
- [15]- Klenke M., "Numerische Modelltechnik in der Grundwasserhydrologie", *Mitteilung des Institutes für Wasserbau, Universität Hanover, Heft59*, (1986).
- [16]- Rieu M., Vaz R., Cabrera F. & Moreno F., "Modeling the concentration or dilution of saline soil-water systems", *European Journal of Soil Science*, 49, (1997), pp.53-63.
- [17]- Garnier P., Rieu M., Boivin P., Vaclin M., Baveye Ph., "Determining the hydraulic properties of a swelling soil from transient evaporation experiment", *Soil Science Society of America Journal*, 61, (1996), pp. 1555-1563.
- [18]- Saurez D.L. and van Genuchten M.Th., "Leaching and water effects on groundwater", *Journ. Of Irrigation and Drainage*, (1981).
- [19]- Esmat R., *Wasser- und Salzbewegung in ägyptischen Böden unterschiedlicher Textur*, Gießen, (1986).
- [20]- Gaillard G. and Mermoud A., Finite element modelling of pollutant transport in variably saturated soils, In: *Computer Techniques in Env. Studies IV, Comp. Mech. Publ.*, (1992), pp.247-257.
- [21]- Garnier P., Perrier E., Bélier G. & Rieu M., "Modélisation du transfert de l'eau dans des échantillons de sols non saturés déformables", *Bull. Soc. Géol. France*, 169, (1998), pp.589-593. □