

**ETUDE ET MODELISATION HYDRODYNAMIQUE  
D'UN SOL ARGILEUX  
DE LA BASSE VALLEE DE L'OUED MEDJERDAH (TUNISIE)**

par

**Vincent VALLES \* , Anne-Marie VALLES \*\* et Jacques VIEILLEFON \*\*\***

\* Institut National Polytechnique de Toulouse  
Place des Hauts Murats - 31006 TOULOUSE Cédex

\*\* Université Paul Sabatier  
Laboratoire de Minéralogie  
38, rue des 36-PONTS - 31000 TOULOUSE

\*\*\* O.R.S.T.O.M. Mission Tunisie  
18, avenue Charles Nicoles  
TUNIS Belvédère - Tunisie

**MOTS CLES** : Gaz carbonique, tritium, porosité, sol argileux, Tunisie.  
**KEYWORDS** : carbon-dioxide, tritium, porosity, clay-rich soil, Tunisia.

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 25887

Vol : 13 M Ex 1

**RESUME :**

Les sols de la basse vallée de l'Oued Medjerdah sont argileux, calcaires, parfois salés et présentent une hétérogénéité spatiale de leurs caractéristiques physiques. Une colonne de sol de 1,50 m de haut et 0,50 m de diamètre a été prélevée sans tassement. A partir de mesures tensiométriques et humidimétriques, on détermine ses caractéristiques hydrodynamiques pour différentes profondeurs. Un essai de traçage isotopique montre que les transferts ne concernent qu'une petite partie de la porosité. Une étude géochimique des eaux de drainage confirme la présence d'au moins deux écoulements correspondant chacun à des solutions naturelles différentes. Pour rendre compte de ces phénomènes, un modèle physico-chimique a été élaboré puis testé aussi bien sur le sol argileux que sur un sol sableux. Il reconnaît l'hétérogénéité des vitesses d'écoulement au travers de plusieurs fractions de la porosité. Les flux élémentaires sont calculés en supposant que la loi de DARCY est vérifiée pour chaque fraction de la porosité. Les résultats de la simulation, acceptables aussi bien pour le sol sableux que le sol argileux, illustrent la signification physique du découpage retenu pour décrire la porosité du sol. Ce modèle hydrodynamique et géochimique a été utilisé pour apprécier l'importance relative de différents mécanismes responsables des encroûtements en zone aride.

**ABSTRACT :**

Hydrodynamic study and modeling of a lower Medjerdah Valley clay-rich soil.

The lower Medjerdah Valley soils are clay-rich, calcareous, occasionally salty, and exhibit a spatial heterogeneity of hydrodynamic parameters. A soil column 1,50 m long and 0,5 m in diameter has been isolated and removed maintaining its original shape. The hydrodynamic parameters corresponding to several depths within this column have been determined by measurements of soil tension and moisture content. Isotopic tracing shows that water transfer occurs almost exclusively in a small fraction of the porosity. A geochemical study of the leaching water corroborates the existence of two discrete solutions which correspond to two different flow mechanisms. A physical-chemical model which takes into account of flow rate heterogeneity, has been proposed and tested for clay-rich soil and a sandy soil. The fluxes corresponding to each fraction of the porosity have been calculated assuming DARCY-S law. The acceptable results of the simulation for both soils show the physical significance of flow mechanisms corresponding to different parts of the porosity. This geochemical and hydrodynamical model has been used to determine the relative importance of the different mechanisms responsible for crust forming on soils in arid climates.

Lors d'une étude de la salinité des sols de la basse vallée de l'Oued Medjerdah en Tunisie, diverses expérimentations de traçage se sont avérées très utiles pour préciser les modalités de transferts d'eau et de sels. Les informations recueillies ont permis de caler un modèle physico-chimique de prédiction de la salure dont on ne présentera ici que la partie hydrodynamique.

**I - CADRE EXPERIMENTAL****1. Caractéristiques du sol**

Les sols de la basse vallée de l'Oued Medjerdah se développent sur les alluvions récentes de cet Oued. Ils sont argileux et calcaires et présentent une certaine hétérogénéité aussi bien verticale que latérale des caractéristiques granulométriques et porales.

Ces sols largement utilisés pour l'agriculture sont irrigués avec l'eau de l'Oued Medjerdah et présentent des phénomènes de salinité.

Les expérimentations ont été effectuées sur une colonne de sol de 50 cm de diamètre et 1 m 50 de haut prélevée au centre de la parcelle - bilan de la station expérimentale de Cherfech. Le prélèvement a été réalisé par enfoncement progressif d'un cylindre de P.V.C. de 2 mètres de longueur et 50 cm de diamètre, un tube d'accès de sonde neutronique ayant été préalablement implanté au centre du cylindre. Après extraction par arrachement, le fond a été garni de cailloux et graviers pour faciliter la collecte des eaux de drainage. Le sol a été prélevé d'un seul bloc, sans tassement ni perturbation, et a été équipé de neuf tensiomètres à mercure et de bougies poreuses (fig. 1). Un système d'irrigation localisée de type goutte à goutte est utilisé. Ce dispositif permet d'irriguer avec des intensités faibles qui restent inférieures à la perméabilité en milieu saturé. De ce fait, on n'observe jamais de lame d'eau en surface.

Dans un premier temps, des mesures tensiométriques et humidimétriques ont permis de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques du sol pour différentes profondeurs.

Les mesures neutroniques effectuées en temps long avec une source de 40 mCi ont été doublées. Pour des écarts supérieurs à 5 coups/seconde, la mesure a été triplée voire quadruplée. Les tensiomètres ont fonctionné convenablement jusqu'à des tensions de 700 à 750 millibars. Les données ont été recueillies sur une période de 3 mois, en phase de ressuyage puis d'assèchement par évaporation. Leur nombre a permis d'obtenir des ajustements fiables pour les relations potentiel/humidité en phase de dessèchement (fig. 2).

On observe une hétérogénéité verticale. Pour un pF nul, l'humidité volumique varie de 47% à la base de la colonne à 40% au milieu de celle-ci. (VALLES et al., 1982 et 1983). La conductivité hydraulique a été calculée par les méthodes du bilan naturel et du drainage interne (VACHAUD et al., 1978). Cependant, pour pallier les faibles variations aléatoires de la mesure neutronique, les stocks d'eau ont été estimés par les mesures tensiométriques et les relations humidité/potentiel matriciel obtenues au préalable.

L'hétérogénéité verticale affecte la conductivité hydraulique (fig. 3). Un ajustement semi-logarithmique a été utilisé pour chaque cote. Les différents coefficients ont été déterminés par la méthode des moindres carrés. Ils sont étroitement corrélés à l'humidité du sol à pF nul et à la porosité (fig. 4).

## 2. Description de l'essai de traçage isotopique

Cet essai expérimental a été conduit par Vieillefon, Olive et Hubert (VIEILLEFON et al. 1983).

La colonne de sol a été irriguée avec de l'eau de l'Oued Medjerdah a raison de 4,5 l par jour. Après obtention d'un régime permanent, de l'eau tritiée est utilisée pour l'irrigation. Son volume est de 4,5 l et la concentration est de 83850 Unité Tritium (U.T.) Pendant environ trois mois, cette eau marquée est "poussée" par de l'eau tritiée. Des prélèvements quotidiens d'eau de drainage permettent de suivre l'évolution de la teneur en tritium à la base de la colonne.

## 3. Traçage par les éléments naturels

Les éléments majeurs contenus dans l'eau d'irrigation et dans la solution du sol ont été utilisés comme traceur.

Après avoir soumis le sol à une évaporation modérée mais prolongée, on a irrigué la colonne jusqu'à apparition d'eau de drainage. L'irrigation est alors interrompue et des prélèvements d'eau de drainage permettent de suivre l'évolution des concentrations en K, Na, Ca, Mg, Cl et  $SO_4$ .

Cependant, l'étude chimique de ces sols a montré que les phénomènes de transfert ne sont pas seuls responsables de la distribution de ces ions dans le profil. On observe notamment des précipitations ou des dissolutions de gypse. L'étude du transfert de calcium et de sulfate doit prendre en compte ces phénomènes. Un modèle thermodynamique a été élaboré à cette fin. Il permet de calculer l'activité chimique des ions majeurs, l'état de saturation de l'eau de drainage par rapport au gypse ainsi que la pression partielle en gaz carbonique de l'atmosphère équilibrant la solution. Le calcul de ce dernier paramètre qui est dépendant de la teneur en  $CO_2$  dissous, nécessite une mesure rapide du pH et l'analyse chimique de la solution.

# II - RESULTATS ET INTERPRETATION

## 1. Courbe de sortie du tritium

La courbe de sortie du tritium est fortement aplatie et dissymétrique (fig. 5).

D'autre part, le tritium apparaît à la base de la colonne dès les premiers jours de l'essai, alors que dans les conditions expérimentales, le renouvellement de l'eau du sol ne s'effectue qu'au bout de 28 jours. Le maximum étant obtenu aux environs du septième jour, on peut estimer en première approximation que le transfert de tritium s'effectue par un quart de la porosité occupée par l'eau, les trois quarts restant ne semblent pas participer à l'écoulement.

## 2. Evolution des concentrations en calcium et sulfate des eaux de drainage

Le calcul de l'activité du calcium et du sulfate des eaux de drainage permet de déterminer si les solutions sont sur-saturées, sous-saturées ou en équilibre avec le gypse (fig.6).

Leur composition chimique varie dans le temps et on peut distinguer plusieurs situations dans le diagramme de saturation du gypse.

Les premières solutions apparaissant à la base de la colonne sont les plus concentrées, elles sont en équilibre avec le gypse. On observe ensuite une dissolution du gypse avec maintien de l'équilibre.

Dans un deuxième temps, la solution du sol subit une dilution progressive par l'eau d'irrigation. Sa composition chimique évolue vers celle de l'eau d'irrigation et devient nettement sous-saturée par rapport au gypse.

Enfin, lorsque le sol se ressuie, et que les débits deviennent faibles, on recueille des solutions de composition chimique stable dans le temps et légèrement sous-saturées par rapport au gypse.

Ces observations suggèrent la présence de deux écoulements :

- un écoulement rapide qui s'effectue au travers d'une fraction de la porosité dont la solution est affectée par les caractéristiques chimiques de l'eau d'irrigation.
- un écoulement lent qui ne s'individualise qu'en fin de ressuyage, lorsqu'il est seul, et dont la composition chimique de la solution est stable dans le temps et peu sensible aux effets de l'irrigation. Les caractéristiques chimiques sont intermédiaires entre les extrêmes observés pour l'écoulement rapide.

L'environnement minéralogique des écoulements rapides comporte du gypse alors que celui des écoulements lents n'en comporte pas. Ces deux écoulements s'effectueraient par des parties différentes de la porosité et correspondraient à des pores distincts.

## 3. Transfert de $CO_2$ dissous.

Pour la première phase du drainage, c'est à dire pour les écoulements rapides, on observe un front riche en  $CO_2$  (fig. 7). La pression partielle en  $CO_2$  maximale, est comprise entre  $10^{-2}$  et  $10^{-1}$  atmosphère et correspond aux conditions régnant dans le sol avant l'irrigation.

Ensuite, la pression partielle en  $CO_2$  des eaux de drainage évolue rapidement vers celle de l'eau d'irrigation égale à  $10^{-2,7}$  atmosphère. Le passage brusque du maximum à la pression partielle en gaz carbonique de l'eau d'irrigation montre la faible importance de la dispersion par rapport à la convection.

Pour les écoulements lents, on ne peut calculer la pression partielle en  $CO_2$  équilibrant les eaux de drainage. En effet, en fin de ressuyage, l'obtention de solutions est longue et des phénomènes de dégazage se produisent, la mesure du pH n'est pas significative.

En résumé, l'étude expérimentale menée au moyen de traceurs divers a mis en évidence la présence de deux écoulements :

- un écoulement rapide, ne fonctionnant que lorsque l'humidité du sol est élevée, s'effectue par une petite fraction de la porosité (environ un quart).

Les solutés y subissent des phénomènes convectifs dont la vitesse est rapide, et des effets dispersifs peu marqués. La solution du sol correspondante est rapidement affectée par les caractéristiques de l'eau d'irrigation.

- un écoulement lent qui ne s'individualise qu'en fin de ressuyage lorsque l'humidité du sol est plus faible. La composition chimique de la solution est peu affectée par l'eau d'irrigation et présente de ce fait une stabilité chimique dans le temps.

# III - MODELISATION

Le traçage isotopique a mis en évidence la faible part de la porosité traversée par les écoulements rapides. Pour prévoir la répartition des sels dans le sol argileux, on ne peut supposer que toute l'eau du sol s'écoule avec une vitesse homogène. On doit au contraire prendre en compte l'hétérogénéité des vitesses d'écoulement des différents filets d'eau.

Un modèle compatible avec les observations expérimentales a été élaboré.

## 1. Les hypothèses retenues

- On considère les transferts d'eau suivant la seule direction verticale dans le sol supposé non gonflant et en condition isotherme.
- La porosité du sol comporte des pores de taille variable dont on ne préjuge ni de la taille, ni de la forme, ni des communications qui existent entre eux.
- L'eau du sol se trouve dans son état énergétique minimal, c'est à dire localisée dans les plus petits pores qui lui sont offerts.
- Les flux vérifient la loi de Darcy généralisée aux milieux non saturés. Cette loi doit être vérifiée aussi pour chaque pore.
- Le remplissage par l'eau d'un pore de diamètre donné ne modifie pas la conductivité hydraulique des pores de diamètre inférieur.
- Les transferts de solutés sont déterminés pour chaque pore par des phénomènes de convection, de dispersion longitudinale et d'échange de soluté entre les pores. Des phénomènes de diffusion de soluté entre groupe de pores sont possibles.

## 2. Représentation du modèle

Pour appréhender la signification concrète des hypothèses retenues on peut considérer le sol à une cote donnée.

Lorsque l'humidité est égale à une valeur  $\theta_1$ , le flux  $q_1$  vérifie la loi de Darcy :

$$q_1 = -K(\theta_1) \cdot \frac{\partial H}{\partial z}$$

avec  $K(\theta_1)$  conductivité hydraulique

H potentiel de l'eau

z profondeur

la vitesse moyenne d'écoulement dans la porosité occupée par l'eau est (tableau I.)  $U_1 = \frac{q_1}{\theta_1}$

Si l'humidité du sol augmente et atteint la valeur  $\theta_2$ , la conductivité hydraulique sera plus élevée et, pour un même gradient hydraulique, le flux  $q_2$  traversant cette cote sera supérieur à  $q_1$ .

$$q_2 = -K(\theta_2) \cdot \frac{\partial H}{\partial z}$$

La vitesse moyenne d'écoulement dans la porosité occupée par l'eau est

$$U_2 = q_2 / \theta_2$$

Les hypothèses retenues pour le modèle reviennent à estimer que le flux  $\Delta q = q_2 - q_1$  s'écoule au travers de la fraction de la porosité qui s'est remplie lors de l'augmentation d'humidité de  $\theta_1$  à  $\theta_2$

La vitesse moyenne d'écoulement de l'eau dans cette fraction de la porosité est égale à

$$\frac{q_2 - q_1}{\theta_2 - \theta_1} = \frac{K(\theta_2) - K(\theta_1)}{\theta_2 - \theta_1} \cdot \frac{\partial H}{\partial z}$$

On peut découper ainsi la porosité en plusieurs fractions représentant des tailles de pores différentes et estimer leur conductivité hydraulique intrinsèque à partir de la relation conductivité hydraulique/humidité de chaque tranche de sol. Le flux traversant chaque fraction de la porosité peut se calculer comme une fraction du flux total traversant la tranche de sol. Ceci distingue notre modèle de ceux qui considèrent deux fractions de la porosité, avec une opposition eau totalement immobile/eau mobile comme celui de J.P. GAUDET (1978).

Ainsi dans l'exemple précédent et lorsque l'humidité du sol est  $\theta_2$ , on distingue l'écoulement  $q_1$  traversant la fraction de porosité occupée par l'eau lorsque l'humidité est  $\theta_1$ , et l'écoulement  $\Delta q = q_2 - q_1$  s'effectuant par le reste de la porosité occupée par l'eau. La conductivité hydraulique de la première fraction de la porosité est égale à  $K(\theta_1)$  et le flux correspondant représente la fraction  $K(\theta_1)/K(\theta_2)$  du flux total.

Pour la seconde fraction de porosité, la conductivité hydraulique est égale à

$|K(\theta_2) - K(\theta_1)|$  et le flux correspondant représente la fraction  $\frac{K(\theta_2) - K(\theta_1)}{K(\theta_2)}$

$K(\theta_2)$

$K(\theta_2)$

D'autre part, comme on considère que l'eau est incompressible, on peut calculer les échanges d'eau, et donc de soluté, entre les fractions de la porosité. Si on applique cette hypothèse à la fraction des plus petits pores, l'échange d'eau entre cette fraction et celles des pores plus gros est égal à la variation de stock d'eau de la fraction diminuée de la somme algébrique des flux verticaux.

Ce calcul des transferts d'eau entre fractions de la porosité ne préjuge ni de la taille, ni de la forme, ni du type de communication des pores, ce qui distingue notre modèle des approches capillaristes THIRRIOT (1982a et b).

## 3. Résolution mathématique

Elle nécessite l'emploi d'un calculateur et s'effectue par étapes.

On calcule d'abord les flux d'eau traversant les différentes cotes du sol sans distinction de l'hétérogénéité des vitesses entre les différents filets d'eau.

A partir de deux équations :

Conservation de la masse d'eau  $\partial \theta / \partial t = -\partial q / \partial z$

avec

$\theta$  humidité

t temps

q flux d'eau

z profondeur  
- loi de DARCY étendue au régime sous-saturé

$$q = -K(\theta) \cdot \partial H / \partial z$$

avec K conductivité hydraulique

H potentiel de l'eau,  $H = h(\theta) - z$

$h(\theta)$  potentiel matriciel

On obtient l'équation suivante :

$$C(h) \cdot (\partial h / \partial t) = \partial [K(h) \cdot (\partial h / \partial z - 1)] / \partial z$$

avec  $C(h) = \partial \theta / \partial h$  capacité capillaire

qui est discrétisée de la manière suivante

$$C_i^j \cdot \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z} \cdot \left[ K_{i=1/2}^j \left( \frac{h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right) - K_{i-1/2}^j \left( \frac{h_i^{j+1} - h_{i-1}^{j+1}}{\Delta z} - 1 \right) \right]$$

Avec  $K_{i \pm 1/2}^j = \sqrt{K_{i \pm 1}^j \cdot K_i^j}$ , j indice du temps, i indice de l'espace.

Cette discrétisation et ce mode de pondération ont été retenus à cause de leurs performances dans les études comparatives de VAUCLIN et al. (1978).

Cette expression appliquée à chaque tranche de sol peut s'écrire sous forme matricielle.

La résolution se fait par l'algorithme de THOMAS (REMSON et al. 1971) décrit par GAUDET (1978). On détermine ainsi les variations du profil tensiométrique, du profil d'humidité et des flux.

Dans une seconde étape, le calcul détermine les flux traversant chaque fraction de la porosité, pour chaque cote, à partir des flux totaux obtenus par la première étape.

La troisième étape consiste à calculer les termes dispersifs du transfert de soluté pour les différentes fractions ainsi que la diffusion de soluté entre les fractions de la porosité.

#### 4. Vérification du modèle sur l'essai de traçage isotopique

Le modèle a été testé sur l'essai tritium en distinguant deux écoulements ou deux fractions de la porosité.

On a effectué un certain nombre de simplifications :

- on estime que l'irrigation est continue, ce qui est très proche des conditions expérimentales.

- on estime que les caractéristiques du sol sont uniformes sur le profil.

Le résultat de la simulation (fig. 5) est proche des mesures. Pour ce calcul, la fraction de la porosité offerte aux écoulements lents représente 40% d'humidité volumique et la

fraction offerte aux écoulements rapides 7%, conformément aux humidités mesurées à  $pF = 0$ , et  $pF = 2,7$  (UNESCO, 1970).

Par contre, les modèles convectif/dispersif qui considèrent que toujours l'eau du sol s'écoule avec la même vitesse, donnent un pic centré sur 28 jours et sont inadéquats pour ce type de sol même s'ils prennent en compte l'hétérogénéité verticale des caractéristiques hydrodynamiques.

Le modèle permet d'apprécier la contribution de chaque phénomène.

Ainsi pour le modèle à classe de pores, la comparaison entre

- la convection (plus la dispersion numérique),
- la convection et la dispersion,
- la convection et la diffusion de soluté entre fractions de la porosité

montre que ce sont ces deux derniers phénomènes qui sont responsables de l'allure générale de la courbe de sortie. L'importance du terme diffusif entre les deux fractions de la porosité s'explique par le rapport élevé des teneurs en tritium de l'eau d'irrigation et de la solution du sol à l'origine (83850 UT contre 20).

Dans la nature, les écarts de concentration entre les différents pores sont moindres et ce phénomène est secondaire.

#### 5. Autre vérification du modèle

Les autres essais de traçage utilisant les éléments naturels ne peuvent être utilisés pour la vérification du modèle car il est très difficile de déterminer les caractéristiques chimiques initiales de la solution du sol lorsque celui-ci est sec. On a eu recours à des données issues de la littérature. Il s'agit d'un sol sableux étudié par GAUDET (GAUDET 1978) et dont les caractéristiques hydrodynamiques figurent dans sa thèse. Le sol non salé et ressuyé au départ est irrigué avec du  $CaCl_2$  en concentration  $C_0$  ; des capteurs permettent de suivre l'évolution de concentration C du traceur dans la colonne (fig. 8).

La comparaison entre :

- la courbe expérimentale,
- la simulation par un modèle convectif/dispersif simple,
- la simulation par un modèle à deux fractions d'eau dont une mobile,
- et notre modèle,

montre que pour une sol sableux la reconnaissance des différentes vitesses d'écoulement apporte un gain de précision faible par rapport au modèle convectif/dispersif simple.

Ceci est lié à la faible importance de la fraction d'eau peu mobile qui s'élève à 2% d'après le modèle contre 28% sur les écoulements rapides. Il n'a pas été utile de prendre en compte de dispersion (autre que la dispersion numérique) ni de diffusion de soluté entre classes de pores. Dans ce cas il est difficile de confronter le volume occupé par l'eau peu mobile aux données expérimentales.

On ne dispose que de l'humidité correspondant au  $pF = 2$ , soit  $\theta = 7,5\%$  et  $\theta = 29\%$  pour  $pF = 0$ .

La valeur 2% pour un  $pF$  de l'ordre de 2,7 est donc plausible.

On remarque en outre que le modèle indique une fraction de porosité faible offerte aux écoulements lents et forte pour les écoulements rapides dans le cas d'un sol sableux, et l'inverse dans le cas du sol argileux tunisien. Le mode de découpage en fraction de la porosité semble avoir une signification physique concrète. Les deux exemples traités

permettent de préciser la signification de ce découpage : chaque fraction de la porosité apparaît comme un groupe de pores de diamètre moyen donné et possédant assez de connexions entre eux pour que les caractéristiques chimiques de la solution soient homogènes. La limite entre deux fractions de la porosité traduit une difficulté d'échange de soluté entre deux groupes de pores de diamètre moyen différents.

Ainsi ce découpage de la porosité ne peut être quelconque. En ce qui concerne les deux exemples présentés, la prise en compte de deux classes de pores donne de bons résultats ; la reconnaissance de trois fractions ou plus par le modèle n'apporte qu'un faible gain de précision.

En outre, pour les deux sols utilisés pour le calage, le terme dispersif est très faible ou nul. Les comparaisons avec des modèles simples convectifs/dispersifs montrent en effet qu'une part importante de la dispersion mécanique est prise en compte directement par le calcul de l'hétérogénéité des vitesses par le modèle.

### CONCLUSION :

Les expérimentations menées par des traceurs isotopiques ou naturels ont mis en évidence la présence d'écoulements différents s'effectuant par des parties différentes de la porosité. Pour représenter ces observations et les quantifier, un modèle a été élaboré et testé sur un sol argileux. Le nombre de paramètres supplémentaires à prendre en compte sont : les coefficients de dispersion apparents dans chaque fraction de la porosité et, évidemment, l'importance relative de chacune des fractions. Pour les deux exemples traités, seul le choix du dernier paramètre est vraiment important, les autres peuvent être négligés car la dispersion mécanique est prise en compte implicitement et de manière assez précise par l'hétérogénéité des vitesses d'écoulements.

Ce modèle de transfert d'eau et de sel constitue l'élément central d'un modèle physico-chimique qui permet de prévoir la localisation des accumulations de minéraux dans le profil et détaillé suivant les micro-sites en zone aride (VALLES, 1985).

### REMERCIEMENTS :

Nous exprimons notre profonde gratitude à J. WOLSACK et C. ISBERIE pour leur critique constructive.

### BIBLIOGRAPHIE

- GAUDET J.L. (1978) - Transferts d'eau et de soluté dans les sols non saturés. Mesures et simulations. *Thèse Doc. Sci. Phys. Grenoble*.
- REMSON I., HORNBERGER G.M., MOLTZ F.J. - 1971 - Numerical methods in subsurface hydrology, *John Wiley & Sons Ed., Inc., New York ; p 768 - 770*.
- THIRRIOT C. (1982) a - Des tubes capillaires au trou du ver de terre ou l'utopie du mécanicien des fluides face au réalisme de l'hydrogéologue. *Rapport C.T. n° 574 - Institut de mécanique des fluides de Toulouse, 17 p.*
- THIRRIOT C. (1982) b - L'infiltration dans les sols vue à travers l'image des modèles capillaires - *Eau du Québec, 15, n°2, p. 124-130*.
- UNESCO (1970) - Recherche et formation en matière d'irrigation à l'eau salée. *Tunis CRUESI - 241 P.*
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S. et THONY J.L. (1978) - Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in situ* d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. - *Ann. agron., 29, p. 1-36*.
- VALLES V., VALLES A.M., VIEILLEFON J. (1983) - Etude méthodologique des transferts d'eau et des sels dans un monolithe de sol argileux. 3ème partie : suivi de la salure par capteurs et caractérisation chimique des solutés. *Rapport ORSTOM - DRES Tunis, E-S 203, multigraph., 70 p.*
- VAUCLIN M., MAVER KAM R., VACHAUD G. (1978) - Etude de la résolution numérique de l'équation de l'infiltration d'eau en milieu non saturé. *Rapport HL-78-1, Grenoble, 159p.*
- VIEILLEFON J., OLIVE P., HUBERT P. (1982) - Etude méthodologique des transferts d'eau et des sels dans un monolithe de sol argileux. - 1ère partie : Essais préliminaires de caractérisation et traçage isotopique - *Rapport ORSTOM - DRES Tunis, E-S 198, multigraph., 36 p.*

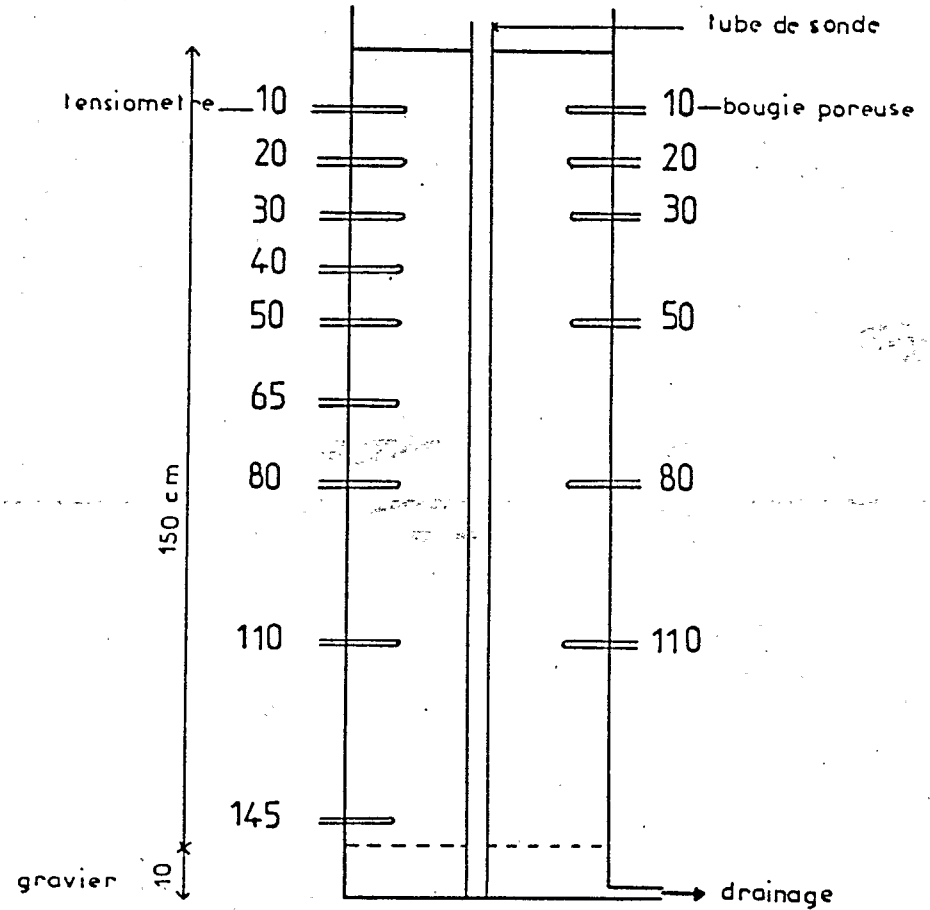


Figure 1 : Schéma du monolithe

Flux	$q_1 = -K(\theta_1) \cdot \frac{\partial H}{\partial z}$	$\Delta q = -\sqrt{K(\theta_1) K(\theta_2)} \cdot \frac{\partial H}{\partial z}$	$q_2 = q_1 + \Delta q = -K(\theta_2) \cdot \frac{\partial H}{\partial z}$
vitesse moyenne	$U_1 = \frac{q_1}{C_1}$	$\frac{q_2}{C_2} = \frac{q_1}{C_1}$	$U_2 = \frac{q_2}{C_2}$
Conductivité hydraulique	$K(\theta_1)$	$K(\theta_2) - K(\theta_1)$	$K(\theta_2)$
Fraction du flux	$\frac{K(\theta_1)}{K(\theta_2)}$	$\frac{K(\theta_2) - K(\theta_1)}{K(\theta_2)}$	1
	première fraction de la porosité occupée par l'eau	deuxième fraction de la porosité occupée par l'eau	ensemble de la porosité occupée par l'eau

Tableau I : Fonctions hydrodynamiques relatives à chaque fraction de porosité.

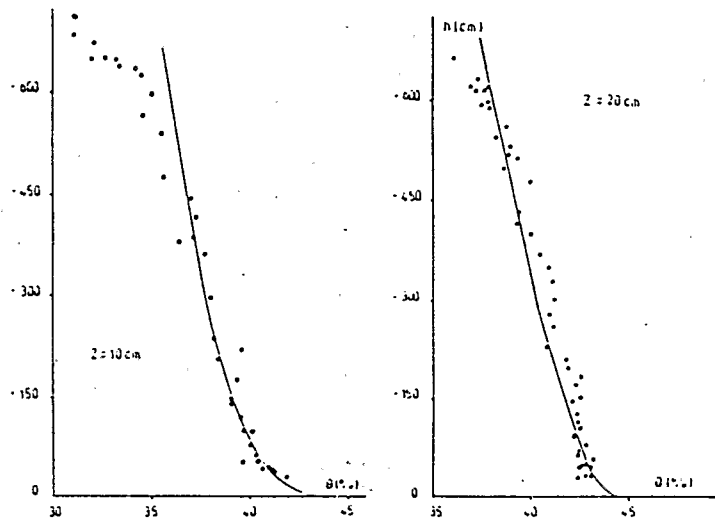


Figure 2 : Relations entre le potentiel matriciel et l'humidité volumique pour différentes profondeurs. Mesures et ajustements.

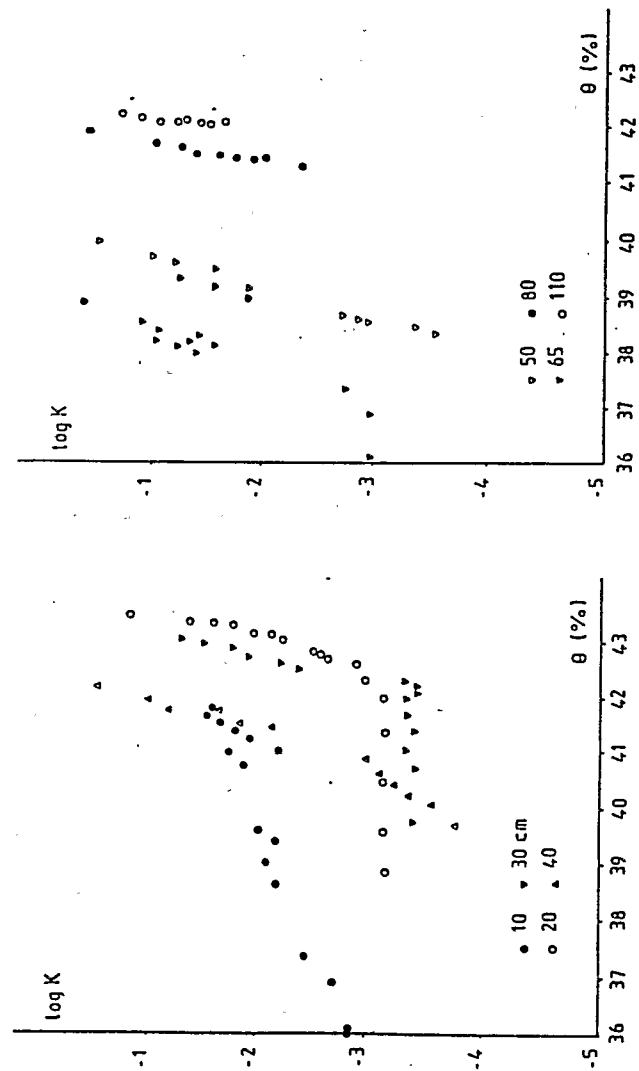
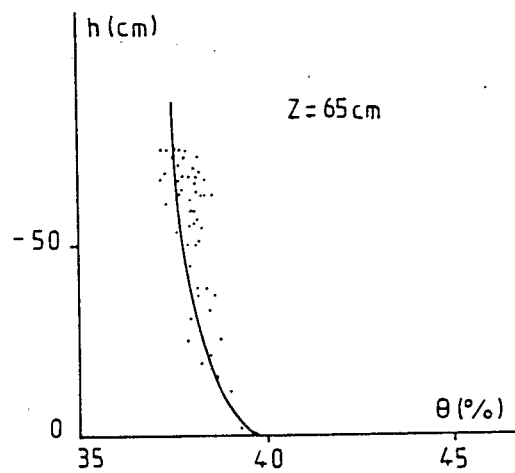
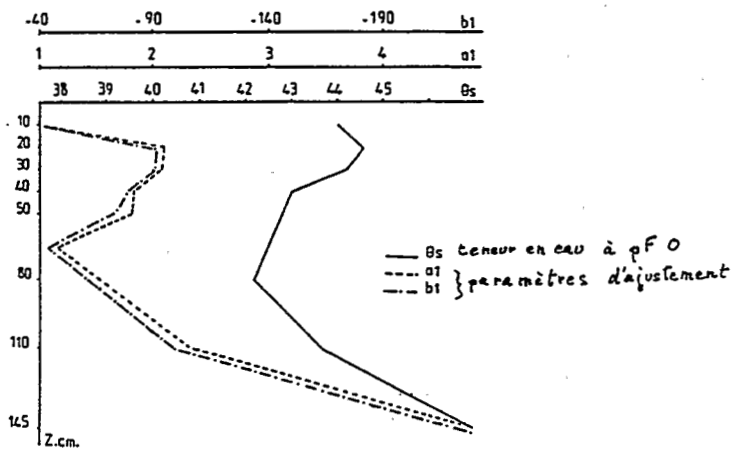


Figure 3 : Relations entre la perméabilité et l'humidité volumique pour différentes profondeurs. (K en cm/jour)





$$\log K = \max(a_1 \cdot \theta_1 + b_1, a_2 \cdot \theta_2 + b_2)$$

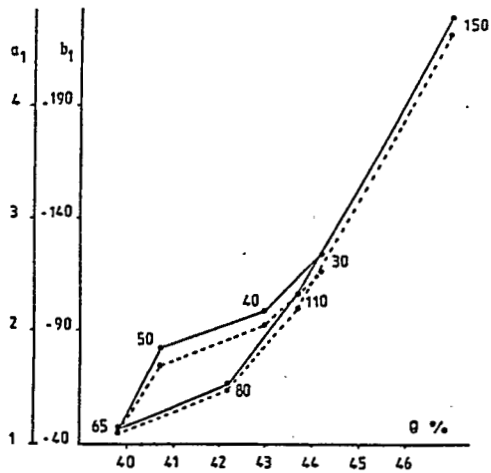


Figure 4 : Relations entre les paramètres d'ajustement de la relation  $K(\theta)$  et  $\theta_s$  pour chaque profondeur.

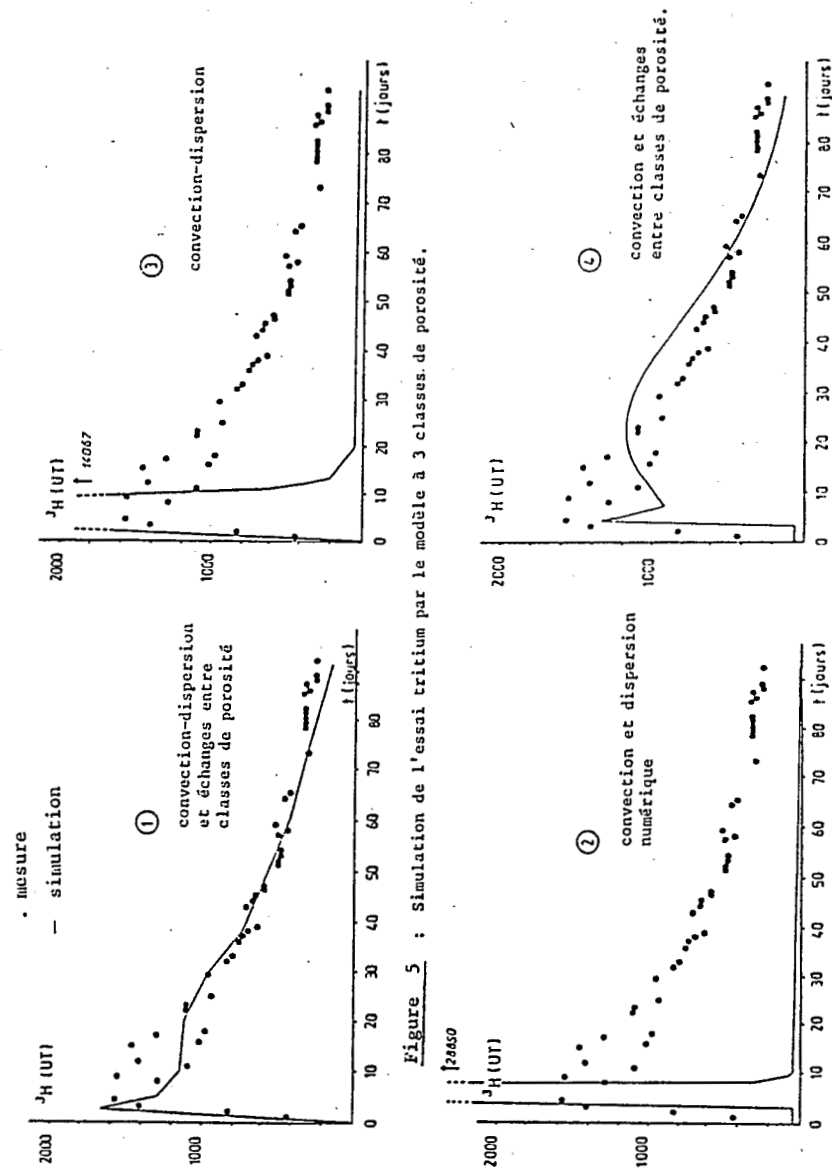


Figure 5 : Simulation de l'essai tritium par le module à 3 classes de porosité.

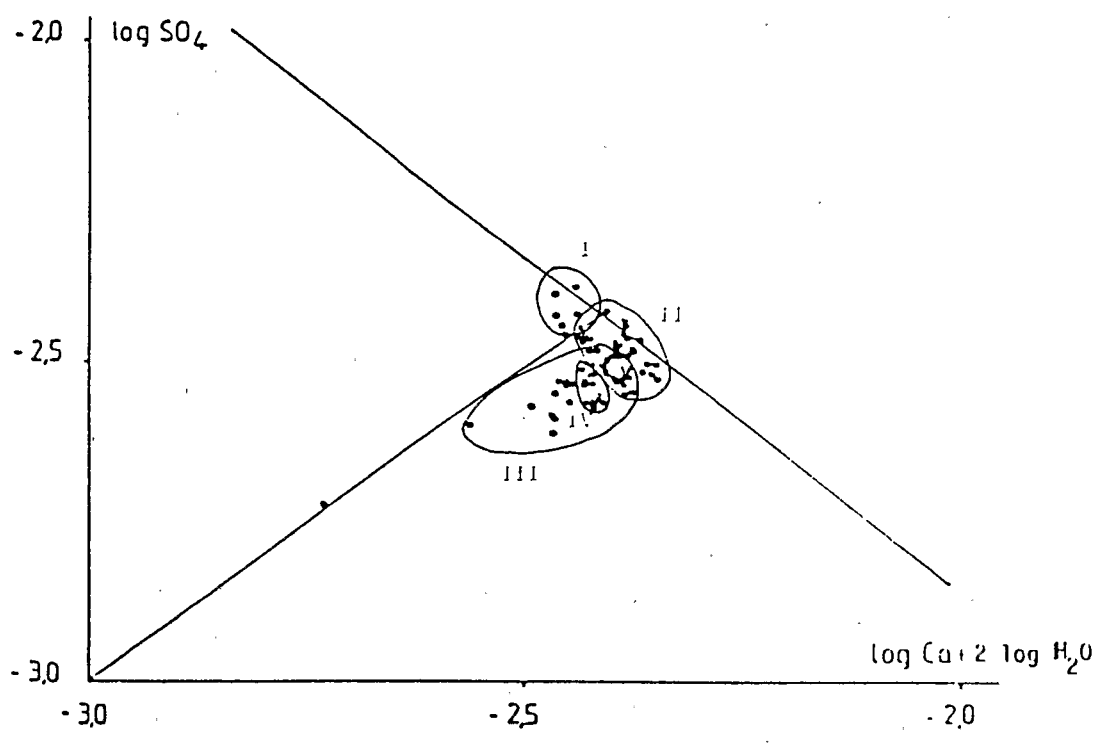
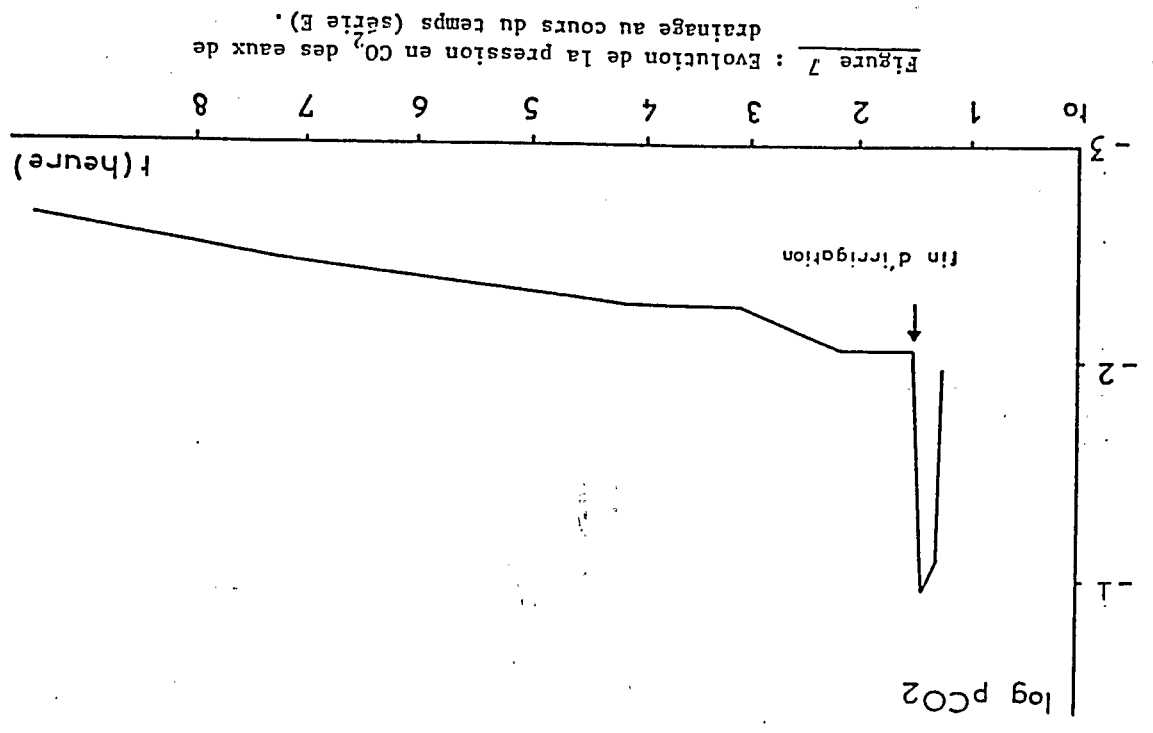


Figure 6 : Evolution de l'état de saturation des eaux de drainage par rapport au Gypse.

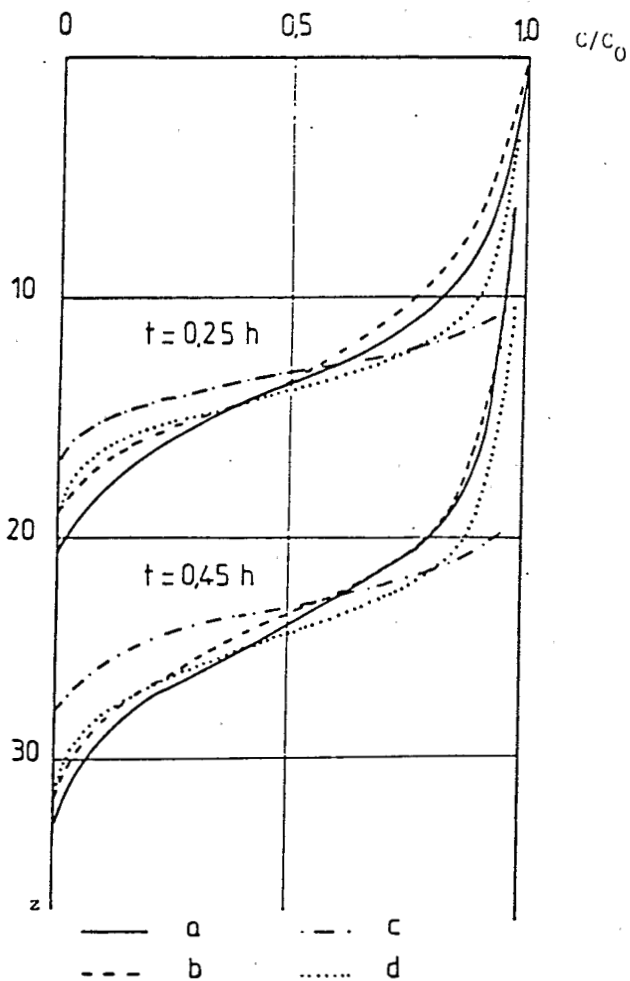


Figure 8 : Transfert de  $\text{CaCl}_2$  dans un sol sableux  
(d'après GAUDET 1978)

- a simulation par un modèle à 3 classes de porosité
- b mesures expérimentales
- c simulation par un modèle global convectif-dispersif
- d simulation par un modèle à fraction d'eau immobile de GAUDET

(b, c, d d'après GAUDET 1978)