Acta Agrophysica, 2003, 2(3), 651-661

PORÓWNANIE PRZEWODNICTWA CIEPLNEGO GLEBY WYZNACZONEGO Z DWÓCH MODELI I ZMIERZONEGO TERMO-REFLEKTOMETRYCZNĄ SONDĄ POMIAROWĄ

Bogusław Usowicz

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin
e-mail: Usowicz@demeter.ipan.lublin.pl

Streszczenie. W pracy przedstawiono porównanie przewodnictwa cieplnego gleby otrzymanego z modelu statystycznego, modelu de Vriesa i zmierzonego przy użyciu termo-reflektometrycznej sondy pomiarowej (Termo-TDR). Wykazano, że na podstawie podstawowych cech fizycznych gleby, tj. składu granulometrycznego (lub mineralogicznego), zawartości materii organicznej, gęstości i wilgotności gleby za pomocą statystyczno-fizycznego modelu, można wyznaczać przewodnictwo cieplne gleb z zadawalającą dokładnością, bez konieczności ich mierzenia i dodatkowych kalibracji modelu dla poszczególnych gleb. Model de Vriesa pozwalał oszacować przewodnictwo cieplne gleby z podobną dokładnością jak model statystyczno-fizyczny, jednak wymagał on dodatkowej kalibracji o empiryczne dane.

Słowa kluczowe: przewodnictwo cieplne gleby, model statystyczno-fizyczny, model de Vriesa, sonda termo-reflektometryczna (Termo-TDR).

WSTĘP

Cieplne właściwości gleby znacząco wpływają na podział energii na powierzchni czynnej [7,13]. Decydują one o rozkładzie temperatury w profilu glebowym oraz o przepływie energii i wody w profilu glebowym [19]. Dlatego też są one celem badań wielu dziedzin nauki, takich jak: agrofizyka, klimatologia, meteorologia, biologia oraz dziedzin technicznych związanych energetyką. Dotychczasowe badania wykazały, że decydujący wpływ na cieplne właściwości ma zawartość wody w glebie, gęstość ośrodka, skład mineralogiczny gleby i zawartość materii organicznej [1,3-5, 8-10,15,16]. Temperatura gleby, ciśnienie i wilgotność powietrza glebowego mają mniejszy wpływ na cieplne właściwości gleby [4]. Duża zmienność wielkości fizycznych w glebie i duża zmienność przestrzenna cech składników ośrodka powoduje, że bezpośrednie pomiary cieplnych

właściwości są nadal trudne i kosztowne. Dlatego też należy poszukiwać takich metod wyznaczania cieplnych właściwości, które wykorzystałby te właściwości i wielkości fizyczne, które niewiele zmieniają się w czasie w danym obszarze, są dostępne z literatury czy z baz danych, stacji meteorologicznych, jak i tych, które są łatwo mierzalne. Cechą gleby, która niewiele zmienia się w czasie jest jej skład granulometryczny, skład mineralogiczny, gęstość fazy stałej czy zawartość materii organicznej. Ta ostatnia wielkość w mniejszym stopniu jest niezmienna w czasie niż pozostałe składniki. Temperatura gleby i powietrza, wilgotności gleby, ciśnienie i wilgotność powietrza wykazują dużą zmienność, są one jednak łatwe do mierzenia za pomocą automatycznych systemów pomiarowych [13]. Gęstość gleby, która istotnie wpływa na właściwości cieplne gleby, jest dość uciążliwa do wyznaczania. Zatem, musi być ona wyznaczana w sposób optymalny, tj. poprzez pobranie minimalnej liczby próbek z określonego pola. Minimalną liczebność przy określonym błędzie szacowania gęstości można określać za pomocą metod geostatystycznych [20]. Wyznaczone z modeli cieplne właściwości gleby wymagają jednak weryfikacji. Może być ona przeprowadzona w oparciu o porównanie danych otrzymanych z bezpośrednich pomiarów i danych wyliczonych z modeli.

Głównym celem pracy było porównanie wyników otrzymanych z modeli i zmierzonych za pomocą termo-reflektometrycznej sondy pomiarowej. Podjęto również próbę sprawdzenia, czy na podstawie podstawowych cech fizycznych gleby, tj. składu granulometrycznego (lub mineralogicznego), gęstości i wilgotności gleby, można na drodze obliczeń, za pomocą statystyczno-fizycznego modelu, wyznaczać przewodnictwo cieplne gleb z zadawalającą dokładnością, bez konieczności ich mierzenia i dodatkowych kalibracji modelu dla poszczególnych gleb.

MATERIAŁ I METODY

Problem wyznaczania współczynnika przewodnictwa cieplnego w materiałach granulowanych jest matematycznie analogiczny do problemu wyznaczania przewodnictwa elektrycznego lub stałej dielektrycznej w tymże materiale [3]. Współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby w badanej warstwie jako funkcja wilgotności i gęstości gleby może być wyznaczony z modelu de Vriesa [3]. W modelu tym zakłada się, że gleba jest ośrodkiem ciągłym (woda z rozpuszczonymi cząstkami stałymi i powietrzem lub powietrze z rozpuszczonymi cząstkami stałymi i wodą) o zawartości x_o i współczynniku przewodnictwa cieplnego λ_o, w którym rozproszone są różne cząstki stałe o zawartości $\sum_{i=1}^{N} x_i = 1 - x_o$ i współczynnikach przewodnictwa cieplnego λ_i oraz że cząsteczki stałe nie oddziaływają wzajemnie na siebie.

Współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby mineralnej obliczany jest ze wzoru [3]:

$$\lambda = \frac{x_o\lambda_o + \sum_{i=1}^{N} k_i x_i \lambda_i}{x_o + \sum_{i=1}^{N} k_i x_i} \tag{1}$$

gdzie: N jest liczbą typów cząstek (kwarc i inne minerały oraz materia organiczna), k_i jest stosunkiem średniego gradientu temperatury wewnątrz cząstki do średniego gradientu temperatury w ośrodku, w którym znajduje się cząstka, x_i jest zawartością każdego składnika, λ_i jest współczynnikiem przewodnictwa cieplnego. Wartość k_i obliczana jest ze wzoru [3]:

$$k_i = \frac{1}{3}\sum_{j=a,b,c}\left[1+\left(\frac{\lambda_i}{\lambda_o}-1\right)g_{i,j}\right]^{-1} \tag{2}$$

gdzie: a, b, c są półosiami elipsoida, g_{ij} jest współczynnikiem zależnym od kształtu cząsteczki przy czym $\sum_j g_{i,j} = 1$.

Wartości współczynnika g_i dla cząstek stałych gleby de Vries oszacował na podstawie eksperymentu i wynosiły: $g_a = g_b = 0{,}144$, a $g_c = (1 - 2\,g_a) = 0{,}712$.

Współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby mineralnej obliczany jest na podstawie wzoru (1).

W stanie absolutnie suchym, ośrodek ciągły stanowi powietrze o $\lambda_o = 0{,}025$ ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$), przy czym otrzymaną wartość ze wzoru o (1) należy pomnożyć przez wartość 1,25 (współczynnik korekcyjny). W stanie nasycenia wodą, ośrodek ciągły stanowi woda, przy czym $\lambda_o = 0{,}57$ ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$). Dla stanów pośrednich leżących w przedziale między stanem gleby absolutnie suchej a nasyconej wodą de Vries wprowadza następujące założenia:

- traktuje powietrze wypełniające pory glebowe jako cząstki wilgotnego powietrza rozproszone w ośrodku wodnym,
- przyjmuje, że współczynnik przewodnictwa cieplnego wilgotnego powie-trza jest równy 0,238 ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$),
- zakłada, że wartość współczynnika g_a dla powietrza znajdującego się w porach glebowych zmienia się liniowo pomiędzy 0,333 dla wilgotności bliskiej nasyceniu i 0,035 dla niskich wartości wilgotności, w związku z tym [3]:

$$g_a = g_b = 0{,}333 - \frac{x_p}{x_w}(0{,}333 - 0{,}035) \tag{3}$$

gdzie: x_p jest objętością porów wypełnionych powietrzem, a x_w jest wilgotnością objętościową w stanie nasycenia gleby wodą.

Wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby (przewodności) – λ ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$) obliczano również stosując model statystyczno-fizyczny opisany równaniami [16, 18]:

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

gdzie: u – liczba połączeń równoległych cząstek gleby traktowanych jako oporniki cieplne, L jest liczbą wszystkich możliwych kombinacji ułożenia cząstek, x_1, x_2 ,..., x_k – liczba cząstek poszczególnych składników ośrodka o przewodnictwie cieplnym λ_1, λ_2 ,..., λ_k(T – temperatura) i promieniach cząsteczek r_1, r_2 ,..., r_k, przy czym: $\sum_{i=1}^{k} x_{ij} = u$, $j=1,2,...,L$, $P(x_{ij})$ – prawdopodobieństwo zaistnienia danej konfiguracji cząstek. Spełniony musi być też warunek: $\sum_{j=1}^{L} P(X = x_j) = 1$.

$$P(x_{1j},...,x_{kj}) = \frac{u!}{x_{1j}!...x_{kj}!} f_1^{x_{1j}} ... f_k^{x_{kj}} \tag{5}$$

$P(x_{ij})$ – podaje prawdopodobieństwo tego, że w u niezależnych próbach uzyskamy dokładnie x_{ij} wyników typu j, jeśli prawdopodobieństwo wyniku i w pojedynczej próbie wynosi f_i , $i = 1, 2, ..., k$, ! – silnia. W tym przypadku $f_1, f_2, ..., f_k$ ($m^3 \cdot m^{-3}$), 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.

Dotychczasowe badania wykazały, że do obliczeń przewodnictwa cieplnego gleby można używać przewodnictwa cieplne głównych jej składników [16,17]. Wyróżniono pięć głównych składników gleby: kwarc, inne minerały, materia organiczna, woda i powietrze. Wartości przewodnictwa cieplnego i ich zależności od temperatury zestawiono w tabeli 1.

Tabela 1. Wartości i wyrażenia używane przy obliczaniu przewodnictwa cieplnego gleby, (T – temperatura w °C)
Table 1. Values and expressions for the parameters used for the calculation of soil thermal conductivity (T in °C)

Źródło [a]	Parametry [b]	Wyrażenie, wartość [b]
	λ_q, W·m^{-1}·K^{-1}	9,103 – 0,028 T
2	λ_{mi}, 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

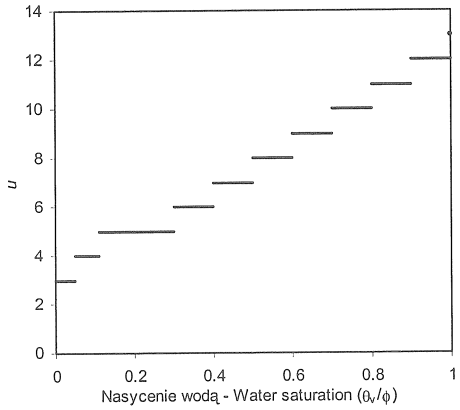
[a] 1. [6]; 2. [3], [b] przewodnictwo cieplne: kwarcu, λ_q, innych minerałów, λ_{mi}, materii organicznej, λ_o, wody lub roztworu, λ_w, powietrza, λ_a.

Parametry modelu zostały określone wcześniej na bazie empirycznych danych [16,17]. Stopnie swobody u charakteryzujące liczbę połączeń równoległych oporników cieplnych w funkcji nasycenia gleby wodą θ_v/ϕ przedstawiono na (rys. 1), gdzie θ_v (m^3·m^{-3}) – wilgotność gleby, ϕ (m^3·m^{-3}) – porowatość.

Ekwiwalentny promień kul r_k(m) dla wszystkich składników gleby określano ze wzoru [16]:

$$r_k = 0{,}036 f_o + 0{,}044 \tag{6}$$

gdzie: f_o(m^3·m^{-3}) – oznacza zawartość materii organicznej w jednostce objętości. Promień ten wzrastał wraz ze wzrostem zawartości materii organicznej w glebie, maksymalnie do wartości 0,08.



Rys. 1. Liczba równoległych połączeń oporników cieplnych „u" w funkcji nasycenia gleby wodą
Fig. 1. Number of parallel connections „u" as a function of soil water saturation (θ_v/ϕ)

Skokowe przejście wartości u w funkcji nasycenia gleby wodą, θ_v/ϕ powoduje też skokowy wzrost obliczanych wartości przewodnictwa cieplnego gleby, przez co wzrasta błąd oszacowania przewodnictwa. Chcąc uniknąć takiego przejścia i zmniejszyć ten błąd zaproponowano procedurę, która pozwala wyznaczać przewodnictwo cieplne w danym zakresie dowolnego przedziału nasycenia gleby poprzez liniową interpolację przewodnictwa w tym przedziale.

Procedura polegała na tym, że wyznaczano przewodnictwo cieplne ośrodka z ogólnego wzoru na przewodnictwo cieplne (4) dla dwóch kolejnych wartości u i u+1 (rys. 1) 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:

$$\lambda=\lambda(u)+\frac{\theta_v-\theta_v(u)}{\theta_v(u+1)-\theta_v(u)}(\lambda(u+1)-\lambda(u)). \tag{7}$$

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

$$\sigma_b=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(f_{mi}-f_{ci})^2}{k}}, \tag{8}$$

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:

$$\eta_b=\max_{i=1,2,\cdots,n}\left\{\left|\frac{f_{mi}-f_{ci}}{f_{mi}}\right|\cdot 100\%\right\}. \tag{9}$$

Wyznaczono również równania regresji liniowej przewodnictwa cieplnego gleby oraz współczynniki determinacji R^2.

DANE POMIAROWE

Podstawowe dane pomiarowe kilku gleb, użyte do obliczeń przewodnictwa cieplnego za pomocą statystyczno-fizycznego modelu przewodnictwa, pochodziły z pracy Ochsena i in. [12]. Z tej samej pracy pochodziły dane przewodnictwa cieplnego gleb, które użyto do porównań z danymi otrzymanymi z modelu statystyczno-fizycznego. Przewodnictwo cieplne gleb było mierzone za pomocą termo-reflekto-metrycznej sondy pomiarowej, było ono również wyliczone z modelu

de Vriesa [3, 12]. Przy wyliczaniu przewodnictwa cieplnego gleb z modelu de Vriesa używano wartości przewodnictwa cieplnego fazy stałej dla hipotetycznych gleb. Wartości te ustalono na drodze doboru i dopasowania ich do empirycznych danych. Było one różne dla poszczególnych gleb i zawierały się w przedziale wartości od 3,06 do 3,72 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$. Techniczne szczegóły przygotowania próbek gleby do pomia-rów, działania termo-reflektometrycznej sondy pomiarowej oraz warunków prowadzenia pomiarów można znaleźć w pracach [2,11,12,14]. Dane o składzie granulometrycznym gleb, zawartości materii organicznej i ich gęstości fazy stałej zestawiono w tabeli 2 [12]. Przyjęto, że frakcja piasku zawiera głównie kwarc, natomiast inne minerały w zdecydowanej większości zawarte były we frakcji pyłu i iłu. Ze składu granulometrycznego gleb i poszczególnych ich gęstości fazy stałej wyliczono zawartości kwarcu, innych minerałów i materii organicznej w jednostce objętości (tab. 2). W tabeli podano również gęstości fazy stałej, kwarcu, materii organicznej oraz wyliczone gęstości fazy stałej pozostałych minerałów. Gęstości faz stałych innych minerałów wchodzących w skład danej gleby były nieznacznie większe od gęstości faz stałych gleb, maksymalnie o 0,07 $Mg \cdot m^{-3}$ i zawierały się w przedziale od 2,62 do 2,78 $Mg \cdot m^{-3}$. Glina piaszczysta zawierała najwięcej kwarcu – 0,628 $m^3 \cdot m^{-3}$, najmniej kwarcu zawierała glina pylasto-ilasta – 0,122 $m^3 \cdot m^{-3}$. Otrzymane wyniki użyto do wyznaczenia przewodnictwa cieplnego gleb za pomocą statystyczno-fizycznego modelu.

Tabela 2. Podstawowe dane fizyczne gleb użyte do obliczeń jej przewodności cieplnej
Table 2. Soil physical data used for the calculation of soil thermal conductivity

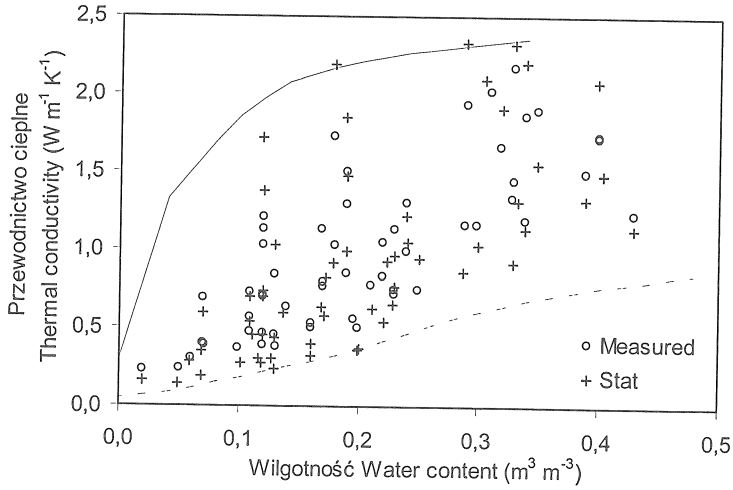
Gleba Soil*	Piasek Sand*	Pył Silt*	Ił Clay*	MO*	ρ_s*	ρ_q[1]	ρ_o[1]	ρ_m	V_q/V_s	V_m/V_s	V_o/V_s
	%			%	Mg·m^{-3}				m^3·m^{-3}		
Glina piaszczysta Sandy loam	66	23	11	2,3	2,58	2,65	1,3	2,62	0,628	0,327	0,046
Glina ilasta Clay loam	37	35	28	2,3	2,60			2,67	0,355	0,599	0,046
Glina pylasta Silty loam	23	64	13	0,9	2,70			2,75	0,232	0,749	0,019
Glina pylasto-ilasta Silty clay loam	12	56	32	1,1	2,73			2,78	0,122	0,855	0,023

* – dane z pracy Ochsena i in. [12].[1] [3]. MO – materia organiczna (organic matter), ρ_s – gęstość fazy stałej, ρ_q – gęstość kwarcu, ρ_o – gęstość materii organicznej, ρ_m – gęstość innych minerałów, V_q/V_s – objętościowa zawartość kwarcu w fazie stałej, V_m/V_s – objętościowa zawartość innych minerałów w fazie stałej, V_o/V_s – objętościowa zawartość materii organicznej w fazie stałej.

WYNIKI

Przeprowadzono porównanie wyników przewodnictwa cieplnego dla czterech gleb otrzymanych z modelu statystyczno-fizycznego, modelu de Vriesa i zmierzonych za pomocą termo-reflektometrycznej sondy pomiarowej.

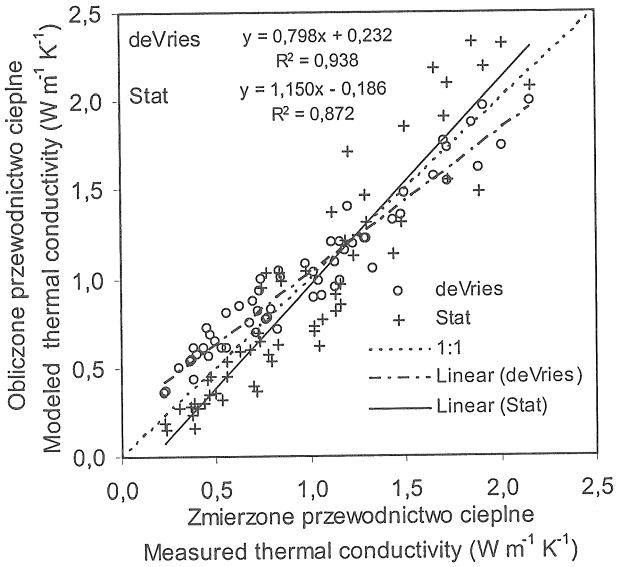
Na rysunku 2 pokazano przewodnictwo cieplne gleby w zależności od jej wilgotności dla różnych stanów zagęszczenia gleby. Linią ciągłą i przerywaną zaznaczono przewodnictwo cieplne z maksymalną i minimalną gęstością gleby, jaką zaobserwowano podczas badań, przy czym, gleba z maksymalną gęstością zawierała najwięcej kwarcu, gleba z minimalną gęstością zawierała najmniej kwarcu. Już wstępna analiza przebiegów wskazuje, że oprócz dużego wpływu wilgotności gleby na jej przewodnictwo cieplne, znaczący wpływ miała również gęstość gleby i zawartość kwarcu. Wzrost gęstości gleby powodował zwiększenie liczby kontaktów między cząsteczkami gleby tym samym powodował wzrost przepływu ciepła na drodze przewodnictwa. Zmniejszenie gęstości gleby wpływało na zwiększenie ilości powietrza w glebie, co z kolei ujawniało się zmniejszeniem przepływu ciepła na drodze przewodnictwa. Wartość współczynnika przewodnictwa powietrza, jest około 24-krotnie mniejszy niż wody i również wielokrotnie mniejszy od pozostałych składników gleby, stąd wynika to znaczące zmniejszenie przepływu ciepła w glebie.



Rys. 2. Przewodnictwo cieplne gleby w funkcji jej wilgotności (z maksymalną – 1,7 Mg·m^{-3}, linia ciągła i minimalną – 0,86 Mg·m^{-3}, linia przerywana, gęstością gleby). o – dane z pracy [12]

Fig. 2. Soil thermal conductivity as a function of water content (with maximal – 1.7 Mg m^{-3}, solid line and minimal – 0.86 Mg m^{-3}, doted line, bulk density). o – date from paper [12]

Przewodnictwo cieplne obliczone za pomocą statystyczno-fizycznego modelu było nieznacznie mniejsze od zmierzonego przy niższych wilgotnościach gleby i znacząco większe przy wyższych wilgotności (rys. 3). Odwrotną sytuację obserwowano przy porównaniu wyników otrzymanych z modelu de Vriesa i pomiarów. Nieco lepszą zgodność danych modelowanych i zmierzonych określaną za pomocą średniego błędu kwadratowego (σ_b) otrzymano z modelu de Vriesa. Był on o 0,089 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ mniejszy niż błąd otrzymany z modelu statystyczno-fizycznego. Natomiast w przypadku maksymalnego błędu względnego (η_b) był on o 4,2% większy w modelu de Vriesa niż błąd otrzymany z modelu statystyczno-fizycznego. Podobnie kształtowały się parametry równań regresji liniowej (tab. 3, rys. 3). Współczynniki kierunkowe prostych wyznaczonych dla danych otrzymanych z modelu statystyczno-fizycznego były bliższe jedności niż współczynniki wyznaczone dla danych otrzymanych z modelu de Vriesa. Wyraz wolny w równaniu liniowym był bliższy zeru dla danych otrzymanych z modelu statystyczno-fizycznego. Jednak, nieco wyższe współczynniki determinacji R^2 otrzymano dla modelu de Vriesa. Był on maksymalnie o 0,066 większy w modelu de Vriesa ($R^2 = 0,938$) niż w modelu statystyczno-fizycznym ($R^2 = 0,872$).



Rys. 3. Porównanie przewodnictwa cieplnego obliczonego ze zmierzonym oraz parametry równania regresji liniowej

Fig. 3. Comparison of the calculated an measured soil thermal conductivity and linear regression parameters

Tabela 3. Statystyka porównań wartości przewodnictwa cieplnego obliczonych z modeli ze zmierzonymi
Table 3. Statistical summary of the comparison between the measured and calculated soil thermal conductivity

Model	$\lambda_c = a\lambda_m$	R^2	$\lambda_c = a\lambda_m + \lambda_i$	R^2	σ_b (W·m^{-1}·K^{-1})	η_b (%)
DeVries	0,9871 λ_m	0,871	0,798 λ_m + 0,232	0,938	0,149	62,5
Stat	0,9987 λ_m	0,853	1,150 λ_m - 0,186	0,872	0,238	58,3

λ_c – przewodnictwo cieplne obliczone, λ_m – przewodnictwo cieplne zmierzone, a i λ_i – stałe, R^2 – współczynnik determinacji, σ_b (W m^{-1} K^{-1}) – średni błąd kwadratowy, η_b(%) – maksymalny błąd względny.

PODSUMOWANIE

W pracy przedstawiono porównanie przewodnictwa cieplnego gleby otrzymanego z modelu statystycznego, modelu de Vriesa i zmierzonego przy użyciu termo-reflektometrycznej sondy pomiarowej.

Model de Vriesa przeszacowywał przewodnictwo cieplne dla małych wilgotności gleby, natomiast model statystyczno-fizyczny niedoszacowywał. Odwrotną sytuację obserwowano dla dużych wilgotności gleby.

Wykazano, że na podstawie podstawowych cech fizycznych gleby, tj. składu granulometrycznego (lub mineralogicznego), zawartości materii organicznej, gęstości i wilgotności gleby za pomocą statystyczno-fizycznego modelu, można wyznaczać przewodnictwo cieplne gleb z zadawalającą dokładnością, bez konieczności ich mierzenia i dodatkowych kalibracji modelu dla poszczególnych gleb.

PIŚMIENNICTWO

1. **Bachmann J., Horton R., Ren T., Van der Ploge R.R.:** Comparison of the thermal properties of four wettable and four water-repellent soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 65, 1675-1679, 2001.
2. **Bristow K.L., Kluitenberg G.J., Horton R.:** Measurement of soil thermal properties with a dual-probe heat-pulse technique. Soil Sci. Soc. Am. J., 58, 1288-1294, 1994.
3. **de Vries D.A.:** Thermal properties of soils. In W.R. van Wijk (ed.) Physics of plant environment. North-Holland, Amsterdam, 210-235, 1963.
4. **Hopmans J.W., Dane J.H.:** Thermal conductivity of two porous media as a function of water content, temperature and density. Soil Sci., 142 (4), 187-195, 1986.
5. **Kersten M.S.:** Thermal properties of soils. Bull. 28. University of Minnesota. Inst. Technology, Enginering Experiment Station, 52, 21, 1949.
6. **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.
7. **Kędziora A.:** Podstawy agrometeorologii. PWRiL, Poznań, 1995.

8. **Kossowski J.:** Thermal properties of soil in Felin. Report MR II.08.02.8, Institute of Agrophysics, PAS, Lublin, 1977.
9. **Noborio K., McInnes K.J.:** Thermal conductivity of salt-affected soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 57, 329–334, 1993.
10. **Noborio K., McInnes K.J., Heilman J.L.:** Measurements of soil water content, heat capacity, and thermal conductivity with a single TDR probe. Soil Sci., 161, 22-28, 1996.
11. **Ochsner T.E., Horton R., Ren T.:** Simultaneous water content, air-filled porosity, and bulk density measurements with thermo-time domain reflectometry. Soil Sci. Soc. Am. J., 65, 1618-1622, 2001.
12. **Ochsner T.E., Horton R., Ren T.:** A new perspective on soil thermal properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 65, 1641-1647, 2001.
13. **Olejnik J.:** Modelowe badania struktury bilansu cieplnego i wodnego zlewni w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu Rozprawy Naukowe, 268, 125, 1996.
14. **Ren T., Noborio K., Horton R.:** Measuring soil water content, electrical conductivity and thermal properties with a thermo-tine domain reflectometry probe. Soil Sci. Soc. Am. J., 63, 450-457, 1999.
15. **Sikora E.:** Zależność właściwości cieplnych zagregowanych próbek glebowych od wielkości agregatów i uwilgotnienia. Praca doktorska, AR Lublin, 1983.
16. **Usowicz B.:** Statistical-physical model of thermal conductivity in soil. Polish J. Soil Sci., XXV/1, 27-34, 1992.
17. **Usowicz B.:** Evaluation of methods for soil thermal conductivity calculations. Int. Agrophysics, 9(2), 109-113, 1995.
18. **Usowicz B.:** Soil thermal properties software package 2.0. Copyright: Institute of Agrophysics, PAS, Lublin, 1998.
19. **Usowicz B.:** Statystyczno-fizyczne modele przepływu masy i energii w ośrodku porowatym. Acta Agrophysica, 29, 2000.
20. **Walczak R., Usowicz B.:** Variability of moisture, temperature and thermal properties in bare soil and in crop field. Int. Agrophysics, 8, 161-169, 1994.

COMPARISON OF SOIL THERMAL CONDUCTIVITY OBTAINED BY TWO MODELS AND MEASURED BY A THERMO-TIME DOMAIN REFLECTOMETRY PROBE

Bogusław Usowicz

Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences, ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin
e-mail: Usowicz@demeter.ipan.lublin.pl

Abstract. This paper presents an evaluation of methods for the calculation of soil thermal conductivity on the basis of comparison of the thermal conductivity measured by a Thermo-TDR probe and calculated from the statistical-physical model and de Vries' model. The comparisons of soil thermal conductivity values obtained from the models showed a fairly good agreement with the values measured.

Keywords: thermal conductivity, statistical-physical model, de Vries' model, Thermo-Time Domain Reflectometry Probe