

SZACOWANIE CIEPLNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEBY

B. Usowicz

Instytut Agrofizyki im. B. Dobrzańskiego PAN, ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin 27

e-mail: Usowicz@demeter.ipan.lublin.pl

Streszczenie. W pracy przedstawiono metodę szacowania pojemności, przewodności i dyfuzyjności cieplnej gleby. Otrzymane wyniki wskazują, że zaproponowana metoda pozwala wyznaczać właściwości cieplne gleby z zadawalającą dokładnością.

Słowa kluczowe: przewodność cieplna, pojemność cieplna, dyfuzyjność cieplna, model statystyczny, gleba, grunt.

WSTĘP

W przyrodzie rozróżnia się trzy zasadnicze rodzaje wymiany ciepła: przewodzenie, konwekcję i promieniowanie. Występują one przeważnie razem, rzadko natomiast spotyka się je w czystej postaci. Powyższe rozróżnienie spowodowane jest odmiennością mechanizmu przenoszenia energii cieplnej w rozpatrywanym układzie.

Rozwiązywanie zagadnień wymiany ciepła z reguły sprowadza się do obliczenia ilości ciepła przepływającego przez dany układ. Każdy taki układ posiada określone właściwości fizyczne jak i geometryczne. Właściwości te z kolei determinują przepływ ciepła. Zależnie od dynamiki tego przepływu, rozróżnia się procesy ustalonej i nieustalonej wymiany ciepła. O ustalonej wymianie ciepła możemy mówić wówczas, gdy rozkład temperatury w układzie nie ulega zmianom w czasie oraz gdy stałe są ilości przenoszonego ciepła. W procesie nieustalonej wymiany ciepła, zarówno rozkład temperatury jak i ilość wymienianego ciepła ulega zmianom w czasie [30].

W glebie obserwuje się przeważnie przepływ ciepła w stanie nieustalonym. Podstawowymi właściwościami cieplnymi gleby determinującymi i charakteryzującymi ją pod względem zdolności do przenoszenia i akumulowania ciepła w glebie jest przewodnictwo cieplne i pojemność cieplna. Dyfuzyjność cieplna

gleby będąca ilorazem przewodnictwa cieplnego i pojemności cieplnej na jednostkę objętości gleby, jest wtórną wielkością i określa ona zdolność gleby do wyrównywania się temperatury we wszystkich jej punktach. Największy udział w przepływie ciepła w glebie lub gruncie ma przewodnictwo cieplne przez składniki mineralne, organiczne i wodę. Konwekcja wody lub powietrza jak i promieniowanie w glebie mają drugorzędne znaczenie. Tylko w niektórych przypadkach należy uwzględniać ciepło przemiany fazowej (ciepło utajone) wody tj. parowania, kondensacji, zamarzania i sublimacji jak i ciepło związane z ruchem wody i powietrza przez glebę. W większości przypadków zagadnienie przepływu ciepła sprowadza się do rozwiązania równania przewodnictwa cieplnego z różnorodnymi warunkami brzegowymi.

Celem pracy było przedstawienie metody szacowania wartości pojemności cieplnej, współczynnika przewodnictwa cieplnego, dyfuzyjności cieplnej w glebach i gruntach o zróżnicowanej strukturze w oparciu o podstawowe dane eksperymentalne odnoszące się do gleby i statystyczny model przewodnictwa cieplnego.

Realizacja tak postawionego celu sprowadzała się do wybrania najistotniejszych czynników glebowych, które powinny być mierzone oraz na opracowaniu:

1. teoretycznego modelu do estymacji cieplnych właściwości gleby i gruntu,
2. procedury przygotowania podstawowych danych wejściowych do modelu,
3. algorytmu programu do estymacji właściwości cieplnych gleby i gruntu,
4. programu komputerowego do wyliczania cieplnych właściwości.

PRZEWODNICTWO CIEPLNE

Skutkiem przepływu ciepła od miejsc cieplejszych do miejsc chłodniejszych jest wyrównywanie się temperatury w badanym ośrodku bez żadnych mikroskopowych ruchów. Zdolność ciała do przewodzenia ciepła jest charakteryzowana poprzez przewodnictwo cieplne. Z mikroskopowego punktu widzenia przewodnictwo ciepła polega na wyrównywaniu się energii ruchów cieplnych wskutek zderzeń między cząsteczkami. Miarą szybkości przewodnictwa cieplnego jest współczynnik przewodnictwa cieplnego, λ . Jest on liczbowo równy ilości energii $Q(J)$ przepływającej w jednostce czasu $t(s)$ przez jednostkową powierzchnię $S(m^2)$ przy gradiencie temperatury $\nabla T (K m^{-1})$ równym jeden:

$$\lambda = \frac{Q}{t \cdot S \cdot \nabla T} .$$

Jednostką miary współczynnika przewodnictwa cieplnego jest $W m^{-1} K^{-1}$.

Z przeprowadzonych badań wynika, że największy wpływ na przewodnictwo cieplne gleby wywiera jej wilgotność [1,2,3,4,5,10,12,17,18,19,22,23,28,36,41, 42]. Najniższe wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego ma gleba sucha. Przewodnictwo cieplne takiej gleby zależy głównie od jej zagęszczenia i składu mineralogicznego [3,4,35,38]. Przy dodaniu już niewielkiej ilości wody do gleby suchej następuje wzrost przewodnictwa cieplnego. Wzrost ten tłumaczony jest zwiększeniem kontaktu cieplnego poprzez utworzenie się błonek wodnych wokół stałych cząstek. Wraz ze wzrostem grubości błonek następuje coraz szybszy wzrost przewodnictwa cieplnego [22]. Największe przyrosty wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego są między stanami odpowiadającymi maksymalnej molekularnej pojemności wodnej i kapilarnej pojemności wodnej. Przy wypełnianiu się wodą przestrzeni niekapilarnych, przyrosty współczynnika przewodnictwa cieplnego są wolniejsze. Największe wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby osiągnane są w stanie maksymalnego nasycenia wodą.

Nieliczne są prace dotyczące oszacowania współczynnika przewodnictwa cieplnego w strukturalnej glebie. Wiadomo wprawdzie, że wraz ze wzrostem średnic agregatów maleje powierzchnia styku pomiędzy cząstkami, a tym samym przepływ ciepła na drodze przewodzenia przez składniki stałe [13, 14, 22, 28, 35, 36, 42]. Występowanie wody i zróżnicowanie temperatury w zagregowanej glebie jeszcze bardziej komplikuje zagadnienie. Ponieważ nie można przewidzieć ilościowych udziałów poszczególnych składników, zatem niemożliwe jest dokładne oszacowanie związku między współczynnikiem przewodnictwa cieplnego gleby a jej strukturą. Problem ten jest badany w sposób pośredni poprzez parametry związane ze strukturą tj. kształt, wielkość i wzajemne ułożenie cząstek glebowych czy też gęstości gleby [4,5,6,7,36].

POJEMNOŚĆ CIEPLNA

Pojemność cieplna gleby – C jest to ilość ciepła, jaką trzeba dostarczyć (lub odebrać) glebie aby jej temperatura wzrosła (lub obniżyła) się o 1 K. Jednostką pojemności cieplnej jest ($J K^{-1}$). Pojemność cieplna gleby na jednostkę objętości – C_v ($J m^{-3} K^{-1}$) zależy od pojemności cieplnej na jednostkę objętości poszczególnych składników fazy stałej (cząstek różnych minerałów i materii organicznej), fazy ciekłej (wody wolnej i związanej), fazy gazowej (powietrza glebowego) oraz udziału tych składników w glebie. Wartości pojemności cieplnej gleby C_v obliczane są ze wzoru:

$$C_v = \sum_{i=1}^n x_{si} C_{si} + x_w C_w + x_a C_a$$

gdzie: x_{si} , x_w , x_a ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – udział składników w jednostce objętości fazy stałej, fazy ciekłej i gazowej, C_{si} , C_w , C_a ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) – pojemność cieplna na jednostkę objętości składników fazy stałej, ciekłej i gazowej. Pomiedzy ciepłem właściwym – c_i ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) poszczególnych składników gleby, a ich pojemnością cieplną na jednostkę objętości C_{vi} zachodzi zależność:

$$C_{vi} = c_i \rho_i$$

gdzie: ρ_i (Mg m^{-3}) – gęstości składników gleby.

Z pomiarów przeprowadzonych przez Kerstena [19], Czudnowskiego i in [3], Langa [24], de Vriesa [4, 5], Feddesa [9] Rewuta [27], Molgi [25] wynika, że średnia gęstość składników mineralnych fazy stałej gleby wynosi około $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$, a ich pojemności cieplna na jednostkę objętości C_s równa się $2,0 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$. Gęstość materii organicznej wchodzącej w skład gleby wynosi około $1,3 \text{ Mg m}^{-3}$, a jej C_o około $2,5 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$. Gęstość wody jest ponad dwa razy mniejsza od gęstości składników mineralnych, ale C_w jest ponad dwukrotnie większa niż C_s i wynosi około $4,2 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$. Gęstość powietrza jest równa około 1/1000 gęstości wody, a jego C_a równe jest $1,25 \text{ kJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$. Jak widać niewiele wnosi ono do ogólnej C_v i jest pomijane w obliczeniach.

Z badań przeprowadzonych przez Czudnowskiego i in. [2,3], de Vriesa [4], Feddesa [9], Turskiego i Martyna [31], Hillela [16], Sikorę [28] wynika, że dla typowych gleb zmienność zawartości części stałej waha się w granicach $0,45 - 0,65 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, a pojemność cieplna na jednostkę objętości C_v zmienia się w granicach od około $1 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$ w stanie powietrznie suchym do około $3 \text{ MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$ w stanie pełnego nasycenia wodą. Przy nie zmieniającej się zawartości składników mineralnych i organicznych pojemność cieplna – C_v zależy jedynie od wilgotności gleby i jest to zależność liniowa prawie w całym zakresie zmienności wilgotności. Pewną nieliniowość obserwuje się dla gleby przy bardzo niskiej wilgotności. Gęstość gleby i struktura gleby, która jest wyrażana pośrednio poprzez związek z jej gęstością [1,4,5,28] wywiera mniejszy wpływ na pojemność cieplną niż wilgotność. Wartość pojemności cieplnej wzrasta wraz ze wzrostem gęstości. Przegląd dostępnej literatury wykazuje dużą zgodność wartości obliczonych z modeli z wartościami zmierzonymi. Do obliczeń wartości pojemności cieplnej na jednostkę objętości – C_v ($\text{MJm}^{-3} \text{K}^{-1}$) w tym opracowaniu używać będziemy empirycznej formuły podanej przez de Vries [4]:

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

gdzie: x_s , x_o , x_w ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – udział części mineralnej, organicznej i wody w jednostce objętości gleby.

DYFUZYJNOŚĆ CIEPLNA

Dyfuzyjność cieplna α jest ilorazem przewodnictwa cieplnego i pojemności cieplnej na jednostkę objętości:

$$\alpha = \frac{\lambda}{C_v}$$

Dyfuzyjność cieplna określa zdolność do wyrównywania się temperatury we wszystkich punktach badanego obiektu. Jest ona liczbowo równa prędkości zmiany temperatury $\frac{\partial T}{\partial t}$ w rozpatrywanym punkcie gleby, wywołaną jednostkową zmianą

gradientu temperatury $\frac{\partial T}{\partial x} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)$, określona jest również wzorem:

$$\alpha = \frac{\partial T}{\partial t} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) \right)^{-1}$$

Wymiarem dyfuzyjności cieplnej jest $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

Dyfuzyjność cieplna (przewodnictwo temperaturowe) zależy w głównej mierze od wilgotności gleby. Zależność ta jest nieco złożona i ma charakter nieliniowy. Przy zwilżaniu gleby suchej wodą następuje szybki wzrost przewodnictwa cieplnego i jest on wiele intensywniejszy niż wzrost pojemności cieplnej. Rośnie również bardzo szybko dyfuzyjność cieplna gleby. Dalsze zwilżanie gleby powoduje coraz mniejsze przyrosty przewodnictwa cieplnego natomiast pojemność cieplna wzrasta cały czas z tą samą intensywnością. Gdy tempo wzrostu pojemności cieplnej z wilgotnością jest większe niż tempo przewodnictwa cieplnego wtedy obserwuje się spadek dyfuzyjności cieplnej. Dyfuzyjność cieplna wykazuje zatem maksimum przy charakterystycznej dla danej gleby wilgotności. Przy tej to właśnie wartości wilgotności najszybciej wyrównuje się temperatura w układzie, często też używa się zwrotu, że "fala temperaturowa" najszybciej rozchodzi się w glebie.

POJĘCIE MODEL

Modelowanie procesów fizycznych za pomocą modeli, które odwzorowują rzeczywistość jest ogólnie przyjęte w nauce. Taki stan rzeczy podyktowany jest przede wszystkim złożonością struktury naszego wszechświata, jak i chęcią ujęcia tej rzeczywistości w odpowiednie formuły matematyczne.

Słownik fizyczny [29] podaje następującą definicję modelu ...”pod pojęciem modelu rozumiemy zespół założeń upraszczających opis danego obiektu fizycznego, procesu lub zjawiska, ujmującego najważniejsze własności obiektu badań i przedstawiający go w ten sposób, że pewien obiekt, proces lub zjawisko, które na ogół w rzeczywistości nie istnieje, ma cechy dostatecznie zbliżone do rzeczywistego obiektu badań”.... Bardziej ogólne sformułowanie pojęcia modelu podaje Gózdź [11] jako: ...”odwzorowanie rzeczywistości fizycznej w matematyczną strukturę formalną lub kontrolowany przez człowieka układ fizyczny pozwalający ją symulować”. Mając na uwadze powyższe definicje modelu jak i aktualny stan wiedzy w tej dziedzinie zaprezentowano poniżej opis przepływu ciepła w glebie za pomocą statystycznego modelu przewodnictwa cieplnego i empirycznego modelu pojemności cieplnej korzystającego z niewielkiej liczby założeń oraz przedstawiającego zbiór praw doświadczalnych tak prosto, dokładnie i w sposób tak pełny, jak tylko jest to możliwe na tym etapie rozwiązania.

PODSTAWOWE PRAWA UŻYTE PRZY KONSTRUKCJI MODELU
PRZEWODNICTWA CIEPLNEGO

Jedną z podstawowych właściwości fizycznych ciała jest jego zdolność do przewodzenia ciepła. Można ją rozpatrywać poprzez opór cieplny wyrażający zdolność ciała do tłumienia przewodnictwa. Zrozumienie sensu fizycznego oporu cieplnego ułatwi podany niżej przykład.

Równanie opisujące wymianę ciepła wykazuje analogię z równaniem stanowiącym wyrażenie prawa Ohma przy przepływie prądu elektrycznego. Prawo Ohma stwierdza, że natężenie prądu elektrycznego $I(A)$ płynącego przez przewodnik jest wprost proporcjonalne do napięcia $U(V)$ panującego na jego końcach a odwrotnie proporcjonalnie do oporności $R(\Omega)$ przewodnika:

$$I = \frac{U}{R}.$$

Z prawa Fouriera wiemy, że proces przenoszenia energii cieplnej w ośrodku stałym, płynnym i gazowym jest procesem podlegającym prawom prawdopodobieństwa. Proces przewodnictwa jest bardzo skomplikowany. Nie zachodzi on w ten sposób, że energia wprowadzona z jednego końca próbki przesuwa się wprost po linii prostej do drugiego końca, lecz cząstki drgając wokół stanu równowagi ulegają licznym zderzeniom między sobą przekazując energię sąsiadom. Ta skomplikowana forma przepływu powoduje, to że w wyrażeniu na strumień ciepła występuje gradient temperatury. Prawo przewodzenia ciepła w warunkach stanu ustalonego mówi nam, że gęstość strumienia cieplnego q (Wm^{-2}) dla jednorodnego i izotropowego ośrodka, jest proporcjonalna do gradientu temperatury $\partial T/\partial z$ (Km^{-1}) mierzonego wzdłuż kierunku przepływu ciepła:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}.$$

Współczynnik proporcjonalności λ nosi nazwę współczynnika przewodnictwa cieplnego i jak wcześniej pokazaliśmy charakteryzuje on dany ośrodek pod względem zdolności do przewodzenia ciepła. Znak minus w powyższym równaniu wynika stąd, że ciepło przepływa z miejsca o temperaturze wyższej do miejsca o temperaturze niższej, a więc odcinkowi ∂z wyznaczonemu wzdłuż kierunku przepływu ciepła odpowiadają ujemne wartości przyrostu temperatury – ∂T . Pomiędzy ilością wymianianego ciepła Q_i (W), a gęstością strumienia ciepła w glebie występuje zależność:

$$Q_i = q S$$

gdzie: S (m^2) jest powierzchnią przez którą przewodzone jest ciepło.

Drogą analogii do prawa Ohma można stwierdzić, że ilość wymianianego ciepła jest wprost proporcjonalny do różnicy temperatury $T_1 - T_2$ przeciwnych powierzchni układu:

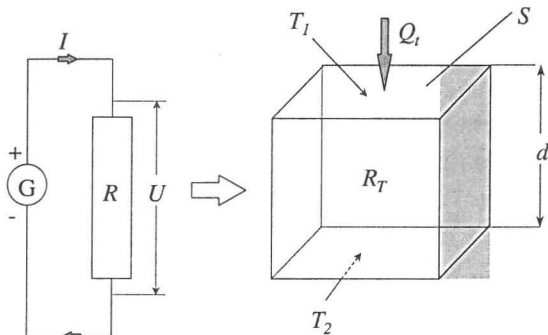
$$Q_i = \frac{1}{R_T} (T_1 - T_2)$$

gdzie: współczynnik R_T nosi nazwę oporu cieplnego danego układu.

Równanie wymiany ciepła w glebie można zapisać w postaci:

$$\Delta T = R_T Q_i.$$

Na Rys. 1 pokazano odpowiedniość między wielkościami elektrycznymi a cieplnymi. Tak więc, różnicy temperatur $\Delta T(K) = T_1 - T_2$ odpowiada napięcie U , ilości wymienianego ciepła $Q_t(W)$ odpowiada natężenie prądu I , natomiast oporności cieplnej $R_T(KW^{-1})$ można zaś przyporządkować odpowiednią wielkość oporu elektrycznego R .



Rys. 1. Schematyczne porównanie wielkości elektrycznych z wielkościami cieplnymi.

Fig. 1. Schematic comparison of electric and thermal quantities.

Opór cieplny badanego układu, jak widzimy z powyższych równań, zależy od współczynnika przewodnictwa cieplnego materiału tworzącego dany układ oraz od jego geometrii. Opór ten dla płaskiej jednorodnej warstwy równy jest:

$$R_T = \frac{d}{\lambda S}$$

gdzie: $d(m)$ – grubość warstwy, λ współczynnik przewodnictwa cieplnego danego układu, S – pole powierzchni.

Opór cieplny układu jednorodnych kul zanurzonych w sobie o promieniu wewnętrznym kuli – r_k i promieniu zewnętrznym – r_z obliczany jest z równania:

$$R_T = \frac{1}{4\pi\lambda} \left(\frac{1}{r_k} - \frac{1}{r_z} \right).$$

Jeśli promień zewnętrzny kuli r_z jest dużo większy od promienia r_k kuli wewnętrznej, to wyrażenie $1/r_z$ jest bardzo małe i może być pominięte, zaś opór takiej kuli obliczany jest ze wzoru:

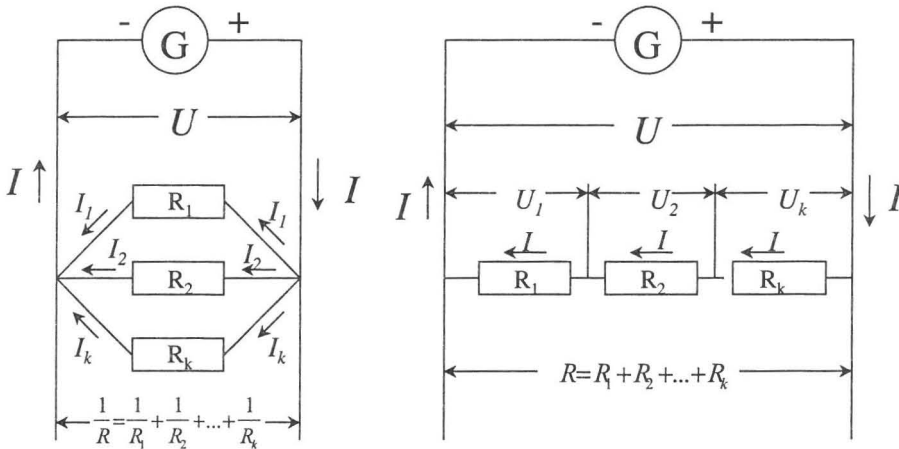
$$R_T = \frac{1}{4\pi\lambda r_k}.$$

Dwa podstawowe sposoby łączenia oporników można wyróżnić: równoległy i szeregowy (Rys.2). Opór całego układu równoległego wyznaczmy na podstawie pierwszego prawa Kirchhoffa (które mówi, że suma natężeń $I_1 + I_2 + \dots + I_k$ prądów wpływających z punktu węzłowego jest równa natężeniu I prądu wpływającego do tego punktu) i prawa Ohma (po podstawieniu za $I_k = U/R_k$) ze wzoru:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_k}$$

zaś opór całego układu szeregowego wyznaczamy na podstawie drugiego prawa Kirchhoffa (które mówi, że suma spadków potencjałów $U_1 + U_2 + \dots + U_k$ w zamkniętym obwodzie elektrycznym równa się sile elektromotorycznej U działającej w tym obwodzie) i prawa Ohma (po podstawieniu za $U_k = IR_k$) ze wzoru:

$$R = R_1 + R_2 + \dots + R_k.$$



Rys. 2. Układ połączeń oporów: równoległy i szeregowy; zobrazowanie pierwszego i drugiego prawa Kirchhoffa.

Fig. 2. System connection of resistors: parallel and serial.

Drugim podstawowym pojęciem użytym do budowy modelu jest rozkład wielomianowy [8]. Rozkład ten pozwala nam obliczyć prawdopodobieństwo zaistnienia danej konfiguracji cząstek gleby :

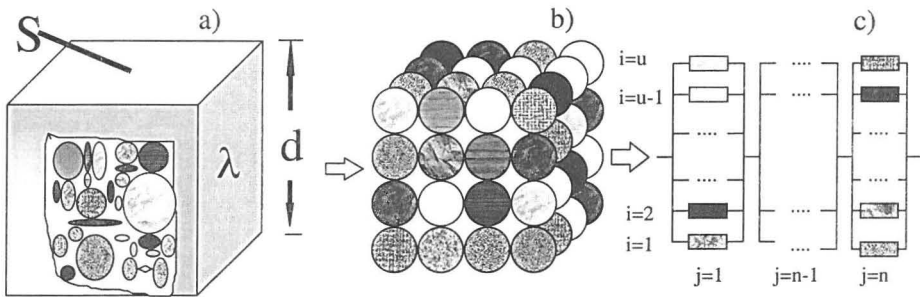
$$P(x_{1j}, x_{2j}, \dots, x_{kj}) = \frac{u!}{x_{1j}! x_{2j}! \dots x_{kj}!} f_1^{x_{1j}} f_2^{x_{2j}} \dots f_k^{x_{kj}}.$$

Podaje on prawdopodobieństwo tego, że "u" niezależnych próbach uzyskamy dokładnie x_{ij} wyników typu "j", jeśli prawdopodobieństwo wyniku "i" w pojedynczej próbie wynosi f_i , $i = 1, 2, \dots, k$. W naszym przypadku f_1, f_2, \dots, f_k ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), są to zawartości poszczególnych minerałów, materii organicznej, wody powietrza w jednostce objętości i są one traktowane jako prawdopodobieństwa uzyskania wyniku typu "i" w pojedynczej próbie.

KONSTRUKCJA MODELU

Model statystyczno - fizyczny przewodnictwa cieplnego gleby zbudowano na bazie pojęć oporu cieplnego, dwóch praw Kirchhoffa i rozkładu wielomianowego [36]. Skonstruowano go tak, że jednostkową objętość gleby (Rys. 3a) składającą się z cząstek stałych, wody i powietrza przedstawiono jako układ zbudowany z elementarnych figur geometrycznych (przyjęto kule z określonymi właściwościami fizycznymi), które tworzą warstwy nakładające się na siebie (Rys. 3b). Przyjęto, że połączenia kul w warstwie i między warstwami będą reprezentowane przez połączenia równoległe oporników cieplnych jakie przedstawiają kule w warstwie i połączenia szeregowo między warstwami (Rys.3c) [40].

Porównanie wypadkowej oporności układu oporników połączonych równoległe i szeregowo, która uwzględni wszystkie możliwe konfiguracje połączeń cząstek ze średnią opornością cieplną odnoszącą się do jednostkowej objętości gleby, pozwala oszacować przewodnictwo cieplne gleby [35,36,39,40].



Rys. 3. Schemat konstrukcji modelu przewodnictwa cieplnego gleby, a) jednostkowa objętość gleby, b) układ składający się z kul, które tworzą warstwy nakładające się na siebie, c) połączenia równoległe w warstwie i szeregowo między warstwami.

Fig. 3. Schematic diagram of the statistical model construction, a) unit volume of soil, b) the system of spheres that form overlapping layers, c) parallel connection of resistors in the layers and series between layers.

Przyjmując, że w warstwie jest "u" połączeń równoległych i "n" połączeń szeregowych między warstwami, możemy więc obliczyć wypadkową oporność cieplną dla powyższego układu. Oporność cieplna dla warstwy wynosi:

$$\frac{1}{R_j} = \sum_{i=1}^u \frac{1}{R_{ij}}$$

Oporność cieplna dla całego układu wynosi:

$$R = \sum_{j=1}^n R_j = \sum_{j=1}^n \left(\frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{1}{R_{ij}}} \right).$$

Opierając się na równaniu oporności cieplnej dla kuli możemy zapisać go w ogólnej formie:

$$R_{ij} = \frac{1}{4\pi \lambda_{ij} r_{ij}}.$$

Podstawiając ten wzór do wzoru na oporność całkowitą układu otrzymujemy:

$$R = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^n \left(\frac{1}{\sum_{i=1}^u \lambda_{ij} r_{ij}} \right).$$

Opór cieplny dla prostopadłościanu pokazanego na (Rys.3a) przy założeniu, że współczynnik przewodnictwa cieplnego jest równy wartości średniej – $\bar{\lambda}$ wszystkich składników tworzących ten układ oraz że grubości badanej warstwy d odpowiada "n" połączeń szeregowych, natomiast polu powierzchni S odpowiada "u" połączeń równoległych (Rys.3b), wynosi:

$$R = \frac{n}{\bar{\lambda} u}.$$

Porównując powyższe dwa wzory, po przekształceniu otrzymamy ogólny wzór na obliczanie wartości średniej współczynnika przewodnictwa cieplnego badanego układu:

$$\bar{\lambda} = \frac{4\pi}{\frac{u}{n} \sum_{j=1}^n \left(\frac{1}{\sum_{i=1}^u \lambda_{ij} r_{ij}} \right)}.$$

Wyrażenie podane w nawiasach oznaczmy jako a_j :

$$a_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^u \lambda_{ij} r_{ij}}$$

stąd:

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n a_j$$

\bar{a} – oznacza wartość średnią wielkości a_j .

W skład gleby wchodzi różne związki chemiczne, przy czym w określonej jednostce objętości gleby możemy znaleźć wiele cząstek tego samego typu. Przyjmując, że w jednostce objętości gleby znajduje się x_1 cząstek pierwszego składnika o współczynniku przewodnictwa cieplnego λ_1 i promieniu cząstki r_1 , x_2 cząstek drugiego składnika z λ_2 i r_2 , itd. przy czym $x_1 + x_2 + \dots + x_k = u$. Współczynniki przewodnictwa cieplnego poszczególnych składników zmieniają swoje wartości wraz ze zmianą temperatury gleby – $\lambda(T)$, zatem przy obliczeniach należy uwzględnić te zmiany. Podstawiając za λ_{ij} wartości $\lambda_{ij}(T)$, wyrażenie na a_j możemy zapisać następująco:

$$a_j = \frac{1}{x_{1j} \lambda_{1j}(T) r_{1j} + x_{2j} \lambda_{2j}(T) r_{2j} + \dots + x_{kj} \lambda_{kj}(T) r_{kj}}$$

Dla gleby przy nie zmieniającym się składzie mineralogicznym wartość \bar{a} będzie zależała od zawartości wody w jednostce objętości gleby – θ_v ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), porowatości ogólnej gleby – ϕ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), przewodnictwa cieplnego poszczególnych składników gleby – λ_i , temperatury gleby – T ($^{\circ}\text{C}$), ekwiwalentnych promieni cząstek gleby traktowanych jako kule – r_i , liczby poszczególnych cząstek wchodzących do danej konfiguracji – x_i oraz liczby połączeń równoległych pomiędzy cząstkami gleby traktowanymi jako oporniki cieplne – " u ", a zatem średnie przewodnictwo cieplne możemy wyrazić wzorem:

$$\bar{\lambda} = \frac{4\pi}{\bar{a}(\theta_v, \phi, \lambda_i, T, r_i, x_i) u}$$

Z faktu, że nie jesteśmy w stanie eksperymentalnie znaleźć rozkładu cząsteczek w badanej glebie, a przez to i wartość średnią – $\bar{a}(\theta_v, \phi, \lambda_i, T, r_i, x_i)$,

dlatego też wartość tą możemy zastąpić wartością oczekiwaną – $\bar{m}(\theta_v, \phi, \lambda_i, T, r_i, x_i)$ teoretyczną, która to uwzględnia wszystkie możliwe konfiguracje cząstek i prawdopodobieństwa wystąpienia tych konfiguracji:

$$\bar{\lambda} = \frac{4\pi}{\bar{m}(\theta_v, \phi, \lambda_i, T, r_i, x_i) u}$$

Wartość oczekiwana \bar{m} obliczamy z ogólnego wzoru:

$$\bar{m} = \sum_{j=1}^L a_j P_j(a = a_j)$$

gdzie: L jest liczbą wszystkich możliwych kombinacji ułożenia cząstek, a_j zawiera x_1, x_2, \dots, x_k – liczbę cząstek poszczególnych składników gleby o przewodnictwie cieplnym $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_k$ i promieniach cząsteczek r_1, r_2, \dots, r_k , przy czym: $\sum_{i=1}^k x_{ij} = u, j=1, 2, \dots, L, P(x_{ij})$ – prawdopodobieństwo zaistnienia danej konfiguracji cząstek gleby. Spełniony musi być też warunek:

$$\sum_{j=1}^L P_j(a = a_j) = 1.$$

Po podstawieniu wzoru na wartość oczekiwaną do wzoru na średnie przewodnictwo cieplne otrzymujemy ogólny wzór na wyliczanie przewodnictwa cieplnego gleby (przewodności gleby – $W \text{ m}^{-1} \text{ K}^{-1}$):

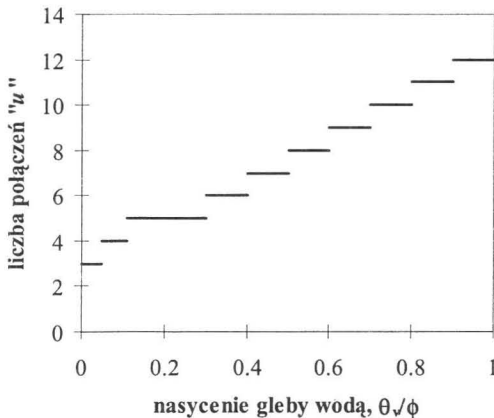
$$\bar{\lambda} = \frac{4\pi}{u \sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j} \lambda_1(T) r_1 + \dots + x_{kj} \lambda_k(T) r_k}}$$

IDENTYFIKACJA I WERYFIKACJA MODELU STATYSTYCZNO-FIZYCZNEGO

Identyfikacji i weryfikacji zaproponowanego modelu przewodnictwa cieplnego gleby dokonano na drodze analizy składowych elementów modelu oraz o porównania wartości przewodnictwa cieplnego obliczonego z modelu ze zmierzonymi [36,40]. Dane eksperymentalne pochodziły z literatury [19,23]. Stwierdzono, że przy zmieniającej się wilgotności i gęstości gleby w przedstawionym modelu modyfikuje się liczba połączeń równoległych i szeregowych oporników cieplnych. Wyznaczenie

więc wypadkowej oporności takiego układu polegało na określeniu parametrów modelu, czyli identyfikacji modelu. Zidentyfikowano badany model, jako model, który modyfikuje liczbę równoległych połączeń oporników cieplnych wraz ze zmianą stosunku zawartości wody w jednostce objętości gleby do jej porowatości oraz modyfikuje promień kul wraz ze zmianą zawartości materii organicznej [39, 40].

W pierwszej fazie obliczeń skupiono się na wyznaczeniu charakterystyki liczby połączeń równoległych oporników cieplnych "u" w funkcji nasycenia gleby wodą – (θ_v/ϕ) , (Rys. 4), przy czym założono, że cząstki fazy stałej, ciekłej i gazowej będą reprezentowane przez taki sam promień kul. Wyznaczanie charakterystyki $u(\theta_v/\phi)$ polegało na wielokrotnych obliczeniach wartości przewodnictwa cieplnego gleby w szerokim zakresie wilgotności i gęstości gleby przy różnych "u" i "r_k", porównań ich z wartościami otrzymanymi z pomiarów oraz wyznaczeniu najlepszej zgodności między nimi.



Rys. 4. Charakterystyka liczby połączeń równoległych oporników cieplnych "u" w funkcji nasycenia gleby wodą, θ_v/ϕ – stosunku zawartości wody w jednostce objętości gleby θ_v do jej porowatości ϕ [36].

Fig. 4. Number of parallel connections "u" as a function of soil water saturation θ_v/ϕ .

Przeprowadzono analizy dla piasku Fairbanks, iłu Healy, torfu Fairbanks, [19] oraz pyłu z Felina [23]. Z wykonanych analiz wynikało, że wartości "u" wyznaczone dla poszczególnych gleb w zdecydowanej większości pokrywały się, dlatego też wyznaczono wspólną charakterystykę liczby połączeń równoległych oporników cieplnych "u" w funkcji nasycenia θ_v/ϕ dla wszystkich badanych gleb [35,36].

W drugiej fazie obliczeń szukano od czego zależy promień kul. Nie znaleziono wspólnego promienia kul dla badanych gleb. Okazało się, że wartości promieni kul "r_k" zawierały się w przedziale od 0,044 do 0,08, przy czym minimalna wartość odpowiadała dla wszystkich badanych gleb mineralnych, maksymalna dla gleby torfowej. Z przeprowadzonych porównań wartości obliczonych z modelu ze zmierzonymi oraz ich analiz można przyjąć założenie,

że dla gleb które zawierają zarówno części mineralne jak i organiczne promień kul w pierwszym przybliżeniu może się zmieniać zgodnie z formułą [39]:

$$r_k = 0.036 f_o + 0.044$$

gdzie: f_o ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – oznacza zawartość materii organicznej w jednostce objętości.

Skokowe przejście wartości "u" w funkcji nasycenia gleby wodą θ_v/ϕ powoduje też skokowy wzrost obliczanych wartości przewodnictwa cieplnego gleby. Chcąc uniknąć takiego przejścia zaproponowano procedurę pośredniego wyznaczania przewodnictwa cieplnego w zakresie danego przedziału nasycenia gleby. Procedura polegała na tym, że wyznaczano przewodnictwo cieplne ośrodka z ogólnego wzoru na przewodnictwo cieplne dla dwóch kolejnych wartości u i u+1 (Rys. 4) i odpowiadających im wartości wilgotności ośrodka $\theta_v(u)$, $\theta_v(u+1)$, a następnie z równania liniowego podanego poniżej wyznaczano wartość przewodnictwa cieplnego dla szukanej wartości wilgotności ośrodka θ_v :

$$\lambda = \lambda(u) + \frac{\lambda(u+1) - \lambda(u)}{\theta_v(u+1) - \theta_v(u)} (\theta_v - \theta_v(u)).$$

Zgodność modelowanych i zmierzonych danych określano za pomocą średniego błędu kwadratowego (σ_b) i maksymalnego błędu względnego (η_b):

$$\sigma_b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (f_{mi} - f_{ci})^2}{k}},$$

gdzie f_{mi} – wartość zmierzona, f_{ci} – wartość obliczona, $k = n - 1$ jeśli $n < 30$ i $k = n$ jeśli $n > 30$, n – liczba danych. Maksymalny błąd względny wyliczano z równania:

$$\eta_b = \max_{i=1,2,\dots,n} \left\{ \left| \frac{f_{mi} - f_{ci}}{f_{mi}} \right| \cdot 100\% \right\}.$$

Praktyczna realizacja teoretycznych podstaw wyznaczania cieplnych właściwości gleby, sprowadza się do zmierzenia podstawowych wielkości fizycznych gleby i wykonania obliczeń zgodnie z algorytmem odwzorowującym statystyczno-fizyczny model przewodnictwa cieplnego gleby i formułą matematyczną na pojemność i dyfuzyjność cieplną gleby [37].

Tabela 1. Wartości i wyrażenia używane przy obliczaniu przewodnictwa cieplnego gleby, (T – temperatura gleby w °C), [40].

Table 1. Values and expressions for parameters used in calculating the thermal conductivity of soils (T in °C).

Źródło ^a	Parametry ^b	Wyrażenie, wartość ^b
	λ_q , W m ⁻¹ K ⁻¹	9,103 – 0,028 T
2	λ_m , W m ⁻¹ K ⁻¹	2,93
2	λ_o , W m ⁻¹ K ⁻¹	0,251
1	λ_w , W m ⁻¹ K ⁻¹	0,552 + 2,34*10 ⁻³ T – 1,1*10 ⁻⁵ T^2
1	λ_a , W m ⁻¹ K ⁻¹	0,0237 + 0,000064 T
2	λ_{app} , W m ⁻¹ K ⁻¹	$\lambda_a + h\lambda_v$
2	h , bezwymiarowy	$exp(\psi M_w / \rho_w R (T + 273,15))$
2	λ_v , W m ⁻¹ K ⁻¹	$LD_a v (d\rho_o/dT)$
1	L , J kg ⁻¹	2490317 – 2259,4 T
1	D_a , m ² s ⁻¹	0,0000229*(($T+273,15$)/273,15) ^{1,75}
2	D_a , m ² s ⁻¹	21,7*10 ⁻⁶ (101,325/ P)(($T+273,15$)/273,15) ^{1,88}
1	v , bezwymiarowy	$P/(P - (h\rho_o R (T + 273,15)/1000M_w))$
1	ρ_o , kg m ⁻³	10 ⁻³ $exp(19,819 - 4975,9/(T + 273,15))$
1	$d\rho_o/dT$, kg m ⁻³ K ⁻¹	4975,9 $\rho_o/(T + 273,15)^2$

^a 1. Kimball i in.[20,21]; 2. de Vries [4]

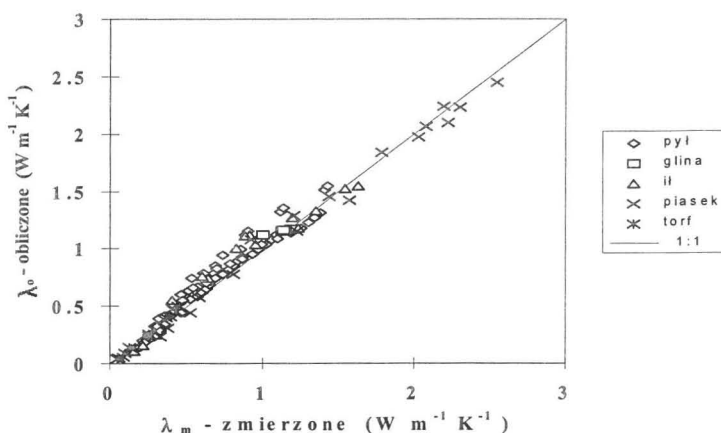
^b ψ – potencjał wody w glebie, kPa; M_w – masa molowa wody, 0,018 kg mol⁻¹; ρ_w – gęstość wody, 1,0 Mg m⁻³; R – stała gazowa, 8,3143 J mol⁻¹; h – wilgotność względna; L – utajone ciepło parowania; D_a – współczynnik dyfuzji dla wody i pary wodnej w powietrzu; v – wskaźnik przepływu masy; ρ_o – gęstość pary nasyconej; P – ciśnienie atmosferyczne, kPa, przewodnictwo cieplne: kwarcu, λ_q , innych minerałów, λ_m , materii organicznej, λ_o , wody lub roztworu, λ_w , powietrza, λ_a .

W danych odnoszących się do określonej gleby wyróżniono pięć głównych składników: kwarc (λ_q), inne minerały (λ_m), materia organiczna (λ_o), woda (λ_w) i powietrze (λ_a). Przewodnictwa te są praktycznie wykorzystywane przy obliczeniach przewodnictwa cieplnego gleby. Wartości współczynników przewodnictwa cieplnego powyższych składników gleby i ich zależność od temperatury (T), ciśnienia (P) i potencjału wody (ψ) przedstawiono w Tabeli 1.

Dla gleby nienasyconej wodą i dużym gradientie temperatury w glebie współczynnik przewodnictwa cieplnego powietrza zastępowany jest przewodnictwem cieplnym zespolonym (λ_{app}) składającym się z przewodnictwa cieplnego powietrza λ_a i pary wodnej λ_v [4, 20, 21]. Dla gleb zasolonych i dużym gradientie stężenia współczynnik przewodnictwa cieplnego wody λ_w zastępowany jest przez współczynnik przewodnictwa cieplnego danego roztworu λ_r [26].

WYNIKI

Na Rys. 5 i w Tabeli 2 przedstawiono porównanie wyników przewodnictwa cieplnego gleby obliczonych z modelu i otrzymanych z pomiarów dla piasku Fairbanks, iltu Healy, pyłu z Felina, torfu Fairbanks i gliny. Zgodność wyników obliczonych ze zmierzonymi generalnie była zadawalająca. Równania regresji liniowej miały współczynnik kierunkowe bliskie jedności, natomiast czynniki stałe były bliskie zeru. Współczynniki determinacji R^2 były wysokie i zawierały się w granicach od 0,948 do 0,994. Średnie błędy kwadratowe σ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) i maksymalne błędy względne η (%), zawierały się w przedziałach od 0,057 do 0,123 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) i od 12 do 38,3 %.



Rys. 5. Porównanie wyników przewodnictwa cieplnego gleby obliczonego λ_o z proponowanego modelu z wartościami zmierzonymi λ_m dla pyłu, Felin; gliny; iltu, Healy; piasku, Fairbanks i torfu Fairbanks. Linia ciągła oznacza zależność 1:1 [40].

Fig. 5. Comparison of calculated λ_c and measured λ_m thermal conductivity for various soils.

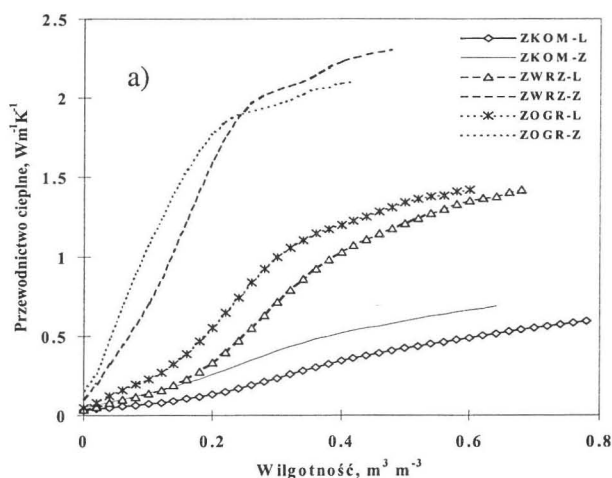
Tabela 2. Statystyka porównań wartości przewodnictwa cieplnego obliczonego z modelu ze zmierzonymi [40].

Table 2. Statistical summary comparison of measured and calculated of soil thermal conductivity

Statystyka ^a	Pył	glina	ił	piasek	torf	razem
σ ($W m^{-1} K^{-1}$)	0,093	0,057	0,123	0,083	0,022	0,089
η (%)	38,3	12,0	34,1	30,3	33,3	38,3
R^2	0,9527		0,9478	0,9867	0,9937	0,970
równanie regresji: a	1,0279		0,9722	0,9773	1,1087	0,996
$(\lambda_c = a \lambda_m + b)$ b	0,0338		0,0811	0,0087	-0,0214	0,0449

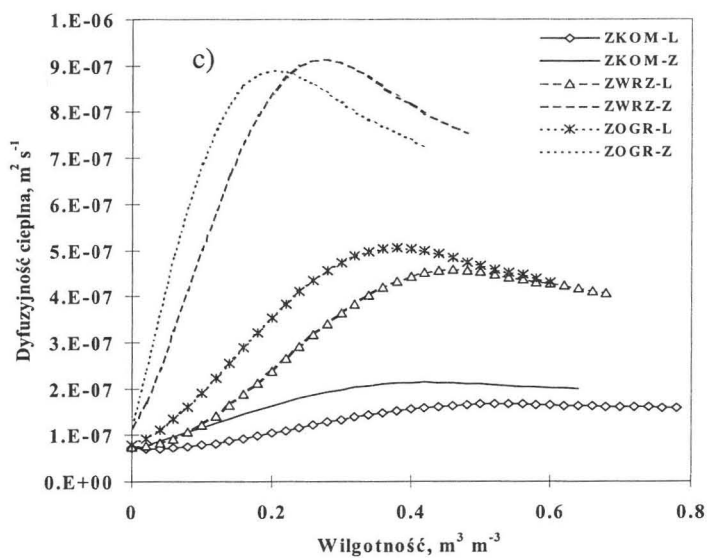
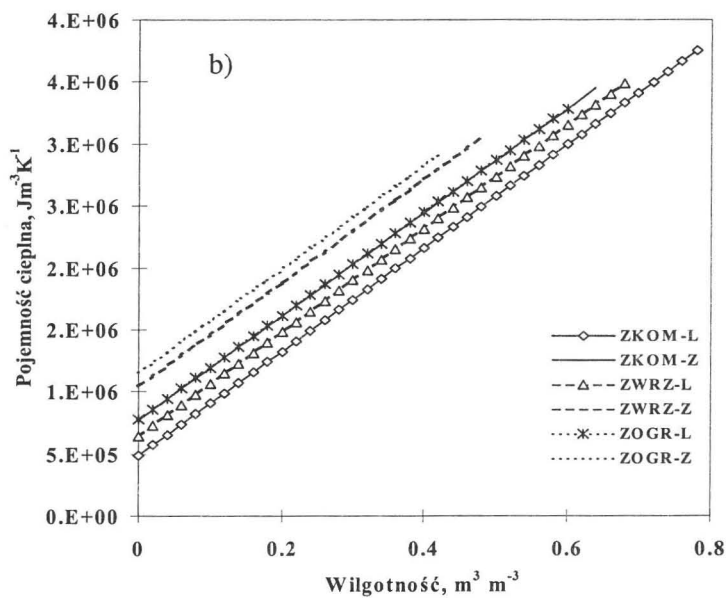
^a σ ($W m^{-1} K^{-1}$) – średni błąd kwadratowy, η (%) – maksymalny błąd względny.

Przykładowe charakterystyki cieplnych właściwości gleby wyznaczone w oparciu o przedstawione modele zamieszczono na Rys. 6, 7. Podstawowe dane użyte do wyznaczenia charakterystyk cieplnych zamieszczono w Tabeli 3. Zawartości podane w tabeli są określone w jednostkach masy. Do modelu statystyczno-fizycznego przewodnictwa cieplnego należy je przeliczyć na jednostkę objętości. Procentowa suma składników fazy stałej zawsze musi być równa 100%.



Rys. 6. Charakterystyki cieplne gleby; a) przewodnictwo cieplne, b) pojemność cieplna, c) dyfuzyjność cieplna gleby [39]. Objaśnienia symboli: ziemia kompostowa – ZKOM, ziemia wrzosowa – ZWRZ, ziemia ogrodowa – ZOGR. Stan zagęszczenia oznaczono: gleba luźna – L, zagęszczona – Z.

Fig. 6. Thermal properties of soil as a function of water content: a) thermal conductivity, b) heat capacity, c) thermal diffusivity. Explanation: compost – ZKOM, heath soil – ZWRZ, hortisol – ZOGR. Status of compaction: loose soil – L, compacted soil – Z.



Rys. 6. Charakterystyki cieplne gleby, kontynuacja.

Fig. 6. Soil thermal properties, continuation.

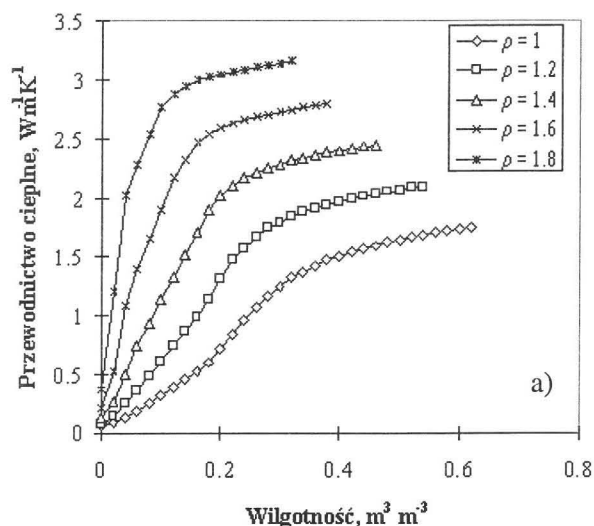
Na szczególną uwagę zasługują charakterystyki dyfuzyjności cieplnej gleby, gdyż pozwalają one na jednoznaczne stwierdzenie, że wraz ze wzrostem gęstości gleby maksymalna dyfuzyjność cieplnej przesuwa się w stronę mniejszych wilgotności.

Tabela 3. Podstawowe dane fizyczne gleb użytych do obliczeń cieplnych właściwości [33].

Table 3. Soil physical data used for calculation of thermal conductivity of soils

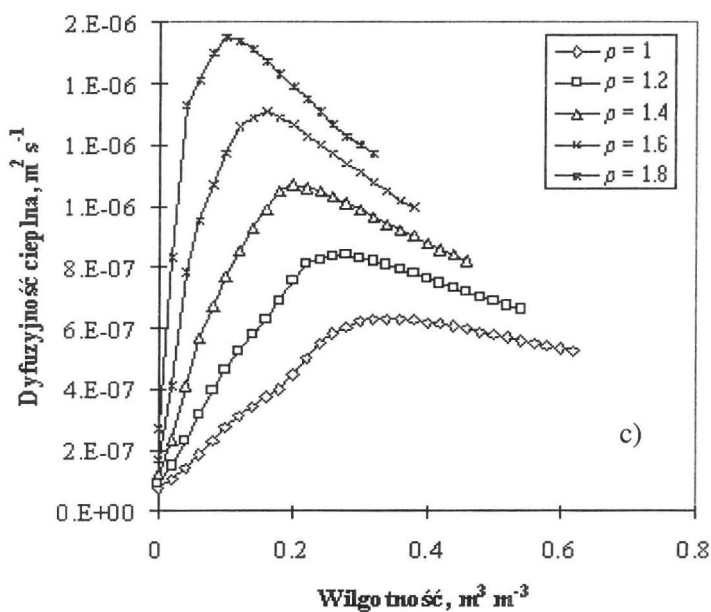
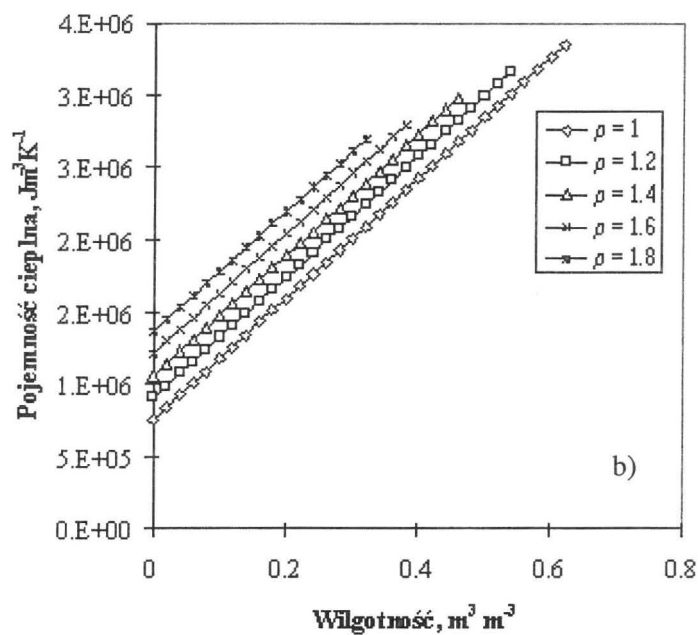
Nazwa materiału	Stan zag.	Gęstość, Mg m^{-3}		Zawartość (% , g g^{-1})		
		fazy stałej	gleby	sub. ogr.	kwarc	inne minerały
Ziemia kompostowa	L	2,1	0,46	28,47	0	100
	Z		0,73			
Ziemia wrzosowa	L	2,57	0,81	2,59	96	4
	Z		1,31			
Ziemia ogrodowa	L	2,63	1,01	3,68	70	30
	Z		1,5			

Stan zag. – stan zagęszczenia gleby, sub. org. – substancja organiczna.



Rys. 7. Charakterystyki cieplne piasku (100% kwarcu); a) przewodnictwo cieplne, b) pojemność cieplna, c) dyfuzyjność cieplna piasku. Objasnienia symboli: $\rho(\text{Mg m}^{-3})$ – gęstość piasku.

Fig. 7. Thermal properties of sand; a) thermal conductivity, b) heat capacity, c) thermal diffusivity.



Rys. 7. Charakterystyki cieplne piasku, kontynuacja z poprzedniej strony.

Fig. 7. Soil thermal properties, continuation.

PODSUMOWANIE

W pracy przedstawiono metodę wyznaczania właściwości cieplnych gleby w zależności od wilgotności gleby (θ_v), gęstości gleby (ρ), temperatury gleby (T), składu mineralogicznego gleby (f_i), potencjału wody w glebie (ψ), ciśnienia atmosferycznego (P) i zasolenia gleby (S).

PIŚMIENNICTWO

1. **Adamenko W.N.:** Wlijanije melioratiwnych wozdiejstwij na tiepłofiziceskije swojstwa i tiepłowej režim poczwy. Trudy GGO. 288, 83–91, 1972.
2. **Czudnowski A.F.:** Tiepłofiziceskije charakteristiki dispiersnych materiałow. Gos. Izd. Fiz. Mat. Lit. Moskwa, 1962.
3. **Czudnowski A.F., Miczurin B.N., Mielnikowa M.K., Moszkow B.S., Pojasow N.P., Wierszynin P.W.:** Podstawy Agrofizyki /tłum. z ros./ PWRiL Warszawa, 1967.
4. **de Vries D.A.:** Thermal properties of soils. In W.R. van Wijk (ed.) Physics of plant environment. North-Holland, Amsterdam, 210–235, 1963.
5. **de Vries D.A.:** Heat transfer in soils. In Heat and mass transfer in the biosphere. de Vries, D.A. and N.A. Afgan (ed.). Washington. 6–28., 1975.
6. **de Vries D.A.:** A critical analysis of the calorimetric method for determining the heat flux in soils. Proc. 8–th Int. Heat Transfer Conf. Hemisphere Publ. Corp. Washington, vol.2, 473–476. 1986.
7. **de Vries D.A.:** The theory of heat and moisture transfer in porous media revisited. Int. J. Heat Mass Transfer. Vol.30, No.7, pp. 1343–1350, 1987.
8. **Eadie W.T., Drijard D., James F.E., Roos M., Sadoulet B.:** Metody statystyczne w fizyce doświadczalnej. PWN. W-wa, 63–64, 1989.
9. **Feddes, R.A.:** Water, heat and crop growth. Meded. Landbouwhogeschool Wageningen. 71, 12, 1971.
10. **Głobus A.M., Arefiew A.W.:** O niektórych zawiśimostiach między gidrofiziceskimi i tiepłofiziceskimi charakteristikami poczwy. Sb. Trudow. Po Agron. Fiz. 32, 127–136, 1971.
11. **Góźdź A.:** Modelowanie w fizyce. Skrypt X Szkoły „Fizyka z elementami agrofizyki. Instytut Agrofizyki PAN, 18–19 września 1997, Lublin, pp., 23–29, 1997.
12. **Gupało A.I.:** Tiepłowyje swojstwa poczwy w zawiśimosti ot włażnosti i płołnosti. Poczwoedienije. 4, 40–45, 1959.
13. **Hadas A.:** Simultaneous flow of water and heat under periodic heat fluctuations. Soil Sci. Soc Am. Proc. 32, 297–301, 1968.
14. **Hadas A.:** Heat transfer in dry aggregated soil. I. Heat conduction. Soil Sci. Soc Am. J. 41, 1055–1059, 1977.

15. **Hajnos M., Sokolowska Z., Alekseev A., Alekseeva T.:** Mechaniczne właściwości materiałów rolniczych. Mat. Konf. Nauk. LTN –IA PAN (ed. J. Glinski, R. Dębicki, K. Konstankiewicz), Lublin, 1997.
16. **Hillel D.:** Soil temperature and heat flow. In Fundamentals of soil physics, Chap.12. Academic Press, INC, New York, 287–317, 1980.
17. **International Agrophysics.** Vol. 7. No. 2–3, 1993.
18. **Kasubuchi T.:** The effect of soil moisture on thermal properties in same typical Japanese upland soils. Soil Sci. Plant Nurt. 21, 107–112, 1975.
19. **Kersten M.S.:** Thermal properties of soils. Bull. 28. University of Minnesota. Inst. Technology, Engineering Experiment Station, 52, 21, 1949.
20. **Kimball B.A., Jackson R.D., Reginato R.J., Nakayama F.S., Idso S.B.:** Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 18–25, 1976.
21. **Kimball B.A., Jackson R.D., Nakayama F.S., Idso S.B., Reginato R.J.:** Soil-heat flux determination: Temperature gradient method with computed thermal conductivities. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 25–28, 1976a.
22. **Kohnke H., Nakshabandi A.G.:** Heat transfer in soils. 8-th Intern. Congress of Soil Science, Bucharest, 183–193, 1964.
23. **Kossowski J.:** Charakterystyka cieplnych właściwości warstwy ornej gleby pola doświadczalnego Felin. Raport z tematu MR II. 08.02.8. Badanie stosunków cieplnych środowiska glebowego. (Maszynopis w IA PAN), 1977.
24. **Lang C.:** Uber Warmecapacitat der Bodenconstituenten. Forsch. Gebiete Agr. – Phys.,1, 109–145, 1878.
25. **Molga M.M.:** Meteorologia rolnicza. PWRiL Warszawa, 1986.
26. **Noborio K., McInnes K.J.:** Thermal conductivity of salt-affected soils. Soil Sci.Soc.Am.J., 57, 329–334. 1993.
27. **Rewut I.B.:** Fizyka gleby /tłum. z ros./. PWRiL Warszawa, 1980.
28. **Sikora E.:** Zależność właściwości cieplnych zagregowanych próbek glebowych od wielkości agregatów i uwilgotnienia. Praca doktorska. AR Lublin, 1983.
29. **Słownik fizyczny.** Praca zbiorowa. WP, Warszawa, 1984.
30. **Staniszewski B.:** Wymiana ciepła. PWN, Warszawa, 1979.
31. **Turski R., Martyn W.:** Heat capacity of chernozems and brown soils formed from loesses of the Lublin upland. Polish. Soil Sci. vol.8, No.2, 131–136, 1975.
32. **Turski R., Domżał H., Borowiec J., Flis-Bujak M., Misztal M.:** Gleboznawstwo – ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych. AR, Lublin, 1997.
33. **Turski R., Hetman J., Słowińska-Jurkiewicz A.:** Podłoża stosowane w ogrodnictwie szklarniowym Roczn. Nauk Rol. 180, Seria D, pp. 1–88, 1980.
34. **Sokolowska Z.:** Informacja prywatna, 1998.
35. **Usowicz B.:** Modelowe badania wpływu wilgotności gleby na kształtowanie się temperatury w profilu glebowym. Praca doktorska. AR Lublin, 1991.

36. **Usowicz B.:** Statistical - physical model of thermal conductivity in soil. *Pol. J. Soil Sci.*, XXV/1, 25–34, 1992.
37. **Usowicz B.:** Soil Thermal Properties Software Package. Copyright Institute of Agrophysics PAS, Lublin. 1992a.
38. **Usowicz B.:** Evaluation of methods for soil thermal conductivity calculations. *Int. Agrophysics*, 9(2), 109–113, 1995.
39. **Usowicz B.:** Ciepłne właściwości wybranych podłoży ogrodniczych. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 429, 305–313, 1996.
40. **Usowicz B.:** Time and space variability of soil thermal properties in cultivated fields. *Proc. 16th World Congress of Soil Science, Montpellier, France, 20–26 August 1998.*
41. **Walczak R., Reszetin O.L., Czachor H.:** Transport of water and heat in soil. *Polish Journal of Soil Sci.* Vol. VII, No.1, 134, 1974.
42. **Walczak R.:** Basic problems of mass and energy transfer in the soil-plant-atmosphere system. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.* 346, 11–22, 1987.

ESTIMATION OF SOIL THERMAL PROPERTIES

B. Usowicz

Institute of Agrophysics PAS, Doświadczalna 4, 20-290 Lublin 27, Poland

Summary. In this paper a method of determination of heat capacity, thermal conductivity and thermal diffusivity of soil is presented. The obtained results confirmed that this method predict the thermal properties of soil with the satisfactory accuracy.

Keywords: heat capacity, thermal conductivity, thermal diffusivity, statistical model, soil.

DODATEK

PROCEDURA PRZYGOTOWANIA PODSTAWOWYCH DANYCH WEJŚCIOWYCH
DO MODELU

Procedura przygotowania danych wejściowych do modelu polega na zmierzeniu lub wyznaczeniu podstawowych parametrów fizycznych gleby tj. składu mineralogicznego gleby, składu granulometrycznego, gęstości fazy stałej gleby, gęstości gleby, zawartości materii organicznej, temperatury, potencjału wody, wartości wilgotności odpowiadającej połowej pojemności wodnej lub punktu wędnięcia roślin, ciśnienia gazu w glebie, wilgotności i zasolenie gleby. Ten pełen zestaw danych pozwoli wyznaczyć cieplne właściwości gleby, które uwzględniają przepływ ciepła na drodze przewodzenia przez składniki fazy stałej, ciekłej i gazowej jak i na drodze konwekcji. Jeśli w glebie gradienty temperatury i potencjału wody są niewielkie wówczas można przyjąć, że przepływ ciepła odbywa się na drodze przewodzenia. W takim przypadku liczbę danych pomiarowych można ograniczyć do składu mineralogicznego gleby, gęstości fazy stałej gleby, gęstości gleby, zawartości materii organicznej, temperatury i wilgotności gleby. Przygotowane dane pomiarowe powinny być wprowadzone do komputera i zapisane do zbioru w kodzie ASCII. Dane między sobą rozdzielone są poprzez spację [37].

Skład mineralogiczny gleby oznacza się metodą dyfrakcji rentgenowskiej [15], lub można oszacować z rozkładu granulometrycznego przyjmując, że we frakcjach gleby większych od 0,02 mm występuje głównie kwarc. Przyjmuje się, że frakcje poniżej 0,02 mm zawierają inne minerały. Szacowanie składu mineralogicznego z rozkładu granulometrycznego ma uzasadnienie w przeprowadzonych pomiarach porównawczych [15,34]. Należy jednak zaznaczyć, że dobrym wskaźnikiem przy tego typu określaniu składu mineralogicznego jest powierzchnia właściwa, która nie powinna przekraczać powierzchni około 50 (m^2g^{-1}) [34]. Sposoby mierzenia i wyznaczania pozostałych parametrów fizycznych gleby podane są w skrypcie Turskiego i in. „Gleboznawstwo”; ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych [32].

Formaty danych wejściowych akceptowane przez program liczący właściwości cieplne gleby pokazano w Tabelach 4, 5, 6. W pierwszy wierszu, w pierwszej kolumnie podana jest liczba danych, w drugiej kolumnie liczba kolumn. W drugim wierszu w poszczególnych kolumnach podane są skróty odnoszące się do liczby danych, głębokości i podstawowych parametrów fizycznych gleby, następne wiersze to dane wejściowe. Objasnienie skrótów z drugiego wiersza:

Skrót Jednostka Objaśnienie skrótu

INDE	–	liczba danych
DEPTH (m)	–	głębokość
TEMPE (°C)	–	temperatura gleby
PARDE (Mg m ⁻³)	–	gęstość fazy stałej
BULDE (Mg m ⁻³)	–	gęstość gleby
%_QUA (%)	–	procentowa zawartość kwarcu w jednostce objętości
%_MIN (%)	–	procentowa zawartość innych minerałów w jednostce objętości
%_ORG (%)	–	procentowa zawartość materii organicznej w jednostce objętości
WATER (m ³ m ⁻³)	–	zawartość wody w jednostce objętości gleby
ORGAN (m ³ m ⁻³)	–	zawartość materii organicznej w jednostce objętości gleby
SOLID (m ³ m ⁻³)	–	zawartość fazy stałej w jednostce objętości gleby
GAS_PR (kPa)	–	ciśnienie gazu w glebie (równe ciśnieniu atmosferycznemu)
WAT_PR (kPa)	–	potencjał wody w glebie
WILT (m ³ m ⁻³)	–	zawartość wody odpowiadająca połowej pojemności wodnej lub punktu wędnięcia rośliny

Wartości zerowe w trzech ostatnich kolumnach w poniższych tabelach oznaczają, że przy wyznaczaniu przewodnictwa cieplnego gleby nie uwzględnia się przewodzenia ciepła na drodze konwekcji.

Tabela 4. Format danych wejściowych gleby 100% organicznej (dane z pracy de Vries, 4).

Table 4. Format of input data. 100% organic matter.

	12	8						
	INDE	DEPTH	TEMPE	ORGAN	WATER	WILT	WAT_PR	GAS_PR
	1	0	5	0.21	0.79	0	0	0
	2	0	5	0.292	0.676	0	0	0
	3	0	5	0.171	0.66	0	0	0
	4	0	5	0.244	0.614	0	0	0
	5	0	5	0.169	0.399	0	0	0
	6	0	5	0.248	0.38	0	0	0
	7	0	5	0.087	0.322	0	0	0
	8	0	5	0.169	0.25	0	0	0
	9	0	5	0.095	0.229	0	0	0
	10	0	5	0.088	0.135	0	0	0
	11	0	5	0.256	0.032	0	0	0
	12	0	5	0.164	0.023	0	0	0

Tabela 5. Format danych wejściowych gleby mineralnej (dane z pracy de Vries, [4]).**Table 5.** Format of input data. Mineral soil.

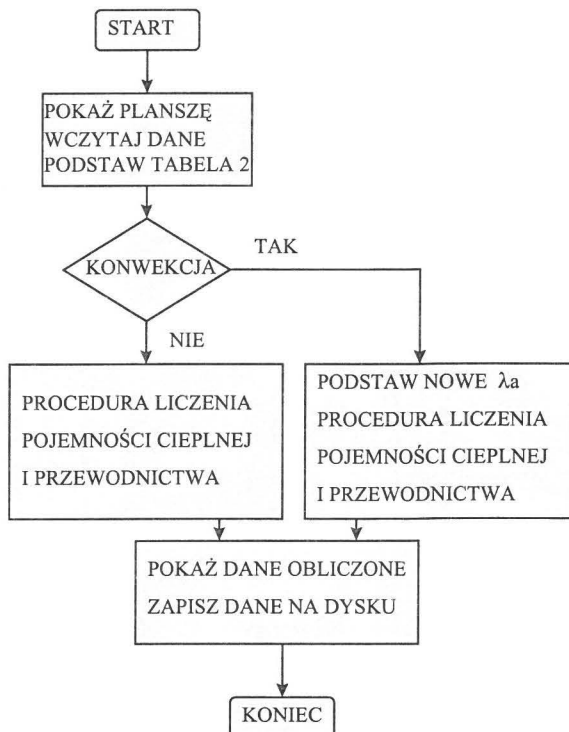
17	11									
INDE	DEPTH	TEMPE	SOLID	%_QUA	%_MIN	%_ORG	WATER	WILT	WAT_PR	GAS_PR
1	0	5	0.66	60.6	39.4	0	0.212	0	0	0
2	0	5	0.71	60.6	39.4	0	0.203	0	0	0
3	0	5	0.632	60.6	39.4	0	0.184	0	0	0
4	0	5	0.705	60.6	39.4	0	0.117	0	0	0
5	0	5	0.665	60.6	39.4	0	0.112	0	0	0
6	0	5	0.691	60.6	39.4	0	0.102	0	0	0
7	0	5	0.631	60.6	39.4	0	0.101	0	0	0
8	0	5	0.71	60.6	39.4	0	0.05	0	0	0
9	0	5	0.665	60.5	39.4	0	0.047	0	0	0
10	0	5	0.631	60.6	39.4	0	0.043	0	0	0
11	0	5	0.727	60.6	39.4	0	0.026	0	0	0
12	0	5	0.705	60.6	39.4	0	0.025	0	0	0
13	0	5	0.665	60.6	39.4	0	0.024	0	0	0
14	0	5	0.631	60.6	39.4	0	0.021	0	0	0
15	0	5	0.71	60.6	39.4	0	0.004	0	0	0
16	0	5	0.665	60.6	39.4	0	0.004	0	0	0
17	0	5	0.629	60.6	39.4	0	0.003	0	0	0

Tabela 6. Format danych wejściowych gleby mieszanej - mineralnej i organicznej.**Table 6.** Format of input data. Mineral soil with organic matter.

11	12										
INDE	DEPT	TEMP	PAR	BULD	WATER	%_QUA	%_MIN	%_ORG	WILT	WAT_PR	GAS_P
1	0	25	2.65	1.18	0.123	66	32	2	0	0	0
2	0	25	2.65	1.27	0.156	66	32	2	0	0	0
3	0	25	2.65	1.33	0.172	66	32	2	0	0	0
4	0	25	2.65	1.37	0.185	66	32	2	0	0	0
5	0	25	2.65	1.48	0.207	66	32	2	0	0	0
6	0	25	2.65	1.53	0.220	66	32	2	0	0	0
7	0	25	2.65	1.50	0.210	66	32	2	0	0	0
8	0	25	2.65	1.48	0.197	66	32	2	0	0	0
9	0	25	2.65	1.46	0.193	66	32	2	0	0	0
10	0	25	2.65	1.43	0.190	66	32	2	0	0	0
11	0	25	2.65	1.44	0.194	66	32	2	0	0	0

OPRACOWANIE ALGORYTMU PROGRAMU DO ESTYMACJI WŁAŚCIWOŚCI CIEPLNYCH GLEBY I GRUNTU

Każdy program obliczeniowy napisany jest zgodnie z określoną regułą lub procedurą rozwiązania danego problemu, czyli algorytmem programu. Graficzną postać programu do estymacji właściwości cieplnych gleby i gruntu przedstawiono na Rys. 8. Ukazuje on sieć działań programu. Program ten przedstawia planszę informacyjną, otwiera plik danych z dysku, wczytuje je, podstawia do odpowiednich wzorów i macierzy danych, które będą wykorzystywane przy dalszych obliczeniach lub w sprawdzeniu warunków oraz wykonuje obliczenia zgodnie z formułami matematycznymi na przewodnictwo, pojemność i dyfuzyjność cieplna podanymi w opracowaniu teoretycznym. Przy uwzględnieniu przepływu ciepła na drodze konwekcji w przewodnictwie powietrza λ_a uwzględniane jest przewodnictwo cieplne pary wodnej. Po wykonaniu obliczeń dane wyświetlane są na ekranie i zapisywane na dysk.



Rys. 8. Sieć działań programu do wyznaczenia cieplnych właściwości gleby.

Fig. 8. Program for estimation of soil thermal properties.

OPRACOWANIE PROGRAMU KOMPUTEROWEGO DO WYLICZANIA CIEPLNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEBY I GRUNTU

Program komputerowy do szacowania cieplnych właściwości gleby i gruntu „SOIL THERMAL PROPERTIES SOFTWARE – 2.0” został napisany w oparciu o wcześniejszą wersję programu „SOIL THERMAL PROPERTIES SOFTWARE” [37], którą opracowano dla potrzeb międzynarodowego projektu badawczego "ASSESSMENT OF SOIL STRUCTURE IN AGRICULTURAL SOIL" wykonywanego przez Austrię, Czechy, Polskę, Słowację i Węgry (International Agrophysics, 1993). W programie „SOIL THERMAL PROPERTIES SOFTWARE – 2.0” zmieniono procedurę określenia promieni kul i wyliczania wartości przewodnictwa cieplnego dla określonej wartości nasycenia gleby wodą.

Program komputerowy do wyliczania cieplnych właściwości gleby lub gruntu został napisany w Turbo Basic pracującym pod systemem operacyjnym MS-DOS. Program skompilowano i zapisano pod nazwą zbioru thermal.exe. Program ten jest dostępny na stronie domowej Autora <http://www.ipan.lublin.pl/~usowicz/>

Obsługa programu thermal.exe

Program thermal.exe może być uruchamiany z dyskietki lub z dysku twardego. Uruchomienie polega na napisaniu nazwy zbioru np. a:\thermal.exe i naciśnięciu klawisza Enter. Pokaże się plansza z podstawowymi informacjami o programie. Po naciśnięciu dowolnego klawisza pokaże się następna strona z propozycją wprowadzenia nazwy zbioru, który chcemy wczytać: np. "INPUT NAME OF READING FILE " piasek.dat. Po wpisaniu nazwy zbioru naciskamy Enter. Pojawi się zapytanie czy uwzględnić przepływ ciepła poprzez parę "INCLUDE THERMAL VAPOR DIFFUSIVITY, IF YES – PRESS (Y), IF NO – PRESS ANY KEY". Jeśli naciśniemy klawisz „Y” wtedy pojawi się następne zapytanie o wybór formuły dyfuzyjności pary wodnej określonej przez „BY – de VRIES; PRESS (V)” lub przez "BY – DORSEY; PRESS (D)". Wybór klawisza „V” lub „D” jest równoznaczny z wyborem formuły. Program zaczyna liczyć właściwości cieplne. Pokazuje się strona informująca o liczbie kroków do wykonania "WAIT "; R; " STEPS", który krok jest aktualnie wykonywany "NOW IS "; X; " STEP" oraz pokazuje się wartość promienia kuli „RK =”. Po wykonaniu wszystkich kroków obliczeniowych pojawi się zapytanie, czy chcesz zobaczyć obliczone dane, jeśli tak, naciśnij „Y”, jeśli nie dowolny klawisz "DO YOU WANT TO SEE DATA, IF YES – PRESS (Y), IF NO – PRESS ANY KEY”. Gdy liczba danych jest większa niż jeden ekran wtedy pojawia się zapytanie o kontynuację, jeśli tak do dowolny klawisz, jeśli nie to naciśnij klawisz „N” STRIKE ANY KEY

TO CONTINUE OR (N) TO STOP. Po zatrzymaniu przeglądania lub przejrzaniu wszystkich danych pojawi się prośba o podanie nazwy zbioru do którego obliczone dane zostaną zapisane na dysk lub dyskietkę np. "INPUT NAME OF OUTPUT FILE " C:\ piasek.the następnie należy nadusić Enter. Pojawi się napis, że dane są zapisywane do zbioru o nazwie piasek.the na dysku C:\ "DATA IS WRITING TO FILE " C:\piasek.the

W przypadku wyboru dowolnego klawisza przy zapytaniu o uwzględnienie przepływu ciepła przez parę "INCLUDE THERMAL VAPOR DIFFUSIVITY, IF YES – PRESS (Y), IF NO – PRESS ANY KEY" program zaczyna liczyć właściwości cieplne i pokazuje stronę z liczbą kroków. Pozostałe czynności są takie same jak wcześniej zaprezentowane.

Przypadki niepoprawnego działania programu thermal.exe mogą się ujawnić podczas wczytywania danych wejściowych. Złe wprowadzenie nazwy danych spowoduje zatrzymanie programu i pojawi się informacja o błędzie. W takim przypadku należy powtórzyć od początku cały proces. W innym przypadku podczas czytania danych ze zbioru może program przerwać czytanie tego zbioru. Takie zachowanie programu informuje nas, że we wprowadzonych danych pojawił się błąd. Może to być przypadkiem wprowadzona np. litera, przecinek, puste wiersze lub inne znaki który są niezgodne z formatem danych wejściowych. Należy dane wejściowe poprawić, a proces liczenia cieplnych właściwości powtórzyć od początku.

Format danych wyświetlany na ekranie jest następujący:

```
INDE DEPTH TEMPE SOLID QUART MINER ORGAN WATER AIR CONDOC CAPACITY DIFFUSI
##### #.### #.# #.### #.### #.### #.### #.### #.### #.### #.### #.### #.###^# #.###^#
1 0.000 5.000 0.660 0.400 0.260 0.000 0.212 0.128 2.239 2.210E+06 1.013E-06
2 0.000 5.000 0.710 0.430 0.280 0.000 0.203 0.087 2.463 2.273E+06 1.084E-06
3 0.000 5.000 0.632 0.383 0.249 0.000 0.184 0.184 2.055 2.037E+06 1.009E-06
4 0.000 5.000 0.705 0.427 0.278 0.000 0.117 0.178 2.284 1.904E+06 1.200E-06
5 0.000 5.000 0.665 0.403 0.262 0.000 0.112 0.223 2.004 1.802E+06 1.112E-06
```

Skrót Jednostka objaśnienie skrótu

INDE	– liczba danych
DEPTH (m)	– głębokość
TEMPE (°C)	– temperatura gleby
SOLID (m ³ m ⁻³)	– zawartość fazy stałej w jednostce objętości
QUART (m ³ m ⁻³)	– zawartość kwarcu w jednostce objętości
MINER (m ³ m ⁻³)	– zawartość innych minerałów w jednostce objętości
ORGAN (m ³ m ⁻³)	– zawartość materii organicznej w jednostce objętości
WATER (m ³ m ⁻³)	– zawartość wody w jednostce objętości gleby
AIR (m ³ m ⁻³)	– zawartość powietrza w jednostce objętości gleby
CONDOC (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	– przewodnictwo cieplne

CAPACITY ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$) – pojemność cieplna
 DIFFUSI (m^2s^{-1}) – dyfuzyjność cieplna

Dane zapisane na dysk są typu ASCII, format ten jest zgodny z formatem używanym w pakietach programów GEOEAS, VARIOWIN, GEOPACK i jest następujący:

Sand.the

12

INDEX NUMBER

DEPTH (m)

TEMPERA (C)

SOILD (Mg/m^3)

QUATRZ (m^3/m^3)

MINERAL (m^3/m^3)

ORGANIC (m^3/m^3)

WATER (m^3/m^3)

AIR (m^3/m^3)

CONDUCT (W/mK)

CAPACITY ($\text{J}/\text{m}^3\text{K}$)

DIFFUSION (m^2/s)

1	0.000	5.00	0.660	0.400	0.260	0.000	0.212	0.128	2.239	2.210E+06	1.013E-06
2	0.000	5.00	0.710	0.430	0.280	0.000	0.203	0.087	2.463	2.273E+06	1.084E-06
3	0.000	5.00	0.632	0.383	0.249	0.000	0.184	0.184	2.055	2.037E+06	1.009E-06
4	0.000	5.00	0.705	0.427	0.278	0.000	0.117	0.178	2.284	1.904E+06	1.200E-06
5	0.000	5.00	0.665	0.403	0.262	0.000	0.112	0.223	2.004	1.802E+06	1.112E-06

Objaśnienia skrótów:

wiersz 1: nazwa zbioru

wiersz 2: liczba zmiennych

wiersz od 3 do 14: nazwy zmiennych

wiersze następne: tablica danych

Skrót Jednostka Objaśnienie skrótu

INDEX – liczba danych

DEPTH (m) – głębokość

TEMPERA ($^{\circ}\text{C}$) – temperatura gleby

BULDE (Mg m^{-3}) – gęstość gleby

SOLID ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – zawartość fazy stałej w jednostce objętości

QUARTZ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – zawartość kwarcu w jednostce objętości

MINERAL ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – zawartość innych minerałów w jednostce objętości

ORGANIC ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – zawartość materii organicznej w jednostce objętości

WATER ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – zawartość wody w jednostce objętości gleby

AIR ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – zawartość powietrza w jednostce objętości gleby

CONDUCT ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) – przewodnictwo cieplne

CAPACITY ($\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$) – pojemność cieplna

DIFFUSION (m^2s^{-1}) – dyfuzyjność cieplna