

Modélisation de l'évolution de la salinité et de l'alcalinité dans les sols irrigués

M. Lahlou, M. Badraoui et B. Souli

Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II

1. INTRODUCTION

On distingue en général la salinisation primaire, liée à la présence naturelle relativement concentrée de sels (proximité de mers ou d'océans, présence de dépôts de sels...), et la salinisation secondaire, dont le développement apparaît étroitement lié à l'irrigation. Cette dernière est le processus de dégradation de la qualité des sols le plus rapide dans les périmètres irrigués (figure 1). D'après Szabolcs 1994, à terme, près de la moitié des surfaces irriguées dans le monde apparaîtrait menacée de salinisation secondaire.

Le degré de salinisation d'une surface irriguée dépend de plusieurs facteurs dont (i) la qualité de l'eau d'irrigation, (ii) la qualité du sol, (iii) les conditions climatiques et (iv) Le niveau de la nappe. Chacun de ces facteurs fait intervenir un certain nombre de paramètres.

Ainsi, le nombre de paramètres qui interviennent dans le processus de salinisation est tellement important que la compréhension du phénomène nécessite le recours à la modélisation.

L'objectif de la présente étude est de présenter un modèle convivial et facile à utiliser pour répondre à deux questions principales

- Le devenir de la salinité/sodicité d'un sol donné suite à l'irrigation avec une eau d'une qualité donnée.
- Le volume d'eau d'irrigation (de qualité connue) nécessaire pour atteindre un seuil désirable de salinité et/ou sodicité dans le sol.

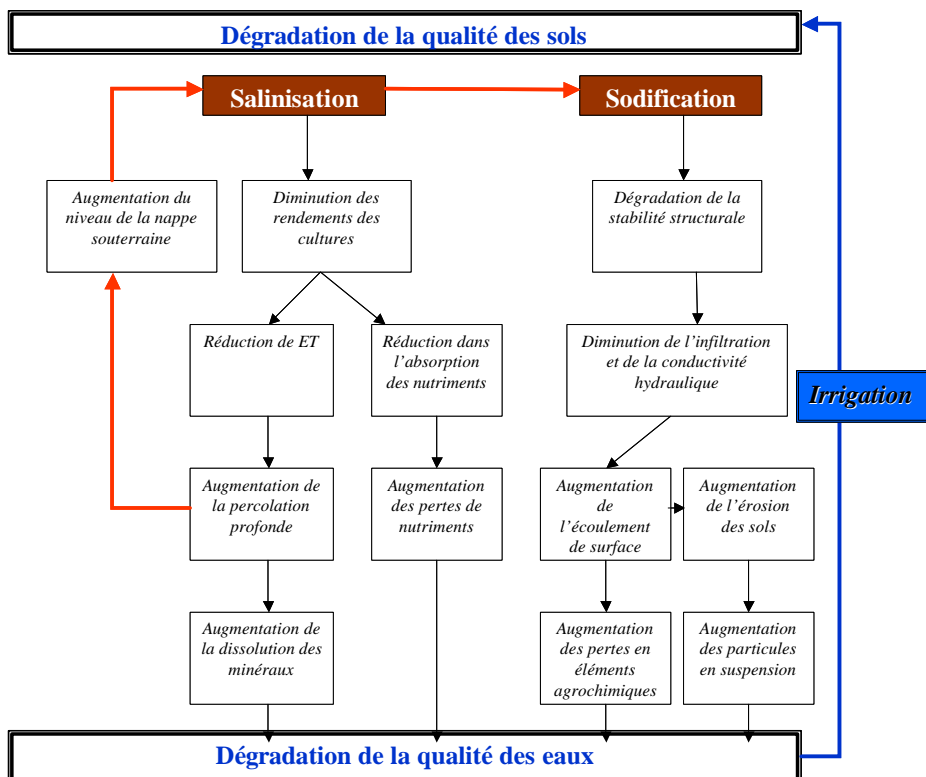


Figure 1: Processus de dégradation de la qualité des sols suite à l'irrigation

2. LES RAISONS DE L'OCCURRENCE DE LA SALINITE DANS UNE AGRICULTURE IRRIGUEE

La salinisation d'un sol peut être due à la combinaison de l'un ou de plusieurs des trois facteurs suivant. La figure 2 donne un aperçu schématisé du cycle des sels dans le sol. Un apport massif d'eau suite à une irrigation ou à une forte pluviométrie entraîne une dissolution des minéraux qui existent naturellement dans le sol, tel que la calcite ou le gypse, et leur percolation profonde jusqu'au nappes phréatiques. L'eau des nappes devient ainsi plus chargé.

Lorsque la Nappe s'approche de la surface et qu'elle devient facilement exploitable à des fins d'irrigation, les sels initialement dissous précipitent sous l'effet de l'évapotranspiration et entraînent une augmentation de la concentration saline dans les sols.

En plus si la nappe est surexploitée à proximité de la mer, et que le niveau de la nappe descend en dessous du niveau de la mer, l'eau de cette dernière remonte pour équilibrer le niveau et entraîne l'augmentation de la concentration en sels dans la nappe.

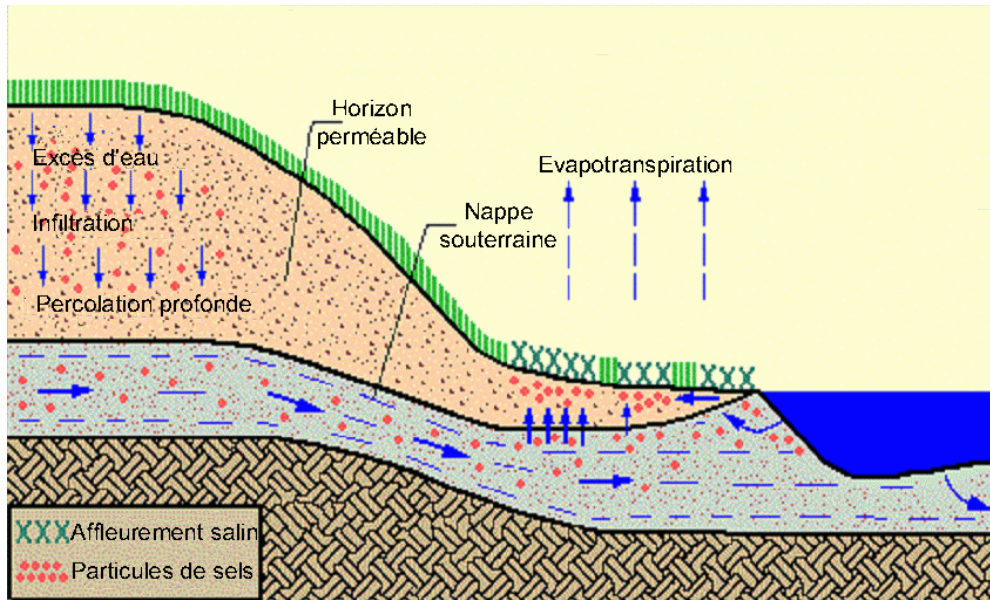


Figure 2: le cycle des sels dans le sol

2.1. Evapo-concentration

L'évapotranspiration des cultures et des sols entraîne une concentration des sels dans la zone racinaire et dans la couche superficielle. Dans ce cas, la masse totale des sels reste constante et le volume d'eau diminue ce qui implique une augmentation de la concentration des sels. Un paramètre qui rend compte de l'intensité de l'évapo-concentration est le FL (Fraction Lessivée).

$$FL = \frac{V_{\text{Eau de drainage}}}{V_{\text{Eau d'irrigation}}} \approx \frac{CE_{\text{Eau d'irrigation}}}{CE_{\text{Eau de drainage}}}$$

2.2. Dissolution des minéraux

La dissolution des minéraux présents dans le sol et/ou le sous-sol est engendré par l'apport d'une certaine quantité d'eau peu ou non chargé. Dans ce cas le volume de l'eau est constant alors que la masse des sels augmente ce qui implique une augmentation de la concentration des sels. Ce phénomène peut être à court-terme pour les minéraux solubles (ex. halite) ou à long terme pour des minéraux peu solubles (ex. gypse).

2.3. Intrusion d'eau de mer

Intrusion de l'eau de mer dans la nappe près des côtes est due à une inversion du gradient hydraulique à cause de la sur-exploitation des nappes souterraines.

L'utilisation de l'eau de cette nappe à des fins d'irrigation entraîne l'intrusion de l'eau saline près de la zone racinaire. L'effet est amplifié par la présence d'une surface évaporatrice. Dans ce cas le volume de l'eau et la masse des sels augmentent donc la concentration en sels augmente ou diminue en fonction de la salinité initiale de la zone racinaire. Mais en général le résultat final est une augmentation.

3. PRESENTATION DES MODELES

3.1. Modèle SMSS2

3.1.1. Présentation

Les bases du modèle SMSS2 de simulation de la salinisation et de la sodification des sols, suite à l'apport d'eau d'une qualité donnée, ont été présentées par Laudelout et al. (1994); Laudelout et Chiang (1995) et Lahlou et al. (1998). La démarche suit les étapes schématisées dans la figure 3: (i) les équilibres physico-chimiques entre les différentes espèces présentes dans le sol, (ii) l'échange ionique s'opérant entre la solution du sol et les colloïdes à charge négative (argiles) et (iii) les mouvements des solutés dans le sol.

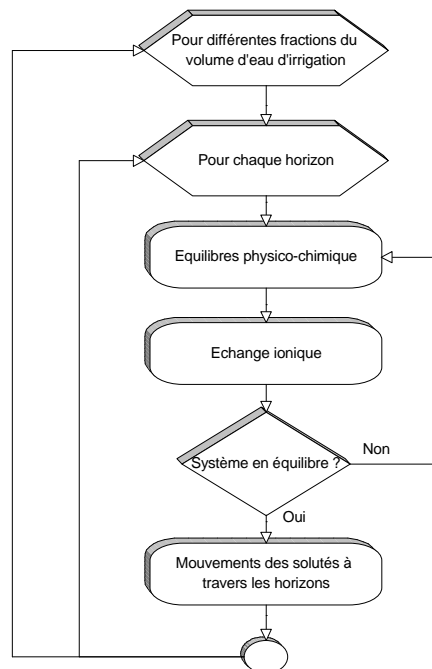


Figure 3: Organigramme de simulation du processus de salinisation/sodification des sols suite à l'irrigation

Le modèle suppose que le mouvement de l'eau est à régime constant à travers un sol saturé, que le drainage est parfait et qu'il n'y a pas de remontés capillaires.

Le calcul des équilibres physico-chimiques dans le sol doit prendre en compte toutes les réactions d'échange cationique (figure 4), de précipitation et de solubilisation du gypse et de la calcite. En supposant que les divers équilibres impliqués dans ces réactions soient atteints, on pourra calculer la concentration des divers ions qui se trouvent dans la solution du sol et définir ainsi le milieu ionique auquel seront exposées les racines de la plante ainsi que la composition qui va quitter les couches superficielles du sol.

Il est nécessaire d'alterner l'utilisation des activités pour l'application des conditions d'équilibres et l'utilisation des concentrations pour l'application des équations de conservation de masse (Laudelout et al., 1994). Le passage des concentrations aux activités (ou vice-versa) se fera par l'utilisation des coefficients d'activité. Ces derniers seront calculés soit par la relation de Davis (Butler, 1964) qui est dérivée de la loi de Debye & Hückel élargie (Garels and Christ, 1965)):

Relation de Davis ($I \leq 0.5$):

$$-\log(g_i) = Az_i^2 \left(\frac{\sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} - 0.3I \right)$$

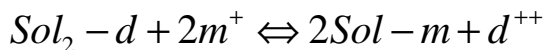
Loi de Debye & Hückel élargie:

$$-\log(g_i) = \frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + a_i BI}$$

Avec:

- I: la force ionique
- Z_i : est la charge de l'espèce chimique i;
- A: constante qui vaut 0.511;
- B: constante qui vaut 0.33;
- a_i : est un paramètre propre à l'ion (rayon hydraté).

La mise à l'équilibre d'un système Sol – Solution ou échange cationique (cas



d'échange binaire) peut être représenté sous la forme d'une équation d'équilibre:

Avec:

Sol: désigne un équivalent de capacité d'échange du sol chargé négativement

d: désigne un cation divalent (Ca^{++} , Mg^{++})

m: désigne un cation monovalent (K^+ , Na^+)

La relation entre la composition de la phase de surface et celle de la solution peut s'exprimer soit graphiquement par un isotherme d'échange soit algébriquement par les valeurs du coefficient de sélectivité défini par:

$$K_v = \frac{\overline{M}_m a_d}{M_d a_m}$$

Fractions molaire dans la phase surface du cation m
←
→
Activité dans la solution d'équilibre du cation d

Avec K_v qui désigne le coefficient de sélectivité de Vanselow.

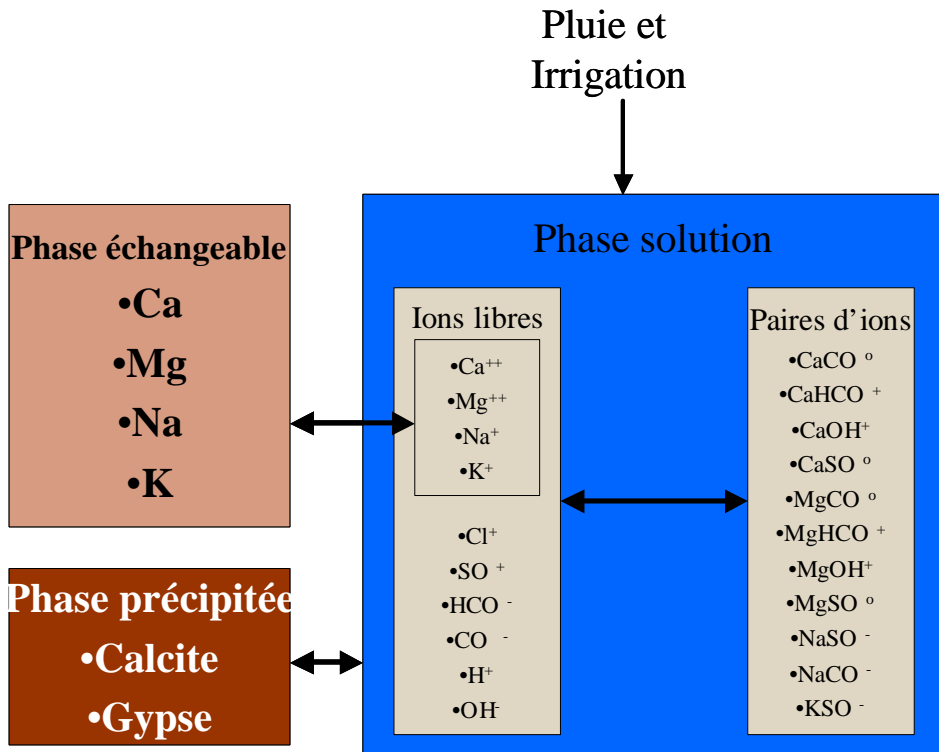


Figure 4: Processus chimiques Inorganiques inclus dans le modèle

Le mouvement des solutés à travers le sol se fait soit par diffusion dans sa solution soit par transport convectif par l'eau qui percole à travers le profil. Ce mouvement de l'eau peut être à vitesse constante ou, le plus souvent, variable. Le soluté peut réagir avec la phase solide du sol dans des réactions de solubilisation, de précipitation ou d'échange ionique.

Le programme procède au calcul de la modification de la composition de la solution du sol lors de son passage à travers le profil, mais à chaque nœud du maillage établi on procède à un rééquilibrage de la concentration de la solution.

3.1.2 Le logiciel SMSS2

Un logiciel de simulation de la salinisation et de la sodification des sols suite à l'apport d'une quantité d'eau de qualité donnée a été élaboré sur la base du modèle présenté par Lahlou et al. (1998). Ce logiciel a été développé avec le langage "Pascal" sous l'environnement "Windows" (figure 5).

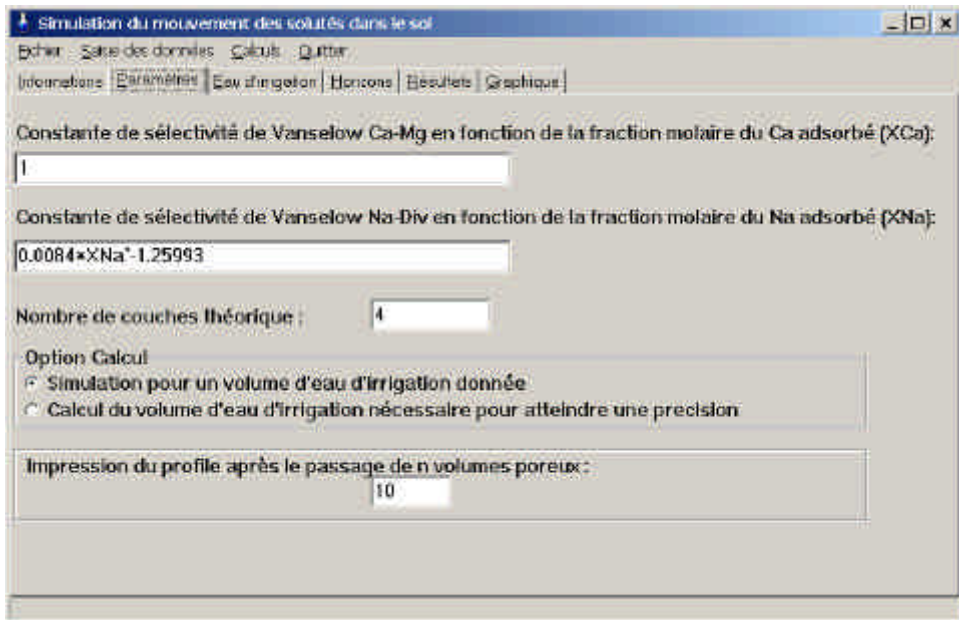


Figure 5: Interface graphique du logiciel SMSS2

La validation de ce modèle a été réalisée en utilisant les données de Soulimane (1990). Sur le site d'étude situé en Syrie dans la vallée de l'Euphrate, on disposait de deux situations opposées: (i) des sols non salés irrigués par l'eau de l'Euphrate et (ii) des sols salés irrigués par l'eau de la nappe. Le test de validation consisterait alors à (i) simuler l'irrigation du sol non salé par l'eau de la nappe ce qui devrait nous ramener à la situation du sol salé avec les mêmes ordres de grandeur et (ii) simuler l'irrigation du sol salé avec l'eau de l'Euphrate ce qui devrait faire retomber la salinité au niveau du sol non salé.

Les figures 6 et 7 présentent le résultat de ces deux simulations respectivement, les abscisses représentent la quantité d'eau d'irrigation utilisée ici exprimée en terme de volume porale (un volume porale étant la quantité d'eau nécessaire pour remplir tous les pores d'un sol donné).

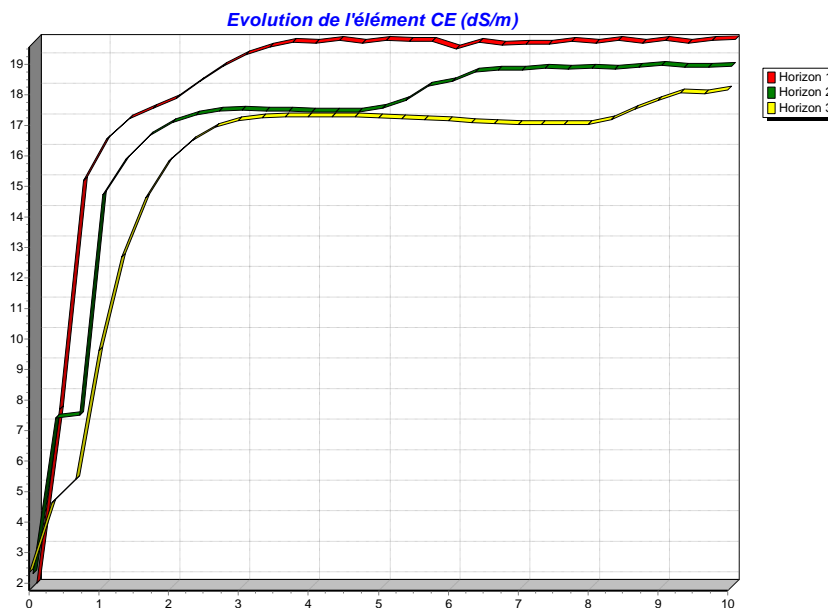


Figure 6: Simulation de l'irrigation du sol non salé par l'eau de la nappe: évolution de la conductivité électrique

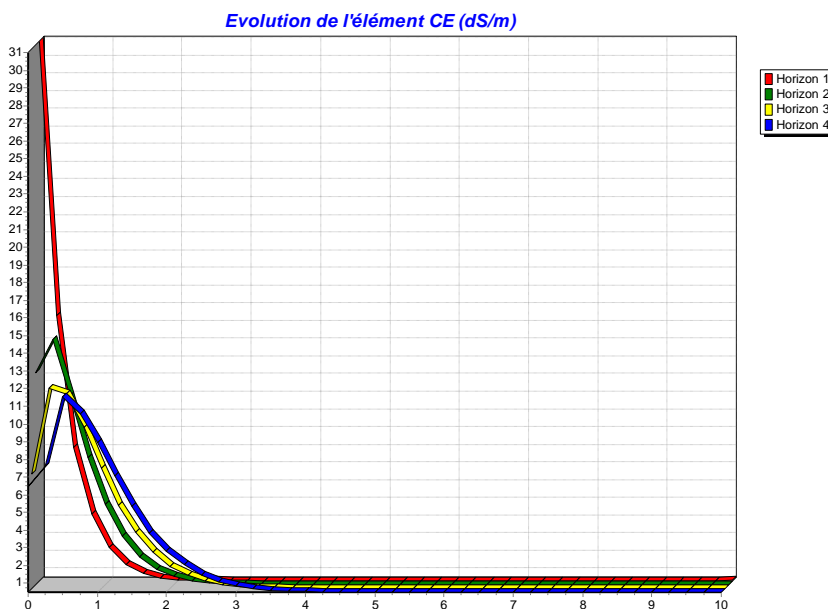


Figure 7: Simulation de l'irrigation du sol salé avec l'eau de l'Euphrate: évolution de la conductivité électrique

On remarque dans la figure 6 qui est le cas du sol non salé irrigué par l'eau de la nappe que la conductivité électrique démarre avec des valeurs basses de l'ordre de 2 à 3 dS/m et que sous l'effet de l'irrigation elle passe à des valeurs supérieures à 17 dS/m à partir du troisième volume porale. Alors que dans la figure 7 qui est le cas du sol salé irrigué par l'eau de l'Euphrate on démarre avec une conductivité électrique moyenne de l'ordre de 14 dS/m et que sous l'effet de l'irrigation on passe à des valeurs inférieures à 2 dS/m dès le deuxième volume porale.

Ainsi on arrive à prédire approximativement le devenir d'un sol si ce dernier est soumis pendant une longue durée à l'irrigation par une eau d'une certaine qualité.

3.2. Modèle SMSS3

3.2.1. Présentation

Le modèle SMSS3 de simulation du transport de l'eau et des éléments chimiques dans le sol, est basé sur le modèle « Leachm » présenté par Hutson et al. (1992). Le modèle décrit l'écoulement vertical en milieu insaturé dans un système sol-racine (figure 8). Le modèle est capable de simulé le transport de l'eau et des éléments chimiques en zone insaturée.

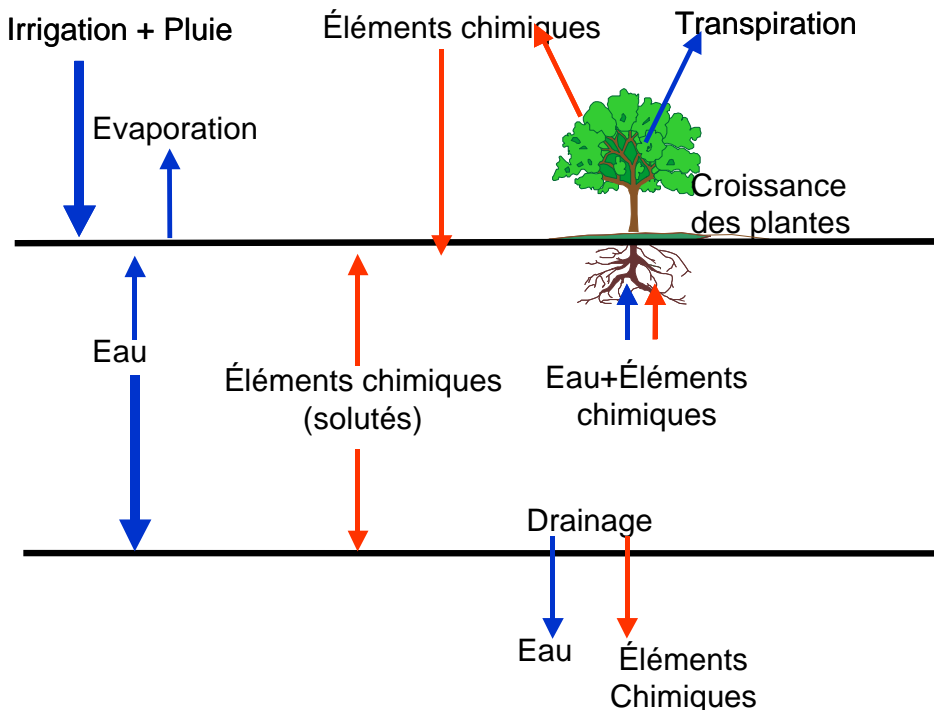


Figure 8: Les principaux composants du modèle SMSS3

La figure 9 illustre la manière avec laquelle le profil de sol sera divisé en segments de largeurs fixes. La largeur d'un segment devra être en général inférieure à la largeur de l'horizon le plus court. Les propriétés des segments doivent refléter les propriétés des horizons.

La largeur des segments peut être comprise entre 25 et 100 mm dans le cas d'une simulation en milieu naturel, cependant pour une simulation sur colonnes au laboratoire, la largeur des segments peuvent être de l'ordre de quelques millimètres. Les nœuds, désignés dans les équations par un indice « i », sont situés au centre de chaque segment. En plus il y a deux nœuds, un au-dessus de la surface et l'autre au-dessous de la base du profil, et sont utilisés pour maintenir les conditions limites. Par exemple un sol de 1000mm, divisé en segments de 100mm aura 12 nœuds, un nœud pour chaque segment et deux nœuds de bordures. Δt_1 et Δt_2 représentent les périodes du temps sur lesquelles se fera la simulation.

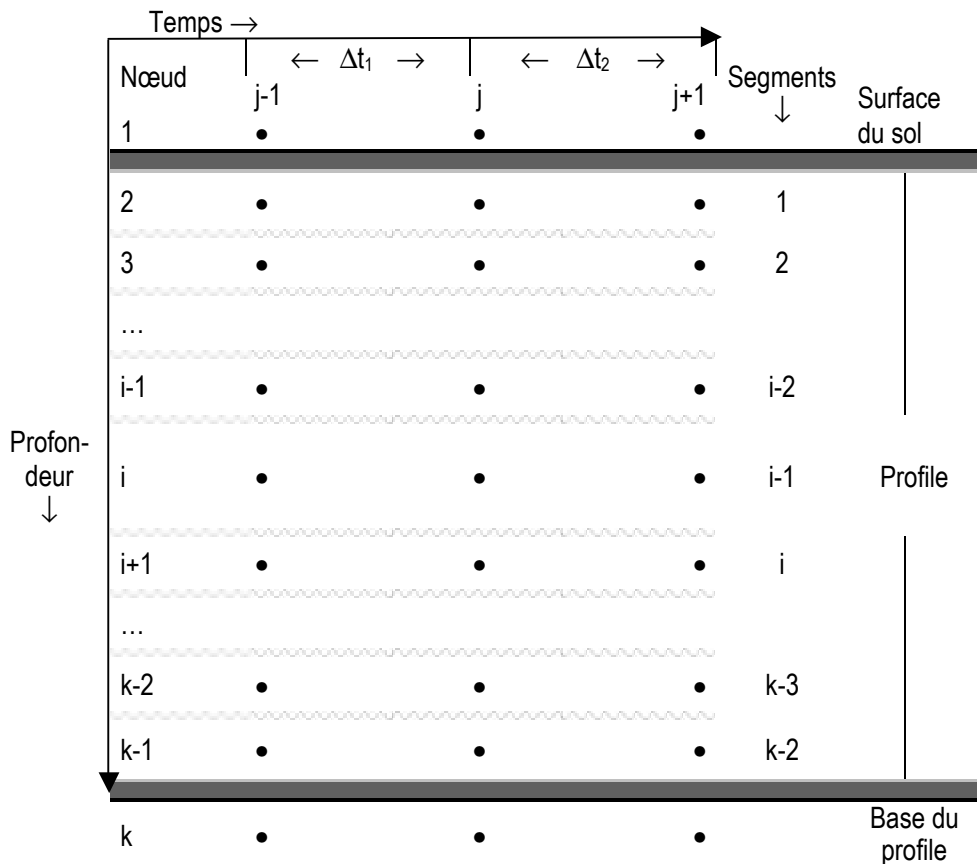


Figure 9: Définition des nœuds et des segments dans le modèle. Les intervalles de temps successifs n'ont pas nécessairement une durée égale. Deux nœuds de bordure (1 et k) sont à l'extérieur du profil et ne sont pas inclus dans les calculs de bilan de masse dans le profil.

3.2.1. Les composants du modèle

Ecoulement de l'eau dans le sol

Dans SMSS3, l'écoulement de l'eau à travers le sol est basé sur (i) la loi de Darcy, (ii) le principe de conservation de masse et (iii) la continuité spatio-temporelle.

L'équation régissant l'écoulement de l'eau à travers le sol est une variantes de l'équation de Richard:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(h)$$

Avec, h la pression capillaire de l'eau de sol (cm), $K(h)$ la conductivité hydraulique à la pression capillaire h (cm j^{-1}), $C(h)$ est la variation de la capacité en humidité du sol (cm^{-1}), $S(h)$ est un terme qui rend compte du prélèvement de l'eau par les racines (cm j^{-1}), z est la profondeur du sol orienté du haut en bas (cm), et t le temps (j). L'équation est résolue par l'algorithme des différences finies (Haverkamp, 1977).

Prélèvement de l'eau par les racines

La simulation de la croissance des plantes permet de répartir l'évapotranspiration potentielle en évaporation potentielle et transpiration potentielle en utilisant la fraction du couvert végétal et de déterminer le prélèvement en eau et en éléments chimiques au sein de chaque segment du sol en utilisant la distribution des racines par profondeur.

Le modèle ne simule pas la croissance des plantes au sens le plus strict, mais il fournit une simple représentation du couvert végétal et de la distribution racinaire en fonction de la profondeur et du temps.

Ces représentations sont basées sur des équations empiriques qui ne tiennent pas compte des conditions du sol ce qui leur confère une utilisation simple en plus de ne nécessiter que peu de paramètres.

Propriétés hydriques du sol

Le profile du sol est subdivisé à au moins 10 couches dont chacune à ces propres propriétés physiques à savoir la courbe de rétention d'eau $h(\theta)$ et la conductivité hydraulique.

Plusieurs fonctions empiriques ont été proposées pour décrire la courbe de rétention d'eau. Une des plus populaire est l'équation de (Brook et Corey, 1964):

$$\mathbf{q} = \begin{cases} \mathbf{q}_r + (\mathbf{q}_s - \mathbf{q}_r)(\alpha h)^{-1} & (\alpha h > 1) \\ \mathbf{q}_s & (\alpha h \leq 1) \end{cases}$$

Avec θ_r , l'humidité résiduelle, θ_s , l'humidité de saturation, α un paramètre empirique (L^{-1}) et h la pression capillaire de l'eau de sol (L), λ est un

paramètre de distribution de la taille des pores qui affecte la pente de la fonction de rétention.

L'équation précédente peut être écrite sous une forme adimensionnelle comme suit:

$$S_e = \begin{cases} (ah)^{-1} & (ah > 1) \\ 1 & (ah \leq 1) \end{cases}$$

Le modèle de Mualem (1976) de prédiction de la conductivité hydraulique

$$K(S_e) = K_s S_e \left[\frac{f(S_e)}{f(\ell)} \right]$$

relative K s'écrit comme suit:

$$f(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{h(x)} dx$$

avec

Avec S_e le degré effectif de saturation, appelé aussi l'humidité réduite ($0 \leq S_e \leq 1$):

$$S_e = \frac{q - q_r}{q_s - q_r}$$

K_s la conductivité hydraulique a saturation et ℓ un paramètre de connectivité des pores estimé par Mualem (1976) à 0.5 comme une moyenne de plusieurs sols.

Pour utiliser ces fonctions un certain nombre de paramètres devraient être mesuré pour chaque couche séparément ou bien on peut estimer directement ces propriétés hydriques du sol avec des équations de régression qui lient la rétention d'eau ou la conductivité hydrique à certains potentiel hydrique à des propriétés du sol facilement mesurables comme la distribution de la taille des particules, la densité apparente et le taux de matière organique.

Condition limite en surface

L'évapotranspiration, la précipitation, l'irrigation ou les amendements chimiques décrivent les conditions limites en surface. De plus la simulation de la croissance des cultures permet de scinder l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpirations de plantes.

Condition limite en bas du profile

Les conditions en bas du profile sont classées en trois différents types: (i) le flux est fonction du niveau de la nappe souterraine, flux libre (drainage parfait) ou flux nul.

Transport de solutés

Une fois les flux d'eau estimés, les flux chimiques correspondant peuvent être estimés en utilisant une solution numérique de l'équation de diffusion-convection.

Le mouvement des éléments chimiques à travers le sol peut être accompli par quatre différents processus:

1. La diffusion des éléments chimiques dans la phase liquide en réponse à un gradient de concentration dans la solution.
2. Si l'élément chimique est volatile, sa diffusion dans la phase gazeuse peut se produire en réponse à un gradient de concentration dans le gaz.
3. La convection (flux de masse) des éléments chimiques peut se produire suite au mouvement de l'eau dans lequel ces éléments chimiques sont dissous.
4. Convection des éléments chimiques dans la phase gazeuse peut se produire suite au mouvement de l'air en raison des fluctuations dans la pression barométrique, des cycles humides et secs et des fluctuations de la profondeur de la nappe phréatique.

3.2.2. Le logiciel SMSS3

Un logiciel de simulation du transport de l'eau et des éléments chimiques dans le sol a été élaboré sur la base du modèle « Leachm » présenté par Hutson et al. (1992). Ce logiciel a été développé avec le langage "Pascal" sous l'environnement "Windows" (figure 10).

Un test d'exécution a été réalisé sur les données recueillies par Ben Guedour (1999). Ces données concernent le suivi de cinq parcelles cultivées par la Betterave et le Blé durant la campagne agricole 1998-99. Des mesures sur la composition chimique du complexe d'échange et de la solution du sol ont été réalisées avant et après chaque irrigation afin d'évaluer l'impact de ces irrigations sur la salinité et/ou la sodicité des sols.

Des exemples de sorties graphiques sur ces données sont illustrés dans figure 11 à 14. Les différentes courbes, à l'intérieur de chaque graphique, se réfèrent aux différents nœuds du profile, ainsi 50 représente le nœud se trouvant à 50mm de la surface du sol.

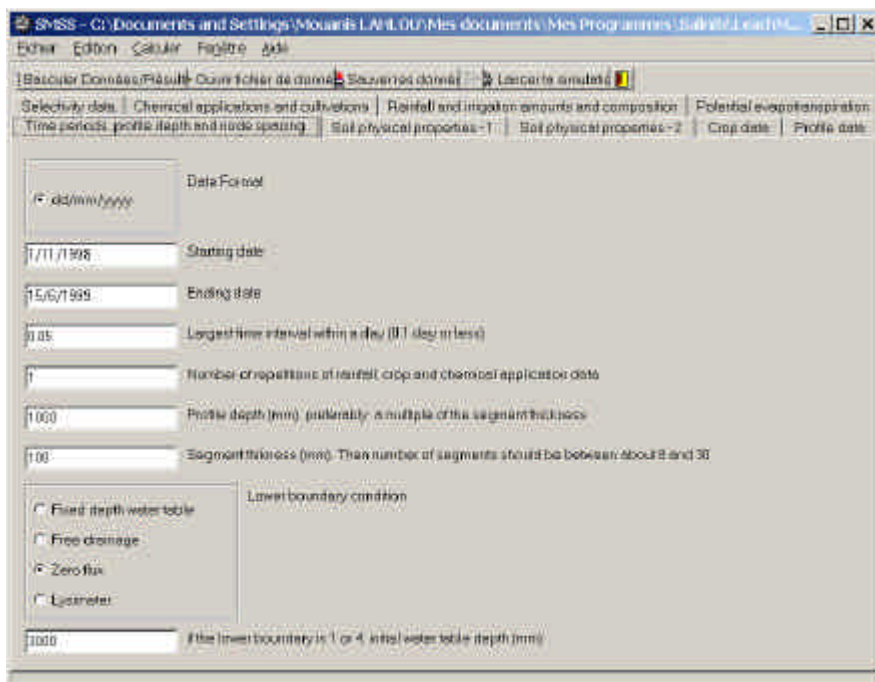


Figure 10: Interface graphique du logiciel SMSS3

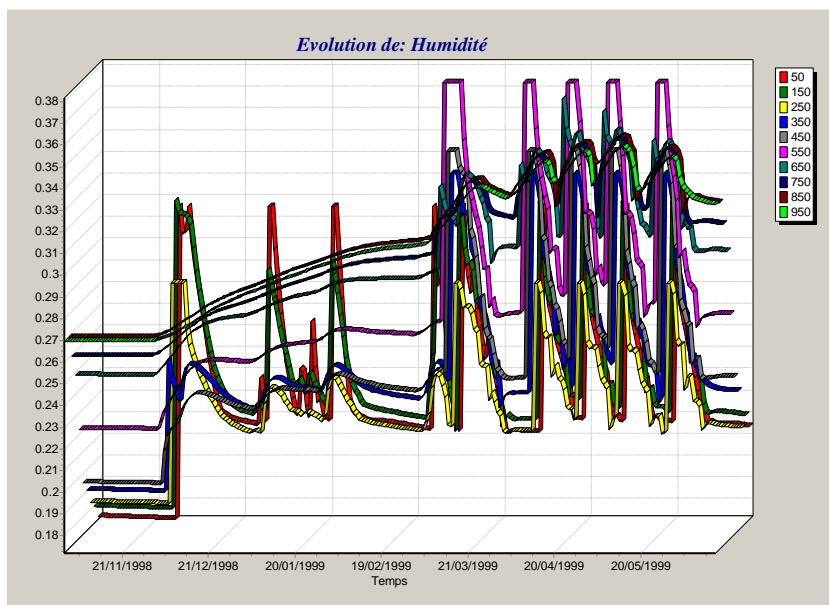


Figure 11: Simulation du transport de l'eau et des éléments chimiques dans le sol: évolution de la conductivité électrique

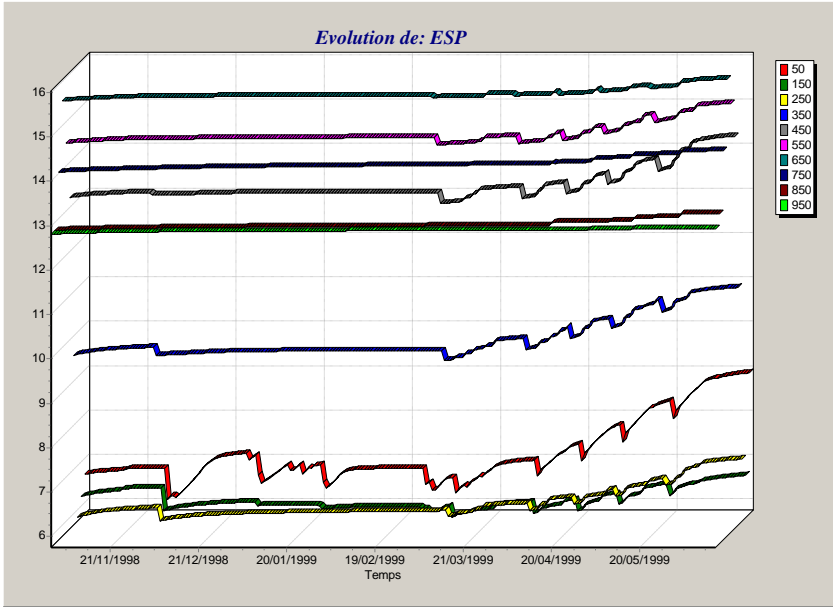


Figure 12: Simulation du transport de l'eau et des éléments chimiques dans le sol: évolution de l'ESP

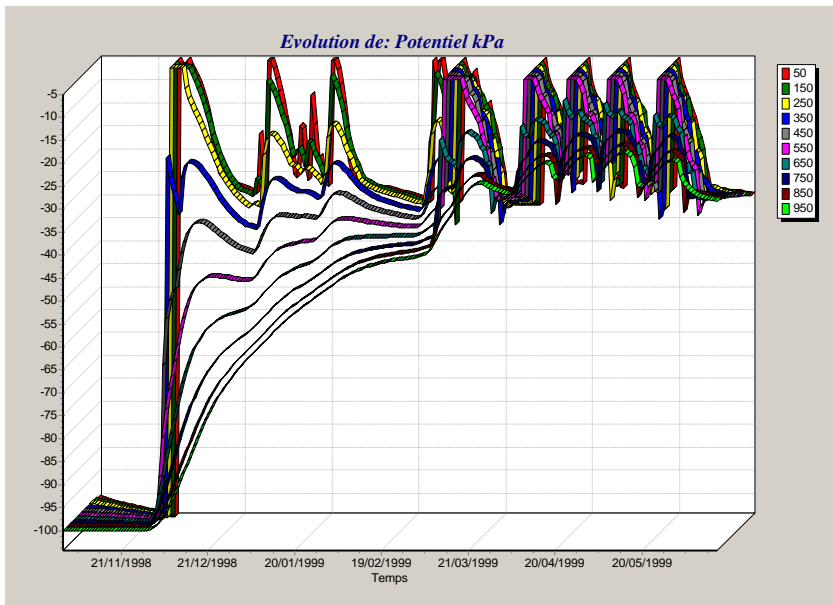


Figure 13: Simulation du transport de l'eau et des éléments chimiques dans le sol: évolution de l'humidité du sol

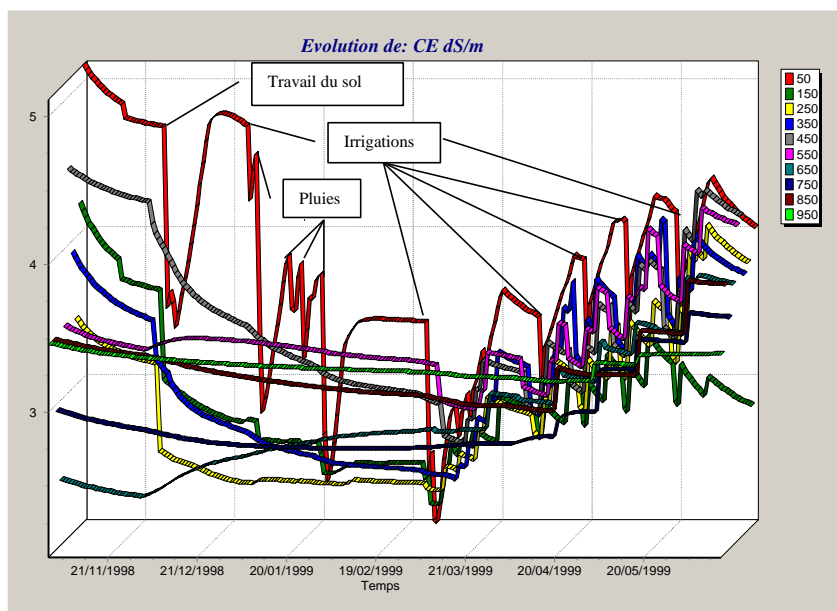


Figure 14: simulation du transport de l'eau et des éléments chimiques dans le sol: évolution du potentiel hydrique

4. BIBLIOGRAPHIE

Ben Guedour H., (1999). Suivit des régimes hydriques et salins dans le périmètre irrigué des Doukkalas (CDA 330). Mémoire de troisième cycle. Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II. 92p.

Brooks, R. H., and A. T. Corey. (1964). Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No. 3, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado. 27 pp.

Butler J. N. (1964). Ionic equilibrium, A mathematical approach. Addison-Wesley Co., Reading Mass. P. 438.

Garrels R. M. and Christ C. H. (1965). Solutions minerals, and equilibria. Harper and Row, New York. Chapter 2.

Griffin R. A. and Juinak J. J., (1973). Estimation of activity coefficients from the electrical conductivity of natural aquatic systems and soil extracts. *Soil Sci.* 116: 26-30.

Haverkamp, R., M., Touma, J. Vauclin, P. J. Wierenga, and G. Vachaud. (1977). A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 41: 285-294.

Hutson, J.L. and R.J. Wagenet. (1992). LEACHM: Leaching Estimation And Chemistry Model: A process based model of water and solute movement transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone. Continuum Vol.2, Version 3. Water Resources Inst., Cornell University, Ithaca, NY.

Lahlou M., Badraoui M. et Soudi B. (1998). SMSS: un logiciel de simulation du mouvement de sels dans le sol. *Etude et Gestion des Sols – Volume 5 – Numéro 4* – 1998.

Laudelout H. et Chiang C., (1995). Modélisation du mouvement des sels dans les sols du Maroc. *Homme Terre et Eaux*, Vol. 25, 100: 57-61.

Laudelout H., Cheverry C. & Calvet R. (1994). Modélisation Mathématique Des Processus Pédologiques, Actes Éditions, 264p.

Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513-522.

Szabolcs I. (1994). *Prospects of soil salinity for the 21st Century*. Acapulco Mexico: Trans 15th World Congress of Soil Science, 1994; vol.1: 123-41.