

Transfert d'eau dans un milieu poreux non isotherme Water Movement in Non Isothermal Porous Medium

H. Daghari et L. DeBacker

Volume 13, numéro 1, 2000

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/705382ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/705382ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (imprimé)

1718-8598 (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Daghari, H. & DeBacker, L. (2000). Transfert d'eau dans un milieu poreux non isotherme. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 13(1), 75–84. <https://doi.org/10.7202/705382ar>

Résumé de l'article

Les transferts d'eau dans le sol sont généralement, pour des raisons de facilité, supposés se dérouler dans des conditions isothermes. Les modèles proposés couplant les transferts hydriques et thermiques se heurtent aux difficultés inhérentes à la détermination des coefficients de transfert. Disposant de l'évolution de la température, de la succion et de la teneur en eau dans les profils du sol de lysimètre, une comparaison portant sur l'importance des gradients hydriques et thermiques dans le transfert d'eau en phases liquide et vapeur a été menée. Il se dégage clairement, que dans le domaine de teneurs en eau qui intéressent l'agronome (teneur en eau supérieure à celle au point de flétrissement), l'essentiel des transferts se fait via la phase liquide. En effet, les flux dus aux gradients de teneur en eau dépassent d'au moins deux ordres de grandeur les flux induits par les gradients de température. Ce qui confirme bien la validité des équations de Darcy-Richards (DARCY, 1856; RICHARDS, 1931) où l'effet de température est négligé.

Transfert d'eau dans un milieu poreux non isotherme

Water movement in non isothermal porous medium

H. DAGHARI¹, L. DE BACKER²

Reçu le 12 octobre 1998, accepté le 19 janvier 2000**

SUMMARY

In most studies of liquid water flow, isothermal conditions are assumed. Since the beginning of the last century, several models and studies concerning mass and heat transfer have been conducted, but results didn't agree on the effect of temperature and hydraulic gradients on water movement. Also, the relative importance of these different gradients is not well known. Models used to quantify the simultaneous transfer of water due to temperature and water content gradients require a predetermination of thermal and iso-thermal coefficients of water diffusivity. Moreover soil characteristics must be known, mainly the relationships between hydraulic conductivity (K), pressure head (h), and water content (θ). Measurements of water content, pressure head and temperature were done in a loamy sandy clay soil within a weighable lysimeter. The relationships between hydraulic conductivity, pressure head and water content were obtained from field and laboratory data.

The water content gradient is generally less than those of temperature. Even with the maximum temperature gradient, the flux due to the water content gradient is more important than those due to the temperature gradient; the difference can reach 200%. Various field data (temperature, pressure head and water content) for different field conditions concerning the mass transfer in both liquid and vapor phases resulting from hydraulic and temperature gradients were analyzed. Results show that when soil moisture is between the wilting point and field capacity, mass transfer occurs mostly in the liquid phase. This result confirms the validity of Darcy-Richards (DARCY, 1856; RICHARDS, 1931) equation where the effect of temperature is neglected. Also, the isothermal diffusivity of liquid water is very important when compared to all other diffusivities.

Key-words: *diffusivity, liquid and vapor water phases, water transfer in soil.*

1. Institut national agronomique de Tunisie, 43 avenue Charles Nicole, 1082 Tunis, Tunisie.

2. Unité de génie rural, place Croix du Sud, Université catholique de Louvain, Belgique.

* Correspondance. E-mail : daghari.hedi@inat.agrinet.tn

** Les commentaires seront reçus jusqu'au 15 février 2001.

RÉSUMÉ

Les transferts d'eau dans le sol sont généralement, pour des raisons de facilité, supposés se dérouler dans des conditions isothermes. Les modèles proposés couplant les transferts hydriques et thermiques se heurtent aux difficultés inhérentes à la détermination des coefficients de transfert. Disposant de l'évolution de la température, de la succion et de la teneur en eau dans les profils du sol de lysimètre, une comparaison portant sur l'importance des gradients hydriques et thermiques dans le transfert d'eau en phases liquide et vapeur a été menée. Il se dégage clairement, que dans le domaine de teneurs en eau qui intéressent l'agronome (teneur en eau supérieure à celle au point de flétrissement), l'essentiel des transferts se fait via la phase liquide. En effet, les flux dus aux gradients de teneur en eau dépassent d'au moins deux ordres de grandeur les flux induits par les gradients de température. Ce qui confirme bien la validité des équations de DARCY-RICHARDS (DARCY, 1856 ; RICHARDS, 1931) où l'effet de température est négligé.

Mots clés : diffusivités, phases liquide et vapeur, transfert de l'eau dans le sol.

1 – INTRODUCTION

Les mouvements de l'eau dans le sol sont généralement, pour des raisons de facilité, supposés se dérouler dans des conditions isothermes. Plusieurs modèles (DE VRIES, 1958 et 1975 ; JACKSON, 1964, 1965 ; MAALEJ, 1968 et CRAUSSE, 1983) couplant les transferts hydriques et thermiques, ont été proposés. La difficulté majeure dans cette approche est la détermination des coefficients de couplage, à savoir les diffusivités hydrauliques thermique et isotherme de l'eau sous forme liquide et sous forme vapeur ainsi que les caractéristiques de rétention et de transfert hydrique dans le sol (LAROUSSI, 1972). Les modèles ne sont donc pas toujours opérationnels. De plus, on peut se poser la question de savoir quels sont les couplages qui induisent proportionnellement les transferts les plus importants ; de manière à simplifier les modèles ou à proposer une méthodologie d'approche plus pragmatique, quoique basée sur la théorie.

2 – ÉTUDE THÉORIQUE DE TRANSFERT D'EAU DANS LE SOL

Les analyses de transfert d'eau dans le sol diffèrent suivant qu'on est en phase liquide ou en phase vapeur.

2.1 Transfert d'eau en phase liquide

L'équation de DARCY-RICHARDS qui régit le mouvement de la phase liquide dans un milieu poreux est :

$$q_1 = -K(\theta) \text{grad}(h - z) \quad (1a)$$

avec q_1 : flux liquide (LT^{-1})

$K(\theta)$: conductivité hydraulique (LT^{-1})

z : coordonnée suivant l'axe (oz), orienté positivement vers le bas.

$h(\theta, T)$: pression de l'eau dans le sol (L), fonction de la teneur en eau θ et à un degré moindre de la température.

L'équation (1a) peut être écrite dans le cas d'un écoulement unidirectionnel sous la forme :

$$q_1 = -K (\partial h / \partial \theta) (\partial \theta / \partial z) - K (\partial h / \partial T) (\partial T / \partial z) + K \quad (1b)$$

$K \partial h / \partial \theta$: diffusivité hydraulique isotherme (notée $D_{\theta, 1}$)

$K \partial h / \partial T$: diffusivité hydraulique thermique (notée $D_{T, 1}$)

La diffusivité hydraulique isotherme $D_{\theta, 1}$ peut être exprimée ainsi :

$$D_{\theta, 1} = K(\theta) / C(\theta) \quad (2)$$

avec $C(\theta)$ capacité capillaire en cm^{-1} , K en cm/s et $D_{\theta, 1}$ en cm^2/s .

Le calcul de la diffusivité hydraulique thermique $D_{T, 1}$ nécessite la connaissance du terme $\partial h / \partial T$. Or la loi de Jurin appliquée aux milieux poreux (en négligeant les absorptions et les effets osmotiques), permet de lier la tension superficielle σ et la hauteur h d'eau dans un capillaire du sol de rayon r , par une relation de type (l'angle de contact étant supposé nul) :

$$h = 2\sigma/r$$

dont la différenciation par rapport à la température T donne :

$$\partial h / \partial T = h/\sigma \cdot \partial \sigma / \partial T.$$

Des relations entre la tension superficielle et la température peuvent être trouvées dans la littérature (BOUASSE, 1924). Entre 5 et 30 °C, le terme $(\partial \sigma / \partial T) / \sigma$ peut être considéré comme constant et égal à $2 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$.

La diffusivité hydraulique thermique pour des températures s'étalant entre 5 et 30 °C, peut être ainsi écrite sous la forme :

$$D_{T, 1} = 2 \cdot 10^{-3} K \cdot h \quad (3)$$

avec h en cm , K en cm/s et $D_{T, 1}$ en cm^2/s .

2.2 Transfert d'eau en phase vapeur

La loi de Fick exprimant la diffusion des gaz est :

$$q_v = -D_{vap} \cdot \text{grad } C \quad (4a)$$

où q_v : flux en phase vapeur

D_{vap} : diffusivité de la vapeur d'eau

$C(\theta, T)$: concentration en vapeur de la phase gazeuse, fonction de la teneur en eau θ et de la température T .

L'équation (4a) peut être écrite sous cette forme :

$$q_v = - D_{\text{vap}}(\partial C/\partial \theta) (\partial \theta / \partial z) - D_{\text{vap}}(\partial C/\partial T) (\partial T / \partial z) \quad (4b)$$

où $D_{\text{vap}}(\partial C/\partial \theta)$: diffusivité hydraulique isotherme de la vapeur d'eau ($D_{T, v}$).

$D_{\text{vap}}(\partial C/\partial T)$: diffusivité hydraulique thermique de la vapeur d'eau ($D_{\theta, v}$).

La diffusivité de la vapeur d'eau, D_{vap} , peut être écrite ainsi, (DE VRIES, 1958) :

$$D_{\text{vap}} = D_{\text{atm}} a (P_a)^b \quad (5a)$$

D_{atm} : coefficient de diffusion moléculaire (cm^2/s) de la vapeur d'eau dans l'air. À la pression atmosphérique (FARDADE, 1973) :

$$D_{\text{atm}} = 0,274 ((T + 273)/293)^{2,3} \text{ avec } T \text{ en } ^\circ\text{C}, D_{\text{atm}} \text{ en } \text{cm}^2/\text{s}$$

et où a : facteur de tortuosité qui peut être pris égal à 0,66 ou 0,67 (DE VRIES, 1958 et JACKSON, 1964)

P_a : porosité à l'air ou teneur volumique en gaz du milieu, égale à la différence entre la porosité et la teneur en eau du sol

b : facteur correctif pour tenir compte de la diffusion de l'air dans le mélange (air + vapeur), très proche de l'unité (PERSON, 1981). Ainsi, l'équation (5a) peut être écrite sous cette forme :

$$D_{\text{vap}} = 0,665 \times 0,274 ((T + 273)/293)^{2,3} (P_a) \quad (5b)$$

Maintenant que la diffusivité de la vapeur d'eau, D_{vap} , a été déterminée, il devient possible de procéder à la détermination de la diffusivité hydraulique thermique ($D_{T, v}$) et isotherme ($D_{\theta, v}$) de la vapeur d'eau.

La relation $D_{\theta, v} = D_{\text{vap}}(\partial C/\partial \theta)$ peut être écrite ainsi :

$$D_{\theta, v} = D_{\text{vap}} C_O (\partial(C/C_O) / \partial \theta) \quad (6)$$

Dans le cas d'un sol ayant une teneur en eau supérieure à celle de l'état résiduel, le rapport C/C_O peut être confondu avec l'humidité relative qui elle même est très proche de l'unité (HOUBERECHE, 1976); C_O étant la concentration en vapeur de la phase gazeuse à la saturation. D'après la relation hypsométrique, on a :

$$C/C_O = e^{-gh/RT}$$

avec g : accélération de la pesanteur

h : charge hydrostatique (m)

R : constante de la vapeur d'eau (= 461,55 J/Kg °K)

T : température en °K.

Pour des charges hydrostatiques variant entre 0,01 m et 160 m de colonne d'eau, le rapport C/C_O dépasse les 98 % et peut être considéré comme indépendant de la température. Il reste maintenant à déterminer la diffusivité isotherme de la vapeur d'eau $D_{T, v}$ (= $D_{\text{vap}}(\partial C/\partial T)$). Comme le rapport C/C_O est indépendant de la température, le terme $\partial C/\partial T$ peut être écrit sous cette forme :

$$(\partial C/\partial T) = (C/C_O) (dC_O/dT)$$

Entre 5 et 30 °C : $dC_O/dT = 1,05 \cdot 10^{-6} \text{g/cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$, (FARDADE, 1973)

$C_O = 2.10 \cdot 10^{-6} \text{g/cm}^3$, (PERSON, 1981).

Ainsi la diffusivité hydraulique thermique de la vapeur d'eau peut être approchée par la relation :

$$D_{T,v} = 1,05 \cdot 10^{-6} \times 0,665 \times 0,274 ((T + 273)/293)^{2,3} (P_a) \quad (7)$$

avec T en $^{\circ}\text{C}$ et $D_{T,v}$ en $\text{cm}^2/\text{s } ^{\circ}\text{C}$

3 – MATÉRIEL ET MÉTHODES

Le site lysimétrique se trouve à proximité du parc météorologique de l'université à Louvain-La-Neuve. Le lysimètre est une cuve pesable de forme cylindrique, ayant une profondeur de 1,8 m et une surface évaporante de 1 m².

Une sonde gamma-neutronique a été utilisée pour la mesure de la teneur en eau et une batterie des tensiomètres à mercure installés aux profondeurs 15, 30, 60, 90, 120 et 150 cm a permis le suivi de la succion de l'eau dans le sol. Quant à la température, elle a été mesurée en utilisant des thermistances de type CTN (Coefficient de température négatif) avec une précision de 0,1 $^{\circ}\text{C}$.

3.1 Installation thermométrique « *in situ* »

Un profil vertical des thermistances, a été installé au sein de lysimètre aux profondeurs 5, 10, 20, 30, 60, 90, 120 et 150 cm, avec un espacement plus faible dans les couches superficielles (où les fluctuations sont les plus importantes). La première thermistance, a été couverte par une fine pellicule du sol pour pouvoir assimiler sa température à celle de la surface. Cette technique a été utilisée par LAGOUARDE (1979), qui a procédé à des comparaisons avec un radiothermomètre infrarouge. Il aboutissait à une précision de ± 1 $^{\circ}\text{C}$ dans le cas d'un sol nu.

3.2 Caractérisation du site expérimental

L'analyse granulométrique témoigne d'une homogénéité de profil du sol avec 17 % d'argile, 64 % du limon et 19 % du sable. Pour ce qui est de la porosité, elle est de 40 % avec une densité réelle de 2,68 et une densité apparente de 1,61 (DAGHARI, 1990).

Le profil du sol de lysimètre a fait l'objet d'une caractérisation hydrodynamique. Pour la relation $\theta(h)$, elle a été obtenue à partir des mesures simultanées de la succion h et de la teneur en eau θ au sein du profil du sol. Toutefois, les autres relations obtenues par porosimétrie, par les cellules à hautes et à basses pressions sont confondues aux erreurs expérimentales près avec celles obtenues sur terrain et elles sont indépendantes de la température. NGUYEN TAN (1978) en expérimentant sur un sable, a dressé les courbes liant la charge hydrostatique h et la teneur en eau θ à différentes températures. Pour les températures comprises entre 8 et 50 $^{\circ}\text{C}$ et à la même teneur en eau, les écarts de succion ne dépassent pas les dix centimètres de colonne d'eau. Pour ce qui est de la relation $K(\theta)$, elle a été obtenue en utilisant la méthode de MUALEM (1976).

L'ajustement exponentiel suivant des relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ toutes profondeurs confondues, a été retenue :

$$K(\theta) = 8,3 \cdot 10^{-13} \cdot 10^{20\theta} \quad (6)$$

$$\theta(h) = 0,3311 \cdot 10^{-0.000184 h} \quad (7)$$

avec (K en cm/s, h en cm et θ en cm^3/cm^3).

Disposant de relations $K(\theta)$ et $\theta(h)$, les différentes diffusivités ont pu être déterminées (figure 1).

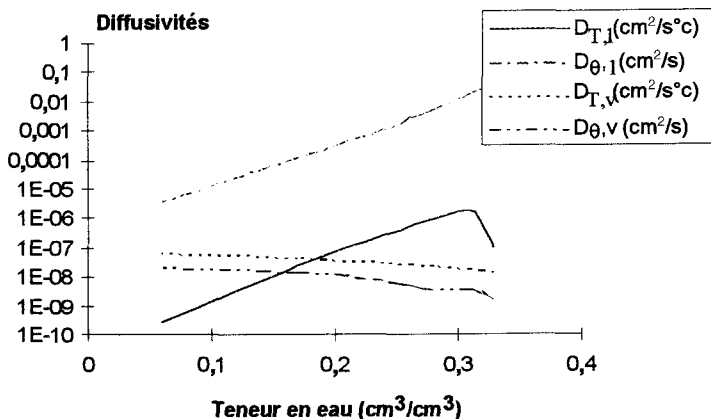


Figure 1 Diffusivités thermique et isotherme de l'eau liquide et vapeur $D_{\theta, l}$; $D_{T, l}$; $D_{\theta, v}$ et $D_{T, v}$
Isothermal and thermal diffusivities of water in the liquid and vapor phases $D_{\theta, l}$; $D_{T, l}$; $D_{\theta, v}$ and $D_{T, v}$

La diffusivité hydraulique isotherme $D_{\theta, l}$ augmente avec la teneur en eau . La diffusivité hydraulique thermique $D_{T, l}$ est très faible aux fortes et aux faibles teneurs en eau du fait que h qui s'annule à la saturation et c'est K qui prend des valeurs très faibles quand le sol se rapproche de l'état sec. À l'examen de la figure 1, on voit clairement que les trois autres diffusivités sont négligeables devant la diffusivité hydraulique isotherme $D_{\theta, l}$. En effet, alors que la diffusivité isotherme de l'eau liquide varie entre 10^{-5} et 10^{-1} cm^2/s , les trois autres diffusivités sont inférieures à 10^{-5} .

4 – RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

Avant de procéder à l'évaluation de différents flux d'eau liquide et vapeur au sein du profil du sol, examinons l'évolution des gradients de températures DT/DZ et de teneurs en eau $D\theta/DZ$ durant toute la période de mesures. D'une

façon générale, les gradients de teneur en eau sont inférieurs à ceux de température. Pour les gradients maximaux observés à deux journées distinctes, cette différence atteint deux ordres de grandeurs (*tableau 1*).

Tableau 1 Gradients maxima de températures et de teneur en eau.

Table 1 Maximum temperature and water-content gradients.

| Profondeur (cm) | DT/DZ (°C/cm) | D θ /DZ (cm ³ /cm ³ cm) |
|--------------------|----------------------|---|
| 15 | 200.10 ⁻³ | 3.10 ⁻³ |
| 45 | 100.10 ⁻³ | 3.10 ⁻³ |
| 75 | 70.10 ⁻³ | 3.10 ⁻³ |
| 105 | 40.10 ⁻³ | 3.10 ⁻³ |
| 135 | 0 | 3.10 ⁻³ |

Comme on a déjà vu que les diffusivités hydrauliques thermiques et isothermes de la vapeur d'eau sont très faibles par rapport à celles de l'eau liquide, notre comparaison va porter uniquement sur le transfert en phase liquide. La même constatation a été faite par PASSERAT (1986) qui, en négligeant le flux en phase vapeur ne voit aucune modification significative de l'évaporation et de l'humidité des couches superficielles.

Vu que les flux les plus importants correspondent nécessairement aux plus forts gradients de teneur en eau et de température, seules les journées, au cours desquelles ont été enregistrés les plus forts gradients, seront présentées ici. Ces journées, sont celles au cours desquelles, ont été enregistrés un profil hydrique uniforme, le profil hydrique le plus sec et les gradients de température maximaux.

4.1 Journée du 27 juin 1986

Le profil hydrique mesuré à cette date a été, aux erreurs expérimentales près, uniforme dans la couche du sol comprise entre 15 et 75 cm, donc un gradient de teneur en eau nul. Un profil de températures a été prélevé à la même heure où ont été faites les mesures de teneur en eau. Les gradients de température enregistrés à cette date sont les plus élevés de la saison dans les couches superficielles. Le profil de température est approximativement uniforme dans les couches profondes. Les résultats sont donnés au *tableau 2*. On voit que même en présence des gradients de températures maximaux, l'intensité de flux due à un gradient de teneur en eau ($q_{\theta, 1}$) est de $500 \cdot 10^{-7}$ mm/s alors que celle due à un gradient de température ($q_{T, 1}$) n'est que de $8,8 \cdot 10^{-7}$ mm/s dans tout le profil du sol. Donc, pour des gradients de températures plus faibles, l'écart serait beaucoup plus important.

Tableau 2 Flux liquide ($q_{\theta, 1}$) dû à un gradient de teneur en eau et ($q_{T, 1}$) dû à un gradient de température mesurés au lysimètre le 27 juin 1986 à 14 h.

Table 2 Liquid flux due to a water content gradient ($q_{\theta, 1}$), and due to a temperature gradient ($q_{T, 1}$), in the lysimeter on 27 June 1986 at 14.00 hours.

| Profondeur (cm) | θ (cm ³ /cm ³) | T (°C) | $q_{\theta, 1}$ (10 ⁻⁷ mm/s) | $q_{T, 1}$ (10 ⁻⁷ mm/s) |
|-----------------|--|--------|---|------------------------------------|
| 0 | 0,27 | 26,4 | 0 | 0,82 |
| 15 | 0,27 | 22 | 0 | 4,3 |
| 30 | 0,27 | 19 | 0 | 0,71 |
| 60 | 0,27 | 18 | -400 | 1,9 |
| 90 | 0,296 | 16 | 300 | 1,1 |
| 120 | 0,283 | 15 | -400 | 0 |
| 150 | 0,30 | 15 | | |

4.2 Journée du 19 juillet 1986

Un profil hydrique minimum a été mesuré à cette date. Au cours de cette journée, on a aussi enregistré les gradients de teneurs en eau maximaux. D'après le *tableau 3*, on voit bien que les flux d'eau dus à un gradient de température sont négligeables devant ceux induits par un gradient de teneur en eau et la différence dépasse les deux ordres de grandeurs. Même si on a eu à cette journée, les gradients de température maximaux tels que ceux enregistrés le 27 juin 1986, les flux dus aux gradients de teneur en eau resteront toujours largement supérieurs à ceux dus aux gradients de température. Les mêmes constatations ont été observées par MILLY (1982), qui en travaillant sur différents sols et sous différentes conditions climatiques, constatait que l'effet sur le transfert d'eau des gradients de températures est négligeable devant les gradients hydrauliques.

Tableau 3 Flux liquide ($q_{\theta, 1}$) dû à un gradient de teneur en eau et ($q_{T, 1}$) dû à un gradient de température mesurés au lysimètre le 19 juillet 1986 à 19 h.

Table 3 Liquid flux due to a water content gradient ($q_{\theta, 1}$), and due to a temperature gradient ($q_{T, 1}$), in the lysimeter on 19 July 1986 at 19.00 hours.

| Profondeur (cm) | θ (cm ³ /cm ³) | T (°C) | $q_{\theta, 1}$ (10 ⁻⁷ mm/s) | $q_{T, 1}$ (10 ⁻⁷ mm/s) |
|-----------------|--|--------|---|------------------------------------|
| 0 | 0,18 | 15,4 | -57 | -0,45 |
| 15 | 0,22 | 16,7 | -210 | 0,54 |
| 30 | 0,26 | 16 | -75 | 0,64 |
| 60 | 0,27 | 15 | -290 | 0,87 |
| 90 | 0,29 | 14 | 180 | 0 |
| 120 | 0,28 | 14 | 0 | 0,87 |
| 150 | 0,31 | 13 | | |

5 – CONCLUSION

La diffusivité isotherme de l'eau liquide est très importante par comparaison à toutes les autres diffusivités et la différence dépasse facilement les deux ordres de grandeur.

Pour ce qui est des flux d'eau dans le domaine de teneurs en eau qui intéressent l'agronome (teneur en eau supérieure à celle au point de flétrissement), l'essentiel des transferts se fait via la phase liquide sous l'effet d'un gradient hydraulique même si les gradients de températures sont maximaux.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOUASSE H., 1924. Capillarité, phénomènes superficiels. Librairie De La Grave, Paris, 435 p.
- CRAUSSE P., 1983. Étude fondamentale des transferts couplés de chaleur et d'humidité en milieux poreux non saturés. Thèse de doctorat, *Ins. Nat. Poly.*, Toulouse, 209 p.
- DAGHARI H., 1990. Des bilans hydrique et thermique en gravi-lysimètre appliqués à la méthode des profils hydriques instantanés. *Doc. en Sci. Agronomiques*, UCL, Belgique.
- DARCY H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Paris Dalmont, 647 p.
- DE VRIES D.A., 1957. Soil water movement and evaporation from bare soil, second. *Aust. Conf. Soil Sci Prog.* 1(48), 1-12.
- DE VRIES D.A., 1958. Simultaneous transport of heat and moisture in porous media. *Trans. Am. Geo. Union*, 39(5), 909-916.
- DE VRIES D.A., 1975. Heat transfert in soils. In: D.A DE VRIES and N.H. AFGAN (edit), Heat and Mass transfert processes in plant. *Environment*, Scripta Book Co., Washington D.C., 5 28.
- FARDADE, H., 1973. Évolution du profil hydrique dans le sol en présence d'un gradient thermique, Thèse, *Fac. Sc. Agro.*, Gembloux, 164 p.
- HOUBERECHTS A., 1976. La thermodynamique technique, éditeur Vander Louvain, Belgique, 632 p.
- JACKSON R. D., 1964. Water vapor diffusion in relatively dry soil. *S.S.S.P.A.*, I : p. 172, II : p. 464 ; III : p. 467.
- JACKSON R.D., 1965. Water vapor diffusion in relatively dry soil : IV. Temperature and pressure effects on sorption diffusion coefficient. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, 144-148.
- LAGOUARDE J.P., 1979. Mesure de la température de surface du sol en conditions naturelles et son application en micrométéorologie. *Thèse Doc. Ing.*, Université de Grenoble, 140 p.
- LAROUCSI Ch., 1972. Analyse de l'interaction espace poreux fluide dans les problèmes de l'écoulement en milieux non saturés. *Thèse de Doc. d'État*, ENSAT, Toulouse.
- MAALEJ M., 1968. Contribution à l'étude de la thermomigration de l'eau dans les milieux poreux. Thèse de 3^e cycle, Paris VI.
- MILLY P.C.D, 1982. Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: A matric head based formulation and a numerical model. *Water. Resour. Research*, 18(3), 489-498.
- MUALEM Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water. Resour. Research*, 12(3), 513-522.
- NGUYEN TAN H., 1978. Écoulement non permanent dans des massifs de milieux poreux non saturés avec effets d'hystérésis. *Thèse de Doc. d'État*, Université de Toulouse.

- PASSERAT DE SILANS, A. 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle (comparaison : modèles-expérience). Thèse de doc., *Ins. Nat. Pol.*, Grenoble, 205 p.
- PERSON J.P., 1981. Caractérisation des propriétés thermo hydrauliques d'un sol non saturé. Application au transport ou au stockage d'énergie par systèmes enterrés. Thèse de Doc. Ing., *Ins. Nat. Pol.*, Grenoble, 164 p.
- RICHARDS L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 1, 318-333.