

NIEIZOTERMICZNY TRANSPORT WODY I SOLI W OŚRODKU GLEBOWYM: ZAŁOŻENIA MODELU

K. Lamorski

Instytut Agrofizyki im. B. Dobrzańskiego, PAN
ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin, Polska

Streszczenie: W pracy przedstawiono fizyczny model zjawisk przenoszenia wody, soli i ciepła w glebie. W modelu uwzględnia się: wielofazowy transport wody w warunkach nieizotermicznych, przenoszenie niereagującej i nieadsorbującej substancji chemicznej oraz przepływ ciepła.

Słowa kluczowe: gleba, transport wody, soli i energii.

WSTĘP

Transport wody jest jednym z podstawowych procesów fizycznych zachodzących w środowisku glebowym. Wilgotność gleby, potencjał wody glebowej oraz substancje chemiczne zawarte w glebie są podstawowymi parametrami mającymi wpływ na wzrost i rozwój roślin. Na transport wody i soli mają wpływ nieizotermiczne, zmienne w czasie warunki panujące w glebie. Wszystkie te procesy są ze sobą powiązane. Modelowanie procesów zachodzących w glebie pozwala lepiej poznać kształtowanie się warunków w glebie. W pracy zaproponowano opis fizycznego modelu wymienionych zjawisk transportu w glebie.

ZAŁOŻENIA MODELU

W modelu uwzględniono transport wody, soli i energii w glebie, w dodatnich temperaturach. Uwzględniono transport wody glebowej zarówno w fazie ciekłej jak i w fazie gazowej. Wzięto pod uwagę transport jednej, niereagującej i nieadsorbującej na powierzchni fazy stałej gleby, substancji chemicznej. Uwzględnio-

no transport energii w glebie i wpływ nieizotermicznych warunków na przeniesienie wody i soli. Założono że ośrodek glebowy jest izotropowy, przez co wielkości opisujące ośrodek takie jak współczynnik przewodnictwa wodnego i dyfuzyjności, będące wielkościami tensorowymi redukują się do wielkości skalarnych.

OPIS MODELU

Klasyczne równanie Richardsa [3,9] opisujące przepływ wody w ośrodku porowatym uwzględnia jedynie transport wody w fazie ciekłej. Woda glebowa może jednak występować w postaci cieczy, w postaci pary lub też może pozostawać zaadsorbowana na powierzchni fazy stałej gleby. W opisie transportu wody uwzględniono dwa stany skupienia wody, ciekły i gazowy. Zasada zachowania masy w odniesieniu do wody przenoszonej w ośrodku glebowym może zostać zapisana w postaci [1, 7, 8, 11]:

$$\frac{\partial(\rho_l \theta + \rho_v (n - \theta))}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q}_m = 0 \quad (1)$$

gdzie: θ jest wilgotnością objętościową gleby, n jest porowatością gleby, ρ_l i ρ_v są odpowiednio gęstością wody i wilgotnością absolutną powietrza glebowego. Na strumień wody w ośrodku glebowym składają się strumień wody w postaci cieczy wyrażony równaniem Darcy [9] i strumień pary wodnej wywołany gradientem wilgotności powietrza glebowego. Wyrazić to można równaniem [1,6, 8,14]:

$$\bar{q}_m = -\rho_l K \nabla(h + z) - D \nabla \rho_v \quad (2)$$

gdzie: K jest współczynnikiem przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej, h jest potencjałem wody glebowej wyrażonym w mH₂O, z jest odległością od poziomu odniesienia, D jest współczynnikiem dyfuzji pary wodnej w glebie.

Gęstość nasyconej pary wodnej w powietrzu glebowym różni się od gęstości nasyconej pary wodnej w warunkach normalnych w tej samej temperaturze. Różnica ta wynika z innych warunków parowania wody z zakrzywionych powierzchni menisków wody glebowej i płaskiej powierzchni swobodnej cieczy w warunkach normalnych. Wilgotność absolutna powietrza glebowego zależy dla danej gleby od potencjału wody glebowej i temperatury. Wilgotność absolutną powietrza glebowego można wyrazić następującą formułą [1,6]:

$$\rho_v(h, T) = \rho_0 \exp\left(\frac{hg}{RT}\right) \quad (3)$$

gdzie: ρ_0 jest gęstością nasyconej pary wodnej w danej temperaturze, g jest przyspieszeniem ziemskim, R jest stałą gazową a T jest temperaturą absolutną. Równanie powyższe jest prawdziwe przy założeniu równowagi lokalnej między fazą ciekłą i parą wodną w powietrzu glebowym. Warunek ten jest spełniony zawsze z wyjątkiem ekstremalnie szybkich przepływów wody glebowej [1]. Uwzględniając powyższe równanie można równanie (2) przepisać w postaci.

$$\bar{q}_m = -\rho_l K \nabla(h+z) - D'_{hv} \frac{\rho_v g}{RT} \nabla h - D'_{Tv} \left(\exp\left(\frac{hg}{RT}\right) \frac{\partial \rho_0}{\partial T} - \frac{g \rho_v h}{RT^2} \right) \nabla T \quad (4)$$

Wilgotność objętościowa gleby jest zmienną zależną. Uwzględniając w równaniu (1) zależność θ i ρ_v od potencjału wody glebowej i od temperatury, oraz dokonując niezbędnych przekształceń otrzymujemy równanie zachowania masy dla wody w następującej postaci:

$$\left((\rho_l - \rho_v) \frac{\partial \theta}{\partial h} \Big|_T + (n - \theta) \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \Big|_T \right) \frac{\partial h}{\partial t} + \left((\rho_l - \rho_v) \frac{\partial \theta}{\partial T} \Big|_h + (n - \theta) \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \Big|_h \right) \frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot \bar{q}_m \quad (5)$$

Równanie (4) wraz z równaniem (5) opisuje przewodnictwo wody w glebie w fazie ciekłej i gazowej.

W przypadku przewodnictwa soli w ośrodku glebowym, zakłada się, że sól nie jest adsorbowana na powierzchni fazy stałej ośrodka. Substancja chemiczna znajduje się wyłącznie w roztworze glebowym i w powietrzu glebowym. Równanie ciągłości opisujące przewodnictwo soli ma w tym przypadku postać [3,10]:

$$\frac{\partial (\theta c_l + (n - \theta) c_g)}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q}_c = 0 \quad (6)$$

gdzie: c_l jest stężeniem soli w wodzie glebowej, c_g jest stężeniem soli w powietrzu glebowym, \bar{q}_c jest strumieniem soli przepływającym w ośrodku glebowym.

Stężenie substancji chemicznej w powietrzu glebowym c_g zależy od jej stężenia w roztworze glebowym c_l . Zależność ta może być opisana następującym równaniem empirycznym [10]:

$$c_g = \frac{1}{H_k RT} c_l \quad (7)$$

gdzie H_k jest stałą Henriego. Uwzględniając powyższą zależność otrzymujemy równanie ciągłości (6) w postaci:

$$\frac{\partial \left(\left(\theta + \frac{(n-\theta)}{H_k RT} \right) c_l \right)}{\partial t} = -\nabla \cdot \bar{q}_c \quad (8)$$

Uwzględniając zależności θ od zmiennych niezależnych T i h otrzymujemy na podstawie równania (8):

$$\begin{aligned} \left(\theta + \frac{(n-\theta)}{H_k RT} \right) \frac{\partial c_l}{\partial t} + \left(\left(1 - \frac{1}{H_k RT} \right) \frac{\partial \theta}{\partial T} \Big|_h - \frac{(n-\theta)}{H_k RT^2} \right) \frac{\partial T}{\partial t} + \\ \left(\left(1 - \frac{1}{H_k RT} \right) \frac{\partial \theta}{\partial h} \Big|_T \right) \frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot \bar{q}_c \end{aligned} \quad (9)$$

W przypadku strumienia soli q_c brane są pod uwagę następujące zjawiska transportu: dyfuzja w fazie ciekłej i gazowej oraz przepływ spowodowany konwekcją wody glebowej. Procesy te wyraża następujące równanie:

$$\bar{q}_c = \theta D_w \nabla c_l + (n-\theta) D_g \nabla c_g - c_l \bar{q}_m \quad (10)$$

gdzie: D_w jest współczynnikiem dyfuzji soli w wodzie, a D_g jest współczynnikiem dyfuzji soli w powietrzu glebowym. Biorąc pod uwagę zależność (7) równanie (10) można przekształcić do następującej postaci:

$$\bar{q}_c = D_c \nabla c_l - c_l \bar{q}_m \quad (11)$$

gdzie: D_c jest efektywnym współczynnikiem dyfuzji uwzględniającym transport soli w fazie ciekłej i gazowej gleby.

Zmienna temperatura profilu glebowego ma wpływ na zjawiska transportu zachodzące w glebie. Do pełnego opisu zjawisk transportu wody i soli uwzględnionych w modelu należy dołączyć jeszcze równania opisujące przewodnictwo energii w glebie. W tym przypadku równanie ciągłości wyraża zasadę zachowania energii i ma postać [1,6]:

$$\frac{\partial \left((C_d + c_l \rho_l \theta + c_p \rho_v (n-\theta)) T + L \rho_v (n-\theta) \right)}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q}_h = 0 \quad (12)$$

gdzie wzięto pod uwagę ciepło zgromadzone w fazie stałej gleby, w wodzie glebowej i w powietrzu glebowym. Ponadto uwzględniono energię związaną z utajonym ciepłem parowania wody. Oznaczenia w powyższej formule są następujące: C_d objętościowa pojemność cieplna suchej gleby, c_l ciepło właściwe wody, c_p

ciepło właściwe pary wodnej pod stałym ciśnieniem, L utajone ciepło parowania wody.

Strumień energii q_h występujący w glebie może być wywołany kilkoma czynnikami. W modelu uwzględniono trzy z nich, a strumień energii określa następująca formuła:

$$\bar{q}_h = -\lambda \nabla T - \rho_l L D_{lv} \nabla h + c_l T \bar{q}_m \quad (13)$$

Pierwszy człon w powyższym równaniu opisuje przepływ energii poprzez zjawisko przewodnictwa cieplnego wywołanego gradientem temperatury. Jest to typowe równanie Fouriera. Drugi człon równania uwzględnia przenoszenie energii związane z przemieszczaniem się pary wodnej i utajonym ciepłem parowania. Trzeci człon uwzględnia konwekcyjne przenoszenie energii związane z ruchem wody glebowej. Uwzględniając w równaniu (12) zależność θ i ρ_v od potencjału i temperatury można je przekształcić do następującej postaci:

$$\left(C_d + c_l \rho_l \theta + c_p \rho_v (n - \theta) + A_\theta \left. \frac{\partial \theta}{\partial T} \right|_h + A_\rho \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_h \right) \frac{\partial T}{\partial t} + \left(A_\theta \left. \frac{\partial \theta}{\partial h} \right|_T + A_\rho \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \right|_T \right) \frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot \bar{q}_h \quad (14)$$

gdzie wprowadzono następujące oznaczenia:

$$A_\theta \equiv (c_l \rho_l - c_p \rho_v) T - L \rho_v \quad (15)$$

$$A_\rho \equiv (n - \theta) (c_p T + L) \quad (16)$$

Układ równań (5), (9) i (14) wraz z równaniami (11), (4) i (13) opisuje przewodnictwo soli i wody w warunkach nieizotermicznych. Równania te są równaniami różniczkowymi nieliniowymi o pochodnych cząstkowych typu dyfuzyjno-adwekcyjnego.

Aby opis modelu był kompletny, należy jeszcze przedstawić funkcje opisujące właściwości transportowe ośrodka. W równaniach (5), (9) i (14) należy oszacować pochodne ρ_v i θ po T i h . Pierwsze dwie na podstawie wzoru (3) przyjmują postać:

$$\left. \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \right|_T = \frac{\rho_0 g}{RT} \exp\left(\frac{hg}{RT}\right) \quad (17)$$

$$\left. \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right|_h = \left(\left. \frac{\partial \rho_0}{\partial T} \right|_h - \frac{\rho_0 h g}{RT^2} \right) \exp\left(\frac{hg}{RT} \right) \quad (18)$$

gdzie uwzględniono fakt że gęstość pary nasyconej jest zależna od temperatury. Gęstość pary nasyconej oszacowuje się według następującej formuły będącej wynikiem dopasowania współczynników wielomianu kwadratowego do danych pomiarowych [4]:

$$\rho_0(T) = 10^{-5} \cdot \begin{cases} 492.8 + 25.81(T - 273) + 1.83(T - 273)^2 & 297 < T < 295.5 \\ 492.8 + 25.81(T - 273) + 1.83(T - 273)^2 + 2.13(T - 295.5)^2 & \end{cases} \quad (19)$$

Dwie pozostałe pochodne wilgotności θ zależne są od przyjętego modelu retencji wodnej. Uwzględniono fakt że potencjał wody glebowej zależy od temperatury [5,14]. Zależność ta wynika z temperaturowej zależności współczynnika napięcia powierzchniowego wody. Efekt ten można opisać równaniem [8]:

$$\frac{\partial h}{\partial T} = \frac{h}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} \quad (20)$$

gdzie: σ jest napięciem powierzchniowym wody.

W opisie retencji wody glebowej pominięto efekt histerezy. Krzywa retencji jest opisywana zgodnie z modelem Mualema i van Genuchtena równaniem:

$$\theta = \theta_R + (\theta_S - \theta_R) \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^N} \right]^{1-1/N} \quad (21)$$

gdzie: θ_R i θ_S są wilgotnościami rezydualną i nasyconą odpowiednio, a α i N są parametrami. Wobec powyższego otrzymujemy następującą formułę opisującą różniczkową pojemność wodną:

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial h} \right|_T = \frac{(\theta_S - \theta_R)(\alpha h)^n (1-n)(1 + (\alpha h)^n)^{\frac{1-2n}{n}}}{h} \quad (22)$$

Natomiast pochodną wilgotności objętościowej po temperaturze wyrazić można równaniem:

$$\frac{\partial \theta}{\partial T} \equiv \frac{\partial \theta}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial T} = \frac{h}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (23)$$

które przy uwzględnieniu następującej formuły opisującej wartość napięcia powierzchniowego wody [7]:

$$\sigma(T) = 0.03059 \exp\left(\frac{252.93}{T}\right) \quad (24)$$

można przekształcić do następującej postaci:

$$\frac{\partial \theta}{\partial T} = -\frac{252.93 h}{T^2} \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (25)$$

Wartość współczynnika przewodnictwa wodnego wyliczana jest z następującej formuły:

$$K(h) = K_S \frac{\left\{1 - (\alpha h)^{N+1} \left[1 + (\alpha h)^N\right]^{\frac{1-N}{N}}\right\}^2}{\left[1 + (\alpha h)^N\right]^{\frac{N-1}{2N}}} \quad (26)$$

która wynika z teorii Childsa i Collis-Georga, zweryfikowanej przez Mualema, przy wykorzystaniu krzywej retencji w postaci Mualema van Genuchtena [3]. Zależność współczynnika przewodnictwa wodnego od temperatury, spowodowana zmianą współczynnika lepkości wody wraz z temperaturą opisywana jest następującą formułą [1]:

$$K_S = K_S^0 \frac{\mu_0}{\mu_T} \quad (27)$$

gdzie μ_0 i μ_T są lepkościami kinematycznymi wody, odpowiednio w temperaturze odniesienia, w której wyznaczony został współczynnik przewodnictwa nasyconego K_S i w danej temperaturze T . Współczynnik lepkości wody wyznacza się wg następującej formuły [7]:

$$\mu(T) = 2.110 \cdot 10^{-6} \exp\left(\frac{1808.5}{T}\right) \quad (28)$$

Współczynnik D'_{hv} występujący we wzorze (4) wynosi [1]:

$$D'_{hv} = \frac{D_a (n - \theta)^{5/3}}{\rho_l} \quad (29)$$

gdzie D_a jest dyfuzyjnością pary wodnej w powietrzu i opisywana jest następująco [6].

$$D_a = 2.29 \cdot 10^{-5} \left(1 + \frac{T - 273.16}{273}\right) \quad (30)$$

Współczynnik D'_{Tv} występujący w równaniu (4) można wyrazić zależnością [1,8]:

$$D'_{Tv} = \frac{D_a f (\nabla T)_a}{\rho_l \nabla T} \quad (31)$$

gdzie: $(\nabla T)_a$ jest średnim gradientem temperatury powietrza glebowego, natomiast ∇T jest średnim gradientem temperatury gleby, a współczynnik korekcyjny f wynosi [1]:

$$f = \begin{cases} n & \theta \leq \theta_k \\ \theta_a + \frac{\theta_a}{n - \theta_k} \theta & \theta > \theta_k \end{cases} \quad (32)$$

gdzie θ_k jest wilgotnością przy której przewodnictwo wody w postaci cieczy jest pomijalne w porównaniu z transportem wody w postaci pary. Współczynnik ten musi być określony na podstawie właściwości konkretnej gleby.

Pojemność cieplna gleby wyliczana jest jako średnia ważona, gdzie wagami są zawartości poszczególnych składników fazy stałej gleby, wody i powietrza. Biorąc pod uwagę wartości pojemności cieplnych minerałów tworzących glebę i materii organicznej oraz ich zawartości objętościowe, można wartość współczynnika pojemności cieplnej fazy stałej gleby opisać następującym wzorem [2]:

$$C_d = (1.92x_m + 2.51x_o)10^6 \quad (33)$$

Współczynnik przewodnictwa cieplnego λ jest wyznaczany w oparciu o statystyczny model opracowany przez Usowicza [13].

Efektywny współczynnik dyfuzyjności dla transportu soli D_c może zostać oszacowany według następującej formuły [10]:

$$D_c = D_l |\bar{q}_m| + \theta D_w \tau_w + D_g \frac{(n - \theta)}{K_h RT^4} \tau_g \quad (34)$$

gdzie: D_l jest współczynnikiem dyspersji linowej, D_w jest współczynnikiem dyfuzji w wodzie, D_g jest współczynnikiem dyfuzji w powietrzu. Wielkości τ_w i τ_g są krętościami gleby dla fazy ciekłej i fazy gazowej, oszacowanymi na podstawie następujących wzorów [1]:

$$\tau_w = \frac{\theta^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (35)$$

$$\tau_g = \frac{(n - \theta)^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (36)$$

$$\tau_g = \frac{(n - \theta)^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (36)$$

PODSUMOWANIE

W niniejszej pracy zaproponowano opis fizycznego modelu zjawisk transportu wody, soli i energii w glebie. Aby zastosować ten model w konkretnym zagadnieniu należy sprecyzować warunki brzegowe panujące w danym przypadku. Ponadto należy określić początkowe wartości zmiennych niezależnych stosowanych w modelu.

INDEKS OZNACZEŃ

θ	wilgotność objętościowa gleby	m^3/m^3
n	porowatość gleby	m^3/m^3
ρ_l	gęstością wody	kg/m^3
ρ_v	wilgotnością absolutną powietrza glebowego	kg/m^3
K_s	współczynnikiem przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej	m/s
h	potencjał wody glebowej	mH_2O
D	efektywny współczynnik dyfuzji pary wodnej w glebie	m^2/s
D_a	współczynnik dyfuzji pary wodnej w powietrzu	m^2/s
ρ_0	gęstość nasyconej pary wodnej	kg/m
g	przyspieszenie ziemskie	m/s^2
R	uniwersalna stała gazowa	$J/mol K$
T	temperatura absolutna	K
C_d	objętościowa pojemność cieplna suchej gleby	$J/m^3 K$
c_l	ciepło właściwe wody	$J/kg K$
c_p	ciepło właściwe pary wodnej pod stałym ciśnieniem	$J/kg K$
L	utajone ciepło parowania wody	J/kg

c_l	stężeniem soli w wodzie glebowej	kg/m^3
c_g	stężenie soli w powietrzu glebowym	kg/m^3
\bar{q}_c	strumień soli przepływający w ośrodku glebowym	$kg/m^2 s$
K_h	stała Henriego	m/m
D_w	współczynnik dyfuzji soli w wodzie glebowej	m^2/s
D_g	współczynnik dyfuzji soli w powietrzu glebowym	m^2/s
D_e	efektywny współczynnik dyfuzji	m^2/s
σ	napięcie powierzchniowe wody	N/m
θ_S	wilgotność gleby w stanie nasyconym	m/m
θ_R	wilgotność resztkowa gleby	m/m
N	parametr modelu Mualema retencji wodnej	<i>bezwymiarowy</i>
α	parametr modelu Mualema retencji wodnej	$1/m$
μ	μ_T są lepkościami kinematycznymi wody	$N/m^2 s$
D_l	współczynnik dyspersji linowej	m
τ_w	krętość dla fazy ciekłej gleby	<i>bezwymiarowy</i>
τ_g	krętość dla fazy gazowej gleby	<i>bezwymiarowy</i>

LITERATURA

1. Christopher P., Milly D.: Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resour. Res.*, 18, 489-498, 1982.
2. de Vries D. A.: Thermal properties of soils. In: *Physics of plant environment*. North-Holland, Amsterdam 1963.
3. Kutilek M., Nielsen D.R.: *Soil Hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen-Dested, Germany, 1994.
4. Lindstrom F.T., Boersma L., Yingjajaval S.: CTSPAC: Mathematical model for coupled transport of water, solutes, and heat in the soil-plant-atmosphere continuum. *Station Bulletin 676*, Agricultural Experiment Station, Oregon State University 1990.
5. Nimmo J.R., Miller E.E.: The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteristics of soils. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 50, 1105-1113, 1986.
6. Milly P.C.D.: A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil. *Water Resour. Res.*, 20, 1087-1098, 1984.

7. **Olivella S., Carrera J., Gens A., Alonso A.A.:** Porosity variations in saline media caused by temperature gradients coupled to multiphase flow and dissolution/precipitation. *Transport in Porous Media*, 25, 1-25, 1996.
8. **Philip J.R., de Vries D.A.:** Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 38, 222-232, 1957.
9. **Richards L. A.:** Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 318-333, 1931.
10. **Simunek J., Huang K., Sejna M., van Genuchten M. T., Majercak J., Novak V., Sutor J.:** The Hydrus-ET software package. Institute of Hydrology SAS, Bratislava, Slovakia 1997.
11. **Thomas H.R., Missoum H.:** Three-dimensional coupled heat, moisture and air transfer in a deformable unsaturated soil. *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, 44, 919-943, 1999.
12. **Thomas H.R., Rees S.W., Sloper N.J.:** Three-dimensional heat, moisture and air transfer in unsaturated soils. *Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech.*, 22, 75-95, 1998.
14. **Usoiwicz B.:** Statistical-Physical Model of Thermal Conductivity in Soil. *Pol. J. Soil. Sci.*, 25, 25-34, 1992.
14. **Walczak R., Reszeta O.L., Czachor H.:** Transport of water and heat in soil. *Pol. J. Soil. Sci.*, 7, 19-25, 1974.

NONISOTHERMAL FLOW OF WATER AND SALT IN SOIL MEDIUM: MODEL DERIVATION

Institute of Agrophysics PAN
Doświadczalna 4, 20-290 Lublin, Poland

Summary. In this work we are developing a physical model of water, salt and heat transport in soil medium. In this model we are taking into consideration multiphase transport of water in non-isothermal conditions. Flow of non-reactive and non-adsorbing substance, and heat flow is described also.

Keywords: soil, water flow, salt, heat