

ESSAI DE SIMULATION EN VRAIE GRANDEUR DE L'ÉVOLUTION DE LA SALINITÉ DES SOLS IRRIGUÉS, PROBLEMES DE CALAGE DES MODELES

M. RIEU
O.R.S.T.O.M. - 1002 TUNIS

La simulation numérique des mouvements de l'eau dans le sol, moyen privilégié pour l'étude dynamique des transferts des substances solubles, constitue la base des travaux de prévision de l'évolution des sols irrigués en zone aride où la salinisation et l'alcalinisation doivent être contrôlées étroitement. Dans ce but, on utilise des modèles composites tels que celui qui est présenté ici : sur un modèle de type déterministe, pour la simulation des mouvements de l'eau, sont greffées diverses sub-routines qui permettent de tenir compte, de façon paramétrique, de l'environnement immédiat du sol et de calculer les équilibres physico-chimiques dont il est le siège.

Les premiers essais de simulation montrent que, si le modèle semble fonctionner correctement, il est délicat de s'assurer de la validité de l'ensemble des simulations partielles grâce à la reproduction d'un événement global observé « au champ ». En effet, les changements d'état que l'on peut mesurer dans les parcelles irriguées sont souvent peu significatifs. Il semble préférable de tester la validité des différentes sub-routines par des simulations spécifiques de variations de grande amplitude provoquées au laboratoire. Les tests de terrain restent nécessaires pour le calage du modèle.

* * *

REAL SIZE SIMULATION TEST OF THE EVOLUTION OF THE SALINITY OF IRRIGATED SOILS PROBLEMS OF MODEL ADJUSTMENT

M. RIEU

The numerical simulation of water movement in the soil is the best means for dynamical study of solute transfer. This is the basis of work predicting the evolution of irrigated soils in arid zones where salinity and alkalization have to be strictly monitored. Therefore, composite models are used like the one described here : various sub-routines are added to a deterministic model simulating the water movement in order to parametrize the immediate soil environment and to calculate its physico-chemical balance.

The first simulation tests show that, if the model seems to be working correctly, it is difficult to ensure the validity of all partial simulations using the reproduction of a global event in the field. In fact, the variations which can be measured on the irrigated plots are often not very significant. It is better to test the validity of the different sub-routines by specific simulations with large scale variations in the laboratory. Field-work remains a necessity for the general adjustment of the model.

INTRODUCTION

Grâce à des conditions d'ensoleillement et de température favorables, la culture irriguée en zone semi-aride permet d'atteindre de hauts rendements. Toutefois, en raison de la forte évaporation, les sels peuvent s'accumuler dans le sol : environ 0.1 % de la surface mondiale irriguée est ainsi perdue chaque année (200.000 ha.). Ces terres stérilisées sont une proie facile pour l'érosion qui réduit leur épaisseur au point que les espèces pérennes ne peuvent plus y subsister. La désertisation est alors inévitable.

Une estimation préalable des effets possibles de l'irrigation sur la salinité des sols constitue non seulement un critère de décision sur les terres à mettre en valeur mais aussi une source d'informations utiles pour la gestion des périmètres irrigués.

I - MODELE DE SIMULATION

C'est avec un objectif nettement appliqué qu'a été conçu le modèle présenté ici : on n'en attend pas la simulation fidèle de l'évolution de la salinité de l'ensemble d'un périmètre ou d'une région, mais une prévision sur la façon dont la salinité et l'alcalinité de quelques sols représentatifs d'une région risquent d'évoluer dans le cas de l'irrigation avec les eaux disponibles dans cette même région.

Ce que l'on cherche à prévoir, c'est la composition chimique de la solution du sol, la masse de sels cristallisés à différentes profondeurs et les proportions de cations adsorbés, au bout de quelques années d'exploitation.

Le modèle doit donc simuler les transferts de solutés et recalculer l'équilibre thermodynamique. Très schématiquement :

- Les flux d'eau et de solutés produits dans le sol ou échangés avec le milieu extérieur sont simulés dans le temps, pendant un an reconductible, en fonction des apports d'eau en surface ou à la base ainsi que de l'eau consommée par la végétation ou évaporée directement.

On utilise un ensemble de calcul fondé sur l'équation de continuité :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial q}{\partial z}$$

où θ est la teneur en eau (cm^3/cm^3)

t le temps (jours)

q la densité de flux volumique (cm/jour)

z la distance selon un axe vertical orienté vers le bas (cm)

Le profil est divisé en strates successives de $\Delta z = 5$ cm, sauf la première et la dernière dont l'épaisseur est $\Delta z/2$. Le pas de temps est variable (de 16 secondes à 0,1 jour) en fonction de l'intensité des flux. L'équation de continuité, discrétisée en différences finies selon un schéma implicite du type CRANK et NICHOLSON (CRANK, 1956), est utilisée pour décrire la variation instantanée du stock d'eau dans chaque strate j durant un intervalle de temps i :

$$\frac{\theta_j^i - \theta_j^{i-1}}{\Delta t} = \frac{D_{j+1/2}^{i-1} \{\theta_{j+1}^i + \theta_{j+1}^{i-1} - \theta_j^i - \theta_j^{i-1}\} - 2G \cdot K_{j+1/2}^{i-1}}{2\Delta z^2} - \frac{D_{j-1/2}^{i-1} \{\theta_j^i + \theta_j^{i-1} - \theta_{j-1}^i - \theta_{j-1}^{i-1}\} - 2G \cdot K_{j-1/2}^{i-1}}{2\Delta z^2} \quad (1)$$

où $K_{j+1/2}^{i-1}$ et $D_{j+1/2}^{i-1}$ sont les valeurs moyennes de la conductivité hydraulique et de la diffusivité au début de l'intervalle de temps i pour les strates j et j+1. La diffusivité (cm^2/j) est définie par : $D(\theta) = K(\theta) \cdot \partial h / \partial \theta$, h étant la succion (cm d'eau). On a : $G = \Delta z$.

Les caractéristiques hydrodynamiques du profil sont mesurées expérimentalement et introduites dans le modèle selon les normes propres au programme de calcul :

$h = f(\theta)$ est déterminée par une relation unique moyenne pour tout le profil, de la forme : $h = \alpha \cdot (\theta/\theta_x)^B$ où θ_x est la teneur en eau moyenne pour laquelle l'espace poral, initialement saturé en eau, commence à admettre de l'air.

3 relations $K(\theta)$ au plus, de la forme $K(\theta) = A\theta^B$ ou $K(\theta) = K_{\text{sat}} \cdot (\theta/\theta_{\text{sat}})^B$, correspondant à trois niveaux distincts peuvent être utilisées. Les niveaux sont définis selon des critères morphologiques (structure, mode d'assemblage, type de porosité), texturaux (composition texturale, densité apparente) et hydrodynamiques (θ et K à saturation).

Afin de tenir compte de l'effet de l'alcalinisation du sol sur l'infiltrabilité en surface, la conductivité hydraulique de la zone supérieure peut être modulée en fonction de la teneur en Sodium échangeable.

Les pertes d'eau par évaporation ou consommation sont simulées par une fonction puits S_j^i ($j > 1$). On a, par cm^3 de sol et pour l'intervalle de temps i :

$$S_j^i = \frac{\text{ETP} \cdot \text{CF} \cdot \text{KP} \cdot \Delta t^i}{3\Delta z}$$

où ETP est la valeur de l'évapotranspiration potentielle au jour simulé. Cette donnée est introduite sous la forme de moyennes hebdomadaires ou par quinzaines (Penman ou Thornthwaite, en cm d'eau).

CF est le coefficient cultural du stade végétatif de la culture au jour simulé. Pour une année, le modèle prend en compte jusqu'à 3 cultures séparées ou non par une période de friche.

KP est la fraction de système racinaire contenue dans le niveau de sol de 15 cm d'épaisseur où est située la strate j. Les racines sont mesurées par pesée dans des niveaux successifs de 15 cm d'épaisseur pour le développement maximum du végétal. Si le sol est partiellement ou totalement nu, une distribution de racines fictive, estimée empiriquement, permet de simuler l'évaporation directe.

Le système d'équations est résolu par l'algorithme de la matrice tridiagonale de THOMAS (RICHTMEYER, 1957). Les teneurs en eau θ_j^i étant calculées à partir de θ_j^{i-1} , on calcule les masses d'eau fluées à travers la surface et la base du sol ainsi qu'à travers des surfaces horizontales imaginaires situées au milieu de chaque strate interne. Les conditions aux limites suivantes ont été adoptées :

+ A la base du sol, θ_Q est constant, égal à la teneur en eau moyenne du sous-sol ou à θ_{sat} s'il y a une nappe phréatique ; le niveau de la nappe peut varier dans le temps et la valeur de Q est corrigée en conséquence.

+ En surface du sol, s'il y a apport d'eau (pluie ou irrigation), la totalité de l'apport est considérée disponible, sous la forme d'une lame d'eau en surface du sol, au début du jour d'apport. On a : $\theta_1 = \theta_{sat}$ et $K_1 = K_{sat}$ tant qu'il y a de l'eau à infiltrer.

S'il n'y a pas d'apport d'eau, aucun flux évaporatoire ascendant à travers la surface du sol n'est calculé. La première demi-strate n'étant pas affectée par la fonction puits, on fait l'approximation que son contenu en eau participe à l'évolution du stock de la strate immédiatement inférieure et on pose $\theta_1^i = \theta_2^{i-1}$. La valeur de θ_1^i est ensuite corrigée en fonction de la valeur des flux échangés dans le profil de façon que la règle du bilan local soit respectée (RIEU, 1982, 1983).

- Les bases échangeables (mé/100g), le contenu en calcite ou gypse (moles/litre de solution du sol) et la composition chimique de la solution du sol (Na, Ca, Mg, Cl, SO_4 , en moles/l ; pCO_2 en atm. et pH) correspondant à l'état initial, sont introduits pour des segments de sol successifs de 15 cm d'épaisseur. La composition chimique globale de chaque segment est réactualisée à la fin de chaque intervalle de temps, en fonction des masses de solutés échangées avec les 2 segments adjacents. La remise à l'équilibre thermodynamique au sein de chaque segment est effectuée à la fin de chaque journée simulée. Elle s'obtient en recherchant, de façon librement convergente, l'équilibre simultané des trois sous-systèmes : solution d'électrolytes et pCO_2 , solution d'électrolytes et masse d'évaporite ($CaCO_3$; $CaSO_4$, $2H_2O$), solution d'électrolytes et échangeur d'ions.

Le modèle de calcul est dû à J.E. DUFFEY (1979, 1981).

Le programme général de calcul, écrit en FORTRAN IV, comprend outre le programme principal, 8 sous-programmes et 4 fonctions. Il est divisé en 3 unités : boucle journalière, boucle incrément de temps et ensemble de remise à l'équilibre. (Fig. 1). La date du jour simulé est calculée par THE, S_j^i est calculé par VEGT et CODI calcule $K(\theta)$ et $D(\theta)$; les teneurs en eau, les flux et les compositions chimiques globales sont déterminés dans SOLUTE. VENTIL distribue les calculs d'équilibration ; le système solution- pCO_2 est traité par EQUISOL, le système solution-évaporites est rééquilibré par GYPCAL tandis que ECHANG assure l'équilibre avec la capacité d'échange. L'exécution de la simulation d'une journée sur DPS 8 d'HONEYWELL-BULL représente environ 7.5 secondes de temps C.P.U. (à peu près 2 minutes de temps réel en Time Sharing System).

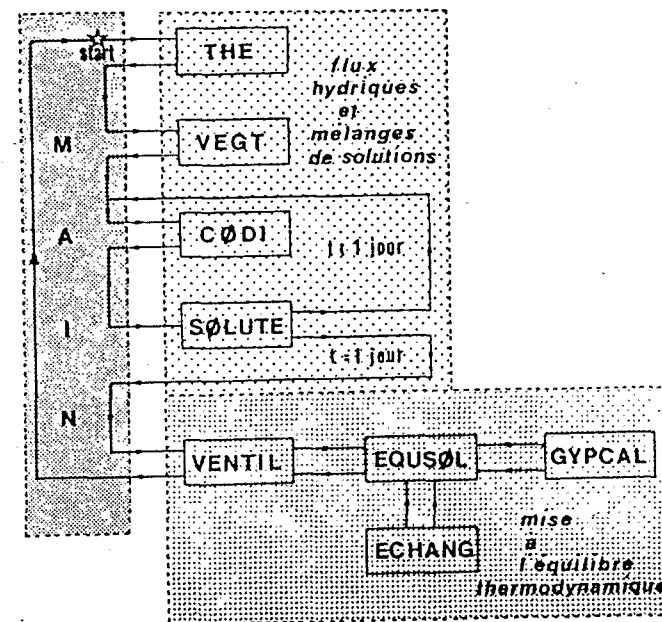


Fig. 1 - Structure du programme SIMUL.

II - SIMULATIONS EN VRAIE GRANDEUR

Pour tester le fonctionnement du modèle, on s'est placé dans des conditions standard d'utilisation en simulant une irrigation (submersion par gravité) observée en détail dans un périmètre irrigué. Les profils hydriques ont été établis par prélèvements et pesée, les données chimiques ont été déterminées sur extraits 1/2 ou 1/5 et recalculées pour la teneur en eau réelle du sol ; les paramètres hydrodynamiques ont été mesurés au laboratoire sur petits monolithes non remaniés (RIEU, 1978).

1) - Irrigation de 100mm sur le sol de Matafo dans les polders de BOL (TCHAD).

Il s'agit d'un sol très argileux (80%) et fortement orni- que (8%), remarquablement structuré dans sa partie supérieure, dont le ressuyage est atteint en moins de 24 h.

Les profils hydriques observés et simulés 1 jour après l'ir- rigation sont représentés sur la Fig.2 : le modèle, limité à l'axe ver- tical, ne rend pas compte d'un déficit hydrique entre 10 et 55 cm. Celui- ci est dû à la présence d'un niveau peu perméable vers 60 cm et au fait que le sol environnant la parcelle irriguée de 20-m² est sec : il se produit une perte d'eau latérale.

On a indiqué l'écart relatif : valeur absolue de la différence entre les valeurs observées et les simulées, rapportée à la valeur abso- lue de la variation de teneur en eau due à l'irrigation. Dès que cette variation est faible, l'écart relatif atteint des valeurs élevées.

2) - Irrigation de 30 mm sur le sol d'Arani dans les hautes vallées de la Cordillère Orientale (BOLIVIE).

Plus de 2 jours sont nécessaires à la redistribution de l'eau dans ce sol limono-argileux (AR : 25%, LIM : 50%) mal structuré et peu perméable : la réhumectation n'affecte que les 30 premiers centimètres ; l'effet de l'apport d'eau est très faible au-dessous (Fig. 3, 4 et 5). Il en résulte un fort écart relatif.

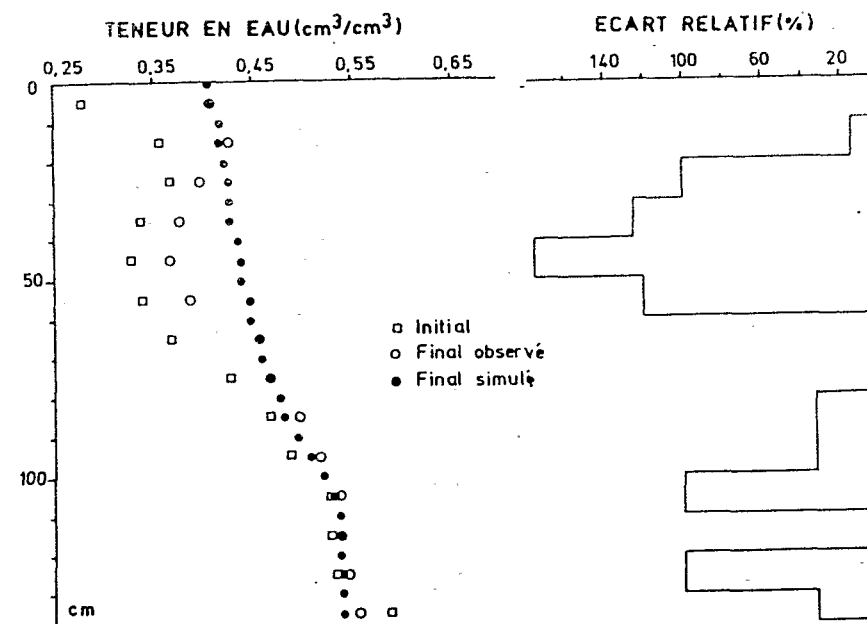


Fig.2 Sol de Matafo - Profils hydriques avant et 24 h après irrigation

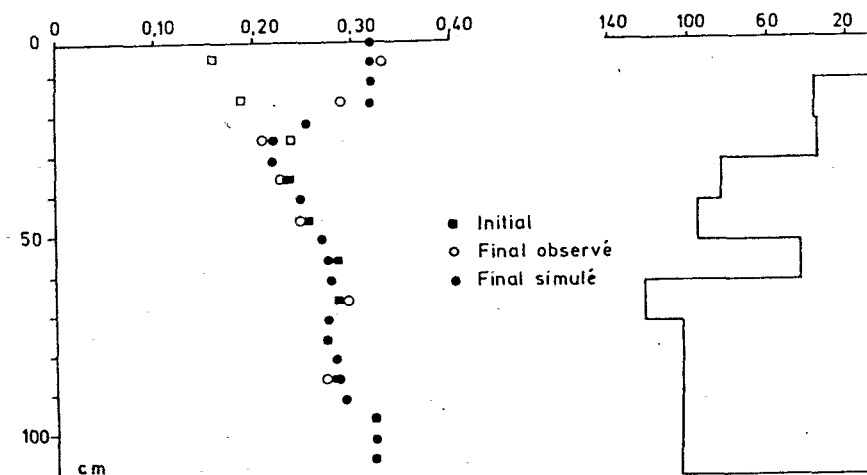


Fig.3 Sol d'Arani - Profils hydriques avant et 24 h après irrigation

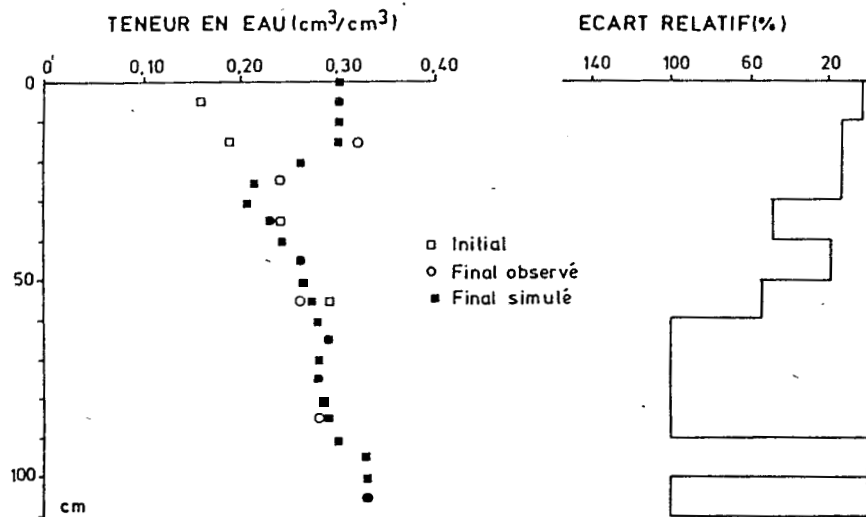


Fig. 4 Sol d'Arani - Profil hydrique 48 h après irrigation

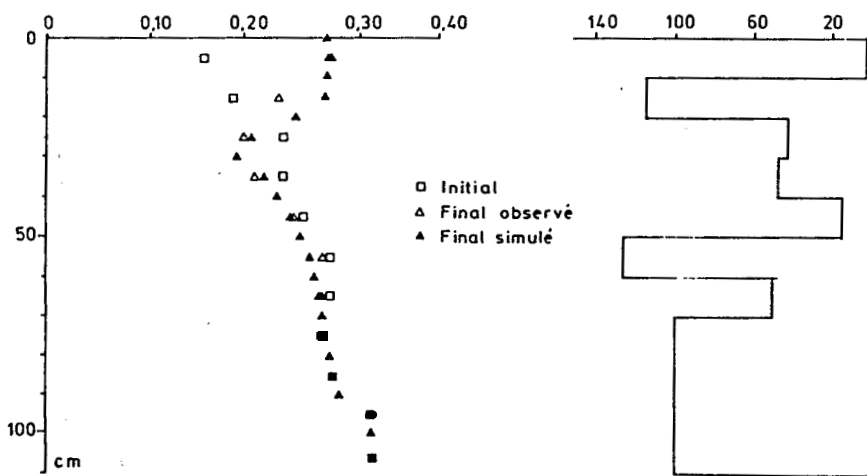


Fig. 5 Sol d'Arani - Profil hydrique 72 h après irrigation

Du point de vue des transferts de solutés et des mélanges qui en résultent, on a représenté sur la Fig. 6 la teneur en Na total dans le sol de Matafo 24 h après l'apport d'eau. La correspondance entre les concentrations mesurées et calculées est apparemment correcte, mais du fait de la faible variation produite par l'irrigation, l'écart relatif est de 8 à 70 %. En ce qui concerne le calcul de l'équilibre thermodynamique, on a représenté la distribution des cations échangeables et les quantités de calcite cristallisée dans le sol d'Arani 72 h après l'irrigation (Fig. 7). Les variations d'état mesurées étant très faibles, l'écart relatif est très élevé : 75 à 850 % pour le Ca échangeable, 45 à 125 % pour le Mg et 18 à 220 % pour le Na.

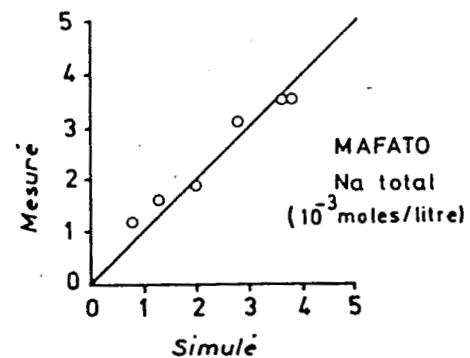
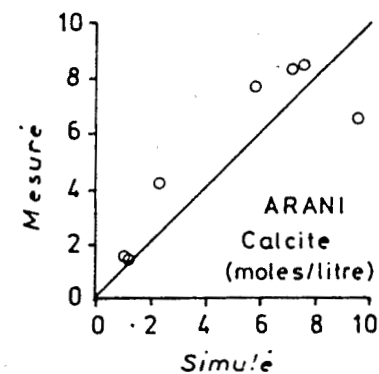


Fig. 7a
Sol d'Arani -
Moles de calcite par
litre de solution du
sol entre 0 et 105 m

Fig. 6
Sol de Matafo -
Concentration en Na
de la solution du
sol entre 0 et 90 cm



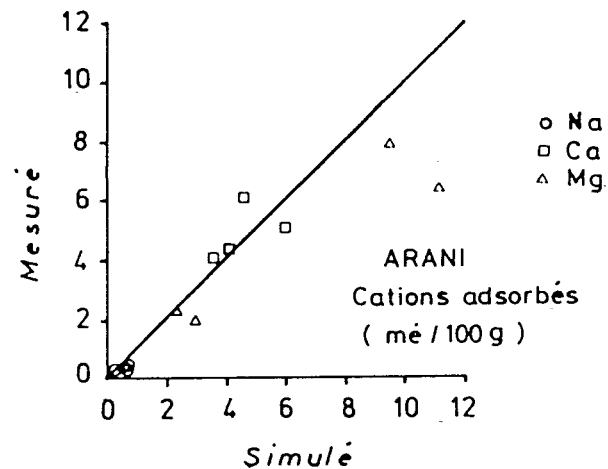


Fig. 7b Sol d'Arani. Distribution des cations échangeables entre 0 et 60 cm

III - DISCUSSION

Dans les grandes lignes, le comportement global du sol est simulé correctement. Mais ces essais ne constituent en aucune manière une validation du modèle. Une expérimentation, limitée dans le temps, menée sur un périmètre irrigué où les sols et les eaux ne sont jamais très salés a peu de chances de mettre en évidence des variations significatives : relativement au changement d'état produit par l'apport d'eau, l'incertitude sur les valeurs calculées demeure trop élevée. Il est bien délicat de faire la part des écarts dus au calcul, celle de l'hétérogénéité des échantillons prélevés et celle des erreurs expérimentales ou analytiques. Un essai de longue durée, comprenant plusieurs irrigations avec des eaux très salées constituerait un cadre de terrain plus riche. Encore faut-il pouvoir le réaliser matériellement. L'on peut envisager une solution mixte :

Des validations ponctuelles

La précision des calculs peut être vérifiée par des contrôles internes comme le calcul du bilan hydrique par deux méthodes différentes ou le contrôle de la neutralité électrique.

La fidélité des simulations peut être vérifiée par le traitement de processus simples et bien identifiés :

- Transferts d'eau et de soluté à travers une colonne de sol dont les caractéristiques sont connues dans le détail.
- Tests de rééquilibration thermodynamique pour des nâtes de sol bien analysées, en introduisant des données initiales sciemment brouillées (DUFÉY, 1979).

Des calages sur le terrain

Reste à ajuster le modèle à la réalité du terrain. Une expérimentation du genre de celles présentées ici fournit un cadre approprié. Dès le premier essai de calcul on peut constater si les caractéristiques hydrodynamiques du sol simulé ont été correctement mesurées : les teneurs en eau calculées sont proches de celles mesurées ou non. On peut ensuite affiner. Ainsi dans le modèle utilisé ici, il est avantageux de réajuster l'épaisseur des zones hydrodynamiques ; ces dernières résultent d'une normalisation du profil et leurs limites ne sont qu'approximatives. En général, la manière dont la consommation en eau est ventilée dans le profil doit être reprécisée. La distribution des racines qui règle cette ventilation est mesurée sur le terrain de façon assez grossière ou peut être complètement arbitraire dans le cas d'un sol nu (évaporation directe simulée par une végétation fictive).

La figure 8 présente, à titre d'exemple, les ajustements qui ont été réalisés pour la simulation du sol d'Arani :

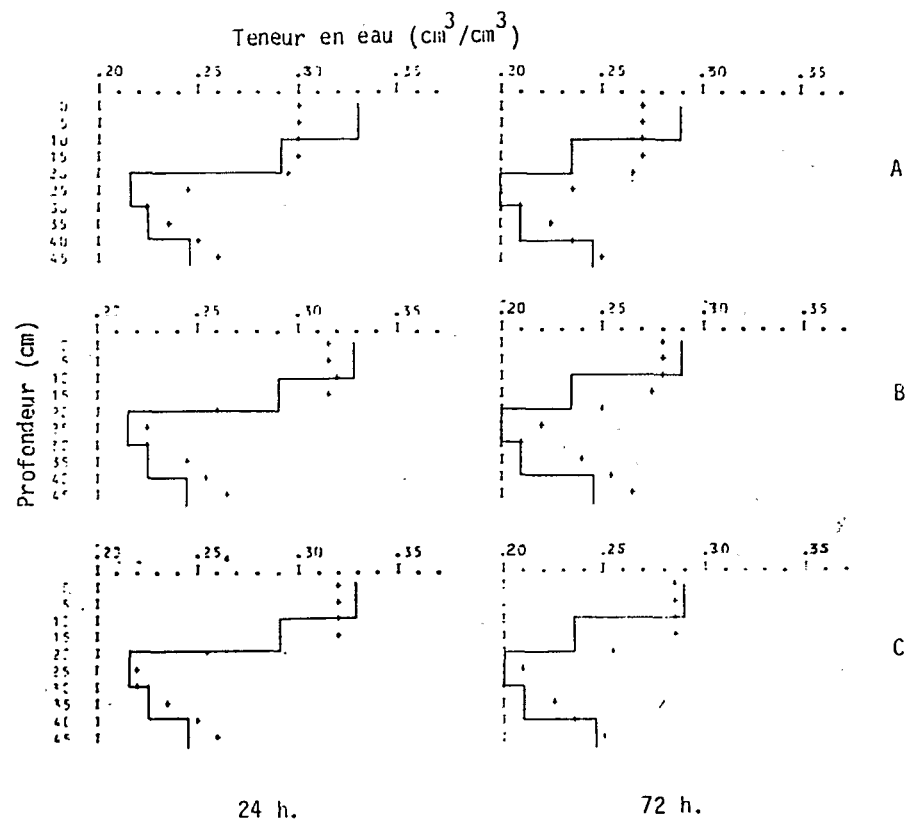


Figure 8 - Simulation sol d'Arani. Ajustements des profils hydriques mesurés (—) et simulés (++++) 24 h et 72 h après l'apport d'eau. On a les combinaisons :

- A : Epaisseur zone supérieure : 15 cm
Racines : 0-15 : 23%, 15-30 : 50%, 30-45 : 17%
45-60 : 10%.
- B : Epaisseur zone supérieure : 10 cm
Racines : 0-15 : 45%, 15-30 : 55%.
- C : Epaisseur zone supérieure : 10 cm
Racines : 0-15 : 23%, 15-30 : 50%, 30-45 : 17%
45-60 : 10%.

- L'épaisseur de la zone supérieure, initialement évaluée à 15 cm (Fig. 8-A) a été ramenée à 10 cm (Fig. 8-B et C).

- La distribution de racines destinée à simuler la consommation d'une culture de pommes de terre a été répartie sur 60 cm de profondeur (Fig. 8 A et C, 0-15 : 23%, 15-30 : 50%, 30-45 : 17%, 45-60 : 10%), cette combinaison donnant un meilleur résultat qu'une distribution limitée à 30 cm (Fig. 8-B, 0-15 : 45%, 15-30 : 55%).

CONCLUSION

Il ne fait pas de doute que la prévision de l'évolution de la salinité des sols irrigués peut rendre de grands services. Mais augmenter la complexité des modèles simulant les transferts d'eau en leur adjoignant une unité de simulation de la consommation en eau, une autre pour le transfert des solutés et les mélanges qui en résultent et une dernière pour le calcul de l'équilibre thermodynamique d'un système à quatre phases est une opération délicate. On s'expose à se demander parfois ce que l'on simule en réalité. Toutefois, il y a là une voie prometteuse dans la mesure où on vérifie systématiquement les étapes que l'on franchit et où le but recherché reste clair. La mesure des données, l'évaluation des paramètres, la précision des calculs, les calages expérimentaux doivent être le plus possible en relation avec l'objet de la simulation : un sol cultivé dans son milieu naturel.

Références bibliographiques

- CRANK J. (1956) - Mathematics of diffusion. Oxford University Press, London.
- DUFFEY J.E., PETIT C.M., GOBLET Y. et LAUDELOUT H. (1979) - Modélisation des équilibres physico-chimiques d'échange et de précipitation dans les systèmes sol-eau-électrolyte. Ann. agron., 30 (1), p. 53-62.
- GALLEZ A., STITOU M. et DUFFEY J.E. (1981). Dessalage et désodification d'un sol marocain irrigué Agronomie, 1 (4), p. 265-272.
- RICHTMEYER R.D. (1957) - Difference methods for initial value problems. Inter-Science Publ., New-York.
- RIEU M. (1978) - Eléments d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués. Application aux polders du Tchad. Thèse Doct. Spéc., Toulouse, 134 p.
- RIEU M. (1983) - Simulation numérique des flux hydriques et prédiction de la salinité dans les sols. ORSTOM, Hors sér., 162 p., 1 progr. Fortran. (A paraître).
- RIEU M. (1982) - Simulation de l'évolution de la salinité du sol (Programme Simul.). Rapport int. ORSTOM, multigr., 24 p., 1 prog. Fortran.

Bulletin du
G. F. H. N.
Juin 1983 - N° 13

ESSAIS DE SIMULATION EN VRAIE GRANDEUR
DE L'ÉVOLUTION DE LA SALINITÉ DES SOLS IRRIGUÉS
PROBLEMES DE CALAGE DES MODELES

M. RIEU

Mission ORSTOM en Tunisie - 18, Avenue Charles Nicolle
1002 TUNIS - BELVÉDERE (Tunisie)

Mots clés : Irrigation, Modélisation, Salinité

1 AVRIL 1985
O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire
35N° : 17.230
Cote : B