ZESZYTY NAUKOWE POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ 1990

Seria: INŻYNIERIA ŚRODOWISKA z. 32 Nr kol. 979

Henryk FOIT

ANALIZA CZYNNIKÓW WARUNKUJĄCYCH WYMIANĘ CIEPŁA MIĘDZY GRUNTEM A NISKOTEMPERATUROWYMI ŹRÓDŁAMI CIEPŁA W NIM ZANURZONYMI

Streszczenie. Przeprowadzono analizę czynników wpływających na wymianę ciepła między gruntem a niskotemperaturowymi źródłami ciepła w nim zanurzonymi. W analizie wykorzystano modele cyfrowe ruchu ciepła i wilgoci w gruncie oraz wyniki badań meteorologicznych. Wyniki analizy ułatwiają przyjęcie modelu matematycznego opisującego ruch ciepła wokół niskotemperaturowych źródeł ciepła zanurzonych w gruncie.

Spis ważniejszych oznaczeń

a	- współczynnik przewodzenia temperatury	$\frac{m^2}{s}$
a_g	- albedo powierzchni gruntu	$\frac{m^2}{s}$
D	- dyfuzyjność ośrodka gruntowego	$\frac{kJ}{kg}$
c_{pw}	- ciepło właściwe wody	$\frac{kJ}{kg}$
c_{pp}	- ciepło właściwe powietrza	$\frac{kJ}{kg}$
c_{ppa}	- ciepło właściwe pary przy stałym ciśnieniu	$\frac{kJ}{kg}$
c_p	- ciepło właściwe gruntu	$\frac{kJ}{kg}$
c_{ps}	- ciepło właściwe gruntu suchego	$\frac{kJ}{kg}$
C	- stała promieniowania ciała doskonale czarnego	$\frac{kW}{m^2 \cdot K^4}$
$f(T)$	- funkcja dyfuzji pary	$\frac{kg}{s \cdot m \cdot K}$
F_w	- ciepło właściwe fazy płynnej w transporcie	$\frac{kJ}{kg}$
g	- przyspieszenie ziemskie	$\frac{m}{s^2}$
HK	- głębokość zanurzenia obiektu w gruncie	m
Hwgr	- głębokość położenia zwierciadła wody gruntowej	m
I	- natężenie promieniowania	$\frac{kW}{m^2}$

i_p	- entalpia właściwa pary	$\frac{kJ}{kg}$
K_x, K	- prędkość filtracji wody przez grunt	$\frac{m}{s}$
n_p	- porowatość gruntu	
P	- natężenie opadu deszczu	$\frac{m}{s}$
P_c	- całkowity opad deszczu	m
PPW	- polowa pojemność wodna gruntu	$\frac{m^3}{m^3}$
r_p	- ciepło parowania	$\frac{kJ}{kg}$
R_{pa}	- stała gazowa powietrza	kJ.kg.K
RWA	- promień kanału zanurzonego w gruncie	m
t_{ps}	- temperatura zastępcza powietrza zewnętrznego	^oC
t_p, T_p	- temperatura powietrza zewnętrznego	^oC, K
t_w	- temperatura wody przepływającej przez grunt	^oC
T	- temperatura bezwzględna gruntu	K
Q	- strumień ciepła	kW
w	- prędkość przepływu wody przez grunt	$\frac{m}{s}$
WTRW	- wilgotność trwałego więdnięcia	$\frac{m^3}{m^3}$
x_p	- wilgotność właściwa powietrza	$\frac{kg}{kg}$
α_{ks}	- współczynnik konwekcyjnego napływu ciepła do powierzchni gruntu	$\frac{kW}{m^2 K}$
β	- współczynnik geometryczny przepływu dyfuzyjnego pary	
ε_o	- emisyjność powierzchni gruntu	
ε_h	- emisyjność atmosfery	
ϑ	- temperatura gruntu	^oC
λ_s	- współczynnik przewodzenia ciepła przez grunt suchy	$\frac{kW}{mK}$
λ	- współczynnik przewodzenia ciepła przez grunt	$\frac{kW}{mK}$
λ_p	- współczynnik przewodzenia ciepła przez powietrze	$\frac{kW}{mK}$
τ	- czas	h, s
Θ	- objętościowa zawartość wilgoci w gruncie	$\frac{m^3}{m^3}$

ϱ_w - gęstość wody $\frac{kg}{m^3}$

ϱ_{pa} - gęstość pary $\frac{kg}{m^3}$

ϱ - gęstość gruntu $\frac{kg}{m^3}$

ϱ_s - gęstość gruntu suchego $\frac{kg}{m^3}$

ϱ_d - gęstość gruntu wilgotnego $\frac{kg}{m^3}$

ω - prędkość kątowa $\frac{1}{h}$

1. Wprowadzenie

W wielu zagadnieniach technicznych występuje problem określania wymiany ciepła między gruntem a obiektami w nim zanurzonymi. Znaczna ilość obiektów, które traktować można jako niskotemperaturowe źródła ciepła, zanurzona jest w gruncie na głębokości $h > 0,5$ m.
Intensywność wymiany ciepła między gruntem a obiektami w nim zanurzonymi zależna jest od wielu czynników.
Celem niniejszego opracowania jest przeprowadzenie analizy tych czynników pod kątem ich znaczenia dla kształtowania przepływu ciepła między obiektami a gruntem. Do grupy obiektów, z którymi związana jest przeprowadzana analiza, należą następujące: izolowane rurociągi ciepłownicze położone bezpośrednio w gruncie; kanały ciepłownicze, kanały wolno stojących czerpni powietrznych, różne budowle podziemne - magazyny, składy itp. W analizie zakłada się, że powierzchnia gruntu pokryta krótką trawą nie jest uprawiana, nie podlega specjalnej pielęgnacji, natomiast przypowierzchniowa warstwa gruntu posiada strukturę zwartą. Wskazanie czynników istotnych dla wymiany ciepła ułatwi przyjęcie określonego, odpowiednio uproszczonego, modelu matematycznego, umożliwiającego wyznaczanie strumieni ciepła przekazywanego z obiektów zanurzonych w gruncie do otaczającego gruntu.

2. Ruch ciepła w gruncie

Najistotniejszym czynnikiem przepływu ciepła w gruncie jest przewodzenie ciepła między poszczególnymi ziarnami gruntu przez powierzchnię ich wzajemnego kontaktu [1]. Towarzyszący tej wymianie molekularny przepływ ciepła przez substancje wypełniające pory w gruncie (woda, powietrze) uwzględnia się przez określenie na drodze pomiarów oraz przyjmowanie w obliczeniach współczynników przewodzenia λ ujmujących jednocześnie przewodzenie i molekularne przenoszenie ciepła.

Współczynnik λ tak określony zależy w sposób istotny od zawartości wilgoci w gruncie będącej funkcją położenia rozpatrywanego elementu w stosunku do powierzchni gruntu i zwierciadła wody gruntowej, występujących gradientów temperatury oraz czasu. Problem zależności λ od zawartości wilgoci w gruncie oraz zmian wilgotności gruntu zostanie omówiony w dalszej części pracy. W zakresie występujących w gruncie temperatur można pominąć wpływ temperatury na wartość współczynników λ gruntu.

Przenoszenie ciepła w gruncie następuje również na skutek ruchu wilgoci, głównie w postaci przepływu ciepła jawnego związanego z różnymi formami filtracji fazy ciekłej wilgoci oraz przepływu ciepła utajonego i jawnego towarzyszącego termodyfuzji wilgoci oraz transpiracji. Grubość warstwy przy powierzchni gruntu, z której następuje odparowanie (transpiracja), jest niewielka [2], dlatego strumień ciepła utajonego związanego z transpiracją uwzględniany będzie jedynie w bilansie cieplnym warstewki granicznej - przyatmosferycznej.

W opracowaniu pominięto problem przenoszenia ciepła z gruntu do atmosfery lub odwrotnie na skutek termodyfuzji wilgoci, ze względu na spodziewane (niewielkie - mało istotne w procesach termodyfuzji) gradienty temperatur. W dalszej części pracy zostanie przeprowadzona jedynie analiza wpływu zjawiska termodyfuzji na kształtowanie pola zawartości wilgoci w gruncie wokół pojedynczego kanału zanurzonego w gruncie.

Ruch ciepła na drodze przewodzenia i wskutek filtracji wody deszczowej lub eksfiltracji wody gruntowej (przepływ tylko w kierunku pionowym) bez retencjonowania wilgoci w gruncie nasyconym o porowatości n_p można opisać równaniem:

$$n_p\, c_{pw}\, \varrho_w \frac{\partial tw}{\partial \tau} + c_p\, \varrho \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} = \varrho_w\, c_{pw}\, w_x \frac{\partial tw}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda \frac{\partial \vartheta}{\partial x}\right) \tag{1}$$

W celu oceny udziału strumienia ciepła przenoszonego na drodze filtracji w bilansie przepływu ciepła w gruncie zostanie przeprowadzone następujące rozumowanie:

prędkość przepływu filtracyjnego w_x oraz średnice porów r_{po} dla większości materiałów gruntu zawierają się w granicach [3], [4], [5]:

$$w_x < 10^{-4}\ \frac{m}{s}\ ;\quad r_{pi} < 10^{-3}\ m$$

Można więc założyć:

$$\vartheta = tw$$

Założenie to może być nieprawdziwe jedynie dla cienkiej górnej przyatmosferycznej warstwy gruntu o dużej porowatości.

W równaniu (1) można pominąć składnik uwzględniający ruch wody gruntowej, gdy:

$$w_x << \frac{\lambda \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial x^2}}{c_{pw} \varrho_w \frac{\partial \vartheta}{\partial x}} \qquad (2)$$

Przyjmując, że $\lambda = 0{,}3$ W/mK dla piasku suchego,

$\lambda = 0{,}4$ W/mK dla gliny suchej.

Na podstawie (2) dla piasku i gliny, po założeniu że:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial x} = 10 \frac{K}{m}$$

$$\frac{\partial^2 \vartheta}{\partial x^2} = 5 \frac{K}{m^2}$$

otrzymujemy:

$$w_x << 2 \cdot 10^{-7} \frac{m}{s}$$

W ośrodkach nasyconych przepływ infiltracji wody następuje z prędkością w_x równą wartości współczynnika wodoprzepuszczalności K_x, która orientacyjnie wynosi [3]:

$K_x = 10^{-3} - 10^{-4} \frac{m}{s}$ dla piasku gruboziarnistego i średnioziarnistego

$K_x = 10^{-4} - 10^{-5} \frac{m}{s}$ dla piasku drobnoziarnistego

$K_x = 10^{-5} - 10^{-6} \frac{m}{s}$ dla piasku pylastego

$K_x = 10^{-6} - 10^{-8} \frac{m}{s}$ dla pyłów

$K_x = 10^{-8} - 10^{-10} \frac{m}{s}$ dla glin

Prędkość filtracji wzrasta, w stosunku do przedstawionych wartości K_x w ośrodkach nienasyconych, w warstwach, w których występują gradienty zawartości wilgoci. Pomijając, krótkie czasowo stany związane z początkiem infiltracji wody deszczowej do gruntu oraz początkiem odparowania po opadach deszczu, można przyjąć, że wartości pojawiających się w praktyce prędkości infiltracji są większe co najwyżej o jeden rząd od podanych wartości współczynników wodoprzepuszczalności [6]- [10].

Z powyższego wynika, że w przypadku piasków drobno- oraz gruboziarnistych, piasku pylastego, pyłów lub materiałów o podobnym uziarnieniu istnieje konieczność uwzględniania ruchu filtracyjnego wilgoci w analizie przepływu ciepła w gruncie jako sposobu przenoszenia ciepła.

3. Warstwa graniczna - przyatmosferyczna

3.1. Bilans cieplny powierzchni granicznej

Dla powierzchni gruntu można ogólnie napisać następujące równanie bilansu ciepła:

$$\dot{Q}_{gr} = I_1 + I_2 \mp I_3 \mp I_4 + I_5 \mp \dot{Q}_1 + \dot{Q}_2 \mp \dot{Q}_3 ,$$

gdzie:

I_1 - bezpośrednie krótkofalowe promieniowanie słoneczne,

I_2 - rozproszone krótkofalowe promieniowanie słoneczne,

I_3 - odbite krótkofalowe promieniowanie słoneczne,

I_4 - emisja długofalowa powierzchni ziemi,

I_5 - długofalowe przeciwpromieniowanie atmosfery,

$\dot{Q}_{gr}$ - strumień ciepła przejmowanego przez grunt,

$\dot{Q}_1$ - strumień ciepła utajonego (związany z odparowaniem),

$\dot{Q}_2$ - strumień turbulencyjny ciepła jawnego,

$\dot{Q}_3$ - inne strumienie, np. ciepło fotosyntezy, ciepło akumulowane w biomasie.

Równanie to jest słuszne dla sytuacji pogodowych bez opadu deszczu, śniegu, topnienia itp.
W przypadku opadów deszczu, topnienia śniegu pole temperatur w gruncie będzie zaburzone przepływem wody. Dotyczy to głównie górnej warstwy gruntu o dużej wodoprzepuszczalności (piaski średnio- i gruboziarniste) oraz sytuacji pogodowych z opadem deszczu o długim czasie trwania i dużym natężeniu. Ocena wpływu opadów zostanie wykonana w dalszej części opracowania.
Uwzględniając przyjęte założenia oraz zastępując wszystkie strumienie promieniowania jednym strumieniem promieniowania wynikowego I można równanie powyższe zapisać w postaci:

$$\dot{Q}_1 + \Delta I = \dot{Q}_2 + \dot{Q}_{gr} , \qquad (2)$$

gdzie $\dot{Q}_2$ oznacza strumień konwekcyjnej wymiany ciepła jawnego z powierzchni szorstkiej.

Zasadniczą siłą wymuszającą konwekcję jest wiatr spowodowany gradientem statycznym ciśnienia, temperatury, tendencji ciśnienia i ruchem obrotowym Ziemi [11]. Przepływy mas powietrza ponad Ziemią, w obszarze tarciowym obejmującym warstwę przyziemną, w której uwidacznia się wpływ szorstkości powierzchni, mają charakter turbulentny. Wobec istnienia ciągłego ruchu powietrza o znacznej intensywności pomija się rozpatrywanie konwekcji swobodnej.

3.2. Ciepło promieniowania i ewapotranspiracji

W celu porównania strumienia promieniowania napływającego do powierzchni gruntu oraz strumienia ciepła utajonego związanego z ewapotranspiracją dokonano porównania wartości miesięcznych i sezonowych tych wielkości na podstawie danych doświadczalnych i obliczeniowych [12], [13], [14], [15], z którego wynika, że ciepło odparowania stanowi ok. 1/3 ciepła promieniowania słonecznego.

Według Konstantinowa [14] rozkład parowania w ciągu doby, wyrażając parowanie w procentach wartości dobowej, przedstawia się następująco:

Godz.	0	7	13	19
• Parowanie w % wartości dobowej	0	20	60	20

Rozkład ten jest bardzo zbliżony do rozkładu dobowego promieniowania słonecznego całkowitego padającego na powierzchnię poziomą.

3.3. Ciepło pobierane przez grunt

Strumień ciepła pobieranego przez grunt określa wzór:

$$\dot{Q}_{gr} = -\lambda \frac{d\vartheta}{dx} + \dot{Q}_{grw} \tag{4}$$

Drugi składnik sumy prawej strony równania oznacza strumień ciepła wnikającego do gruntu wraz z infiltrującą wodą.
Pomijając w rozpatrywaniu wnikania wody krótki okres czasu związany z występowaniem w warstwie granicznej dużych gradientów wilgoci, wpływających decydująco na intensywność infiltracji, można przyjąć w przybliżeniu, że dalszy proces odbywa się z prędkością filtracji zbliżoną do wartości współczynników wodoprzepuszczalności gruntu. Ponieważ rozpatrywana powierzchnia gruntu nie podlega specjalnej pielęgnacji, przeto można założyć, że warstwa graniczna posiada strukturę zwartą, zbitą, daleko bardziej podobną

do gliny niż piasku, w związku z czym wartość współczynnika wodoprzepuszczalności tej warstwy zbliżona jest do: $10^{-7} - 10^{-10}\ \frac{m}{s}$.

Znaczące w przepływie ciepła w gruncie wartości wodoprzepuszczalności, jak wykazano w [2] wynoszą: $K_x > 10^{-8}\ \frac{m}{s}$.

W dalszych rozważaniach przeprowadzona będzie analiza zmierzająca do szacunkowego określenia globalnej ilości ciepła przekazywanego do gruntu wraz z wodą deszczową infiltrującą do gruntu, wielkości infiltracji oraz zmiany stanu termicznego wywołanego infiltracją.

Wśród różnych sytuacji deszczowych największą grupę stanowią takie, którym towarzyszy retencjonowanie całej masy wody infiltrującej do gruntu w stosunkowo płytkiej warstwie przypowierzchniowej, bez filtracji wody do warstw głębszych. Takie sytuacje praktycznie nie powodują istotnych zmian pola temperatury warstw położonych poniżej. W celu oceny zmiany stanu termicznego warstwy przypowierzchniowej wywołanej takimi opadami przyjęto następujące założenia:

- rozpatruje się grunt o stosunkowo dużych wartościach współczynnika wodoprzepuszczalności - różne odmiany piaszczystego,
- grubość warstwy przypowierzchniowej jest zbliżona do wysokości podciągania kapilarnego czynnego dla danego rodzaju materiału, powiększonej o głębokość zasięgu korzeni trawy porastającej powierzchnię.

Tak zdefiniowana warstwa przypowierzchniowa cechuje się tym, że w kolejnych sytuacjach z opadem i bez opadu przejmuje znaczną część opadu oraz z niej odparowuje zasadnicza część wilgoci.

W przypadku gruntu piaszczystego, porośniętego trawą, wysokość tej warstwy wynosi:

$$h = 0{,}5\ m \quad [4].$$

Objętość wody Δw zmieniającej zawartość wilgoci w warstwie o takiej grubości od WTRW do PPW wynosi:

$\Delta w = 0{,}045\ m^3/m^2$ - dla drobnego piasku,

$\Delta w = 0{,}055\ m^3/m^2$ - dla gleby piaszczysto-gliniastej,

$\Delta w = 0{,}082\ m^3/m^2$ - dla gleby piaszczysto-drobno-ziarnistej.

Po zauważeniu, że: nie każda sytuacja deszczowa powoduje nasycenie tej warstwy do PPW oraz w czasie do kolejnego opadu deszczu wilgotność nie obniża się do WTRW, przyjęto:

$$\Delta w_{ch} = 0{,}5 \quad \Delta w = 0{,}022\ ;\ 0{,}027\ ;\ 0{,}041\ m^3/m^2.$$

Wartości zmian średniej temperatury warstwy przejmującej wilgoć, obliczone dla powyższych wartości chłonności gruntu Δw_{ch} oraz założonej średniej różnicy temperatur wody infiltrującej i gruntu:

$\Delta t_w = 10^o$ K, zawierają się w przedziale:

$$\Delta \vartheta < 0,7 \quad K$$

Można przyjąć, że przepływ wody deszczowej przez grunt wystąpi, gdy całkowity opad Pc w danej sytuacji deszczowej będzie większy od Δw_{ch} ; $Pc > \Delta w_{ch}$. Jedynie część wody deszczowej wnika do gruntu, część zaś spływa po powierzchni, ulega odparowaniu oraz jest przechwytywana przez roślinność. Wobec tego do powyższej nierówności wprowadza się współczynnik zmniejszający:

$$0,8 \quad Pc > \Delta w_{ch} \Rightarrow Pc > \frac{\Delta w_{ch}}{0,8} \tag{5}$$

Wartości Pc dla podanych uprzednio Δw_{ch} wynoszą odpowiednio:

28 ; 34 ; 51 mm.

Na podstawie wyników pomiarów Stacji Meteorologicznej w Katowicach w latach: 1978 i 1981 można w tym okresie wyróżnić np. 2 sytuacje deszczowe o opadzie całkowitym przekraczającym 51,0 mm, 17 powyżej 28 mm. Tylko część z podanych ilości sytuacji znacząco przekracza wartości graniczne. Maksymalny opad deszczu zanotowany w tym okresie wynosi P_{max} = 55 mm. Stosunek pojemności cieplnej takiej masy wody do pojemności cieplnej warstwy gruntu piaszczystego, drobnoziarnistego o grubości 0,5 m wynosi:

$$k_c = 0,10 \ ,$$

a średnia zmiana temperatury tej warstwy przy średniej różnicy temperatur wody i gruntu Δt_w = 10 K będzie równa:

$$\Delta \vartheta_{śr} = 1 \ K$$

Znaczna ilość wody infiltruje w głąb gruntu w okresie topienia śniegu. Strumień wody wsiąkającej można ocenić na podstawie grubości pokrywy śnieżnej, której maksymalne wartości w latach 1950-1960 [12], [16] dla obszaru Polski z pominięciem obszaru gór zawierają się w przedziale: 0,2-0,6 m, przy czym zdecydowana większość wartości zawiera się w przedziale: 0,25-0,4 m.

Stosunek "k_c" pojemności cieplnej wody infiltracyjnej, pochodzącej z topnienia śniegu do pojemności cieplnej warstwy gruntów: piaszczystego

lub gliniastego o grubości 1 m, przy założeniu że w głąb gruntu filtruje tylko 75% wody powstałej z topnienia śniegu, przyjmuje wartość:

$$k_{cp} = k_{cg} = 0{,}20$$

Wartości k_{cp} i k_{cg} związane są z grubością pokrywy śnieżnej - 0,40 m. Średnia zmiana temperatury przyjętej warstwy gruntu przy średniej różnicy temperatury wody infiltrującej i gruntu $\Delta t_w = 10$ K wynosi:

$$\Delta \vartheta_{śr} = 1{,}6 \text{ K}$$

Pewnym miernikiem oceny globalnej ilości ciepła wnoszonego z wodą deszczową do gruntu może być iloraz pojemności cieplnej średniej rocznej opadów [12] pomnożonej przez $\Delta t_w = 10$ K do rocznej sumy promieniowania słonecznego napływającego do powierzchni gruntu. Iloraz ten dla gruntów piaszczystych i gliniastych przyjmuje wartości 0,10-0,12.

3.4. Ciepło przekazywane do atmosfery z głębi gruntu

Opierając się na założeniu uwzględniania ciepła odparowania w bilansie powierzchni gruntu łącznie z ciepłem promieniowania, można strumień ciepła przekazywanego do atmosfery z głębi gruntu opisać zależnością:

$$Q_{gr} = \lambda \frac{d\vartheta}{dx} + Q_{grw} \tag{6}$$

Strumień ciepła jawnego Q_{grw} przenoszony przez eksfiltrującą wilgoć zależny jest od prędkości eksfiltracji w_x. Maksymalna wartość w_x, po przyjęciu założenia, że prędkość eksfiltracji jest równa prędkości odparowania terenowego obliczona na podstawie [13], [14] wynosi $4 \cdot 10^{-8}$ m/s. Jak wykazano w [2], dopiero przy prędkościach przepływu filtracyjnego wody większych od $2 \cdot 10^{-7} \frac{m}{s}$ strumień przenoszonego przez wilgoć ciepła jawnego jest porównywalny ze strumieniem ciepła przewodzonego.

3.5. Ocena zasięgu wahań dobowych temperatury w głąb gruntu

Ocena ta powinna umożliwić określenie grubości warstwy przypowierzchniowej, poza którą wpływ wahań dobowych na pole temperatury w gruncie obserwowane w przeciągu dłuższego okresu czasu np. jednego roku jest nieistotny.

W tym celu rozpatrywany będzie następujący model gruntu:

- obszar półnieskończony, izotropowy:

$$\lambda = 2{,}0 \text{ W/mK}$$

$$a = 0{,}55 \cdot 10^{-6} \frac{m^2}{s}$$

- na granicy obszaru (x = 0) obowiązuje warunek brzegowy

$$-\lambda \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \alpha_{ks}(t^{d}_{ps} - \vartheta) \tag{7}$$

- wewnątrz obszaru (x > 0) obowiązuje równanie:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial x^2} \tag{8}$$

- maksymalne wahania dobowe temperatury zastępczej wynoszą:

$$t^{d}_{ps}(\tau) = \left[(A_{2s}+A_{3s} \sin(\omega\tau - \varphi_{2s})\right] \sin(365\,\omega\tau - \varphi_{3s}) \tag{9}$$

gdzie:

$$4776 < \tau \leqslant 4800$$

Przebieg amplitudy wahań dobowych temperatury w gruncie (ϑ_{AMP}) wynikającej z rozwiązania powyższego modelu odniesiony do amplitudy wahań dobowych temperatury zastępczej powietrza ($A_{2s} + A_{33}$) w funkcji x można, wykorzystując [17], przedstawić następująco:

$$\frac{\vartheta_{AMP}}{A_{2s}+A_{3s}} = \frac{\exp\left(-\sqrt{\frac{365\,w}{7200\,a}} \cdot x\right)}{\sqrt{1 + \frac{\lambda}{\alpha_{ks}}\sqrt{\frac{365\,\omega}{1800\,a}} + \frac{365\,\omega}{3600\,a}\left(\frac{\lambda}{\alpha_{ks}}\right)^2}} = \frac{\exp(-8{,}12\,x)}{2{,}3} \tag{10}$$

Wartości ilorazu dla: x = 0,1 m; x = 0,2 m; x = 0,3 m; x = 0,5 wynoszą: 0,19; 0,086; 0,038; 0,0075, natomiast dobowe zmiany temperatury gruntu odpowiadające tym głębokościom zawierają się w granicach: 3,1 K; 1,4 K; 0,5 K; 0,1 K. Na podstawie powyższego, można stwierdzić, że wahania dobowe temperatury gruntu na głębokości większej od 0,3 m są pomijalne.

3.6. Ocena wpływu emisji długofalowej: I_4 - I_5 na pole temperatury w gruncie

W celu dokonania oceny przyjmuje się do rozważań dwa modele matematyczne różniące się warunkami brzegowymi: (c1, b1, d1); (c2, b2, d2).

1. Obszar geometryczny - warstwa pozioma o grubości równej Hwgr, nieskończona, ograniczona od góry powierzchnią styku z atmosferą (x = 0), od dołu zwierciadłem wody gruntowej (x = Hwgr)

$$0 \leqslant x \leqslant Hwgr$$

2. Własności warstwy gruntu

$$\begin{array}{lllll}
x_1 \leqslant x \leqslant x_2 & ; & \lambda = \lambda_2 & ; & \varrho = \varrho_2 \quad ; \quad c_p = c_{p2} \\
x_2 < x \leqslant x_3 & ; & \lambda = \lambda_3 & ; & \varrho = \varrho_3 \quad ; \quad c_p = c_{p3} \\
\vdots & & \vdots & & \vdots \\
x_{i-1} < x \leqslant x_i & ; & \lambda = \lambda_i & ; & \varrho = \varrho_i \quad ; \quad c_p = c_{pi} \\
\vdots & & \vdots & & \vdots \\
x_{NS} < x \leqslant x_{NS+1} & ; & \lambda = \lambda_{NS} & ; & \varrho = \varrho_{NS} \quad ; \quad c_p = c_{pNS}
\end{array}$$

$$\lambda_i = const$$
$$c_{pi} = const$$
$$\varrho_i = const$$

3. $0 < x < Hwgr$

$$c_p \, \varrho \, \frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda \frac{\partial \vartheta}{\partial x}\right) \tag{11}$$

4. Warunki graniczne

a. $x = Hwgr = 10$ m

$$x = Hwgr = 8^{o}C \tag{12}$$

b. $x = 0$

b.1

$$-\lambda \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = -\alpha_{ks} \left(\vartheta - t_{ps}(\tau)\right) \tag{13}$$

b.2

$$-\lambda \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \alpha_{ks} \left[t_{ps}(\tau) - \vartheta\right] +$$

$$-\varepsilon_o \, \varepsilon_h \, c \left[\frac{1}{\varepsilon_h}\left(\frac{\vartheta + 273{,}4}{100}\right)^4 - \left(\frac{t_p(\tau) + 273{,}4}{100}\right)^4\right] \tag{14}$$

Na podstawie [18], [19], [11] można przyjąć: $\varepsilon_h = 0{,}76$.

c. Warunki czasowe

c.1

$$t_p(\tau) = A_{0A}+A_{1A}\sin(\omega\cdot\tau-\varphi_{1A})$$

$$t_{ps}(\tau) = A_{0s}+A_{1s}\sin(\omega\cdot\tau-\varphi_{1A})$$

c.2

$$t_p(\tau) = A_{0A}+A_{1A}\cdot\sin(\omega\cdot\tau-\varphi_{1A})+\left[A_{2A}+A_{3A}\sin(\omega\tau-\varphi_{2A})\right]\times$$

$$\times\sin(369\,\omega\,\tau-\varphi_{3A})$$

$$t_{ps}(\tau) = A_{0s}+A_{1s}\sin(\omega\tau-\varphi_{1A})+$$

$$+\left[A_{2s}+A_{3s}\sin(\omega\tau-\varphi_{2A})\right]\sin(\omega\ 355\,\tau-\varphi_{33}$$

d.1

$$\alpha_{ks}(\tau) = A_{0\alpha}$$

d.2

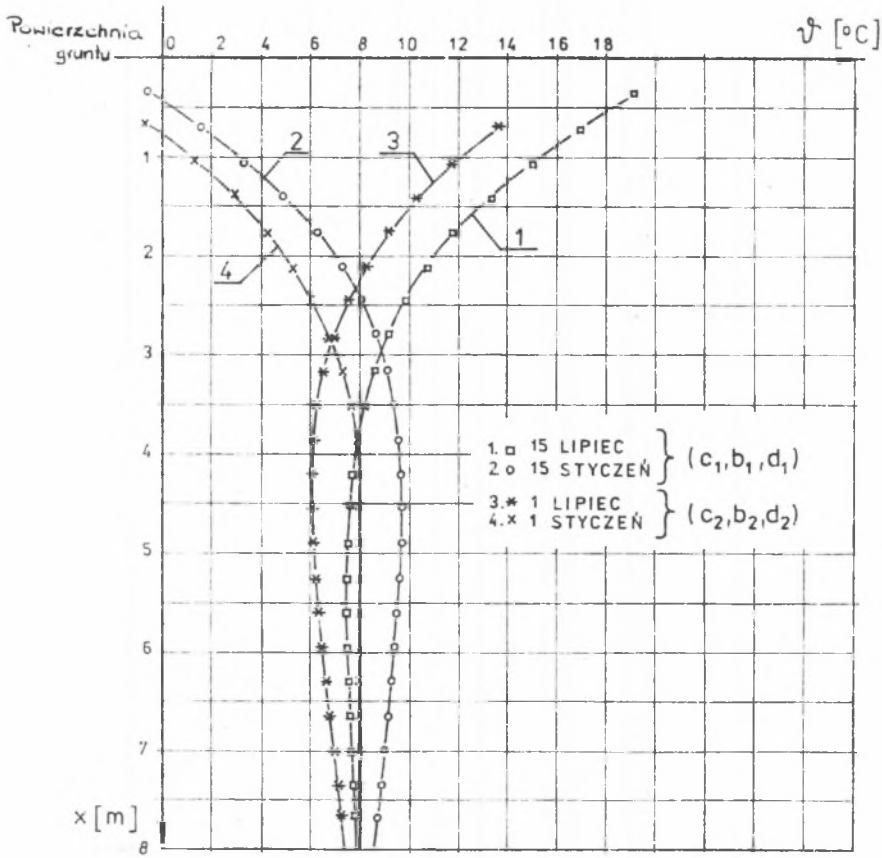
$$\alpha_{ks}(\tau) = A_{0\alpha}+A_{1\alpha}\cdot\sin(\omega\tau-\varphi_{1\alpha})$$

Wartości współczynników: A_{0A}-A_{3A}, A_{0s}-A_{3s}, $A_{0\alpha}$, $A_{1\alpha}$, φ_{1A}-φ_{3A}, φ_{3A}, φ_{3s}, $\varphi_{1\alpha}$ podano w [27], natomiast uwarstwienie gruntu przyjęto zgodnie z typowym uwarstwieniem gruntu dla obszaru Polski [28].
Modele rozwiązano po zastąpieniu równań różniczkowych równaniami różnicowymi bilansu ciepła dyskretnych objętości, wykorzystując metodę Exodus w przypadku modelu zawierającego warunki (c.1, b.1) oraz metodę iteracji w modelu z warunkami (c.2, b.2). Wyniki obliczeń wstępnych przedstawiono na rys. 1.

4. Zmiany wilgotności gruntu

Wartości współczynników przewodzenia ciepła różnych materiałów tworzących grunt mogą zmieniać się w stosunkowo dużym zakresie od 0,3-3 W/mK [17], [18], [20]-[22]. Przyczyną tego są różnice w uziarnieniu, zwartości i głównie zawartości wilgoci w poszczególnych materiałach.
Zawartość wilgoci w gruncie jest funkcją:

- rodzaju materiału gruntu,
- odległości rozważonego elementu od powierzchni gruntu lub źródeł ciepła,
- czasu.



Rys. 1. Rozkład temperatury ϑ w gruncie w funkcji głębokości X
a - 1, 2 opisane modelem z warunkami (c_1, b_1, d_1)
b - 3, 4 opisane modelem z warunkami (c_2, b_2, d_2)

Fig. 1. Temperature distribution in the ground as the function of the depth x
a - 1, 2 described by a model with the conditions (c_1, b_1, d_1)
b - 3, 4 described by a model with the conditions (c_2, b_2, d_2)

Ważnym zadaniem jest określenie grubości warstwy, w której występują czasowe wahania zawartości wilgoci, zmieniające w sposób istotny wartość λ i c_p.

Zmiany czasowe są następstwem:

a. eksfiltracji wody,

b. infiltracji wody,

c. termodyfuzyjnego ruchu wilgoci.

4.1. Eksfiltracja wody

Parowanie z powierzchni gruntu jest przyczyną powstania w górnej warstewce gruntu gradientu potencjału kapilarnego skierowanego do góry, wskutek czego woda zawarta w górnej warstewce zostaje, wbrew siłom grawitacji, skierowana do powierzchni. W przypadku istnienia pokrycia roślinnego potencjał osmotyczny, wytwarzany przez korzenie, jest dodatkową przyczyną eksfiltracji wody. Procesem eksfiltracji objęta jest głównie pewna górna warstwa gruntu, której grubość zależy od tekstury tej warstwy oraz głębokości zasięgu korzeni. Głębokość ta dla niskiej roślinności zielonej wynosi ok. 0,3 m. Wysokość podciągania kapilarnego wody w piasku o uziarnieniu 0,2-0,5 mm wynosi ok. 0,15 m [4]. Orientacyjna grubość warstwy gleby o strukturze zbliżonej do drobnego piasku, pokrytej niską roślinnością, z której następuje eksfiltracja zasadniczej masy wilgoci, wynosi więc ok. 0,5 m. Grubość przypowierzchniowej warstwy gruntu, z której następuje eksfiltracja zasadniczej masy wilgoci, można również określić na podstawie ilości odparowanej wilgoci.
Zgodnie z [18], [19] wartość parowania dla obszaru Polski w lipcu (odparowanie maksymalne) wynosi ok. 0,09 $\frac{m}{m^2}$.
Przyjmując, że raz w miesiącu pojawi się satuacja deszczowa o znacznej wysokości opadu (3.3), można oszacować maksymalną grubość warstwy, w której między kolejnymi opadami następuje zmiana zawartości wilgoci równa 0,5 (PPW-WTRW); 0,6 m dla gleby piaszczysto-gliniastej i 0,5 m dla gleby piaszczystej-drobnoziarnistej.
Pomijając krótkotrwałe stany związane z: opadem deszczu o znacznych intensywnościach, którym towarzyszy zawartość wilgoci przekraczająca wartość pojemności polowej oraz topnieniem śniegu, można na podstawie danych zawartych w [5] stwierdzić, że: wilgotność górnej warstwy zawiera się w granicach: 10%-30! dla piasku oraz 60%-90% dla gliny , maksymalnej pojemności wodnej danego materiału. Przedziały te znacznie zawężają się dla warstw gruntu położonych poniżej górnej warstwy granicznej.

4.2. Infiltracja wody

Problem oceny wysokości opadu deszczu powodującej nasycenie wilgocią warstwy przypowierzchniowej omówiono w 3.2. W celu oceny ilościowej infiltrującej w głąb gruntu poza obszar warstwy przypowierzchniowej, dopływającej np. do obszaru wokół kanału, można posłużyć się wynikami obliczeń odpływu wody dla głównych zlewni rzek Polski [13], [14]. W obliczeniach tych wykorzystano dane doświadczalne z lat 1950-1960. Wynika z nich, że przy średnim rocznym opadzie atmosferycznym wynoszącym od 550-650 mm średni roczny odpływ wody zawiera się w granicach 100-200 mm. Wartość odpływu można uważać za przybliżoną wartość infiltracji w głąb gruntu poza strefę przypowierzchniową.

Obliczanie wartości odpływu, przyjmowanej za przybliżoną wartość infiltracji w głąb gruntu, na podstawie danych pomiarowych z dużego obszaru, od kilku do kilku tysięcy km^2, jak to miało miejsce w [13], [14], pozwala wyeliminować lokalne zakłócenia: miejscowy wysoki spływ powierzchniowy, lokalnie wysoki poziom wody gruntowej i związaną z tym znaczną intensywność eksfiltracji ze zwierciadła wody gruntowej, przejmowanie części wody infiltrującej przez lokalne soczewki oparte na warstwach słabo przepuszczalnych itp.

Zakładając, na podstawie 3.3, że w okresie jednego miesiąca wystąpi jedna sytuacja deszczowa, której towarzyszy infiltracja w głąb gruntu (poza strefę przypowierzchniową), można obliczyć jednorazową ilość wody h_c infiltrującej w kierunku zwierciadła: h_c = 10-20 mm. Stosunek pojemności cieplnej tej ilości wody do pojemności cieplnej warstwy gruntu o grubości 1 m wynosi:

$$k_{cp} = k_{cg} = 0{,}04$$

Przyjmując, że taka masa wody jest czasowo retencjonowana, w warstwie o grubości 1 m, określić można procentowe zmiany zawartości wilgoci warstwy retencjonującej, które w zależności od rodzaju gruntu (zawierają się w granicach: od 3% do 12%. W rzeczywistości przepływ infiltracyjny odbywa się zazwyczaj przez warstwy o wysokości znacznie przekraczającej 1 m, w związku z czym można przyjąć, że czasowe zmiany zawartości wilgoci spowodowane przepływami infiltracyjnymi, pomijając warstwę przypowierzchniową, są pomijalne.

W celu obserwacji zmian zawartości wilgoci w gruncie, głównie w warstwie przypowierzchniowej, w okresie roku rozwiązano następujący model:

1. Obszar geometryczny rozpatrywań:
   warstwa pozioma jak w 3.6, lecz jednorodna,

$$0 < x \leqslant Hwgr \quad ; \quad Hwgr = 7 \text{ m}$$

2. Własności ośrodka kapilarno-porowatego tworzącego warstwę:

$$\lambda = \text{const}$$
$$c_p = \text{const}$$
$$\varrho = \text{const}$$
$$\left.\begin{aligned} K &= K(O) \\ D &= D(O) \end{aligned}\right\} \text{ wg [5]}$$

4. $0 \leqslant x \leqslant Hwgr$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\Theta) \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial x} + K(\Theta)\right] \tag{15}$$

$$\Theta = \Theta\,(x,\tau)$$

$$n_p \geqslant \Theta \geqslant WTRW$$

5. Warunki brzegowe

a. $x = Hwgr$; $\Theta = n_p = const$ (16)

b. $x = 0$

b.1 $P(\tau) > 0$

$P(\tau)$ - rozkład czasowy opadu deszczu podany w formie wartości dyskretnych opadu dla poszczególnych godzin roku porównawczego (8760 godzin)

A. $\Theta(0,\tau) = n_p$, gdy $D \dfrac{\partial \Theta}{\partial x} + K < P(\tau)$ (17)

B. $\Theta(0,\tau) = \Theta_1$, gdy $D \dfrac{\partial \Theta}{\partial x} + K \geqslant P(\tau)$;

a Θ_1 wynika z równania: $D \dfrac{\partial \Theta}{\partial x} + K = P(\tau)$ (18)

b.2 $P(\tau) = 0$

A. $\Theta(0,\tau) = 0$, gdy $\frac{1}{2}\left[t_p(\tau) + \vartheta(0,\tau)\right] > t_{prs}(\tau)$ (19)

B. $\left.\dfrac{\partial \Theta}{\partial x}\right|_{x=0} = 0$ gdy $\frac{1}{2}\left[t_p(\tau) + \vartheta(0,\tau)\right] \leqslant t_{prs}(\tau)$ (20)

t_{prs} - temperatura punktu rosy odpowiadająca parametrom powietrza: $t_p(\tau)$ i $x_p(\tau)$

C. $\left.\dfrac{\partial \Theta}{\partial x}\right|_{x=0} = 0$ gdy $\vartheta(0,\tau) < -3^oC$ (21)

$$\left.\begin{array}{ll} 0 < x < Hwgr \;; & c_p\,\varrho\,\dfrac{\partial \vartheta}{\partial \tau} = \lambda\,\dfrac{\partial^2 \vartheta}{\partial x^2} \\ x = 0 \;; & \alpha_{ps}\left[t_{ps}(\tau) - \vartheta = -\lambda\,\dfrac{\partial \vartheta}{\partial x}\right. \\ x = Hwgr \;; & \vartheta = 8^oC \end{array}\right\} \Rightarrow \vartheta(0,\tau) \tag{22}$$

$t_{prs}(\tau)$ wynika z rozwiązania układu równań:

$A_1 = 9{,}6044+1{,}6646\ t_{prs}(\tau)+3{,}1565\ 10^{-2}\ t_{prs}(\tau)^2$ - równanie opisujące krzywą $\varphi = 100\%$ na wykresie i-x [24]

$A_1 = 1{,}006\ t_{prs}(\tau)+ [1{,}93\ t_{prs}(\tau)+2501{,}5]\ x_p(\tau)$ - równanie określające wartość entalpii właściwej powietrza wilgotnego

$$x_p(\tau) = \frac{i_p(\tau) - 1{,}005\ t_p(\tau)}{1{,}93\ t_p(\tau)+2501{,}5}$$

$i_p(\tau) = 1{,}5\ t_p(\tau) + 11$ - równanie krzywej klimatycznej dla Polski środkowej [23]

C. Przebiegi czasowe $t_p(\tau)$, $t_{ps}(\tau)$ przyjęto zgodnie z 3.6.

Obliczone wstępnie rozkłady zawartości wilgoci w gruncie gliniastym przedstawiono na rys. 2. Przebiegi funkcyjne K(O) i D(O) przyjęto za [5]. W badaniach rozpatrywano grunt gliniasty, ponieważ warstwa powierzchniowa przyjęta do rozważań, jak to założono wcześniej, posiada strukturę zbitą, zwartą, zbliżoną właśnie do struktury gruntu gliniastego. Z badań wynika, że przeciętne wahania zawartości wilgoci w ciągu roku występujące w gliniastej warstwie przypowierzchniowej o grubości do 0,2 m nie przekraczają wartości 5%.

4.3. Termodyfuzyjny ruch wilgoci w gruncie

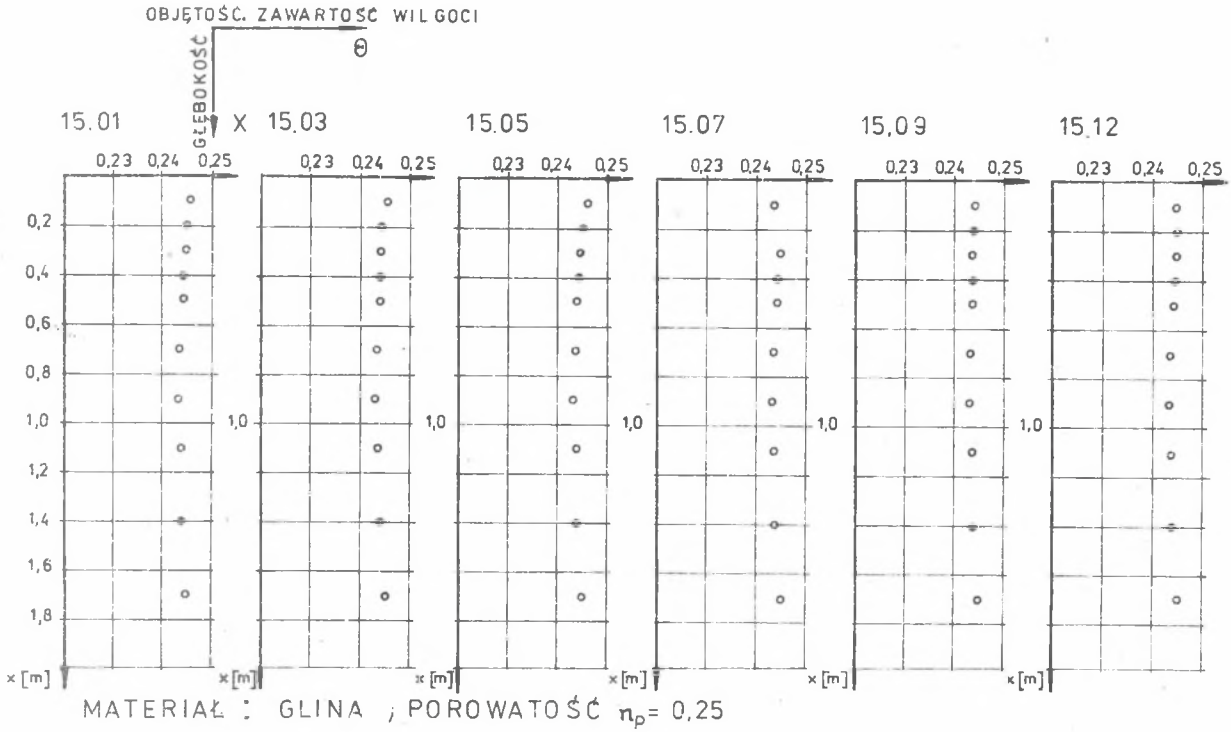
Termodyfuzyjny ruch wilgoci w gruncie jest wynikiem istnienia gradientu temperatury w materiale wilgotnym, porowatym. Określenie rozkładu zawartości wilgoci w gruncie, strumienia ciepła spowodowanego termodyfuzyjnym ruchem wilgoci itp. wiąże się z koniecznością jednoczesnego rozpatrywania następujących równań: zachowania masy-wilgoci i zachowania energii w elementarnej objętości gruntu.
W celu obserwacji skutków istnienia gradientu temperatury wokół kanału okrągłego, zanurzonego w gruncie jednorodnym, w równaniach zachowania masy i energii pomija się składniki związane z działaniem sił grawitacji, wpływem klimatu zewnętrznego i obecnością wód gruntowych. Do analizy przyjęto następujący model matematyczny:

1. Obszar geometryczny rozważań: pierścień jednorodny, ograniczony okręgami o promieniach:

$RWA \leqslant r \leqslant RZ$; $\varphi = 0^o - 360^o$

$RWA = 0{,}4$ m

$RZ = 5$ m



Rys. 2. Rozkłady zawartości wilgoci Θ w gruncie spoistym

Fig. 2. Distributions of moisture contents Θ in the cohesive soil

2. Równania bilansu wilgoci i ciepła w rozważanym obszarze

$$\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left[r^2 \varrho_w \left(D\frac{\partial \Theta}{\partial r} + K\frac{F_w}{g.T}\frac{\partial \vartheta}{\partial r}\right)\right] +$$

$$+ \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left[r^2 \beta\ (n_p - \Theta)\ f(T)\ \frac{\partial \vartheta}{\partial r}\right] = 0 \tag{24}$$

$$\varrho_w \left[D\frac{\partial \Theta}{\partial r} + K\frac{F_w}{g\ T}\frac{\partial \vartheta}{\partial r}\right] c_{pw}\frac{\partial \vartheta}{\partial r} +$$

$$+ \beta(n_p - \Theta)\ f(T)\frac{\partial \vartheta}{\partial r}\ c_{ppa}\frac{\partial \vartheta}{\partial r} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2 \lambda\ \frac{\partial \vartheta}{\partial r}\right) +$$

$$+ r_p\ \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left[r^2\ \beta\ (n_p - \Theta)\ f(T)\ \frac{\partial \vartheta}{\partial r}\right] = 0\ , \tag{25}$$

gdzie:

$$T = \vartheta + 273{,}4$$

oraz na podstawie [25] :

$$f(T) = \frac{8{,}34\ \ 10^5}{T^3\ (0{,}024207\ \ e^{5200/T} - 27444)} \tag{26}$$

i przykładowo dla gliny:

$$\beta = 2$$

$$F_w = 0{,}042\ \frac{kJ}{kg}$$

3. Warunki graniczne

3a.

$$r = RWA\ ;\quad \vartheta(RWA) = 25^oC$$

$$\left(\frac{\partial \Theta}{\partial r}\right|_{r=RWA} =$$

$$= \frac{\varrho_w\ K_w\ \frac{F_w}{g\ T} + \beta\ (n-\Theta)\ f(T)}{\varrho_w\ D\ \left[r_p\ \ (n-\Theta)\ f(T)+K\right]}\ \ \frac{-\partial \vartheta}{\partial r}\left[r_p\ \ (n-\Theta)\ f(T)+K_w\right] \tag{27}$$

3b.

$$r = RZ\ ;\ \vartheta(RZ) = 8^oC\ ;\ \Theta(RZ) = 0{,}25\ ;\ n_p = 0{,}30 \tag{28}$$

Model ten rozwiązano zastępując równania różniczkowe równaniami różnicowymi uzyskanymi metodą bilansów elementarnych oraz wykorzystując metodę kolejnych przybliżeń. Przebiegi zmienności: $K(\theta)$, $D(\theta)$, $\lambda(\theta)$ przyjęto zgodnie z [25].

Wyniki badań wstępnych omówiono we wnioskach.

5. Rozkład zawartości wilgoci w gruncie spowodowany siłami kapilarnymi i grawitacji

W celu określenia rozkładu zawartości wilgoci w gruncie rozpatruje się równanie:

$$D(\theta) \quad \frac{d\theta}{dx} K(\theta) \tag{29}$$

z następującymi warunkami brzegowymi:

$$x = Hwgr \; ; \qquad \theta = n_p \tag{30}$$

Rozkład zawartości wilgoci wyznacza się dla gruntów: gliniastego i piaszczystego.

Przyjęto następujące wartości porowatości n_p dla powyższych gruntów:

$n_p = 0,30$ dla piasku

$n_p = 0,30$ dla gliny

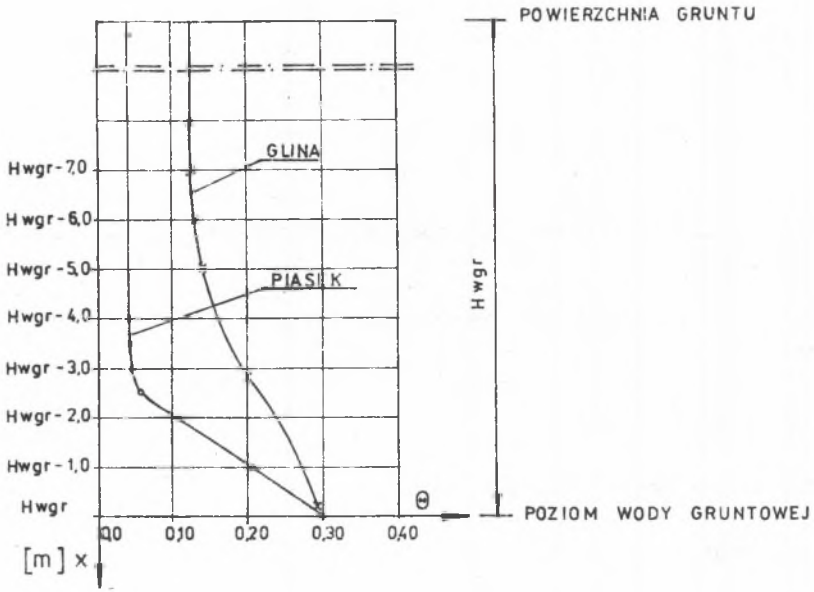
Funkcje współczynników przepuszczalności $K(0)$ i dyfuzyjności $D(\theta)$ przyjęto za [5] i [26].

Wyznaczone rozkłady zawartości wilgoci przedstawiono na rys. 3.

Na podstawie wyznaczonych rozkładów zawartości wilgoci w gruncie można stwierdzić, że : w odległości większej $x'_{gr} > 2,5$ m w przypadku piasku oraz $x'_{gr} > 6,0$ m w przypadku gliny zawartość wilgoci w gruncie zmienia się nieznacznie i jest zbliżona do minimalnej zawartości wilgoci w gruncie równej WTRW.

Wnioski

- W przypadku gruntów ciężkich można zaniedbać przepływy eksfiltracyjne i infiltracyjne wody w gruncie. Przepływ wilgoci związany z siłami grawitacji, kapilarności, gradientem temperatury może znacząco wpływać na pole temperatury w gruntach o charakterze piaszczystym i żwirowym. Istotne zmiany pola temperatury spowodowane eksfiltracją i infiltracją



Rys. 3. Rozkład zawartości wilgoci w gruncie piaszczystym i gliniastym spowodowany siłami kapilarnymi i grawitacji

Fig. 3. Distributions of the moisture contents is sandy and clayey soils resulting from the effect of capillary and gravity forces

wody do gruntu lekiiego obejmują najczęściej przypowierzchniową warstwę gruntu o grubości 0,2-0,5 m. W warstwie tej następuje retencjonowanie podstawowej masy wody pochodzącej z opadów deszczu i topnienia śniegu, jedynie ok. 20% masy wody deszczowej infiltruje w głąb gruntu, poza warstwę przypowierzchniową. W obszarze gruntu poniżej przypowierzchniowej warstwy zmiany zawartości wilgoci nie przekraczają 3-12% maksymalnej zawartości wilgoci. Zmiany te zwiększają się do 40% w warstwie granicznej w miarę zbliżania się do powierzchni gruntu.

Średnia zmiana temperatury tej warstwy spowodowana opadem deszczu lub topnieniem śniegu nie przekracza 2 K. Utwardzenie powierzchni zewnętrznej (takie przypadki przypuszczalnie wystąpią w praktyce najczęściej) znacznie zmniejsza grubość tej warstwy.

Istotny wpływ na ruch ciepła w gruncie, w zależności od mocy cieplnej rozpatrywanego źródła zanuszonego w gruncie, może posiadać zjawisko termodyfuzji. Przykładowo, wokół kanału podziemnego wolno stojącej czerpni powietrznej umieszczonego w gruncie piaszczystym, może przypuszczalnie powstać warstwa o zmniejszonej zawartości wilgoci. W przypadku podobnych kanałów umieszczonych w gruntach ciężkich gradient zawartości wilgoci

spowodowany gradientem temperatury wokół kanału jest praktycznie równy zero.

Pominięcie ruchu wilgoci w gruncie, w którym znajdują się słabe źródła ciepła, odpowiada stosunkowo dobrze rozważaniom ruchu ciepła w gruntach ciężkich: - gliniastych lub w dowolnych z utwardzoną, spoistą warstwą przypowierzchniową i przy spełnionym warunku:

$$h_{wrk} = Hwgr - HK > 3\text{-}7 \text{ m}.$$

- Praktyczny zasięg wahań dobowych temperatury gruntu nie przekracza głębokości 0,3 m. Przy obliczaniu zmian pola temperatury w gruncie poniżej podanej głębokości można posługiwać się wartościami uśrednionymi dobowo.
- W przypadku obiektów usytuowanych płytko należy uwzględnić wymianę ciepła przez promieniowanie długofalowe na drodze powierzchnia zewnętrzna gruntu - atmosfera.
- Ciepło na transpirację można przyjąć jako równe 1/3 ilości ciepła napływającego do powierzchni gruntu w wyniku promieniowania słonecznego.
- Wobec dużej zgodności dobowego promieniowania słonecznego i odparowania można uwzględnić ciepło na transpirację przez przyjęcie w bilansie cieplnym górnej warstewki gruntu równoważnika strumienia promieniowania słonecznego całkowitego i ciepła utajonego równego 2/3 wartości promieniowania całkowitego dla poszczególnych godzin roku.

LITERATURA

[1] Nerpin S.W.: Eniergo- i mesoobien w sistiemie rastnienie-poczwa-wozduch. Gidromietieoizdat, Leningrad 1975.

[2] Jaworski J.: Podstawy metodyczne wyznaczania ewapotranspiracji aktualnej. IMiGW, Warszawa 1980.

[3] Grabowska-Olszewska B. i inni: Gruntoznawstwo. WG, Warszawa 1977.

[4] Wiłun R.: Mechanika gruntu i gruntoznawstwo drogowe. WKiK, Warszawa 1967.

[5] Eagleson P.S.: Hydrologia dynamiczna. PWN, Warszawa 1978.

[6] Hanks R.J.: Numerical Solution of the Moisture Flow Equation for Infiltration into Layered Soils. Soil Science Society of America Proceedings, 1962 nr 6.

[7] Miller D.E., Gardner W.R.: Water Infiltration into Stratified Soil. Soil Science Society Proceedings, 1962 nr 2.

[8] Gardner W.R.: Solution of the Flow Equation for the Drying of Soil and other Porous Media. Soil Science Society of America Prodeedings, 1959, nr 3.

[9] Rubin J., Steinhardt R., Reiniger P.: Soil Water Relations during Rain Infiltration. Soil Science Society of America, 1964 nr 1 i 4.

[10] Kunze R.J.: Siemplified Accouting for Membrane Impedance in Capillary Conductivity Determinations. Soil Science Society Proceedings, 1962 nr 5.

[11] Kopcewicz J.: Fizyka atmosfery. PWN, Warszawa 1956.

[12] Praca zbiorowa: Atlas klimatyczna Polski. WKiK, Warszawa 1973.

[13] Gutry-Korycka M.: Parowanie terenowe w Polsce. Przegląd Geofizyczny, 1978 nr 4.

[14] Getnarowicz M.: Parowanie terenowe w Polsce w oparciu o analizę składników bilansu wodnego i sieciowego obserwacje elementów klimatu w dziesięcioleciu 1951-1960. Prace PIHM z 104, 1971.

[15] Praca zbiorowa: Promieniowa słoneczne. WKiK, 1975, 1976, 1977.

[16] Praca zbiorowa: Śnieg i pokrywa śnieżna. Prace IMiFW, Warszawa 1977.

[17] Wiśniewski S.: Wymiana ciepła. PWN, Warszawa 1979.

[18] Gertis K., Wolfscher U.: Veränderung des termischen Mikroklimas durch Brbaung. Gesundheits-Ingenieur, 1/2 1977.

[19] Heindl W., Koch H.A.: Die Berechnung von Sonneneinstrahlung intensitäten für wärmetechnische Untersuchungen in Bauwesen. Gesundheits--Ingebuezr. 12. 1976.

[20] Teschke W.: Der Warmeleitwert von Erdstoffen Stand - und Gebäudetechnik - 11, 1978.

[21] Teschke W.: Zur specyfischen Warmekapazität von Erdstoffen. Stadt - und Gebaudetechnik 8, 1978.

[22] Recknagel, Sprenger: Ogrzewanie i klimatyzacja, Warszawa 1976.

[23] Wąsacz M.: Zagadnienia doboru wentylacji w domach towarowych. Praca doktorska, Gliwice 1980.

[24] Hausler W.: Zastosowanie wykresu i-x w inżynierii sanitarnej, PWN, Warszawa 1970.

[25] Slegel D.L., Davis L.R.: Transient Heat and Mass Transfer in Soil in the vicinty of Heat Porous Pipes Journal of Heat Transfer, November 1977.

[26] Baladi J.Y., Schoenhals R.J., Ayers D.L.: Transient heat and mass transfer in soils. International Journal of Heat and Mass Transfer 3, 1981.

[27] Foit H.: Model cyfrowy przebiegu zmian temperatury powietrza wentylacyjnego pierwotnego przepływającego pojedynczym kanałem zagłębionym w gruncie. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej. Inżynieria Sanitarna nr 29.

[28] Kondracki J.: Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa 1980.

АНАЛИЗ ФАКТОРОВ ВЛИЯЮЩИХ НА ТЕПЛОВОЙ ОБМЕН МЕЖДУ ГРУНТОМ А НИСКОТЕМПЕРАТУРНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ТЕПЛА

Р е з ю м е

Проведен анализ факторов влияющих на тепловой обмен между грунтом а нискоткмпературными тепловыми источниками погруженьми в грунте. В анализе использованы цифровые модели движения тепла и влаги в грунте а также результаты метеорологических исследований. Результаты анализа облкгчают приём мамаматическо моделя списывающей даижение тепла вокруг нискотемпературных источников погруженых в грунте.

ANALYSIS OF FACTORS CONDITIONING THE AIR EXCHANGE BETWEEN THE GROUND AND LOW TEMPERATURE HEAT SOURCES BURIED IN IT

S u m m a r y

The paper presents the analysis of factors influencing heat exchange between the ground and low temperature heat sources placed in it. Numerical models of heat and moisture flow in the ground and some results of meteorological tests are applied to the analysis. The results of the analysis make it possible to assume a mathematical model describing heat flow around low-temperature heat sources buried in the ground.