

## WPLYW ZMIENNEGO ZAWILGOCENIA GRUNTU NA JEGO NATURALNE POLE TEMPERATURY

Maja STANIEC\*, Henryk NOWAK\*\*

\* Politechnika Wroclawska, Zaklad Fizyki Budowli i Komputerowych Metod Projektowania, Instytut Budownictwa, Pl. Grunwaldzki 11, 50-377 Wroclaw, e-mail: [maja.staniec@pwr.wroc.pl](mailto:maja.staniec@pwr.wroc.pl)

\*\* Politechnika Wroclawska, Zaklad Fizyki Budowli i Komputerowych Metod Projektowania, Instytut Budownictwa, Pl. Grunwaldzki 11, 50-377 Wroclaw, e-mail: [henryk.nowak@pwr.wroc.pl](mailto:henryk.nowak@pwr.wroc.pl)

Zwiększenie zawartości wilgoci w gruncie znacznie zwiększa jego przewodność cieplną, ponieważ miejsce powietrza w gruncie zajmuje woda, której przewodność jest blisko 30 razy większa niż powietrza. Można byłoby się spodziewać, że uwzględnienie zmiennego rozkładu wilgoci wraz z głębokością znacznie zmieni przebieg temperatury gruntu. Jednak przeprowadzone symulacje, uwzględniające bilans cieplny na powierzchni gruntu i prezentowane w artykule ich wyniki pokazują, że dotychczasowe podejście zakładające grunt jednorodny, a tym samym stały rozkład wilgoci w funkcji głębokości, daje dobrą zgodność wynikową szczególnie na dużych głębokościach. Natomiast w przypadku strefy przypowierzchniowej (do 1 m) wyniki bliższe danym pomiarowym daje podejście uwzględniające zmienny wpływ wilgoci w gruncie w funkcji głębokości.

**Słowa kluczowe:** zmienna wilgotność gruntu, rozkład temperatury w gruncie, wpływ wilgoci na pole temperatury.

### 1. WPROWADZENIE

Umiejętność obliczenia naturalnego pola temperatury w gruncie jest niezbędna do wykazania stopnia ingerencji zagłębionego w nim budynku, na rozkład temperatury wokół budynku. Odpowiednia głębokość posadowienia budynku pozwala na redukcję kosztów związanych z ochładzaniem budynku latem oraz pozwala w okresie zimy wykorzystać nagromadzoną latem i zakumulowaną w gruncie energię cieplną.

W artykule rozważany jest wpływ zmiennej wraz z głębokością wilgoci w gruncie na rozkład jego temperatury. Porównane jest popularne dotychczasowe podejście (zakładające grunt jednorodny na całej głębokości) z podejściem uwzględniającym zmiennie wraz z głębokością zawilgocenie gruntu.

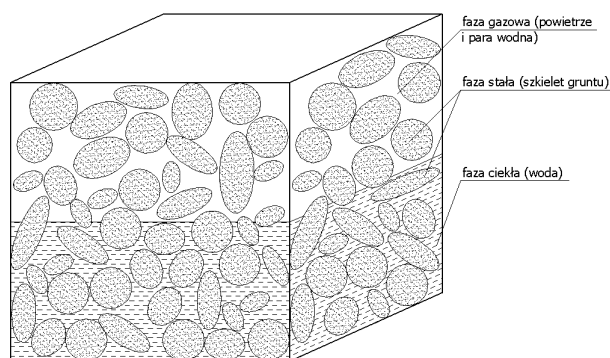
### 2. NATURALNE POLE TEMPERATURY GRUNTU

Aby zamodelować ośrodek, jakim jest grunt, należy określić czynniki wpływające na właściwości fizyczne i cieplno-wilgotnościowe gruntu. Są one zdeterminowane dwiema składowymi [1]:

- składową stałą (tzw. szkielet gruntu, czyli skład mineralogiczny i materia organiczna),
- i składową dynamiczną (zmienna wilgotność, temperatura i zagęszczenie gleby).

Skład mineralogiczny i zawartość materii organicznej przyjmuje się jako niezmiennie w czasie. Natomiast od czasu są uzależnione: wilgotność i temperatura gleby. Jako że grunt jest ośrodkiem trójfazowym, stanowi on skomplikowany ośrodek, który tworzą (rys.1.):

- faza stała (ziarna i cząstki, czyli szkielet gruntu),
- faza ciekła (woda wypełniająca pory),
- faza gazowa (powietrze i para wodna zawarta w porach).



Rys. 1. Udział faz w gruncie.  
Fig. 1. Phases in soil.

#### Przepływ ciepła

Przepływ ciepła w gruncie zależy od gradientu termicznego oraz od właściwości termofizycznych gruntu, takich

jak: współczynnik przewodzenia ciepła  $\lambda$ , ciepło właściwe  $c_p$ , objętościowa pojemność cieplna  $c_v$  i współczynnik przewodzenia temperatury (wyrównania temperatury)  $\alpha$ . Wymienione właściwości gruntu zależą od procentowej zawartości poszczególnych faz składników gruntu. Współczynnik przewodzenia ciepła, objętościowa pojemność cieplna i współczynnik wyrównania temperatury (dyfuzyjność cieplna) będą się więc zmieniać wraz ze zmianą stanu zawilgocenia gruntu [1, 5].

Współczynnik przewodzenia ciepła gruntu zależy od zawartości wody i powietrza, czyli od procentowego składu poszczególnych faz. Przewodność cieplna szkieletu gruntowego (fazy stałej) jest około 100 razy większa od współczynnika przewodzenia powietrza zawartego w porach gleby. Stąd, gleby porowate wykazują o wiele mniejsze przewodnictwo cieplne. Z kolei zwiększenie zawartości wilgoci w gruncie znacznie zwiększa jego przewodność cieplną, ponieważ miejsce powietrza w gruncie zajmuje woda, której przewodność jest blisko 30 razy większa niż powietrza (Tabela 1).

Tabela 1. Właściwości fizyczne i cieplno-wilgotnościowe wybranych ośrodków [1, 2].

Tabele 1. Physical and heat-moisture properties of chosen media [1, 2].

	$\lambda$	$c_p$	$\rho$	$c_v \cdot 10^{-6}$	$\alpha \cdot 10^6$
Woda	0,602	4180	998,20	4,1724	0,144
Powietrze	0,025	1005	1,247	0,00125	20,080
Piasek suchy $w=0,04$ [-]	0,250	830	1750	1,4525	0,1721
Piasek wilgotny $w=0,07$ [-]	0,69	980	1468	1,4386	0,4796
Piasek mokry $w=0,15$ [-]	1,13	1250	1442	1,8025	0,6269

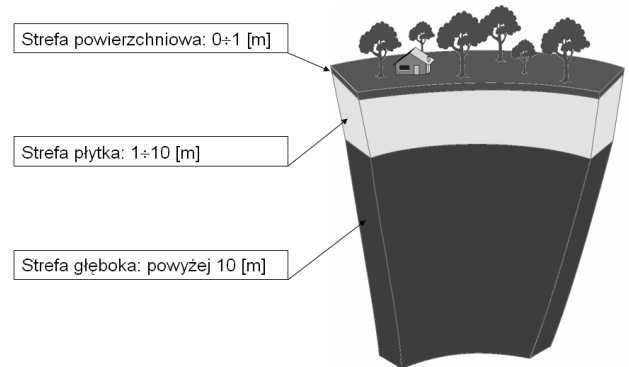
Wartości przedstawione w tabeli to:

- $\lambda$  [W/m<sup>2</sup>K] – współczynnik przewodzenia ciepła,
- $c_p$  [Ws/kgK] – ciepło właściwe,
- $\rho$  [kg/m<sup>3</sup>] – gęstość właściwa,
- $c_v$  [Ws/m<sup>3</sup>K] – objętościowa pojemność cieplna,
- $\alpha$  [m<sup>2</sup>/s] – współczynnik dyfuzyjności cieplnej,
- $w$  [-] – wilgotność względna gruntu.

### Strefy gruntu

Ze względu na zasięg wpływu wahań temperatury powierzchni gruntu na temperaturę niższych warstw,

w gruncie wyróżnia się trzy strefy (Rys.2.). Strefa powierzchniowa, sięgająca 1 metra w głąb ziemi, w której na temperaturę mają zdecydowany wpływ wahania dobowe temperatury na powierzchni gruntu. Następną strefą to strefa płytka od 1 do 10 metrów, w której na temperaturę mają wpływ wahania roczne, a wahania dobowe wyraźnie zanikają. Poniżej 10 metrów rozciąga się tzw. strefa głęboka, w której wahania sięgają zaledwie kilka stopni i temperatura dąży do wartości stałej, równej średniej rocznej temperaturze na powierzchni gruntu.



Rys. 2. Strefy w gruncie [1].

Fig. 2. Zones in soil [1].

### 2.1. Model zakładający grunt jednorodny

Zarówno w przypadku założenia stałego rozkładu wilgotności w gruncie jak i zmiennego rozkładu wraz z głębokością, wykorzystano równanie na jednokierunkowe, nieustalone przewodzenie ciepła (1):

$$\frac{\delta T(x, t)}{\delta t} = \alpha \frac{\delta^2 T(x, t)}{\delta x^2} \quad (1)$$

Aby rozwiązać powyższe równanie, posłużono się metodą różnic skończonych, gdzie założono następujące pochodne różniczkowe:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \frac{T(x_i, t_j) - T(x_i, t_{j-1})}{k} \quad (2)$$

$$\frac{\delta^2 T}{\delta x^2} = \frac{T(x_{i+1}, t_j) - 2T(x_i, t_j) + T(x_{i-1}, t_j))}{h^2} \quad (3)$$

Podstawiając (2) i (3) do równania (1) otrzymano (4):

$$\frac{T(x_i, t_{j+1}) - T(x_i, t_j)}{k} = \alpha \frac{T(x_{i+1}, t_{j+1}) - 2T(x_i, t_{j+1}) + T(x_{i-1}, t_{j+1}))}{h^2} \quad (4)$$

Następnie równanie (4) przekształcono do ostatecznej postaci, którą zaimplementowano do programu Matlab:

$$T(x_i, t_j) = (1 + 2\lambda^*)T(x_i, t_{j+1}) - \lambda^*(T(x_{i+1}, t_{j+1}) + T(x_{i-1}, t_{j+1})) \quad (5)$$

gdzie:

$$\lambda^* = \frac{\alpha^* k}{h^2} \quad (6)$$

przy czym  $k$  oraz  $h$  są odpowiednio krokiem czasowym i krokiem głębokości.

## 2.2. Model uwzględniający zmienną wraz z głębokością wilgotność gruntu

W tym podrozdziale rozwinięto opisany wyżej model matematyczny o uzależnienie wartości współczynnika przewodzenia ciepła  $\lambda$  od zawilgocenia gruntu. W niniejszej pracy użyto wzoru deVriesa, który opisano niżej.

### Współczynnik przewodzenia ciepła

W pracy [1] Usowicz podsumowuje wyniki badań przeprowadzonych przez wielu badaczy, dotyczące wpływu wilgoci na współczynnik przewodzenia ciepła. Jego wartość zależy od ilości i powierzchni styków, a więc fizycznie zależy od rozmiaru i kształtu cząstek, zagęszczenia i struktury gleby. Badania wykazują, że najniższe wartości współczynnika ma gleba sucha. Przy dodaniu niewielkiej ilości wody obserwuje się wzrost współczynnika przewodzenia ciepła. Tłumaczy się to zwiększeniem kontaktu cieplnego poprzez utworzenie się błonek wodnych wokół cząstek stałych, a wraz ze wzrostem grubości tych błonek wzrasta współczynnik przewodzenia ciepła. Największe przyrosty wartości współczynnika obserwuje się między stanami odpowiadającymi maksymalnej molekularnej pojemności wodnej i kapilarnej pojemności wodnej. Przy wypełnianiu się wodą przestrzeni nie kapilarnych przyrost współczynnika następuje wolniej. Największą wartość współczynnika przewodzenia ciepła gleba osiąga przy maksymalnym nasyceniu wodą. Nieliczne dane dotyczące szacowania wartości współczynnika przewodzenia ciepła w strukturalnym gruncie zainspirowały wielu badaczy do podjęcia badań w tej dziedzinie. Wiadomo wprawdzie, że wraz ze wzrostem średnic cząstek stałych maleje powierzchnia styku, a tym samym przewodzenie ciepła, jednak obecność wody i zróżnicowanie temperatury w gruncie bardzo komplikuje to zagadnienie. Ponieważ nie można określić dokładnie ilościowych udziałów poszczególnych składników gleby, zatem niemożliwe jest dokładne oszacowanie związku między współczynnikiem przewodzenia ciepła gleby a jej strukturą.

Problem badany jest w sposób pośredni poprzez parametry związane ze strukturą gleby, tj. kształtem, wielkością i wzajemnym ułożeniem cząstek gleby. Badacze deVries i Ansoult [3, 5] sprowadzają go do analogicznego problemu wyznaczania przewodnictwa cieplnego w tym ośrodku. Współczynnik przewodzenia ciepła gleby w badanej warstwie jako funkcja wilgotności i gęstości gleby, może być wyznaczony z modelu deVriesa. Model ten zakłada, że gleba jest ośrodkiem ciągłym (woda z rozpuszczonymi cząstkami stałymi i wodą) o zawartości  $x_0$  i współczynniku przewodzenia  $\lambda_0$ , w którym są rozproszone cząstki stałe o zawartości  $\sum_{i=1}^N x_i = 1 - x_0$  i współczynniku prze-

wodzenia  $\lambda_i$ , oraz, że cząstki stałe nie oddziałują wzajemnie na siebie.

W tym modelu współczynnik przewodzenia ciepła liczony jest ze wzoru:

$$\lambda = \frac{x_0 \lambda_0 + \sum_{i=1}^N k_i x_i \lambda_i}{x_0 + \sum_{i=1}^N k_i x_i} \quad (7)$$

gdzie:

$x_i$  – zawartość każdego składnika  $i$ ,

$\lambda_i$  – współczynnik przewodzenia ciepła każdego składnika  $i$ ,

$k_i$  – stosunek średniego gradientu temperatury wewnątrz cząstki do średniego gradientu temperatury w ośrodku, w którym znajduje się cząstka. Wartość  $k_i$  obliczana jest ze wzoru:

$$k_i = \frac{1}{3} \sum_{j=a,b,c} \left[ 1 + \left( \frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_{i,j} \right]^{-1} \quad (8)$$

gdzie:

$a, b, c$  – półosie elipsoidy cząsteczki,

$g_{i,j}$  – współczynnik zależny od kształtu cząsteczki, przy czym  $\sum_j g_{i,j} = 1$ .

Wartości współczynnika  $g_i$  dla cząstek stałych deVries oszacował na podstawie eksperymentu i wynosiły:  $g_a = 0,144$ , a  $g_c = (1 - 2g_a) = 0,712$ .

W stanie absolutnie suchym ośrodek ciągły stanowi powietrze o  $\lambda_0 = 0,025$ , przy czym wartość  $\lambda$  ze wzoru należy pomnożyć przez współczynnik korekcyjny 1,25. W stanie nasycenia wodą ośrodek ciągły stanowi woda o  $\lambda_0 = 0,57$ . W stanach pośrednich deVries wprowadza następujące założenia:

- traktuje powietrze wypełniające pory gleby jako cząstki wilgotnego powietrza (o  $\lambda_0 = 0,238$ ) rozproszone w ośrodku wodnym,
- zakłada, że wartość współczynnika  $g_a$  dla powietrza znajdującego się w porach gleby zmienia się liniowo pomiędzy 0,333 dla wilgotności bliskiej

nasyceciu i 0,035 dla niskich wartości wilgotności, w związku z tym:

$$g_a = g_b = 0,333 - \frac{x_p}{x_w} (0,333 - 0,035) \quad (9)$$

gdzie:

$x_p$  – objętość porów wypełnionych powietrzem,

$x_w$  – wilgotność objętościowa w stanie nasycecia gleby wodą.

Błąd obliczeń współczynnika przewodzenia ciepła gleby metodą deVriesa wynosi  $\pm 10\%$  [3, 5].

Na podstawie [2] przyjęto następujące udziały i wartości współczynników przewodzenia ciepła poszczególnych składników gruntu:

Tabela 2. Udziały i wartości współczynników ciepła poszczególnych składników gruntu [2, 3].

Tabelle 2. Parts and heat conductivity values of the soil ingredients [2, 3].

Składnik	Współczynnik przewodzenia ciepła	Udział fazy
	$\lambda$	$x_i$
	[W/m <sup>2</sup> K]	[-]
Kwarc	8,4	0,38
Składniki mineralne	2,9	0,25
Składniki organiczne	0,25	0,01
Woda	0,602	0,36-1,00
Powietrze	0,025	0,36-1,00

### Objętościowa pojemność cieplna

Ze względu na niezwykle trudne dokładne określenie udziału poszczególnych składników faz, deVries [3] opracował wzór do obliczania objętościowej pojemności cieplnej oparty na podstawie wyników badań wielu badaczy, dotyczących składu gleby. Wynika z nich, że zbliżona wartość  $c_v$  dla składników mineralnych fazy stałej (kwarc + składniki mineralne) wynosi  $c_{v_{mi}} = 2,0$  [MJ/m<sup>3</sup>K], dla materii organicznej  $c_{v_o} = 2,5$  [MJ/m<sup>3</sup>K], dla wody  $c_{v_w} = 4,2$  [MJ/m<sup>3</sup>K], dla powietrza  $c_{v_a} = 0,00125$  [MJ/m<sup>3</sup>K]. DeVries zaproponował do obliczeń empiryczną formułę:

$$c_v = 2,0 \cdot 10^6 x_s + 2,51 \cdot 10^6 x_o + 4,19 \cdot 10^6 x_w \quad (10)$$

gdzie:

$x_s$  – zawartość szkieletu (kwarc + składniki mineralne),

$x_o$  – zawartość części organicznej,

$x_w$  – zawartość wody, przy czym  $x_w =$  wilgotność objętościowa.

Ze względu na bardzo małą gęstość powietrza (1/1000 gęstości wody) oraz blisko trzy i pół tysiąca razy mniejsza objętościowa pojemność cieplna ( $c_v=1,25$  [kJ/m<sup>3</sup>K]) pominięto jej udział w ogólnej wartości  $c_v$ .

### Współczynnik dyfuzyjności cieplnej

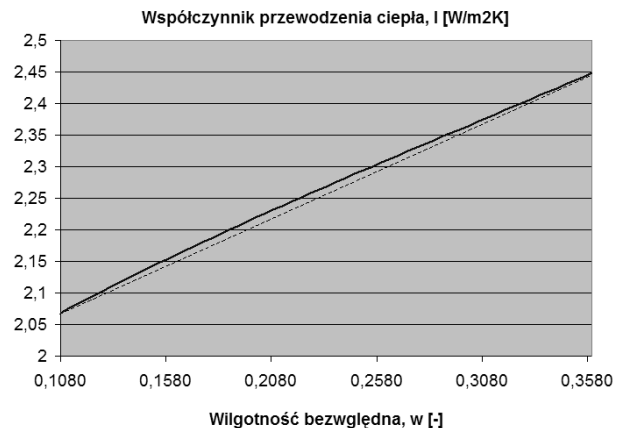
Współczynnik dyfuzji cieplnej jest ilorzem przewodnictwa cieplnego  $\lambda$  i objętościowej pojemności cieplnej  $c_v$ :

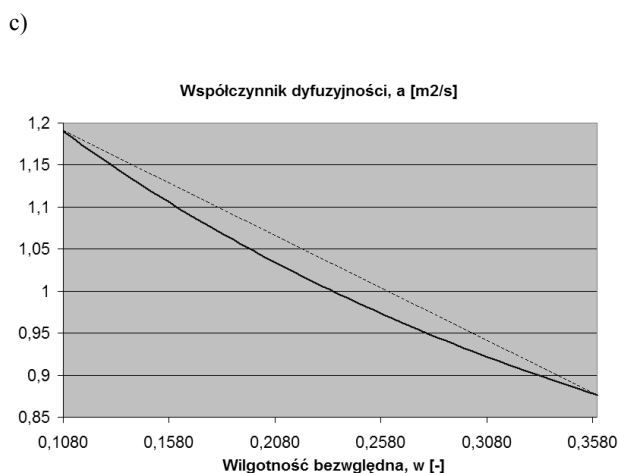
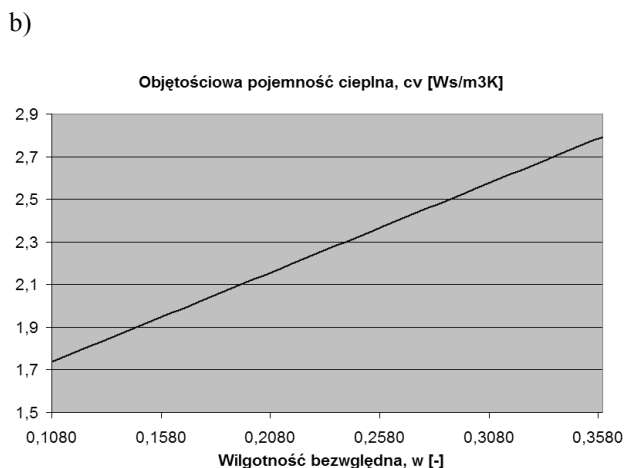
$$\alpha = \frac{\lambda}{c_v} = \frac{\lambda}{c_p \rho} \quad (11)$$

Określa on zdolność do wyrównywania się temperatury we wszystkich punktach badanego obiektu. Jednostką jest [m<sup>2</sup>/s]. Dyfuzyjność cieplna, określana także mianem przewodnictwa temperaturowego, zależy w głównej mierze od wilgotności gleby. Jak zauważył Usowicz [1, 3] zależność ta jest bardzo złożona. Podczas zwilżania gleby suchej obserwuje się intensywniejszy wzrost przewodnictwa cieplnego niż pojemności cieplnej. Dalsze zwilżanie gleby powoduje zmniejszenie przyrostu przewodnictwa cieplnego, podczas gdy pojemność cieplna będzie nadal wzrastać z tą samą intensywnością (Rys. 2).

Poniżej zamieszczono wykresy przebiegów współczynnika przewodzenia ciepła, objętościowej pojemności cieplnej oraz współczynnika dyfuzyjności. Przy czym dla współczynnika przewodzenia i dyfuzyjności, naniesiono na wykres prostą, w celu pokazania nieliniowości przebiegu tych wartości

a)





Rys. 3. Zależność: a) przewodnictwa cieplnego, b) pojemności cieplnej na jednostkę objętości i c) dyfuzji cieplnej od zmiennej wraz z głębokością wilgoci w gruncie [3].  
Fig. 3. Dependence of: a) heat conduction, b) heat capacity and c) diffusion on changeable soil moisture content with depth.

### 3. PORÓWNANIE WYNIKÓW SYMULACJI

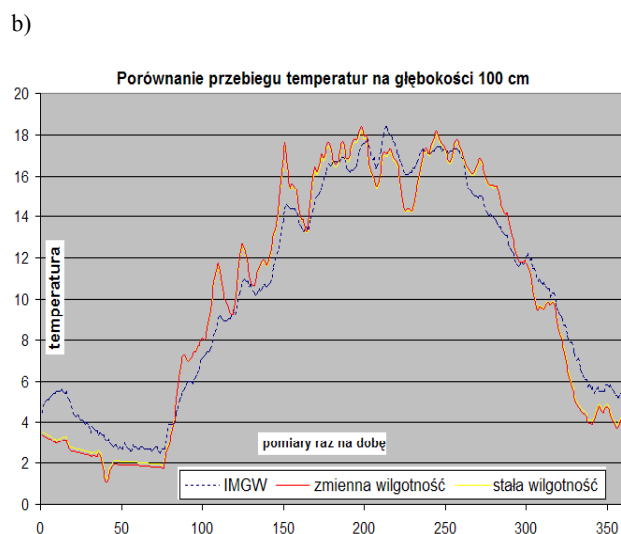
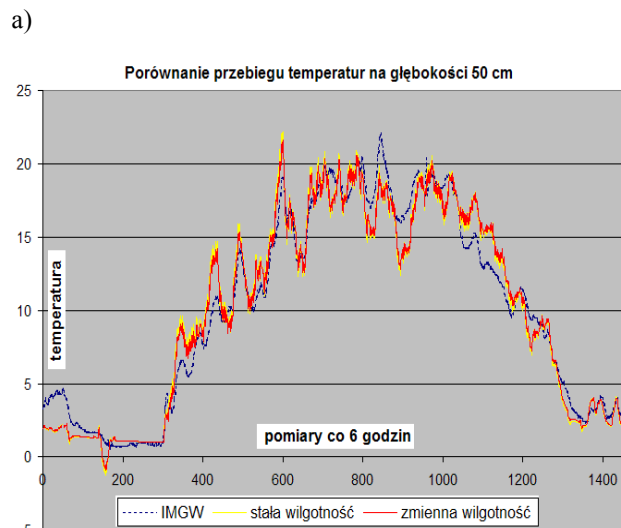
Otrzymane w wyniku symulacji dane zostały porównane z danymi pomiarowymi. Otrzymano w ramach nawiązanej współpracy z Instytutem Meteorologii i Gospodarki Wodnej oddział w Legnicy. Dane pochodzą z pełnego roku meteorologicznego 2005. Warunkiem brzegowym jest temperatura powierzchni gruntu, która jest obliczana z równania bilansu energii na powierzchni gruntu [4]:

$$-\lambda \left. \frac{\delta T_{sur}}{\delta y} \right|_{y=0} = SR + R_{sky} - R_{sur} + CE - LE + HP \quad (12)$$

gdzie:

$\lambda$  – współczynnik przewodzenia ciepła, [W/m<sup>2</sup>K],  
SR – natężenie promieniowania słonecznego absorbowanego przez powierzchnię, [W/m<sup>2</sup>],

LR – różnicowe promieniowanie długofalowe na powierzchni gruntu, [W/m<sup>2</sup>],  
CE – wymiana energii poprzez konwekcję, [W/m<sup>2</sup>],  
LE – energia powstała na skutek parowania, [W/m<sup>2</sup>],  
HP – energia powstała z opadów deszczu, [W/m<sup>2</sup>].



Rys. 4. Porównanie przebiegu temperatury przy stałej i zmiennej wilgotności gruntu na głębokości: a) 50 cm i b) 100 cm.  
Fig. 4. Comparing of temperature distribution with constant and changeable soil moisture at depths: a) 50 cm and b) 100 cm.

Na rys.4. przedstawiono przebiegi temperatury w gruncie. Głębokość obliczeniową podzielono na 500 równych warstw, czyli co 3 cm. Symulacje przeprowadzono w kroku czasowym równym 60 minut. Rodzaj gruntu przyjętego do obliczeń - piasek średni. Poziom wody gruntowej – 6 metrów.

W modelu zakładającym zmienny rozkład wilgoci w gruncie, do obliczeń przyjęto liniowy rozkład wartości

wilgoci względnej od wartości 0,3 na powierzchni gruntu do 1,0 na głębokości wody gruntowej - czyli 6m. W przypadku modelu zakładającego stały rozkład wilgoci, przyjęto wartość średnią, czyli 0,6 [-].

Symulacje przeprowadzono dla następujących zakresów parametrów wchodzących w równanie:

- promieniowanie słoneczne [ $W/m^2$ ]:  $0 \div 942$
- zachmurzenie [skala: 0-1]:  $0 \div 9$
- opady deszczu [mm]:  $0 \div 35$
- temperatura powietrza [C]:  $-15,30 \div 36,1$
- grubość pokrywy śnieżnej [cm]:  $0 \div 28,0$
- prędkość wiatru [m/s]:  $0 \div 16,0$
- wilgotność względna powietrza [%]:  $44 \div 100$ .

#### 4. PODSUMOWANIE

W artykule przeprowadzono symulacje rozkładu temperatury w gruncie dla dwóch modeli: zakładającego stały rozkład wilgotności w gruncie i uwzględniającego zmiany wraz z głębokością rozkład wilgoci.

Można byłoby się spodziewać, że uwzględnienie zmiennego rozkładu wilgoci wraz z głębokością znacznie zmieni przebieg temperatury gruntu. Jednak przeprowadzone obliczenia wykazują, że uwzględnienie zmiennej wilgoci gruntu nie ma większego wpływu na pole temperatury w gruncie. Dowodzi to, że dotychczasowe podejście zakładające grunt jednorodny, a tym samym stały rozkład wilgoci w funkcji głębokości, daje dobrą zgodność wyników dla gruntu jakim jest piasek średnioziarnisty.

Na głębokości 100 cm przebiegi temperatury dla obydwu modeli praktycznie się nakładają (odchyłka  $0,1^{\circ}C$ ), a na głębokości 50 cm nieznacznie lepsze wyniki ma model, w którym uwzględniono zmienną wilgotność gruntu (odchyłka  $2,0^{\circ}C$ ). Obydwa przebiegi dowodzą słuszności dotychczasowego podejścia uwzględniającego stałą wartość współczynnika przewodzenia ciepła gruntu.

Symulacje i wnioski opracowano na podstawie danych z jednego roku meteorologicznego. Należałoby przeprowadzić analizę z kilku lat celem sprawdzenia słuszności stwierdzeń w szerszym przedziale zmienności warunków meteorologicznych. Autorzy planują także przeprowadzenie podobnych analiz dla gruntów drobno i gruboziarnistych.

#### THE INFLUENCE OF DIFFERENT SOIL MOISTURE CONTENT ON ITS VERTICAL TEMPERATURE DISTRIBUTION

**Summary:** Increasing soil moisture increases the value of the soil's thermal conductivity, as air is replaced with water, which heat conduction is nearly 30 times higher than of air. It might be expected that compliance of changeable soil moisture content with depth will highly change the soil temperature distribution. The simulations (with heat balance equation at the soil surface) show that the assumptions made in most of the previous re-

search, assuming the homogeneous (and constant moisture with depth) soil, give good results agreement especially for large depths. Whereas for shallow depths better results agreement with the measured data gives the method when the changeable soil moisture with depth is included.

#### Literatura:

- [1] Usowicz B., Marczewski W., *Rozkład właściwości cieplnych gleby na czarnym ugorze i pod murawą*, Acta Agrophisica, 5(3), pp. 745-757, 2005
- [2] Ickiewicz I., *Przewodzenie ciepła w gruntach budowlanych*, Praca doktorska, Instytut Techniki Budowlanej, Politechnika Białostocka, Białystok, 1988
- [3] Usowicz B., *Modelowanie badania wpływu wilgotności gleby na kształtowanie się temperatury w profilu glebowym*, Akademia Rolnicza w Lublinie, Wydział Rolniczy, Praca doktorska, Lublin, 1991
- [4] Janssen H., *The influence of soil moisture transfer on building heat loss via the ground*, Ph.D. Thesis, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium, 2002
- [5] Rees S.W., Adjali M.H., Zhou Z., Davies M., Thomas H.R., *Ground heat transfer effects on the thermal performance of earth-contact structures*, Renewable and Sustainable Energy Revies, 4, pp. 213-165, 2000