

# Mouvement des sels dans un sol en régime hydrique transitoire : application d'un modèle simplifié

Joseph E. DUFEY (1), Pierre HENNEBERT

Etablissement : Université catholique de Louvain, Science du Sol, 2, place Croix du Sud,  
B-1348 Louvain-la-Neuve (Belgique)

## SOMMAIRE

*Cette note présente un modèle de mouvement de sels dans un sol en régime hydrique transitoire. La modélisation de l'aspect « transfert en solution » est fortement simplifiée; la matrice temps-profondeur des teneurs en eau est une donnée. L'aspect « réactions physico-chimiques » (échanges ioniques précipitations/dissolutions) est traité plus en détail dans un sous-modèle publié précédemment.*

*Les résultats de simulations sont comparés à des données expérimentales obtenues sur des colonnes de sol soumises à quatre cycles irrigation-évaporation, avec deux compositions d'eau. Cette comparaison conforte l'opinion que ce sont essentiellement les réactions dans lesquelles sont impliqués les solutés qui régissent leur distribution dans le profil. Cette conclusion n'est toutefois strictement valable que dans un milieu poreux macroscopiquement homogène.*

## INTRODUCTION

La description mathématique du mouvement des sels dans le sol comporte deux facettes essentielles : le transfert des solutés en phase aqueuse et les réactions physico-chimiques susceptibles de se produire. Si l'écoulement de la solution du sol dans les pores n'est pas trop rapide, on pourra considérer que, en tout point du profil et à tout instant, la distribution des solutés entre complexes d'échange, solution libre et formes précipitées obéit aux lois des équilibres thermodynamiques. Dans un article précédent (DUFEY et al., 1979), nous avons présenté un modèle mathématique capable de calculer cette distribution à l'équilibre pour les principales espèces chimiques impliquées dans les processus de salinisation et de sodification des terres. D'autres articles (LAUDELOUT et al., 1979 ; GALLET et al., 1981 ; GOBRAN et al., 1982) ont montré comment ce modèle d'équilibre peut être utilisé pour simuler le transfert des solutés en régime hydrique permanent.

La présente note étend l'applicabilité du modèle au cas du régime hydrique non permanent, de façon à pouvoir simuler l'évolution de la salure d'un sol dans des conditions très variées : irrigation par aspersion, remontée de nappe, évaporation et ascension capillaire, etc.

Ce modèle n'a toutefois pas la prétention de prédire l'évolution de l'état hydrique du profil; la matrice temps-espace des teneurs en eau est une donnée. Celle-ci peut être fournie soit par des mesures expérimentales, soit par un modèle indépendant adapté à la situation étudiée.

(1) Chercheur qualifié au Fonds National de la Recherche Scientifique.

## DESCRIPTION DU MODELE

Ce modèle s'appuie sur les équations de conservation d'eau et de sels au cours de leurs transferts verticaux dans le sol. Le profil est scindé en  $n$  couches égales de  $h$  cm et on définit un incrément de temps élémentaire de  $k$  jours. Des indices  $i$  et  $j$  sont adjoints aux variables dépendantes pour désigner la valeur qu'elles prennent à la profondeur  $i \cdot h$  cm et au temps  $j \cdot k$  jours.

Si l'on fait le bilan hydrique d'une couche de sol située entre les cotes  $(i - 1) \cdot h$  cm et  $i \cdot h$  cm, pendant l'intervalle de temps  $(j - 1) \cdot k$  à  $j \cdot k$  jours, on obtient l'équation

$$(\theta_{i-1/2,j} - \theta_{i-1/2,j-1}) \cdot h = (F_{i-1,j-1/2} - F_{i,j-1/2}) \cdot k \quad [1]$$

où  $\theta$  est la teneur volumique en eau ( $\text{cm}^3$  d'eau par  $\text{cm}^3$  de sol) et  $F$  la valeur algébrique du flux d'eau ( $\text{cm}^3$  d'eau par  $\text{cm}^2$  de sol et par jour) positive vers le bas et négative vers le haut. L'indice  $i-1/2$  désigne la valeur moyenne de la variable dans la  $i$ ème couche ; de même  $j-1/2$  désigne la valeur moyenne de la variable entre les temps  $(j - 1) \cdot k$  et  $j \cdot k$  jours.

Lorsque l'on fait tendre les incréments  $h$  et  $k$  vers des valeurs infinitésimales, on obtient l'équation de conservation bien connue

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial F}{\partial x} \quad [2]$$

$x$  et  $t$  étant les coordonnées d'espace et de temps respectivement.

La description des mouvements de solutés nécessite une connaissance préalable des flux d'eau dans le sol. Dans la pratique, il s'avère souvent plus aisé de mesurer des teneurs en eau que des flux d'eau. L'équation [1] permet de transformer aisément une matrice de teneurs en eau en une matrice de flux d'eau. A chaque valeur de temps, on a un système d'équations du type

$$\begin{aligned} F_{1,j-1/2} &= F_{0,j-1/2} - \frac{h}{k} (\theta_{1/2,j} - \theta_{1/2,j-1}) \\ F_{2,j-1/2} &= F_{1,j-1/2} - \frac{h}{k} (\theta_{3/2,j} - \theta_{3/2,j-1}) \\ F_{n,j-1/2} &= F_{n-1,j-1/2} - \frac{h}{k} (\theta_{n-1/2,j} - \theta_{n-1/2,j-1}) \end{aligned} \quad [3]$$

Ce système contient  $n$  équations à  $(n + 1)$  inconnues. Si l'on connaît la valeur du flux à une profondeur donnée du profil — et cette profondeur peut varier dans le temps — le système d'équations se résout simplement de proche en proche.

La connaissance du flux d'eau en un endroit du profil ne présente souvent guère de difficultés. Ce peut être le flux d'eau à la surface du sol,  $F_{0,j-1/2}$ . On peut aussi déterminer la profondeur d'inversion du flux, ou « plan de flux nul ».

L'équation de bilan pour un soluté donné dans la couche  $(i - 1)$  à  $i$  entre les temps  $(j - 1)$  et  $j$  est analogue à l'équation [1] :

$$(m_{i-1/2,j} - m_{i-1/2,j-1}) \cdot h = (J_{i-1,j-1/2} - J_{i,j-1/2}) \cdot k \quad [4]$$

où  $m$  est la quantité de soluté présente dans un volume unitaire de sol (meq par  $\text{cm}^3$  de sol), et  $J$  est le flux de soluté (meq par  $\text{cm}^2$  de section de sol et par jour).

Supposons que le soluté étudié puisse se trouver sous trois formes : dans la solution du sol à la concentration  $c$  meq par  $\text{cm}^3$  d'eau, fixé sur les complexes d'échange à raison de  $q$  meq par  $g$  de sol sec, et sous forme de précipité à la concentration  $p$  meq

par g de sol sec. Si  $\rho$  est la densité apparente du sol sec, on a

$$m = c \cdot \theta + \rho \cdot (p + q) \quad [5]$$

D'autre part, le flux de soluté est donné par

$$J = -\theta \cdot D \cdot \frac{\delta c}{\delta x} + F \cdot c \quad [6]$$

le premier terme représentant la contribution des processus de diffusion et de dispersion hydrodynamique au mouvement du soluté (D est le coefficient de diffusion-dispersion, en  $\text{cm}^2$  par jour), le second terme étant le flux de convection. On suppose qu'il n'y a pas concentration des solutions par évaporation à l'intérieur du profil, et que F est un flux d'eau entièrement sous forme liquide.

En introduisant les équations [5] et [6] dans l'équation [4] et en faisant tendre les incréments d'espace et de temps vers des valeurs infinitésimales, on obtient après simplification par l'équation [2] :

$$\frac{\delta c}{\delta t} + \frac{\rho}{\theta} \cdot \frac{\delta}{\delta t} (p + q) = \frac{\delta}{\delta x} (D \frac{\delta c}{\delta x}) + \frac{D}{\theta} \cdot \frac{\delta c}{\delta x} \cdot \frac{\delta \theta}{\delta x} - \frac{F}{\theta} \cdot \frac{\delta c}{\delta x} \quad [7]$$

De la nature des fonctions  $q(c)$ ,  $p(c)$ ,  $D(x,t)$ ,  $\theta(x,t)$ ,  $F(x,t)$ , dépendra la forme finale de cette équation générale. Sa résolution analytique et même numérique nécessitera toujours diverses simplifications. Le plus souvent les hydrodynamiciens considèrent le cas de solutés non réactionnels ( $q$  et  $p$  nuls), tandis que les physico-chimistes travaillent en régime hydrique permanent ( $\theta$  et  $F$  constants). Une difficulté majeure réside dans l'établissement des fonctions  $D(x,t)$ . Ce coefficient est en effet sensible à une multitude de facteurs tels que l'humidité, la vitesse d'infiltration, la nature et la concentration du soluté, la géométrie du système poreux, elle-même susceptible de se modifier en cours d'écoulement (par exemple sous l'effet de changements de la garniture cationique ; DUFÉY et al., 1982). Il est dès lors permis de se demander si, dans l'élaboration de modèles ayant un but essentiellement pratique, il n'est pas utopique de vouloir cerner avec précision les aspects diffusifs et dispersifs du mouvement des solutés. Une telle étude ne peut être menée avec rigueur que dans des systèmes simples. Dans le cas du transfert de solutés réactionnels dans un sol naturel en régime hydrique non permanent, sans doute devra-t-on se satisfaire encore longtemps d'approximations en matière de coefficient de diffusion-dispersion.

Il n'est d'ailleurs pas prouvé que des raffinements en ce domaine puissent améliorer de façon notable la valeur prédictive des modèles complexes. Des recherches visant à approfondir la connaissance des réactions dans lesquelles les solutés sont impliqués au cours de leur transfert sont sans doute susceptibles d'apporter des améliorations plus intéressantes.

Si l'on reprend l'équation [4] et si l'on considère que le transfert de solutés à partir de ou vers la  $i$ ème couche est uniquement lié aux flux d'eau (transport convectif), on a

$$m_{i-1/2,j} = m_{i-1/2,j-1} + \frac{k}{h} \cdot (F_{i-1,j-1/2} \cdot SS - F_{i,j-1/2} \cdot SI) \quad [8]$$

où SS est la concentration du soluté dans l'eau qui traverse le plan  $(i-1)$  avec un flux  $F_{i-1,j-1/2}$ ; de même SI est la concentration dans l'eau traversant le plan  $i$  avec un flux  $F_{i,j-1/2}$ . Selon la direction de ces flux, c'est-à-dire selon leur signe algébrique, la concentration à considérer sera celle de la  $(i-1)$ ème couche, ou celle de la  $i$ ème couche, ou celle de la  $(i+1)$ ème couche. On aura donc les alternatives suivantes :

$$\begin{aligned} \text{si } F_{i-1} > 0, SS &= c_{i-3/2,j-1} \\ \text{si } F_{i-1} < 0, SS &= c_{i-1/2,j-1} \\ \text{si } F_i > 0, SI &= c_{i-1/2,j-1} \\ \text{si } F_i < 0, SI &= c_{i+1/2,j-1} \end{aligned} \quad [9]$$

L'équation [8] a été établie sur la base unique d'un transfert convectif de sels. Les effets de diffusion-dispersion n'apparaissent pas explicitement dans cette équation. Toutefois, il est aisé de comprendre qu'un artifice purement numérique, la valeur du rapport  $k/h$ , induit un mélange de sels dans le profil au cours du mouvement. On peut imaginer l'analogie physique suivante. Supposons qu'au cours de l'incrément de temps  $k$ , le flux hydrique était tel que  $1/3$  de la quantité d'eau présente dans la  $i$ ème couche a été remplacée par de l'eau venant de la  $(i - 1)$ ème couche et qu'une quantité semblable d'eau a été relâchée de la  $i$ ème vers la  $(i + 1)$ ème couche; l'équation [10] calculera une concentration moyenne en sels de la  $i$ ème couche, ou, en d'autres termes, mélangera les sels venant de la  $(i - 1)$ ème couche à ceux de la  $i$ ème dans la proportion  $1/3 - 2/3$ . Dans ce cas, plus la couche sera épaisse ou plus l'incrément de temps sera petit (à  $F$  et  $\theta$  constants); plus le degré de mélange sera important au cours du transfert. La dispersion numérique fixée par le choix de la valeur du rapport  $k/h$  permet donc de simuler une dispersion physique.

En l'absence de réaction au cours du transfert

$$(c\text{-à-d } \frac{\delta p}{\delta t} = 0 = \frac{\delta q}{\delta t})$$

la combinaison des équations [8] et [5] donne

$$c_{i-1/2,j} = c_{i-1/2,j-1} \cdot \theta_{i-1/2,j-1} / \theta_{i-1/2,j} + (F_{i-1,j-1/2} \cdot SS - F_{i,j-1/2} \cdot SI) \cdot k / (h \cdot \theta_{i-1/2,j}) \quad [10]$$

Si le soluté peut également se trouver sous forme précipité et/ou adsorbé sur les complexes d'échange, et que le mouvement entraîne un déséquilibre entre ces formes et la solution du sol, après avoir appliqué l'équation [10] à chaque soluté pour l'ensemble du profil et à un temps donné, on fera appel à un programme d'équilibrage thermodynamique du type de celui que nous avons publié (DUFEY et al., 1979). Pour chaque couche, connaissant  $p_{i-1/2,j-1}$ ,  $q_{i-1/2,j-1}$ ,  $c_{i-1/2,j}$ ,  $\theta_{i-1/2,j}$

ce sous-programme calculera  $p_{i-1/2,j}$ ,  $q_{i-1/2,j}$  et une nouvelle concentration  $c_{i-1/2,j}$  qui sera utilisée dans l'équation [10] à l'incrément de temps suivant.

Rappelons que notre programme d'équilibrage prend en considération les espèces suivantes :  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $Na^+$ ,  $CaSO_4^0$ ,  $CaCO_3^0$ ,  $MgSO_4^0$ ,  $MgCO_3^0$ ,  $H^+$ ,  $OH^-$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{--}$ ,  $CO_3^{--}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $H_2CO_3^0$  en solution;  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$  et  $Na^+$  sur les complexes d'échange; gypse  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$  et calcite  $CaCO_3$  précipités; les équilibres entre ces espèces sont calculés à une pression partielle de  $CO_2$  fixée dans la phase gazeuse.

Le cas de la couche supérieure du profil est particulier puisqu'un flux d'eau négatif en  $i = 0$  suppose une évaporation mais un flux de sels nul. Si  $F_{0,j-1/2} < 0$ , on aura donc

$$c_{1/2,j} = c_{1/2,j-1} \cdot \theta_{1/2,j-1} / \theta_{1/2,j} - F_{1,j-1/2} \cdot SI \cdot k / (h \cdot \theta_{1/2,j}) \quad [11]$$

Dans le reste du profil, nous avons supposé que la contribution de la phase vapeur au mouvement global de l'eau est négligeable.

Le choix des incréments d'espace et de temps est sujet à certaines contraintes. En effet, ces incréments ne peuvent pas être tels que la concentration  $c_{i-1/2,j}$  de l'équation [10] devienne négative dans certaines conditions particulières de flux. Cette condition peut s'écrire :

$$k / h \leq c_{i-1/2,j-1} \cdot \theta_{i-1/2,j-1} / |F_{i-1,j-1/2} \cdot SS - F_{i,j-1/2} \cdot SI| \quad [12]$$

les traits verticaux désignant la valeur absolue du dénominateur. Dès lors, avant d'appliquer l'équation [10] à un temps donné, on vérifiera la condition [12] pour chaque soluté dans tout le profil, et on réduira éventuellement en conséquence l'incrément de temps fixé initialement.

Le programme de calcul a été écrit en FORTRAN IV (1). Outre les diverses constantes thermodynamiques propres au sous-programme d'équilibrage, les données nécessaires sont les suivantes : la composition hydrique et chimique initiale du profil, la compo-

(1) Une copie du programme peut être obtenue auprès des auteurs.

sition et la période d'utilisation de l'eau ou des eaux d'irrigation, la composition de la nappe éventuelle au bas du profil, l'épaisseur et le nombre de couches, l'incrément de temps, les couples temps-teneur en eau pour chaque couche (ces temps sont quelconques, le programme interpole linéairement la valeur de  $\theta$  au temps désiré, ce qui réduit fortement le nombre de couples  $t-\theta$  à introduire, surtout pour les couches où  $\theta$  reste constant pendant un temps assez long). Si le flux d'eau est nul au bas du profil, le programme calcule lui-même les flux d'eau en surface; si ce n'est pas le cas, il faut introduire les couples temps-flux en surface nécessaires.

## EXPERIMENTATION

La validité du modèle présenté ci-dessus a été vérifiée dans le cas de l'évolution de la salure d'un sol soumis à une succession de cycles irrigation-évaporation.

### DESCRIPTION DE L'EXPERIENCE.

Huit colonnes en plexiglass ayant un diamètre intérieur de 12 cm ont été remplies jusqu'à leur sommet (110 cm) par un mélange sec composé à parts égales de sable et de sol limoneux. La densité apparente de ce mélange était  $1.55 (\pm 0.03) \text{ g/cm}^3$ , ce qui correspond à une porosité volumique d'environ 43%. Le sol provenait du plateau de Lauzelle (Louvain-la-Neuve, Belgique). Il avait d'abord été saturé en calcium sur place par aspersion avec une solution  $\text{CaCl}_2$  300 meq/l, et puis lessivé par une solution de  $\text{CaCl}_2$  5 meq/l. Après prélèvement et séchage à l'air, il fut broyé et passé au tamis de 5 mm. Le sable avait subi des lavages identiques. La capacité d'échange cationique du sol était de 7.6 meq/100 g.

L'irrigation des colonnes était assurée par une pompe péristaltique à huit canaux, réglée de façon à obtenir une vitesse d'infiltration (vitesse de Darcy) d'environ 10 mm par jour. L'eau était répartie sur toute la surface par des plaques poreuses en verre fritté.

Deux types d'eau d'irrigation ont été utilisées : une eau presque saturée par rapport au gypse (eau no. 1 :  $\text{CaSO}_4$  27 meq/l), et une eau riche en sodium et en sulfate (eau no. 2 :  $\text{CaSO}_4$  4 meq/l,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  36 meq/l).

Entre les périodes d'irrigation, les plaques poreuses étaient enlevées et la surface du sol était maintenue à une température de  $48^\circ\text{C}$  par une lampe chauffante couplée à un thermomètre à contact. Les colonnes étaient entourées d'un manchon de 10 cm de laine de verre, afin de minimiser les échanges thermiques latéraux entre le sol et l'air ambiant dont la température était de  $20^\circ\text{C}$ . Malgré cette précaution, le gradient thermique n'était sensible que sur une profondeur d'environ 5 à 7 cm.

Le sol fut soumis à quatre cycles irrigation-séchage. Après chaque cycle, deux colonnes (une par type d'eau d'irrigation) étaient sectionnées pour l'analyse hydrique et chimique. Les périodes d'irrigation étaient de l'ordre de 4 à 5 jours, et les périodes de séchage étaient d'environ 9 à 10 jours. Au cours de la dessiccation, les colonnes étaient pesées quotidiennement avec une précision d'environ 1 g, ce qui permettait de connaître la vitesse d'assèchement du sol et donc les flux d'eau en phase vapeur à la surface du sol. Les touries d'eau d'irrigation étaient également pesées en début et en fin d'aspersion afin de connaître avec précision les doses d'eau appliquées.

Les profils de teneur en eau à la fin de chaque cycle ont été déterminés par pesée des tranches de sol avant et après dessiccation à  $105^\circ\text{C}$ . La teneur en eau volumique du mélange initial séché à l'air était de  $0.012 \text{ cm}^3$  d'eau par  $\text{cm}^3$  de sol.

Les teneurs en sodium ont été mesurées dans les colonnes irriguées par l'eau no. 2. Le sodium a été extrait par une solution  $\text{AcNH}_4$  1 N, à pH 7, et dosé par absorption atomique.

Les teneurs en sulfate ont été mesurées par titrage au perchlorate de barium (méthode de FRITZ et YAMAMURA, 1955) d'un extrait de centrifugation sol : eau 50 : 75. Ce rapport sol : eau a été calculé de façon à être assuré de la dissolution complète du

gypse précipité. Les teneurs en chlorure ont été mesurées dans ce même extrait par conductimétrie (mesures de la conductivité électrique après additions de  $\text{AgNO}_3$ ).

### EVOLUTION HYDRIQUE DU PROFIL.

En cours d'irrigation, le déplacement du front d'eau était nettement visible. La première aspersion fut arrêtée lorsque le front atteignit la profondeur d'environ 30 cm ; pour les 2<sup>e</sup>, 3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> aspersion, les profondeurs approximatives d'humectation furent respectivement 40, 50 et 65 cm. Connaissant l'état hydrique du sol avant chaque irrigation, les quantités d'eau apportées (tableau 1) et la vitesse de progression du front, on pouvait en déduire que la teneur volumique en eau maximale était d'environ 0.20.

TABLEAU 1. — Lames d'eau appliquées (I) et évaporation cumulées (E), en mm  
Heads of irrigation water (I), and cumulative evaporations (E), in mm

| eau | N°<br>colonne | CYCLES |    |    |    |    |    |    |    |
|-----|---------------|--------|----|----|----|----|----|----|----|
|     |               | 1      |    | 2  |    | 3  |    | 4  |    |
|     |               | I      | E  | I  | E  | I  | E  | I  | E  |
| 1   | 1             | 61     | 22 | 42 | 21 | 37 | 17 | 53 | 21 |
|     | 2             | 62     | 23 | 42 | 21 | 37 | 16 | —  | —  |
|     | 3             | 53     | 17 | 46 | 20 | —  | —  | —  | —  |
|     | 4             | 61     | 22 | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
| 2   | 5             | 62     | 22 | 43 | 19 | 37 | 14 | 52 | 16 |
|     | 6             | 61     | 21 | 41 | 19 | 37 | 14 | —  | —  |
|     | 7             | 56     | 18 | 48 | 24 | —  | —  | —  | —  |
|     | 8             | 54     | 16 | —  | —  | —  | —  | —  | —  |

Les quantités d'eau évaporées au cours des divers cycles pour les 8 colonnes sont données au tableau 1. Au cours de ces évaporations, on remarquait un assèchement très rapide de la surface des colonnes. Nos pesées quotidiennes ont montré qu'environ 50 à 60 % de l'évaporation totale se produisait le premier jour. Pendant les périodes d'assèchement, on observait une dispersion lente du front d'humectation. La figure 1 présente les profils hydriques en fin de séchage pour les colonnes irriguées avec l'eau no. 1. Les teneurs volumiques en eau dans les sols irrigués avec l'eau no. 2 étaient supérieures d'environ 0.01 à celles de la figure 1. On a aussi noté une tendance à une évaporation moindre dans ces sols. Ce fait est certainement lié à la sodification des complexes d'échange, qui entraîne une rétention d'eau supérieure par gonflement des argiles (DUFEY et BANIN, 1979).

Une matrice approximative de teneurs en eau a été établie pour l'ensemble des colonnes, en vue des essais de simulation. Pour ce faire, nous nous sommes basés sur nos mesures expérimentales (profils hydriques en fin d'évaporation, flux journaliers en surface obtenus par pesées) et sur nos observations visuelles (avance du front d'humectation, évaporation très intense en surface, redistribution lente en profondeur pendant le séchage).

### EVOLUTION CHIMIQUE DU PROFIL : RESULTATS EXPERIMENTAUX ET SIMULATIONS.

Les valeurs des constantes thermodynamiques impliquées dans le modèle d'équilibre ont été extraites de la littérature (par exemple : DROUBI, FRITZ, TARDY, 1976). Elles n'ont pas été adaptées en fonction des variations de température, celles-ci n'étant d'ailleurs importantes que dans la tranche superficielle des colonnes. Un modèle plus raffiné devrait évidemment prendre de telles variations en considération, mais il est rare que l'on dispose de ces données dans des essais de plein champ.

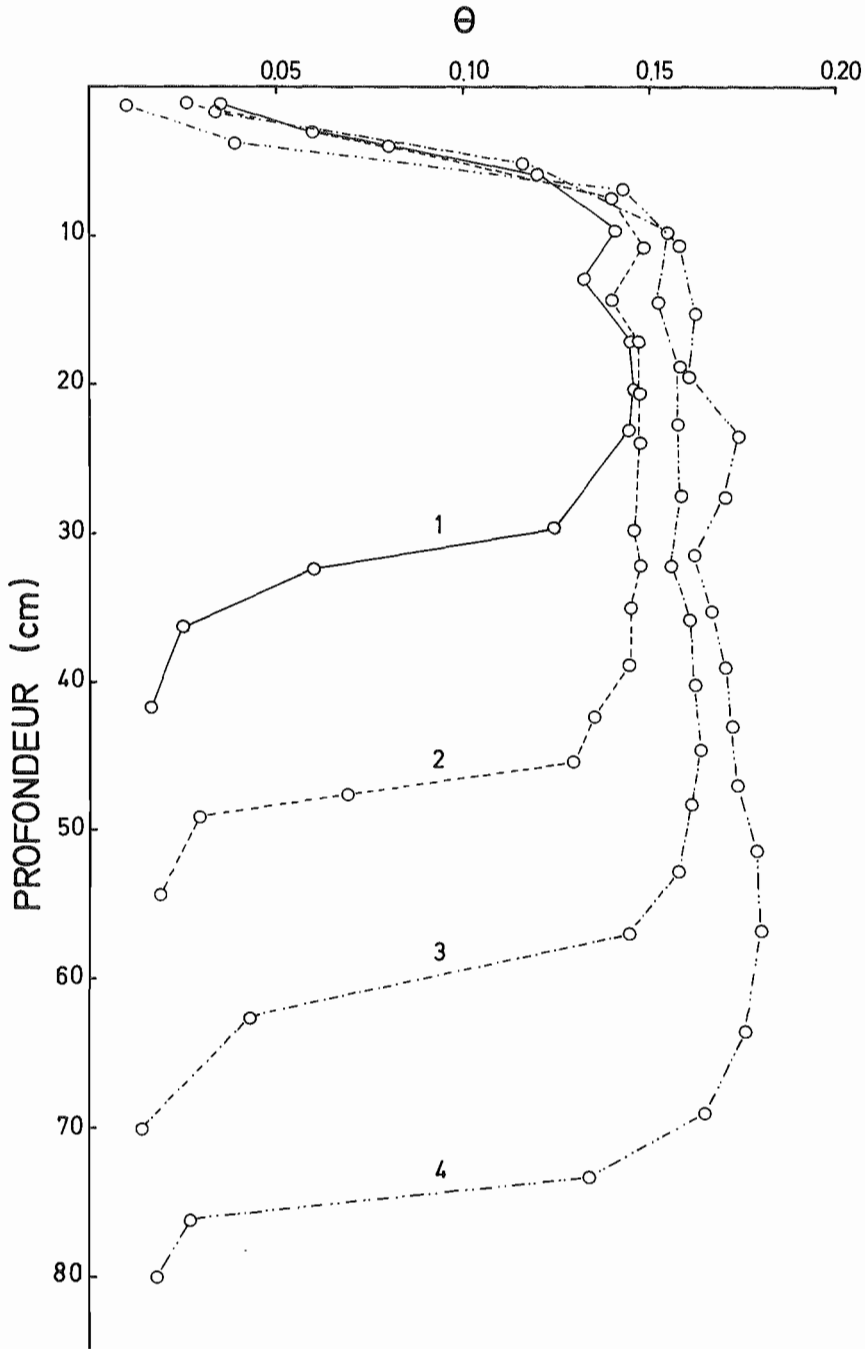


FIGURE I. — Profils hydriques mesurés en fin d'évaporation, dans les colonnes irriguées avec l'eau no. 1; 1-2-3-4 = nombre de cycles

Water profiles measured after evaporation, in the columns irrigated by water no. 1; 1-2-3-4 = number of cycles

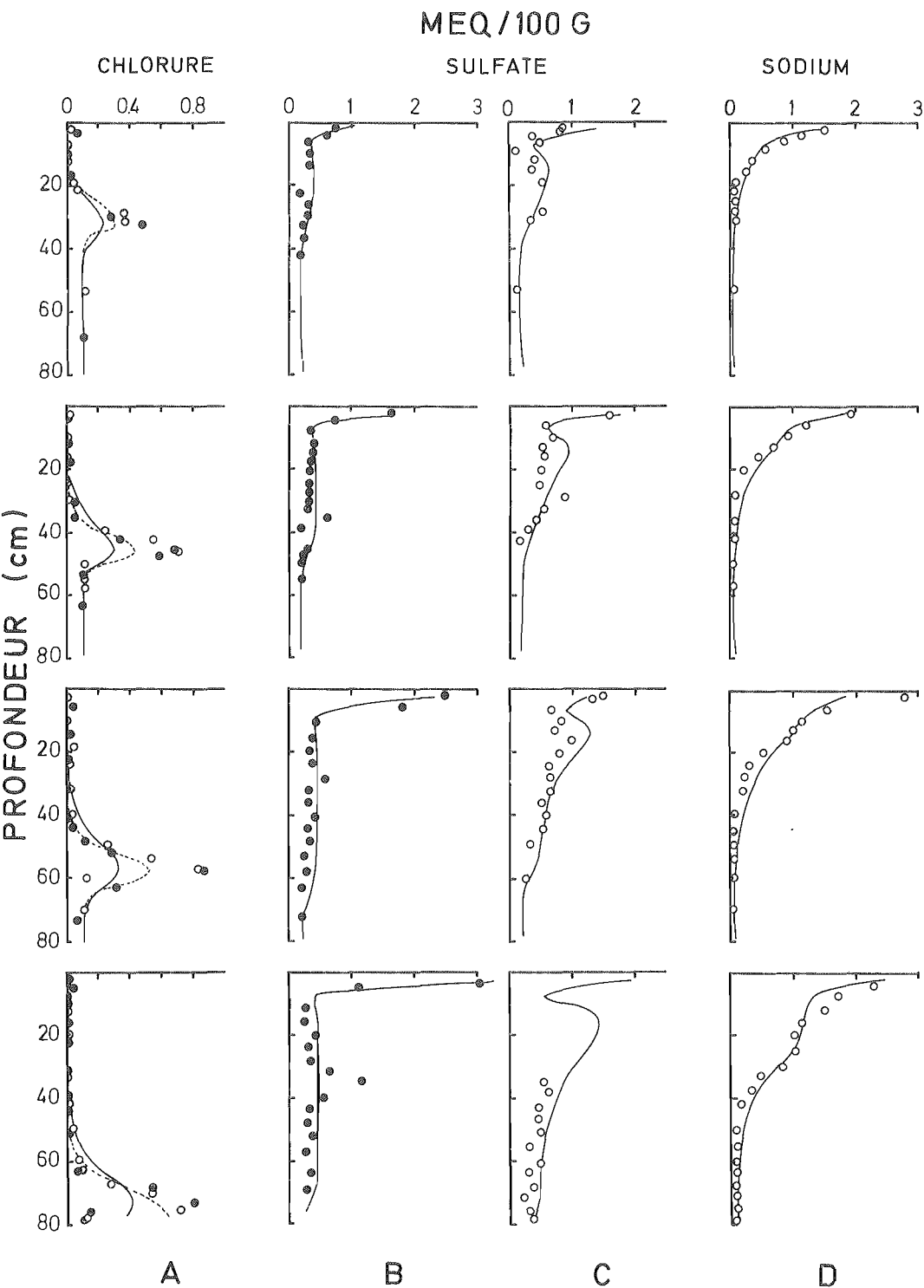
La comparaison entre les résultats expérimentaux et les prédictions du modèle a porté sur les teneurs en chlorure, en sulfate et en sodium. Un accord entre expérience et modèle sur les teneurs en ces trois éléments suppose évidemment un accord sur les teneurs en calcium. Ce cation se prête toutefois moins bien à la comparaison : ses variations relatives de concentration dans le sol ne peuvent qu'être faibles étant donné sa large dominance dans nos conditions expérimentales.

La teneur initiale en chlorure dans le sol était de 0.1 meq/100 g. Les solutions d'irrigation ne contenaient pas de chlorure. La figure IIA présente les résultats expérimentaux et les teneurs calculées par le modèle avec différentes valeurs d'incrément d'espace et de temps. On remarque que le modèle prédit correctement la position du pic de chlorures et qu'une réduction de l'incrément d'espace (2.5 cm au lieu de 5 cm) améliore nettement l'accord avec les données expérimentales. L'augmentation de l'incrément de temps a relativement peu d'effet. Le pic de chlorures est très aigu, cela est dû à l'avance du type « piston » du front d'humectation ; sur une distance très faible,  $\theta$  passe de 0.012 à environ 0.20 alors que le modèle considère l'humidité moyenne d'une couche de 5 cm ou de 2.5 cm. De façon stricte, il aurait été nécessaire de réduire encore l'incrément d'espace dans la zone de progression du front d'humectation. Nous ne l'avons pas fait pour deux raisons : d'une part, notre objectif n'était pas de simuler au plus juste les effets de diffusion-dispersion, d'autre part, nous avons remarqué que la réduction de la valeur des incréments n'avait qu'un effet négligeable sur les prédictions concernant le mouvement des espèces réactionnelles. Pour le transfert de solutés inertes tels que le chlorure, on peut certainement développer des modèles plus élaborés que le nôtre (par exemple WARRICK *et al.*, 1971), mais leur coût d'utilisation deviendrait prohibitif s'ils devaient être couplés à des programmes d'équilibrage thermodynamique.

FIGURE II. — *Composition chimique des sols après (de haut en bas) 1, 2, 3, et 4 cycles irrigation-évaporation. Les points expérimentaux «●» et «O» concernent les colonnes irriguées avec les eaux n° 1 et 2 respectivement. Les courbes continues ont été simulées avec  $h = 5$  cm et  $k = 0.5$  j ; les courbes en pointillé ont été obtenues avec  $h = 2,5$  cm et  $k = 0,5$  j*

*Chemical composition of the soils after (downwards) 1, 2, 3, and 4 irrigation-  
evaporation cycles. The experimental points «●» and «O» refer the columns  
irrigated by water no. 1 and water no. 2 respectively. The full curves were  
simulated with  $h = 5$  cm and  $k = 0.5$  day ; the dotted curves were obtained  
with  $h = 2.5$  cm and  $k = 0.5$  day*





L'utilisation de l'eau d'irrigation no. 1, quasi saturée en sulfate de calcium, devait entraîner une précipitation de gypse dès qu'une évaporation minime se produisait. La teneur initiale du sol en sulfate était d'environ 0,2 meq/100 g, résidu sans doute des nombreuses années de fertilisation connues par ce sol. A la figure IIB, on remarque une accumulation extrêmement importante de sulfate dans la zone superficielle d'évaporation intense et on obtient un bon accord quantitatif entre données expérimentales et calculées. Il semble également qu'un léger pic secondaire de sulfate se soit formé aux environs de 30 cm, ce qui correspond à la profondeur d'humectation du premier cycle. Il est possible que du gypse se soit formé à cet endroit par évaporation de l'eau sous l'effet d'un gradient de tension de vapeur très élevé, l'air du sol passant d'une tension de vapeur saturante dans le sol humide à une tension de vapeur très faible dans le sol sec, sur une distance très courte. Ce gypse n'a pas pu être dissous par les humectations suivantes, du fait de la quasi saturation de l'eau utilisée. Un pic similaire n'apparaît pas au niveau du front d'humectation des autres cycles; le gradient de tension de vapeur aurait été atténué par la redistribution d'eau lors des cycles précédents et, de plus, les nouveaux apports de solution poussaient devant eux une phase gazeuse beaucoup plus chargée de vapeur d'eau que l'apport initial. Le modèle n'a évidemment pas prévu ce pic secondaire de sulfate, puisque, dans le calcul, ce processus d'évaporation est limité à la surface du profil. Soulignons enfin que l'intégralité du sol avait, au départ, un degré de siccité ( $\theta = 0.012$ ) qui doit être exceptionnel dans les conditions naturelles. Il est donc probable que de tels pics de gypse résultant du transfert d'eau en phase vapeur à l'intérieur du profil se produisent très rarement dans les sols naturels.

La figure IIC présente les teneurs en sulfate dans les sols irrigués par l'eau no. 2 ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$  36 meq/l,  $\text{CaSO}_4$  4 meq/l). L'immobilisation de sulfate sous forme de gypse résulte ici de la combinaison de deux processus : échange ionique Ca-Na et évaporation. L'accumulation de sulfate en surface est moins marquée que dans les irrigations avec l'eau no. 1; cette accumulation est plus diffuse et l'accord avec les données du modèle est raisonnablement bon. Le modèle prédit un minimum de la teneur en sulfate immédiatement sous la zone superficielle d'évaporation intense. Les mesures expérimentales semblent confirmer cette tendance, du moins pour les colonnes analysées après les premier et troisième cycles. Une erreur de manipulation n'a pas permis de déterminer une partie des teneurs après le quatrième cycle. La précision des dosages de sulfate est assez faible, ce qui est un problème fréquent posé par l'analyse chimique des sols, surtout lorsqu'on veut vérifier la validité de modèles mathématiques.

La teneur en sodium dans les sols irrigués avec l'eau no. 2 est présentée à la figure IID. Les courbes simulées s'accordent de façon satisfaisante avec les mesures expérimentales. Ce bon accord est encourageant puisque la sodification du sol est intimement dépendante de tous les autres processus : variation de la force ionique de la solution du sol sous l'effet du mouvement et de l'évaporation d'eau, immobilisation du cation sous forme de gypse, formation de paires ioniques  $\text{CaSO}_4^0$ , etc.

Comme pour le sulfate, la comparaison a porté sur la teneur totale en sodium, puisque, tout comme l'analyse ne peut faire la distinction entre sulfate en solution et gypse dans l'échantillon original, la méthode d'extraction du sodium ne permet pas de distinguer le sodium adsorbé sur les complexes d'échange du sodium en solution. Toutefois, comme les calculs par le programme sont basés sur cette double distribution, on peut supposer qu'une prédiction correcte de la teneur totale en sodium implique une prédiction correcte du taux de sodium échangeable (ESP). La figure III montre l'évolution simulée du taux de sodium échangeable au cours des quatre cycles. On voit comment le séchage superficiel accroît la sodification des complexes d'échange par augmentation de la force ionique et précipitation de gypse. Par contre, l'humectation qui suit le séchage diminue le ESP par dilution de la solution et remobilisation du gypse.

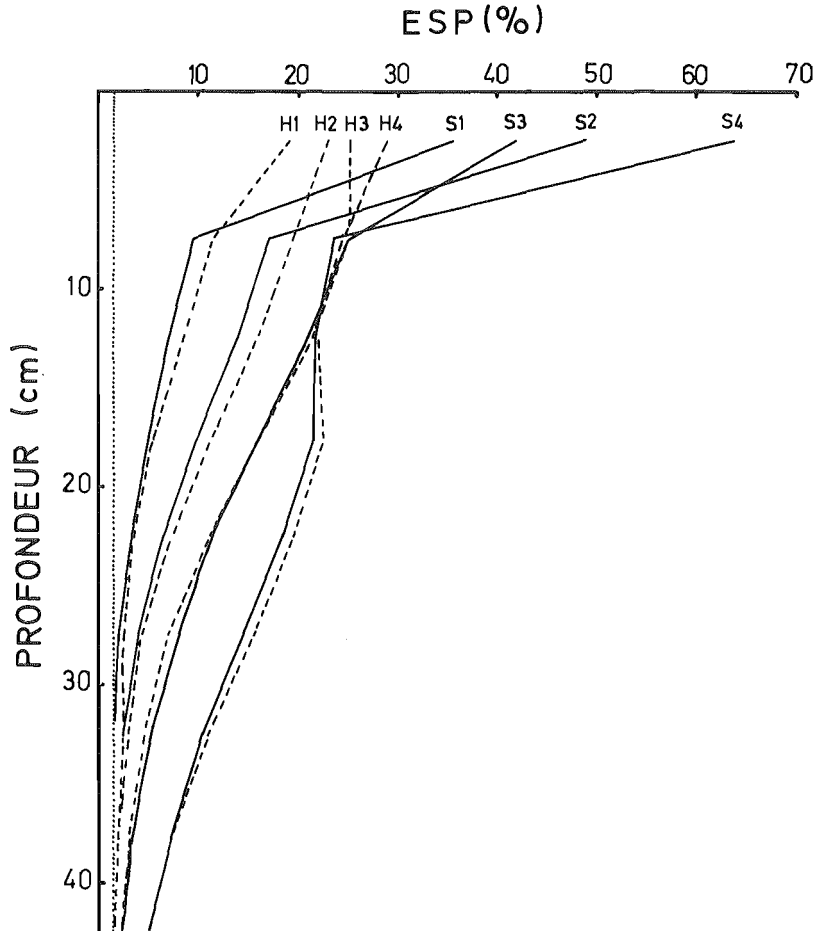


FIGURE III. — Evolution simulée du taux de sodium échangeable (ESP) au cours des 4 cycles. H = état en fin d'irrigation ; S = état en fin d'évaporation ; 1-2-3-4 = nombre de cycles

Simulated variation of E.S.P. during the 4 cycles. H = after irrigation ; S = after evaporation ; 1-2-3-4 = number of cycles

**CONCLUSIONS**

Il semble qu'un modèle mathématique ne comportant qu'une description assez sommaire, voire simpliste, du transport convectif, diffusif et dispersif des solutés dans la solution du sol puisse fournir des prédictions suffisamment fiables pour le praticien en matière d'évolution de la composition chimique d'un sol en régime hydrique transitoire.

Ce résultat conforte l'opinion que ce sont essentiellement les réactions dans lesquelles sont impliqués les solutés qui régissent leur distribution dans le profil, et que tout effort visant à améliorer la description de ces réactions est souhaitable. Cette remarque ne s'applique en toute rigueur qu'à l'écoulement en milieu poreux macroscopiquement homogène. L'écoulement dans des sols profondément fissurés (fentes de retrait) pose d'autres problèmes.

Cette simplification de l'aspect « mouvement » proprement dit permet de développer des modèles plus élaborés du point de vue « réactions », dont le coût d'utilisation reste acceptable.

SUMMARY

SALT MOVEMENT THROUGH A SOIL PROFILE IN TRANSIENT FLOW CONDITIONS: APPLICATION OF A SIMPLIFIED MODEL

*A mathematical model of salt movement in transient flow conditions is presented in this paper. The modeling of solute transport by convection and dispersion processes in soil solution is very simplified. The profile is divided into layers of constant thickness; the water fluxes are calculated from the variation of water contents with time and depth, and from the flux at any one point of the profile. This elementary model is connected with an equilibration model that regulates the distribution of chemical species between solution, precipitate, and exchange phases (Dufey and al., 1979).*

*Irrigation experiments were carried out in columns of 12 cm diameter and 110 cm height.*

*A loamy soil, that had been washed with CaCl<sub>2</sub>, was subjected to four aspersion-evaporation cycles (table 1). Two types of water were used: 1) CaSO<sub>4</sub> 0.027 N, 2) CaSO<sub>4</sub> 0.004 N—Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 0.036 N. Chloride, sulfate and sodium contents were measured with time and depth. Experimental and simulated data are compared in Fig. II.*

*It is concluded that a model, simplified with respect to water movement but more elaborate with respect to physico-chemical processes, can simulate the transport of reactional solutes with adequate precision. This is only strictly valid for the physical conditions of the present study: macroscopically homogeneous medium without macropores or cracks.*

Références bibliographiques

1. DUFÉY J.E., BANIN A. (1979). — Particle shape and size of two sodium-calcium montmorillonite clays. Soil Sci. Soc. Amer. J., 43 : 782-785.
2. DUFÉY J.E., PETIT C.M., GOBLET Y., LAUDELOUT H. (1979). — Modélisation des équilibres physico-chimiques d'échange et de précipitation dans les systèmes sol-eau-électrolyte. Annales Agronomiques, 30 : 53-62.
3. DUFÉY J.E., SHETA T.H., GOBRAN G.R., LAUDELOUT H. (1982). — Dispersion of chloride, sodium, and calcium ions in soils as affected by exchangeable sodium. Soil Sci. Soc. Amer. J., 46 : 47-50.
4. DROUBI A., FRITZ B., TARDY Y. (1976). — Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqués à la prédiction de la nature des sols et des doses optimales d'irrigation. Cahiers de l'ORSTOM, série Pédologie, 14 : 13-38.
5. FRITZ J.S., FREELAND M.Q. (1955). — Rapid microtitration of sulfate. Analytical Chemistry, 27 : 1461-1464.
6. GALLEZ A., STITOU M., DUFÉY J.E. (1981). — Dessalage et désodification d'un sol marocain irrigué. Agronomie, 1 : 265-272.
7. GOBRAN G.R., DUFÉY J.E., LAUDELOUT H. (1982). — The use of gypsum for preventing soil sodification : effect of gypsum particle size and location in the profile. J. Soil Sci., 33 : 309-316.
8. LAUDELOUT H., DUFÉY J.E., SHETA T.H. (1979). — Ionic equilibria in semi-arid soils. In : Soils in mediterranean type climates and their yield potential. Proc. 14th Coll. Int. Potash Inst., Bern, 135-150.
9. WARRICK A.W., BIGGAR J.W., NIELSEN D.R. (1971). — Simultaneous solute and water transfer for an unsaturated soil. Water Res., 7 : 1216-1225.